ISBN: 978-85-88692-17-6

ANAIS DO 17° SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ | NÚCLEO NORTE

17º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

GEOTECNOLOGIAS E SUSTENTABILIDADE: A GEOLOGIA NA AMAZÔNIA ATUAL

ANAIS

Santarém - PA, 23 a 25 de outubro de 2023

Realização

NÚCLEO NORTE

UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ

Realização e Promoção

NÚCLEO NORTE

UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ

Patrocínio

VALE

PETROBRAS

GOVERNO FEDERAL BRASIL UNIÃO E RECONSTRUÇÃO

BRAZAURO Recursos Minerais S/A

MINING VENTURES

Projel Engenharia Especializada

Apoio

FUNDAÇÃO AMAZÔNIA DE AMPARO A ESTUDOS E PESQUISAS

GOVERNO DO PARÁ

NOVA AQUA

LABGEO

SGB SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

Anais

17º Simpósio de Geologia da Amazônia

GEOTECNOLOGIAS E SUSTENTABILIDADE: A GEOLOGIA NA AMAZÔNIA ATUAL

Santarém-PA, 23 a 25 de outubro de 2023

ORGANIZADORES

FELIPE HOLANDA DOS SANTOS
ANA CLARA BRAGA DE SOUZA
RICK SOUZA DE OLIVEIRA
GEIZE CAROLINNE CORREIA ANDRADE OLIVEIRA

Santarém - Pará - Brasil
2023

Editado por

Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte (SBG-NO)
Av. Augusto Correa No 1, Campus do Guamá, Museu de Geociências
Universidade Federal do Pará, CEP: 66075-110 Belém-PA.
Site: **http://www.sbgeo.org.br** / E-mail: **nucleo-no@sbgeo.org.br**

Foto da Capa

Foto aérea da Ilha do Amor, Lago Verde e Morro da Piraoca por Cristiano Santa Cruz (@cristianosantacruz). Por corresponder a uma barra fluvial próximo à confluência entre os rios Tapajós e Amazonas, o balneário de Alter do Chão acompanha a dinâmica fluvial e se transforma, a cada dia, em um dos cenários geológicos mais belos da Amazônia. Não à toa, o distrito de Alter do Chão, conhecido como "Caribe Brasileiro", foi escolhido pelo jornal inglês The Guardian como uma das praias mais bonitas do Brasil e a praia de água doce mais bonita do mundo.

Revisão

Rick Souza de Oliveira
Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira
Felipe Holanda dos Santos
Ana Clara Braga de Souza
César Lisboa Chaves

Capa

Rick Souza de Oliveira

Editoração

Osimar R. Araújo (Osiart)
osiarte@gmail.com

Ficha Catalográfica

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Anais do 17º Simpósio de Geologia da Amazônia / Organizadores Felipe Holanda dos Santos, Ana Clara Braga de Souza, Rick Souza de Oliveira, Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2023, Anais 17; 988p; il.

Anais do 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Santarém-PA, no período de 23 a 25 de outubro de 2023.

ISBN: 978-85-88692-17-6

1. Geociências, Geologia – Amazônia, I. Santos, F.H. dos, Souza, A.C.B. de., Oliveira, R.S. de., Oliveira, G.C.C.A. CDD: 558.11
CDU: 551 (811)

Sociedade Brasileira de Geologia

Diretorias

NÚCLEO NORTE

Diretor Presidente:
César Lisboa Chaves (SGB/CPRM-BE)
Diretor Vice-Presidente:
Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros (SGB/CPRM-BE)
Diretor Secretário:
Raphael Neto Araújo (SGB/CPRM-BE)
Diretora Financeira:
Cintia Maria Gaia da Silva (SGB/CPRM-BE)
Diretor de Programação Técnico-Científica:
João Marinho Milhomem Neto (UFPA)
Diretor de Comunicação e Publicações:
Luisa Dias Barros (UFPA/PPGG)
Diretor Adjunto do Amazonas:
Antonio Charles da Silva Oliveira (SGB/CPRM-MA)
Diretora Adjunta do Maranhão:
Ediléa Dutra Pereira (UFMA)
Diretor Adjunto de Roraima:
Fabio Luiz Wankler (UFRR)

NACIONAL

Diretora Presidenta:
Simone Cerqueira Pereira Cruz (UFBA)
Diretora Vice-Presidenta:
Elisa Soares Rocha Barbosa (UFG)
Diretor 1° Secretário:
Murilo Brandão De Medeiros (SHELL)
Diretora 2ª Secretária:
Aline Meiguins (UFPA)
Diretor Financeiro:
Iata Anderson De Souza (UNESP)
Diretora De Comunicação e Publicações:
Nely Palermo (UERJ)
Diretora De Programação Técnico-Científica:
Sheila Gatinho Teixeira (SGB/CPRM)
Diretor Adjunto:
João Marinho De Morais Neto (PETROBRAS)

Comissão Organizadora do Simpósio

Presidente
Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira - UFOPA
Vice-Presidente
Rick Souza de Oliveira - UFOPA
Divulgação e Marketing
Rick Souza de Oliveira - UFOPA
Eduardo Fernandes da Silva Pinto - UFOPA
Bruno Conty Serrão dos Santos - UFOPA
Estudantil
Fernanda Souza do Nascimento - UFOPA
Excursão
Rick Souza de Oliveira - UFOPA
Antônio Alessandro de Jesus Braga - UFOPA
Financeira
Érica da Solidade Cabral - UFOPA
Antônio Alessandro de Jesus Braga - UFOPA
Caio Augusto Ferrari Libaneo
Cintia Maria Gaia da Silva - CPRM/SBG-NO
Jean Mesquita Machado - UFPA
Renata de Sena Santos - UFOPA
Williamy Queiroz Felix
Luana Camile Silva Silva
Logística
Rick Souza de Oliveira - UFOPA
Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira - UFOPA
Antônio Alessandro de Jesus Braga - UFOPA
Técnico-científica
Felipe Holanda dos Santos - UFC
Ana Clara Braga de Souza - UFMA
Cintia Rocha Trindade - UFOPA
Secretaria de equidade de gênero, acessibilidade e acolhimento
Rick Souza de Oliveira - UFOPA
Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira - UFOPA
Josivane da Silva Castro – UFOPA

Comitê Científico

Ana Clara Braga de Souza (UFMA)
André Massanobu Ueno Kunifoshita (UNICAMP)
Antônio Alessandro de Jesus Braga (UFOPA)
Bruno Conty Serrão dos Santos (UFOPA)
Cândido Augusto Veloso Moura (UFPA)
Carolina Penteado N. Moreto (UNICAMP)
Cíntia Rocha da Trindade (UFOPA)
Davis Carvalho de Oliveira (UFPA)
Fabrício de Andrade Caxito (UFMG)
Felipe Holanda dos Santos (UFC)
Felipe Mattos Tavares (SGB-CPRM)
Jean Michel Lafon (UFPA)
Jean Ricardo Mesquita Machado (UFPA)
João Marinho Milhomem Neto (UFPA)
Jorge J. Picanço de Figueiredo (UFRJ)
Lúcia Travassos da Rosa Costa (SGB-CPRM)
Luciano Ribeiro da Silva (UFPA)
Marcelo Lacerda Vasquez (SGB-CPRM)
Maria José Mesquita (UNICAMP)
Moacir José Buenano Macambira (UFPA)
Naziano Pantoja Filizola Junior (UFAM)
Poliana Iara de Freitas Toledo (UFRN)
Robert de Lima Muniz (UNICAMP)
Roberto Perez Xavier (ADIMB)

Mensagem aos participantes do 17º Simpósio de Geologia da Amazônia

É com satisfação que a Comissão Organizadora do 17º Simpósio de Geologia da Amazônia entrega à comunidade das Geociências e à sociedade o presente volume, que contêm os resumos expandidos de 171 trabalhos técnico-científicos, distribuídos em 8 sessões temáticas. Realizado pela primeira vez na cidade de Santarém- PA, com promoção pela Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte e organização pela Universidade Federal do Oeste do Pará, esta edição do simpósio traz o tema "Geotecnologias e Sustentabilidade: A Geologia na Amazônia Atual", que visa fomentar o debate acerca da disponibilidade de recursos, acesso à tecnologia, condições locais e políticas públicas que determinarão o ritmo em que a economia sustentável facilitada pelo avanço tecnológico se desenvolverá na região amazônica.

Os riscos ambientais impostos pelas mudanças climáticas criam uma necessidade urgente de acelerar a transição energética. Preocupações globais se materializam por meio de investimentos massivos e são debatidas nas Conferências do Clima das Nações Unidas e no Acordo de Paris, que buscam limitar o aquecimento global a 1,5°C acima das temperaturas pré-industriais. O Brasil, como um país megabiodiverso e, especialmente, a Amazônia, tem um papel fundamental na conservação da biodiversidade e na utilização sustentável de seus recursos. É necessário pensar de forma multidisciplinar e compreender a relação entre desenvolvimento socioeconômico e a preservação ambiental.

Neste contexto, uma nova abordagem das Geociências na exploração desses recursos naturais é indispensável para o futuro sustentável da sociedade. O rápido avanço tecnológico tem gerado novas possibilidades, por exemplo, drones, processamento de imagens e novos sensores, modelamentos geológicos, machine learning e equipamentos analíticos com precisão e versatilidade cada vez maiores, tanto no reaproveitamento de recursos, quanto no monitoramento de áreas de risco e na engenharia de perfuração e avaliação de formações, vêm trazendo profundas mudanças no perfil de atuação dos profissionais das Geociências. Os geocientistas de hoje não olham mais para o subsolo exclusivamente como um local para extrair recursos convencionais, mas como uma fonte de recursos sustentáveis e com o menor impacto ambiental possível. Desta forma, a 17ª edição do Simpósio de Geologia da Amazônia busca contribuir para o compartilhamento de ideias, melhores práticas e lições aprendidas para ajudar a região a enfrentar os desafios associados ao desenvolvimento de uma economia sustentável frente às novas tecnologias e dentro de uma visão globalizada.

A Comissão Organizadora e o Núcleo Norte da Sociedade Brasileira de Geologia agradecem a todas as pessoas que participaram do 17º Simpósio de Geologia da Amazônia e as instituições, fundações e empresas que contribuíram com o apoio financeiro para tornar esse evento uma realidade.

Santarém, 20 de setembro de 2023.

Comissão Organizadora do 17º Simpósio de Geologia da Amazônia

Diretoria da Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte

Sumário

ST1 - SEDIMENTOLOGIA, PALEONTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA

ANÁLISES E DIMENTAR DO ATERRO HIDRÁULICO DA PRAIA DA PONTA NEGRA (MANAUS-AM): CONSTATAÇÃO DE MECANISMOS DESENCADEADORES DE PROCESSOS EROSIVOS 19

UNIDADES SEDIMENTARES PALEOZOICAS AFLORANTES NOS RIOS URUBU, UATUMÃ E JATAPU, BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS 25

THE AMANAUS CRUISE (5-25 July 2023) IN THE CENTRAL- EASTERN AMAZONIA TO BETTER UNDERSTAND SOURCE 2 SINK SEDIMENT TRANSFER 29

POSSIBLE RECORD OF NEOARCHEAN (2.7 Ga) STROMATOLITES IN THE CARAJÁS PROVINCE, BRAZIL 37

ANÁLISE DIAGENÉTICA DAS ROCHAS SILICICLÁSTICAS DA FORMAÇÃO RAIZAMA: UMA COMPARAÇÃO ENTRE OS PROCESSOS DE DOLOMITIZAÇÃO E SILICIFICAÇÃO 42

MICROBIALITOS DA FORMAÇÃO NOBRES (EDIACARANO) SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO 47

ICNOFÓSSEIS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, BACIA DO AMAZONAS, SITUADO NA REGIÃO DE SANTARÉM-PA 52

A FORMAÇÃO GOROTIRE NA REGIÃO DA SERRA DOS CARAJÁS, SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ: DISCUSSÃO SOBRE O PALEOAMBIENTE E IDADE 57

GÊNESE DA POROSIDADE NAS ROCHAS CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO PIRABAS 62

ORIGEM E AVALIAÇÃO DA POROSIDADE DE DOLOMITOS DA FORMAÇÃO MIRASSOL D'OESTE (EDIACARANO) SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO 67

MÚLTIPLOS ESTÁGIOS DE DOLOMITIZAÇÃO: PETROGRAFIA E PARAGÊNESE DOS DOLOMITOS DA FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO, EDIACARANO DO SUL DO CRÁTON 73

ORIGEM DAS BRECHAS CIMENTADAS DA FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO, EDIACARANO DA BACIA ARARAS-ALTO PARAGUAI, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO 79

EVIDÊNCIAS PETROGRAFICAS E GEOQUÍMICAS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS (δ13C E δ18O) PARA A EVOLUÇÃO HIDROTERMAL DOS DEPÓSITOS DOLOMÍTICOS (EDIACARANO) DA BACIA ARARAS-ALTO PARAGUAI, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO 85

FÁCIES SEDIMENTARES DOS DEPÓSITOS ALÚVIOS-FLUVIAIS DO MEMBRO PAIVA (FORMAÇÃO ARAI) NA SERRA DO TEPEQUÉM (RR), PALEOPROTEROZOICO DO

Sumário

ESCUDO DAS GUIANAS 91

CATODOLUMINESCÊNCIA POLICROMÁTICA EM CIMENTOS CARBONÁTICOS DA FORMAÇÃO ITAITUBA, REGIÃO DE URUARÁ-PA 97

THE FIRST OCCURRENCE OF THE GENUS SCHELLWIENELA (BRACHIOPODA: ORTHOTETIDA) AT THE MANACAPURU FORMATION (LOCHKOVIAN, EARLY DEVONIAN), AMAZONAS BASIN, BRAZIL 103

PROVENIÊNCIA DO SISTEMA FLUVIO-LACUSTRE DA FORMAÇÃO DIAMANTINO: DESVENDANDO A ASSINATURA LÍTICA OROGENICA PÓS- ORDOVICIANA NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO 109

IMPACTO DAS INTERAÇÕES DOS FLUIDOS PÓS-DEPOSICIONAIS NA EVOLUÇÃO DA CAPA CARBONÁTICA PUGA, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO 114

CIMENTAÇÃO PRECOCE DA CAPA DOLOMITICA MARINOANA (~635 MA) E SEU SIGNIFICADO PALEOCEANOGRÁFICO, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO 120

ANÁLISE MULTITEMPORAL DAS BARRAS ATUAIS DA PORÇÃO OESTE DO ARQUIPÉLAGO FLUVIAL DE MARIUÁ, MÉDIO RIO NEGRO, AMAZÔNIA OCIDENTAL 126

REINTERPRETAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DO BLOCO SEDIMENTAR PACARAIMA NA SERRA DO TEPEQUÉM, SUL DO ESCUDO DAS GUIANAS 132

A IMPORTÂNCIA DA PALEONTOLOGIA NA EDUCAÇÃO BÁSICA E METODOLOGIAS INCLUSIVAS QUE FACILITAM O SEU APRENDIZADO 137

CATODOLUMINESCÊNCIA APLICADA AO ESTUDO DE MINERAIS PESADOS EM ROCHAS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO RAIZAMA, REGIÃO DE NOBRES, ESTADO DO MATO GROSSO, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO 142

ANÁLISE FACIOLÓGICA E ARQUITETURAL DA FORMAÇÃO UIRAMUTÃ (GRUPO SUAPI) OROSIRIANO (2050-1800 MA), IGARAPÉ PAIUÁ, RORAIMA.... 147

DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA EM TESTEMUNHO DE SONDAGEMN ABORDA NE DO DOMO DO SUCUNDURI, BACIA DO ALTO TAPAJÓS, SUDESTE DO AMAZONAS .. 152

CARACTERIZAÇÃO TAXONÔMICA DE CONCENTRAÇÕES FOSSILÍFERAS, FORMAÇÕES MANACAPURU E ALTER DO CHÃO, REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEREDO, ESTADO DO AMAZONAS..... 158

FILO BRACHIOPODA E ARTHROPODA REGISTRADO EM DEPÓSITOS DEVONIANOS DA FORMAÇÃO MAECURU, BACIA DO AMAZONAS..... 164

DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS ICNOFÓSSEIS SILURO- DEVONIANOS DAS BACIAS DO AMAZONAS E PARNAÍBA..... 170

DIVERSIDADE DEBRAQUIÓPODESDA FORMAÇÃO ITAITUBA,PENSILVANIANO DA PLATAFORMA NORTE DA BACIA SEDIMENTAR DOAMAZONAS..... 175

ST2 - GEOLOGIA MARINHA E GEOLOGIA DO PETRÓLEO

ANÁLISE DA EROSÃO COSTEIRA NO ARQUIPÉLAGO DO BAILIQUE, FOZ DO RIO AMAZONAS, AMAPÁ 182

Sumário

ANÁLISE DE SEDIMENTOS DA BACIA HIDROGRÁFICA PARÁ-MARANHÃO A PARTIR DE TESTEMUNHADOR PISTON CORER1 SEDIMENT ANALYSIS OF THE PARÁ-MARANHÃO WATERSHED USING A PISTON CORER TESTIMONIAL 188

PIRITIZAÇÃO EM TRAÇOS FÓSSEIS E RAÍZES DE MANGUEZAIS DE DEPÓSITOS MIOCÊNICOS DA FORMAÇÃO PIRABAS: ORIGEM E SIGNIFICADO 192

ST3 - MINERALOGIA, PETROLOGIA E PETROGÊNESE

SUÍTE GNÁISSICO-MIGMATÍTICA CARACOL: NOVOS DADOS ISOTÓPICOS (U-Pb-Hf-Nd-Sr) E IMPLICAÇÕES PARA O SIGNIFICADO TECTONO-METAMÓRFICO DO EMBASAMENTO MESOARQUEANO DO TERRENO SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS..... 199

SUÍTE SANUKITOIDE ÁGUA LIMPA: ORIGEM E SIGNIFICADO TECTÔNICO DE GRANITOIDES DE ALTO-Mg DO TERRENO SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS..... 205

GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP E LA-ICP-MS EM ZIRCÃO DE TTGs DO TERRENO SAPUCAIA: IMPLICAÇÕES PARA EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PROVÍNCIA CARAJÁS .. 211

SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES MESO A NEO ARQUEANAS DO OESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS (PA) 217

PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION OF THE COLÍDER GROUP IN UNIÃO DO NORTE, EAST OF THE ALTA FLORESTA MINERAL PROVINCE..... 223

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR DA SERRA ARQUEADA, REGIÃO DE TUCUMÃ, PROVÍNCIA CARAJÁS 228

SUÍTE GRANULÍTICA CHICRIM-CATETÉ: DA FORMAÇÃO DA CROSTA CONTINENTAL MAIS ANTIGA AO METAMORFISMO REGIONAL DE ALTO GRAU NA PROVÍNCIA CARAJÁS..... 234

GRANITOGENESE TIPO A DO NOROSTE DE RONDONIA: GEOQUIMICA E GEOCRONOLOGIA..... 240

QUÍMICA MINERAL EM BIOTITA POR MEV-EDS COMO INDICADOR METALOGENÉTICO PARA GRANITOS ESTANÍFEROS 245

AVANÇOS NA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA DO DOMINIO CARAJÁS REALIZADOS PELO SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (SGB-CPRM) 250

PETROGRAFIA DO MAGMATISMO NA BORDA SUL DA BACIA SEDIMEN-TAR DO AMAZONAS NOS MUNICÍPIOS DE RURÓPOLIS E PLACAS - PA..... 255

PRODUTOS E AVANÇOS NA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA (1:100.000) DA PROVÍNCIA MINERAL JURUENA-TELES PIRES, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, NORTE DO ESTADO DE MATO GROSSO 260

CARACTERIZAÇÃO MINERAL E GEOTERMOBAROMETRIA DA SUÍTE SANUKITOI DE ÁGUA LIMPA, PROVÍNCIA CARAJÁS (PA) 265

SPINIFEX TEXTURE IN THE MESOARCHEAN KOMATIITES OF THE SAPUCAIA GREENSTONE BELT, CARAJÁS PROVINCE, BRAZIL 271

MONZONITO MARCELÂNDIA: EVIDÊNCIAS DE UM MAGMATISMO MESOPROTEROZOICO NA PORÇÃO LESTE DA PROVÍNCIA MINERAL JURUENA-TELES PIRES..... 276

Sumário

SÍNTESE DO POTENCIAL MINERAL DA REGIÃO DE JUÍNA-MT, SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO..... 281

PETROGRAFIA DE GABROS E ROCHAS ULTRAMÁFICAS NA REGIÃO VOLTA GRANDE DO XINGU, DOMÍNIO BACAJÁ, PARÁ..... 286

CONTRIBUIÇÃO À EVOLUÇÃO CRUSTAL DE GRANITOS SIDERIANOS NO DOMÍNIO BACAJÁ, PARÁ 292

PETROGRAFIA DE ROCHAS GRANITO-GNÁISSICAS E MIGMATÍTICAS DOS COMPLEXOS ARUANÃ E BACAJAÍ, DOMÍNIO BACAJÁ, CRÁTON AMAZÔNICO .. 297

ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO DOMO MOGNO, PROVÍNCIA CARAJÁS: AFINIDADES PETROLÓGICAS E IMPLICAÇÕES PARA A TRANSIÇÃO DE UM ESTILO TECTÔNICO VERTICAL PARA HORIZONTAL..... 303

ASPECTOS GEOCRONOLÓGICOS DO DOMO MOGNO, PROVÍNCIA CARAJÁS: IMPLICAÇÕES PARA A DESCOBERTA DO FRAGMENTO CRUSTAL MAIS ANTIGO ATÉ ENTÃO REGISTRADO NO DOMÍNIO RIO MARIA 309

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS MÁFICAS DA ÁREA DE SERRA NORTE, PROVÍNCIA CARAJÁS, PA ... 315

CLASSIFICAÇÃO E NATUREZA DE GRANITOIDES MESOARQUEANOS: A REGIÃO DE TUCUMÃ, SUDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS 321

SUÍTE GRANODIORITO-GRANITO TUCUMÃ: PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS PRIMEIROS SANUKITOIDES ALTO-Ti DA PROVÍNCIA CARAJÁS..... 328

ISÓTOPOS DE Nd DOS GRANITOIDES MESOARQUEANOS DE OURILÂNDIA DO NORTE, TERRENO CANAÃ DOS CARAJÁS: IMPLICAÇÕES PARA EXTRAÇÃO E RETRABALHAMENTO CRUSTAL NA PROVÍNCIA CARAJÁS 334

SUÍTE SANUKITOIDE OURILÂNDIA, PROVÍNCIA CARAJÁS: IMPLICAÇÕES PARA AS INTERAÇÕES CROSTA-MANTO NO MESOARQUEANO E EVIDÊNCIAS PARA A RECICLAGEM DE CROSTA PALEOARQUEANA 340

SUÍTE SANUKITOIDE OURILÂNDIA, PROVÍNCIA CARAJÁS: CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO, DEFORMAÇÃO E IMPLICAÇÕES PARA OS MECANISMOS DE ASCENSÃO E COLOCAÇÃO DE MAGMAS DERIVADOS DO MANTO 346

SUÍTE GRANÍTICA CANAÃ DOS CARAJÁS: UM CINTURÃO GRANÍTICO E-W E SUAS IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PROVÍNCIA CARAJÁS.... 352

O GRANITO CRUZADÃO: REAVALIAÇÃO DOS SEUS DOMÍNIOS DE OCORRÊNCIA E IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO CRUSTAL MESOARQUEANA DA PROVÍNCIA CARAJÁS 358

CROMITITOS ESTRATIFORMES DO CORPO FAZENDA VALE VERDE (SUÍTE INTRUSIVA CATETÉ), PROVÍNCIA CARAJÁS, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO..... 364

PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DE ANFIBÓLIO DA FÁCIES CUMULÁTICA DO GRANITO CANAÃ, DOMÍNIO BACAJÁ 370

GRANODIORITO PANTANAL, GRANODIORITO NOVA CANADÁ E GRANITO VELHA CANADÁ: DADOS ISOTÓPICOS DE U-Pb-Hf-Nd-Sr E IMPLICAÇÕES PARA OS PROCESSOS DE CRESCIMENTO E RETRABALHAMENTO CRUSTAL DO TERRENO SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS..... 377

Sumário

ORIGEMENATUREZADOSGRANITOSPALEOPROTEROZOICOSMANDA SAIA E MARAJOARA DA PROVÍNCIA CARAJÁS 383

GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DE MIGMATITO DO COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE, CENTRO-LESTE DO AMAPÁ 388

SUPERSUÍTE PLUTÔNICA PLANALTO: UMA PROPOSTA ESTRATIGRÁFICA PARA O MAGMATISMO NEOARQUEANO SUBALCALINO DA PROVÍNCIA CARAJÁS..... 394

SUÍTE CHARNOQUÍTICA PIUM: UMA PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA PARA O MAGMATISMO CHARNOQUÍTICO DA PROVÍNCIA CARAJÁS 400

PETROGÊNESE E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO TTG DE OURILÂNDIA-TUCUMÃ (PA): IMPLICAÇÕES PARA UM MODELO DE GERAÇÃO DE CROSTA NA PROVÍNCIA CARAJÁS 406

ST4 - TECTÔNICA E EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DEFISSÃO EM APATITA NA REGIÃODO CINTURÃO ARAGUAIA 412

MICROESTRUTURAL DE ROCHAS DA PORÇÃO OESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ - PA..418

SISTEMA DE ZONAS DE CISALHAMENTO JAUAPERI E ITÃ- BARAUANA: EFEITOS DO ORÓGENO INTRACONTINENTAL K'MUDKU NA SLIP UATUMÃ..... 424

REVISÃO LITOESTRATIGRÁFICA COM IMPLICAÇÕES PARA COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICADAPROVÍNCIAMINERALDECARAJÁS, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO 434

DRIPS, WHIFFS AND BIFS: AN ARCHEAN BIOGEODYNAMICAL MODEL OF THE CARAJÁS PROVINCE, BRAZIL..... 442

ESTRATIGRAGIA, LITOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO GRUPO ROOSEVELT ENTRE AS REGIÕES DE CASTANHEIRA, JURUENA E FILADÉLFIA, CRÁTON AMAZÔNICO, BRASIL 447

AVALIAÇÃO/REVISÃO SOBRE EVENTOS DE RUPTURA E DANOS DE BARRAGENS PROVENIENTE DE EVENTOS GEOTÉCNICOS NO BRASIL..... 452

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL NA REGIÃO DE FILADÉLFIA-MT, TERRENO JURUENA, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO..... 458

GEOCRONOLOGIA U-Pb LA-ICP-MS EM ZIRCÃO DAS ROCHAS DO GRUPO JACAREACANGA, DOMÍNIO TAPAJÓS 463

CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DA FOLHA FAZENDA ANAPORÃ (SB.22-Y-B-III), OESTE DO DOMINIO CARAJÁS..... 469

EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS 474

DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS DA ILHA DE MARAJÓ (PA) E SUAS IMPLICAÇÕES ECONÔMICAS 480

O DOMO SAPUCAIA E AS ROCHAS METASSEDIMENTARES DA SERRA DO RABO: REGISTRO DA EMERSÃO CONTINENTAL NA PROVÍNCIA CARAJÁS 486

Sumário

IDADE U-PB SHRIMP EM ZIRCÃO DA INTRUSÃO ULTRAMÁFICA FAFÁ, PROVÍNCIA CARAJÁS: CRISTALIZAÇÃO EM 2,76 Ga SEGUIDO DE METAMORFISMO/ HIDROTERMALISMO EM 2,73 Ga? 491

MICROESTRUTURAL DA UNIDADE GRANITO CANAÃ, PORÇÃO NOROESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ, CRÁTON AMAZÔNICO 496

EXISTE UM ARCO DE IQUITOS NA AMAZÔNIA BRASILEIRA?..... 502

A CONCEPÇÃO DE UM CINTURÃO DE DOBRAS E FALHAS NO NORTE DE RORAIMA: ELEMENTOS ESTRUTURAIS E PADRÃO FRACTAL..... 507

ST5 - RECURSOS MINERAIS

ESTILOS E TIMING DA MINERALIZAÇÃO DE COBRE NO DEPÓSITO AQW-1, REGIÃO DO AQUIRI (W DE CARAJÁS)..... 514

MINERALOGIA DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS AO BLOCO SUL DO DEPÓSITO AURÍFERO VOLTA GRANDE, DOMÍNIO BACAJÁ (PA), CRÁTONAMAZÔNICO 520

THEPOJUCADEPOSIT:GEOLOGICALFEATURESOFAVMS-TYPEDEPOSIT AFFECTED BY MULTIPLE HYDROTHERMAL EVENTS AT THE NORTHERN SECTOR OF THE CARAJÁS PROVINCE 525

INCLUSOES FLUIDAS EM SULFETOS DE GNAISSES CALCIOSSILICATICOS DO COMPLEXO NOVA MAMORÉ, NOROESTE DO ESTADO DE RONDONIA..... 531

COMPOSIÇÃO DE TITANITAS DAS ZONAS MINERALIZADASEESTÉREIS DO DEPÓSITO DE OURO SÃO JORGE, PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS: UM ESTUDO POR MEV-EDS..... 536

MEGA-SCALE SHEATH FOLD OF SOUTHERN COPPER BELT, CANAÃ SHEAR ZONE, CARAJÁS PROVINCE, BRAZIL..... 540

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL GEOECONÔMICO REGIONAL DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS..... 545

METALLOGENETIC EVOLUTION OF THE NORTHERN COPPER BELT OF THE CARAJÁS DOMAIN, CARAJÁS PROVINCE, AMAZON CRATON..... 551

OCORRÊNCIAS DE GRAFITA EM XISTOS DO COMPLEXO NOVA-MAMORÉ, NOROESTE DO ESTADO DE RONDÔNIA..... 557

HOST ROCKS, ALTERATION MINERALOGY, AND MINERALIZATION STYLES OF THE GT-57, N4WS, AND N1 DEPOSITS IN THE SERRA NORTE REGION, CARAJÁS PROVINCE, BRAZIL..... 562

QUANTIFYING HYDROTHERMAL ALTERATION IN VOLCANIC ROCKS AND ORE ZONES IN THE SERRA NORTE REGION, CARAJÁS PROVINCE..... 569

HOST ROCKS, HYDROTHERMAL ALTERATION PATTERNS, AND MINERALIZATION STYLES OF THE JAGUAR NORTE DEPOSIT IN THE SOUTHERN COPPER BELT, CARAJÁS PROVINCE 575

THE 2.86 Ga HADES AND HADES NORDESTE COPPER DEPOSITS, SW CARAJÁS: IMPLICATIONS FOR THE MESOARCHEAN DEFORMATION-MINERALIZATION PROCESSES 581

Sumário

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS LITOLOGIAS ASSOCIADAS À MINERALIZAÇÃO DE FERRO EM GREENSTONE BELTS – SUDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS..... 586

GEOCRONOLOGIA U-Pb (SHRIMP) EM ZIRCÃO EM GRANITOS DA PORÇÃO NW DA PROVÍNCIA CARAJÁS RELACIONADOS A MINERALIZAÇÕES DE COBRE..... 591

ATLAS GEOQUÍMICO DA REGIÃO LESTE DE CARAJÁS..... 596

RESOLUÇÃO ANM N° 94/2022 – PROBLEMA REGULATÓRIO E A IMPORTÂNCIA DO SISTEMA BRASILEIRO DE RECURSOS E RESERVAS..... 600

GEOCHRONOLOGY INSIGHTS FOR THE SALOBO DEPOSIT: EVALUATING THE ROLE OF MULTIPLE EVENTS IN A WORLD-CLASS IOCG DEPOSIT 604

ASPECTOS METALOGENÉTICOS DO DEPÓSITO AURÍFERO SÃO CHICO, PROVÍNCIA MINERAL TAPAJÓS, PARÁ: INFORMAÇÕES COM BASE EM PETROGRAFIA, MEV E INCLUSÕES FLUIDAS DOS VEIOS PRINCIPAL E JÚLIA... 610

CONSTRAINTS ON THE REDOX STATE OF HYDROTHERMAL IRON OXIDE COPPER-GOLD ORE-FORMING FLUIDS IN THE SOUTHERN COPPER BELT, CARAJÁS PROVINCE (BRAZIL): INSIGHTS FROM APATITE TRACE ELEMENT GEOCHEMISTRY 615

COMO OBTER A MELHOR OPÇÃO DE CORREÇÃO ESTRATIGRÁFICA PARA ESTIMAR TEORES EM UM DEPÓSITO TABULAR DE BAUXITA..... 620

MODELAGEM DAS JAZIDAS DE BAUXITA DE TROMBETAS: INTEGRAÇÃODE *IMPLICT MODELLING*, *CLUSTERING*, AJUSTE ESTRATIGRÁFICO DE DADOS E CLASSIFICAÇÃO DE RECURSOS BASEADA EM INCERTEZAS..... 625

ELEMENTOS FAREJADORES DE OURO EM CRISTAIS DE ZIRCÃO DO DEPÓSITO AURÍFERO SÃO JORGE, PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS..... 631

ST6 - RECURSOS HÍDRICOS, GEOLOGIA AMBIENTAL E GEOLOGIA DE ENGENHARIA

VARIABILIDADE DA RECARGA AQUÍFERA EM DIFERENTES NÍVEIS TOPOGRÁFICOS NA REGIÃO DE MANAUS..... 637

AVALIAÇÃO TÉCNICA PÓS-DESASTRE DE UMA CORRIDAS DE MASSA NA ZONA LESTE DE MANAUS/AM..... 643

AVALIAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DE ÁREAS INSULARES NO ESTUÁRIO AMAZÔNICO: ILHA DO CAPIM, ABAETETUBA (PA)..... 648

MEDIDAS PREVENTIVAS AUTÔNOMAS CONTRA INUNDAÇÕES NA MICROBACIA DO JUÁ..... 653

MAPEAMENTO DE RISCO DOS ALAGAMENTOS E INUNDAÇÕES NOS BAIRROS ÁREA VERDE E SÃO JOSÉ OPERÁRIO, SANTARÉM, PARÁ 658

MAPA DE POÇOS OUTORGADOS POR BAIRROS DA CIDADE DE MANAUS: UM REFLEXO DA CAPTAÇÃO SUBTERRÂNEAS ORDENADA E CANDLESTINADO AQUÍFERO ALTER DO CHÃO 664

LEVANTAMENTO DA DEMANDA HÍDRICA DA CIDADE DE RORAINÓPOLIS-RR.... 669

Sumário

AVALIAÇÃO DO IMPACTO AMBIENTAL DA MINERAÇÃO ARTESANAL NA QUALIDADE DAS ÁGUAS SUPERFICIAIS NA BACIA DO RIO ITACAIÚNAS 674

IMPACTOS AMBIENTAIS CAUSADOS PELA IMPERMEABILIZAÇÃO DO SOLO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO TUCUNDUBA – BÉLEM/PA 680

MAPEAMENTO DE VOÇOROCAS NO MUNICÍPIO DE BURITICUPU, ESTADO DO MARANHÃO, BRASIL..... 686

IDENTIFICAÇÃO QUALI-QUANTITATIVA DE MICROPLÁSTICOS EM ÁGUAS DE CHUVAS: ESTUDO DE CASO DA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM 693

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS E PETROGRÁFICOS PARA CARACTERIZAÇÃO DE ZONAS HIDROTERMAIS, SUÍTE PEDRA PINTADA, RORAIMA..... 698

RADIOATIVIDADE (Rn) NO AMBIENTE INTERNO DE TRABALHO DASGEOCIÊNCIAS: INVESTIGAÇÕES NA AMAZÔNIA E DECORRENTES 704

TERRAS CAÍDAS NA ORLA URBANA DO MUNICÍPIO DE JURUTI-PA 710

AVALIAÇÃO DAS ÁREAS DE VULNERABILIDADE DE DESASTRES NATURAIS NO ESTADO DO AMAZONAS, GERADOS POR FENÔMENOS METEOROLÓGICOS..... 714

DESAFIOS E GEOTECNOLOGIAS PARA ATUALIZAÇÃO E PREPARAÇÃO DE CARTAS DE RISCO A DESLIZAMENTOS EM ÁREAS URBANAS COM MORFOLOGIA SUAVE E MUITO DENSAMENTE HABITADAS 720

PARÂMETROS HIDRODINÂMICO DO AQUÍFERO BOA VISTA NA PORÇÃO DO PROJETO DE ASSENTAMENTO NOVA AMAZÔNIA - POLO III, BOA VISTA-RR..... 725

DINAMICA FLUVIAL NO BAIXO TRECHO DO IGARAPÉ DO BELA VISTA, SANTARÉM PARÁ 730

DINÂMICA SAZONAL DEMETAIS NO ENTORNO DA PRAIA DO CRUZEIRO, DISTRITO DE ICOARACI, BELÉM, PARÁ 735

O IMPACTO AMBIENTAL DO GARIMPO ILEGAL NA BACIA HI-DROGRÁFICA DO RIO BRANCO – RORAIMA 740

ST7 - GEOFÍSICA APLICADA E GEOTECNOLOGIAS

APLICAÇÃO DO MÉTODO DE TOMOGRAFIASÍSMICA COMONDAS PPARA ESTUDO DO MANTOSUPERIOR SOB A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, ESTUDOS PRELIMINARES..... 746

CONSIDERAÇÕES SOBRE O USO DO QGIS E BLENDER PARA MODELAGEM HIDROGEOLÓGICA: UM ESTUDO DE CASO..... 751

DESLIZAMENTO DE TALUDE OCORRIDO NA CIDADE DE MANAUS-AM: ANÁLISE GEOTÉCNICA E GEOTECNOLÓGICA..... 756

O USO DE GEOTECNOLOGIAS PARA A FISCALIZAÇÃO REMOTA NA AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO (ANM) – UNIDADE REGIONAL DO PARÁ..... 761

ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE IMAGENS ASTER-GDEM E SRTM PARA DELIMITAÇÃO DE SUB-BACIAS NO MUNICÍPIO DE CASTANHAL-PA 766

Sumário

ATLAS AEROGEOFÍSICO DA PROVÍNCIA CARAJÁS E SEUS LIMITES 771

BANCOS DE DADOS DE AFLORAMENTOS UTILIZADOS PARA TREINO EM CLASSIFICADOR *RANDOM FOREST* APLICADOS À EXPLORAÇÃO MINERAL NO SUDESTE DO AMAZONAS 775

MONITORAMENTO DE ÁREA COM VANT (VEICULO AÉREO NÃO TRIPULADO) .. 780

MODELAGEM MULTICLASSES NA GERAÇÃO DE MAPAS DE FAVORABILIDADE PARACOBREEOURONOCINTURÃOSULDOCOBRE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS – PARÁ 785

INVESTIGAÇÃO GEOFÍSICA DE GRANITOS PARA BRITA NO AMBIENTE AMAZÔNICO 790

ANÁLISE DA EFICIÊNCIA DO USO DO ALOS PALSAR, SRTM E DO FABDEM PARA A DELIMITAÇÃO DE BACIA HIDROGRÁFICA EM ÁREA PLANA 796

ANÁLISE MULTICRITÉRIO NA CARACTERIZAÇÃO DA FRAGILIDADE AMBIENTAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO IGARAPÉ JAMBU-AÇU, NORDESTE DO PARÁ..... 801

ANÁLISE MULTICRITÉRIO NA CARACTERIZAÇÃO DA FRAGILIDADE AMBIENTAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO IGARAPÉ JAMBU-AÇU, NORDESTE DO PARÁ..... 807

ELETRORRESISTIVIDADE APLICADA NA INFERÊNCIA DA PROFUNDIDADE DO AQUIFERO ALTER CHÃO: REGIÃO URBANA DE MANAUS – AM 812

APPLICATION OF THE GROUND PENETRATING RADAR (GPR) AND SEDIMENTOLOGY FOR EVA-LUATION OF THE SUBSOIL FOR THE EXCAVATION OF FISH FARMING PONDS IN THE MUNICI-PALITY OF BRAGANÇA, NORTHEASTERN PARÁ, BRAZIL 818

INTEGRAÇÃO GEOFÍSICO-GEOLÓGICA PARA DETECÇÃO DE ALVOS PARA CU-AU NA REGIÃO OESTE DE CARAJÁS, ESTADO DO PARÁ 824

ESTUDOS MORFO-SEDIMENTOLÓGICOS ATUAIS EM SISTEMAS FLÚVIO-LACUSTRES EM SANTARÉM-PA..... 829

LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO TERRESTRE: ESTUDO DE CASO NO SUDESTE DO AMAZONAS - APUÍ..... 835

ST8 - GEODIVERSIDADE, GEOCONSERVAÇÃO E ENSINO EM GEOCIÊNCIA

GEOCIÊNCIAS EM AÇÃO: INICIATIVAS PARA 841

AULA DE CAMPO NA CHAPADA DAS MESAS COMO FERRAMENTA DIDÁTICA PARA O ENSINO DE GEOCIÊNCIAS..... 845

ARQUEOGEOTURISMO COMO PROPOSTA DE GEOCONSERVAÇÃO DA GRUTA DO BATISMO, PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM)..... 851

A IMPORTÂNCIA DA GEOCONSERVAÇÃO PARA ALUNOS DO ENSINO BÁSICO NOS MUNICIPIOS DO NORDESTE PARAENSE: MARAPANIM E TERRA ALTA..... 856

PROJETO EDUCAFOSSIL: A DIVULGAÇÃO DO PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO DO ESTADO DO PARÁ, BRASIL, COMO ESTRATEGIA PEDAGÓGICA DE APRENDIZAGEM ATIVA EM ESCOLAS DE ENSINO BÁSICO 861

Sumário

GEOTURISMO NA COMUNIDADE SÃO JOÃO DO URUBU Í- PRESIDENTE FIGUEIREDO/AM: PROPOSTA DE GEOROTEIRO 866
PROJETO DE MONITORIA GERAL: GEOLOGIAESTRUTURAL..... 871
DESENVOLVIMENTODEATLASDIGITALDEMINERALOGIAÓTICAEJOGO DE CARTAS COMO PRODUTO DA MONITORIA NA DISCIPLINA DE MINERALOGIA MICROSCÓPICA, FACULDADE DE GEOLOGIA-UFPA..... 877
UMA ABORDAGEM INTERDISCIPLINAR NO ENSINO FUNDAMENTAL: O ENSINO DE GEOLOGIA E MATEMÁTICA PORMEIO DA OBRA TIMEU DE PLATÃO..... 882
CALÇADAS FOSSILÍFERAS: UM ROTEIRO GEOTURÍSTICO DO CENTRO CULTURAL PALÁCIO DA JUSTIÇA..... 887
MULTIDISCIPLINARIDADE E EDUCAÇÃO PATRIMONIAL NO PARQUE CEMITÉRIO DA SOLEDADE, CIDADE DE BELÉM DO PARÁ..... 893
MUSEU HISTÓRIAS DA AMAZÔNIA (MUHAMA): GEOCIÊNCIAS SOB OUTRO FORMATO 899
GEODIVERSIDADE NO ENSINO DE GEOGRAFIA: USO DE HISTÓRIAS EM QUADRINHOS (HQS)..... 905
O LIOZ PORTUGUÊS COMO PEDRA COLONIAL DE EDIFICAÇÕES DO CENTRO HISTÓRICO DE MANAUS 911
FÓSSEIS E ROCHAS DO PARQUE CEMITÉRIO SOLEDADE: GEOTURISMO NA CIDADE DE BELÉM-PA..... 917
ROTEIRO GEOTURÍSTICO BASEADO EM FÓSSEIS CRETÁCEOS DA PRAÇA DOM PEDRO II, CENTRO HISTÓRICO DE MANAUS (AM) 922
GÊNERO, SEXUALIDADE E GEOCIÊNCIAS: UMA EXPERIÊNCIA ARTICULADA EM PESQUISA E EXTENSÃO 928
DISPONIBILIDADE DE SERVIÇOS ECOSSISTÊMICOS COM FOCO NA GEODIVERSIDADE NO BAIXO RIO NEGRO, AMAZONAS 933
MODELO VIRTUAL DE AFLORAMENTO (MVA) E FERRAMENTAS DIGITAIS DOS GEOSSÍTIOS DO PROJETO GEOPARQUE CACHOEIRAS DO AMAZONAS..... 938
GEOCONSERVAÇÃO E A FORMAÇÃO DE MULTIPLICADORES DO CONHECIMENTO AMBIENTAL: CUIDANDO DA SERRA DO SAUBAL, SANTARÉM – PA..... 943
ELABORAÇÃO DE FERRAMENTAS DIDÁTICAS PARA AUXILIAR NO ENSINO E APRENDIZAGEM DE TEMAS RELACIONADOS À CRISTALOGRAFIA NA DISCIPLINA DE MINERALOGIA MACROSCÓPICA..... 949
ROCHAS CARBONÁTICAS DOS CALÇAMENTOS HISTÓRICOS DE BELÉM: CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E IMPORTÂNCIA PARA EDUCAÇÃO PATRIMONIAL..... 954
INVENTÁRIO DE LOCAIS DE INTERESSE GEOLÓGICO DA PORÇÃO BRASILEIRA DA BACIA SEDIMENTAR DO TACUTU, RORAIMA..... 959

40 ANOS DO LABORATÓRIO PARÁ-ISO E 50 ANOS DO PPGG-UFPA

GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO COMO FERRAMENTA DE INVESTIGAÇÃO DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR 963
ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS APLICADOS A ESTUDOS AMBIENTAIS NA AMAZÔNIA ORIENTAL..... 968
QUARENTA ANOS DE CONTRIBUIÇÃO DO LABORATÓRIO PARÁ-ISO À GEOLOGIA I SOTÓPICA DA AMAZÔNIA..... 974
MÉTODOS ISOTÓPICOS APLICADOS A ESTUDOS DE EVOLUÇÃO CRUSTAL NA AMAZÔNIA ORIENTAL..... 979
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO IG-UFPA: 50 ANOS DE PESQUISA E FORMAÇÃO DE RECURSOS HUMANOS NA AMAZÔNIAL.... 984

SEDIMENTOLOGIA, PALEONTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA

ANÁLISES E DIMENTAR DO ATERRO HIDRÁULICO DA PRAIA DA PONTA NEGRA (MANAUS-AM): CONSTATAÇÃO DE MECANISMOS DESENCADEADORES DE PROCESSOS EROSIVOS

BrunaMarinho[1]; Roberto Barbosa[1]; Isabela Souza[2]; Linconl Silva[1]; MauroGirard[2]

[1]Universidade Federal do Amazonas-UFAM;
[2]Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas – PPGGEO/UFPA

brunacoelho146@gmail.com; rcbarbosa@ufam.edu.br; isabelaapoema@gmail.com; linconl.levi05@gmail.com; igorgirard11@gmail.com

RESUMO

A Praia da Ponta Negra está localizada à margem esquerda do Rio Negro, zona oeste da cidade de Manaus-AM e se caracteriza como um sistema gerado artificialmente com a finalidade de atrativo turístico na cidade. Após as obras de revitalização eliberação da praia para os banhistas foi observado o aumento de registro de afogamentos no local, o que levantou dúvidas sobre a integridade do aterro hidráulico. Avaliações preliminares demonstraram indicativos da instabilidade na faixa de areias em, no entanto, apresentaremos processos desencadeadores dos processos erosivos. Essa pesquisa identificou 4 feições erosivas relatadas a processos de escoamento linear e superficial. As feições resultam na erosão e transporte de sedimentos arenosos em direção ao rio Negro formando eventualmente micro-deltas que causam irregularidades no leito submerso.Os processos erosivos são desencadeados por tubulações da rede de saneamento/águas pluviais comprometidas por assoreamento. A natureza dos sedimentos utilizados no aterro hidráulico e as condições hidrodinâmicas do rio Negro favorecem a erosão da praia artificial e preservação de micro-deltas que podem estar associadas com o aumento de sinistros por afogamento no local.

PALAVRAS-CHAVE: Aterro Hidráulico; Praia Artificial; Escoamento Linear e Superficial.

INTRODUÇÃO

A Praia da Ponta Negra está situada na zona oeste de Manaus (AM), na margem esquerda do rio Negro e representa um dos mais tradicionais balneáreos urbanos da cidade. Em condições naturais, essa feição morfológica destaca uma barra arenosa lateral perene que em períodos de estiagem apresenta aproximadamente 5km de comprimento por até 120 m de largura que são recobertas totalmente pelo rio Negro durante o período de cheias. Inicialmente, o acesso ao balneáreo era apenas realizado por barcos, no entanto a partir da construção de uma rodovia em 1963 o acesso facilitado trouxe consigo as principais mudanças e reformas no balneáreo (Souza 2015).

A Praia da Ponta Negra tem sido alvo de reformas desde a década de 1960 com o desígnio de ser uma área de lazer tanto para os turistas quanto para a população manauara, contudo a sua mais moderna e significativa intervenção foi entregue em dezembro de 2011 em virtude da escolha da cidade de Manaus como sede para Copa do Mundo. Dentre as intervenções realizadas, como por exemplo a construção de um anfiteatro, calçamentos, complexo esportivo

e de lazer, destaca-seo bombeamento hidráulico de um milhãode metros cúbicos de areia sobre a região amontante da barra arenosa original, de forma a estabilizar uma faixa que não seria submetida a sazonalidade do rio Negro e assim, restas se emersa durante todo o ano (Oliveirae Baptista 2022).

Em 2012 a praia artificial foi liberada para utilização e observou-se um aumento significativo de sinistros por afogamento, o que levantou dúvidas sobre a integridade e segurança da praia artificial. Diante disso, a Prefeitura Municipal de Manaus solicitou ao Serviço Geológico Brasileiro a realização de vistorias que resultaram em laudos técnicos que comprovaram irregularidades na parte submersa da praia (p.e. CPRM 2018). Posteriormente, trabalhos realizados por Medeiros et al., (2020) na região transicional entre a praiaartificial e natural confirmaram as conclusões dos laudos técnicos com a identificação de irregularidades topográficas, porém sem tecer considerações aprofundadas sobre os mecanismos desencadeadores de processos erosivos.

Assim, essa pesquisa apresenta a continuação do trabalho de monitoramento da integridade da praia artificial da Ponta Negra através da análise de estruturas e feições sedimentares (Corrêa2022) visando a caracterização e identificação de processos de transporte de grãos arenosos que expliquem as irregularidades da faixa arenosa relatadas.

MATERIAIS E MÉTODOS

Essa pesquisa contou com o levantamento e fichamento de documentos técnico- científicos a respeito de informações da Praia da Ponta Negra, bem como a identificação e interpretação de feições/estruturas sedimentares segundo as propostas de Corrêa (2022), este último com adaptações para sistemas fluviais. Desta forma, a superfície emersa da praia artificial foi visitada em 29 de maio de 2023 para mapeamento e registro de feições erosivas e de transporte. Na data da investigação *in loco* a cota do rio Negro em relação ao nível do mar alcançava 28,07 m e encontrava-se no final do período de cheia (Porto de Manaus, 2023).

RESULTADOS

A praia artificial da Ponta Negra apresenta geometria côncava assimétrica, com faixa arenosa de 750 m de comprimento por 160 m de largura e composta por sedimentos predominantemente arenosos depositados sobre rochas da Formação Alter do Chão, embasamento sedimentar da região de Manaus (Figuras 1 e 2). Restritas exposições de conglomerados, arenitos e argilitos, os últimos com registros de paleossolos, ainda podem ser constata das nas falésias da praia (Vieira 2002). Estes foram removidos quase que na totalidade pelas sucessivas obras de revitalização da Ponta Negra.

Por sua vez, o material arenoso utilizado no aterro hidráulico possui coloração branca amarelada, com textura areia média a grossa e eventuais grânulos e seixos. Os grãos de areia exibem baixa esfericidade, são subarredondados, moderadamente selecionados e composicionalmente representados por grãos de quartzo, micas, fragmentos de arenitos e minerais pesados. As principais feições sedimentares constatadas no aterro hidráulico são quatro sulcos erosivos (I, II, III e IV) orientados de maneira geral, perpendicularmente margem do rioNegro. São feições com padrão dendrítico aretilíneo, com largura entre 10 e 25m, com tendência de aumentar em alargura em direção ajusante e que cortam totalmente a faixa de areia da praia, alcançando até 160m de extensão. Na sua porção proximal, os sulcos erosivos (I, II e III) apresentam escarpas

retas e com leito plano, com profundidades de até 70 cm e que diminuemaincisão em direção ao rio Negro. Entretanto, no sul coerosivo (IV) as escavações podem manter-se pronunciadas por toda sua extensão desenvolvendo a jusante feições semelhantes a micro-deltas.Nas escarpas dos sulcos mais profundos (I e II) também podem ser constatadas estruturas sedimentares como laminação planar e estratificação cruzada a canalada em cortes longitudinais. Ademais, na porção distal dos sulcos erosivos os leitos ainda podem exibir marcas de escorrimento definidas por linhas ramificadas destacadas por grãos de minerais pesados, bem como marcas onduladas assimétricas com crista sinuosa.

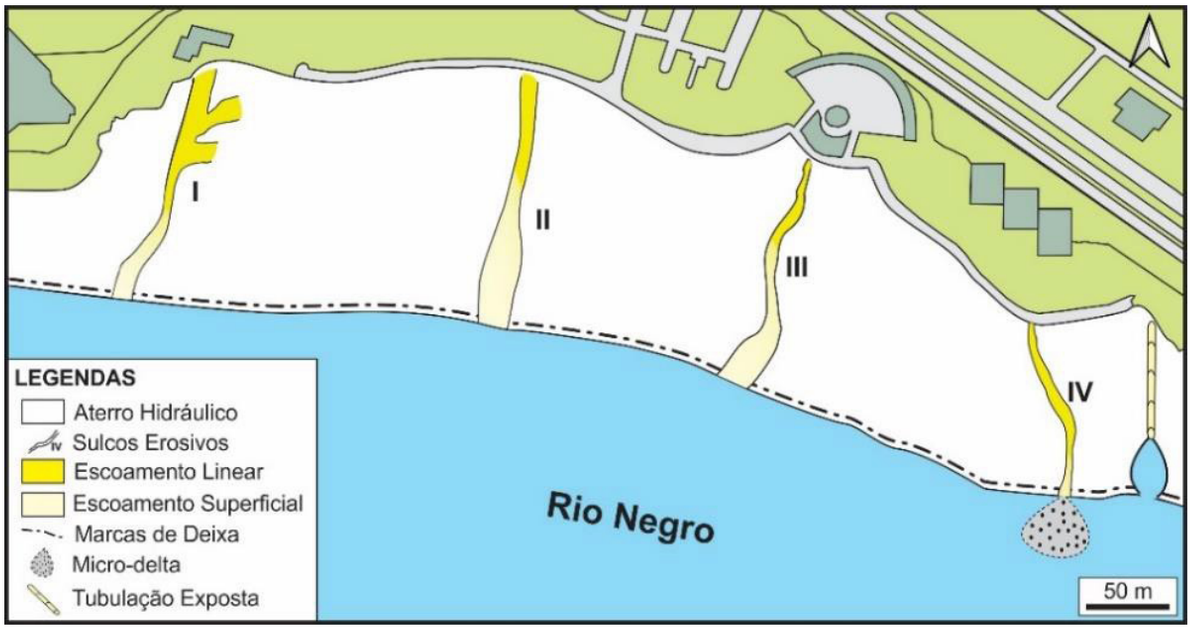


Figura 2. Croqui esquemático da praia artificial da Ponta Negra com destaque para as feições erosivas mapeadas. O processo de transportede grãos arenosos são favorecidos por sulcoserosivos (I, II,IIIeIV) situados perpendiculares ao rio Negro. Na porção distal de sulcoserosivos (IV) dominados por processos de escoamento linear podem ser constatados a formação de microdeltas.

A montante de todos os sulcos erosivos mapeados foram constatados emissários da rede de saneamento/águas pluviais, muitas vezes totalmente obliterados por sedimentos arenosos (II, III, IV). Em especial, a leste da praia artificial foram encontradas uma rede de tubulações totalmente exposta e assentada sobre o antigo leito do rio Negro, que desaguam efluentes diretamente em depressões semi-circulares com diâmetro de até 3 m e profundidades que alcançam 60cm, por vezes preenchidas com a água do rio.Também foram constatadas ao longo da margem do rio Negro e seccionadas pelos sulcos erosivos marcas de deixa com largura de até 1m composta por areia grossa a grânulos e grãos de areia fina de minerais pesados, em conjunto com detritos vegetais, como folhas, algas e galhos, bem como materiais antrópicos, como fragmentos de isopor e plástico.

DISCUSSÕES

As incisões erosivas com padrão dendrítico a linear, com profundidade que alcançam até 70cm em combinação com estruturassedimentares como estratificação cruzada a canalada e marcas onduladas assimétricas constatadas na porção proximal dessas feições apontam para

concentração de escoamento linear, erosão, transporte de sedimentos arenosos e preservação de formas de leito relatadas ao fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior (Dagar *et al*., 2008; Nichols 2009). Em direção a jusante das feições erosivas, a diminuição do gradiente da superfície arenosa dapraia inibea incisãolineare favorece o desenvolvimento de escoamento superficial, confirmado pelo registro de estruturas sedimentares associadas ao fluxo laminar unidirecional,como por exemplo laminação plana remarcasde escorrimento (Corrêa 2012).

Segundo Kuhn *et tal.,* (2023), o desenvolvimento de ravinas em áreas urbanas está diretamente ligado obras de infraestruturas comprometidas que acabam favorecendo escoamento pluviais lineares associados a períodos de aumento da precipitação. O registro de tubulações da rede de saneamento/águas pluviais assoreadas, confirmam essa interpretação.

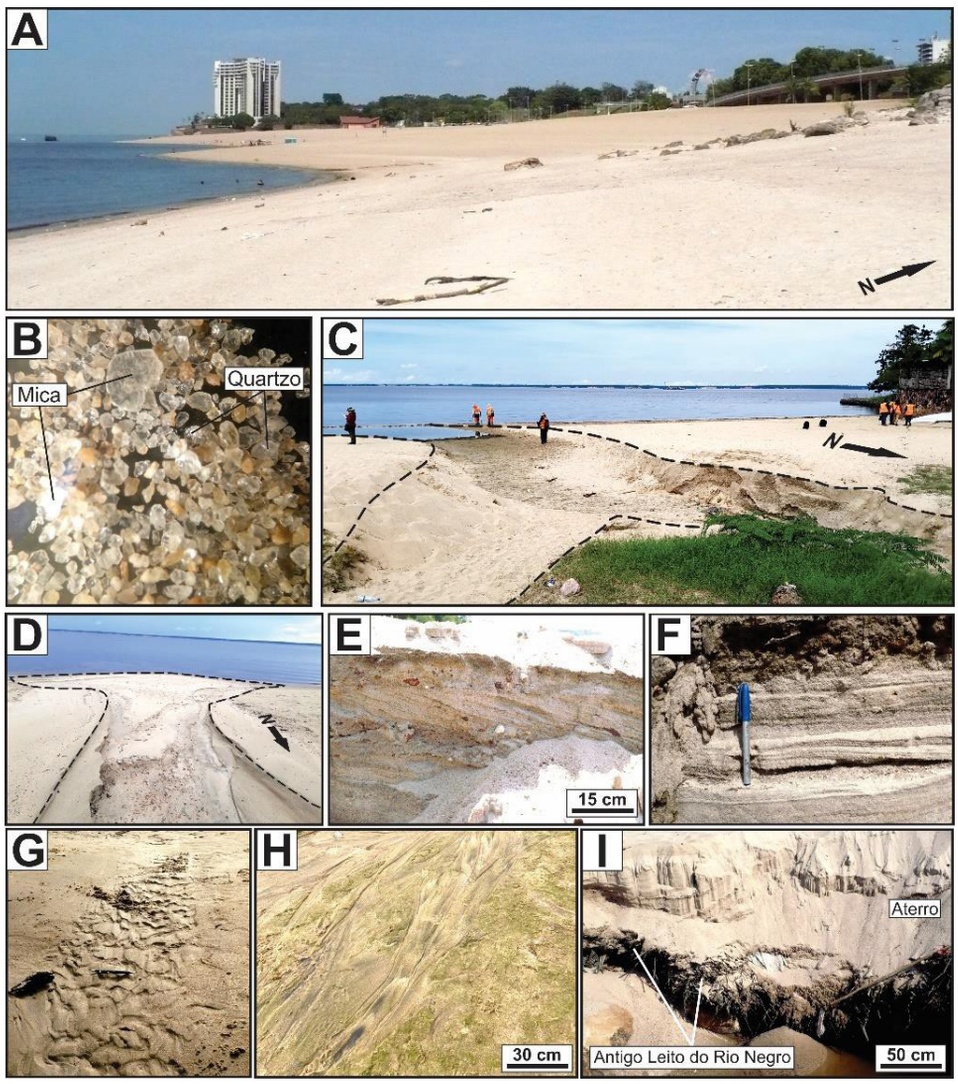


Figura 3. Principais feições sedimentares mapeadas na praia artificial da Ponta Negra. A – Aspecto geral da praia alvo de investigação. B – Detalhe dos sedimentos arenosos da praia. Observe a presença de micas. C – Porção proximal dos sulcos erosivos orientados perpendicularmente a margem do rio Negro. D – Porção distal dos sulcos erosivos. Observe a formação de um micro-delta. E, F, G e H – Estruturas indicativas de transporte e deposição de sedimentos: Estratificação cruzada acanalada, laminação planar, marcas onduladas assimétricas com crista sinuosa e marcas de escorrimento, respectivamente. I – Registro do antigo leito do rio Negro com fragmentos vegetais sotoposto pelo aterro hidráulico.

Corpo arenosos com morfologia de micro-deltas na porção distal de feições erosivas confirma o transporte de sedimentos do aterro hidráulico e deposição na forma de lobos no leito do rio Negro (Bhattacharya 2010). Apesar dessa feição ser comum em sistemas fluviais e não possuírem elevado potencial de preservação devido a remobilização dos sedimentos relacionadas a corrente do rio, a baixa vazão do rio Negro na área de estudo favorece a preservação dos lobos deltaicos resultando em irregularidades no leito. O registro de materiais vegetais no antigo leito do rio Negro coaduna com a baixa energia de corrente do rio Negro. Ademais, marcas de deixa encontradas ao longo da margem da praia indicam atuação de fluxo oscilatório associados abanzeiros resultados da passagem de embarcações no rio (Corrêa2012). Areias com textura média a grossa e com micas do aterro hidráulico, apontam para utilização de áreas fontes incompatíveis com a dinâmica fluvial do rio Negro e podem favorecer a processo ravinamento e transporte de sedimentos para o leito do rio, comprometendo a integridade da obra.

CONCLUSÕES

A análise sedimentar realizada nessa pesquisa permitiu as seguintes conclusões a respeito do aterro hidráulicoda praia da Ponta Negra: 1. Foram mapeadas 4 principais feições erosivas no aterro hidráulico; 2. A porção proximal das feições erosivas são dominadas por processos associados ao escoamento linear enquanto a jusante predomina processos de escoamento superficial; 3. A erosão e transporte de sedimentos, aliado a natureza do material arenoso utilizado na obra e as condições hidrodinâmicas do rio Negro possibilitam aformação de micro-deltas que causam irregularidades no leito do rio e; 4. Os processos erosivos são desencadeados por tubulações da rede de saneamento/águas pluviais assoreadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bhattacharya, J. P. 2010. Deltas. *In*: N. P. James & R. W. Dalrymple (eds.). *Facies Model 4*. Geological Association of Canada, p.: 233-264.

Corrêa, I. C. S. 2022. Estruturas de Rochas Sedimentares. CECO/PGGM/IGEO/UFRGS, Porto Alegre, 101p. CPRM, 2018. **Laudo Técnico da Praia da Ponta Negra**. Manaus-AM.

Dagar J. C. 2018. Ravines: formation, extent, classfication , evolution and measures of preventionand control. In Dagar, J. C., Singh, A. K. (Eds.), Ravine lands: greening for livelihood and environ mental security.

Ferreira P. R. 2013. Em Manaus, contrastes da Zona Franca são aguçados pela Copa. Revista Adusp.

Kuhn, C. E. S., Reis, F. A. G. V., Zarfl, C. *et al.* Ravines and gullies, a review about impact valuation. *Nat Hazards* **117**, 597–624 (2023).

Medeiros, S; Fernandes Filho, L. A.; Barbosa, R. C. M.; Alves, S. R. M.; Girard, M. I. A; Oliveira, P.2020. Study of the Ponta Negra Beach Surfacein Manaus/AM: Evidence and Causes of Mass Movement of the Artificial Beach Landfill. **International Journal for Innovation Education and Research**, v. 8, n. 4, p. 187–206.

Nichols, G. *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., London, 335, 2009.

Oliveira, A. G. P.; Baptista, M. L. C. 2022. Memory and belonging of the Manauara population: flags from the Ponta Negra beach complex. *Journal of Social Sciences: Transformations & Transitions* 2(04): 16. 106-130.

Souza,V. C. 2015. Da praia a parque: ressignificado das paisagens da Ponta Negra – Manaus/AM. Dissertação (Mestrado em Geografia, Universidade Federal do Amazonas). Biblioteca Digital de Teses e Dissertações.

Vieira L. C. 2002. *Paleossolos de Depósitos Cretácicos da FormaçãoAlter do Chão, Nordeste doAmazonas*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 83 p.

UNIDADES SEDIMENTARES PALEOZOICAS AFLORANTES NOS RIOS URUBU, UATUMÃ E JATAPU, BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS

Carmem Nátaly Amorim Franco[1];
Emílio Alberto Amaral Soares[1];
Samuel Moraes Ferreira[1]

[1]Universidade Federal do Amazonas – UFAM

carm.nataly@gmail.com; eaasoares@gmail.com; samuelmoraes.ufam@gmail.com

RESUMO

O presente estudo enfatiza a elaboração do mapa geológico com e definição das faixas sedimentares paleozoicas aflorantes em trechos dos rios Urubu, Uatumã e Jatapu, borda norte da Bacia do Amazonas. Essas faixas tem sido melhor detalhadas na borda sul da bacia, em função de estudos sedimentológicos e palinoestratigráficos mais detalhados. Para a análise na borda norte, foi efetuado levantamento bibliográfico dos estudos palinoestratigráficos e faciológicos pontuais, que integrados a dados de mapeamento geológico de campo, permitiram a delimitação em área das unidades aflorantes por meio de critérios de correlação estratigráfica e definição das relações de contato. No mapa final elaborado foram delimitadas seis faixas sedimentares paleozoicas, contínuas e descontínuas, alongadas na direção geral ENE-WSW, representadas por algumas formações dos grupos Trombetas, Urupadi, Curuá e Tapajós. Nesse contexto, foram definidas novas unidades litoestratigráficas nesta porção da borda norte, que diferem dos mapas geológicos regionais já publicados e, em parte, puderam ser correlacionadas com as faixas aflorantes na borda sul da bacia.

PALAVRAS-CHAVE: Palinologia; Estratigrafia; Grupo Trombetas; Mapa geológico;

INTRODUÇÃO

Na borda norte e sul da Bacia do Amazonas afloram faixas contínuas e descontínuas de rochas sedimentares paleozoicas. Os mapas geológicos da borda sul, principalmente no Estado do Pará, apresentam maior detalhamento das unidades sedimentares aflorantes, que englobam algumas formações dos Grupos Trombetas, Urupadi, Curuá e Tapajós, com faixas alongadas na direção geral NE-SW (Vasquez *et al*. 2008; Matsuda et al. 2009; Silva *et al.* 2015). Por sua vez, na borda norte, os estudos faciológicos e palinológicos são escassos e pontuais, dificultando o posicionamento estratigráfico e correlação das unidades sedimentares paleozoicas e, consequentemente, a definição detalhada das faixas aflorantes, conforme ilustrado nos mapas geológicos dos estados do Amazonas e Pará. Nesta borda, merece destaque os estudos palinológicos e estratigráficos no trecho entre os rios Urubu e Jatapu, onde afloram rochas sedimentares paleozoicas-cenozoicas ao longo das rodovias e estradas da região de Presidente Figueiredo, Rio Preto da Eva e Urucará (AM). Nesta região, a caracterização litológica das unidades nos afloramentos, bem como a correlação estratigráfica entre elas, tem sido dificultada pela densa

cobertura de vegetação e solo. Portanto, este trabalho teve como objetivo principal, a integração de dados palinoestratigráficos e geológicos regionais, realizados em trechos dos rios Urubu, Uatumã e Jatapu, visando obter critérios de correlação estratigráfica e definição das relações de contato entre as unidades paleozoicas aflorantes nesse trecho da borda norte da Bacia do Amazonas, as quais puderam ser correlacionadas as unidades definidas na borda sul da bacia.

MATERIAIS E MÉTODOS

Neste estudo foram compilados artigos de palinologia, geocronologia e de análise de fácies das unidades paleozoicas que afloram em trechos distintos dos rios Urubu, Uatumã e Jatapu, bem como trechos da BR 174 (Manaus - Boa Vista) e AM-240 (Presidente Figueiredo - Vila de Balbina), com ênfase para os limites geológicos e litotipos. Para o reconhecimento das unidades, foram analisados 94 afloramentos, integrados a dados de mapeamento geológico realizados entre 2018 e 2022. Dados palinoestratigráficos foram obtidos de afloramentos dos rios Urubu (16 pontos, Grahn e Melo 2003; Steemans *et al.* 2008; Cuervo et al. 2018; Rocha *et al*. 2019) e Uatumã (11 pontos, Grahn e Melo 2003; Cuervo et al. 2018), além de dados faciológicos de rochas do Rio Jatapu (1 ponto, Sousa et al. 2021) e nas rodovias BR-174 e AM-240 (15 pontos, Soares *et al*. 2005; Cuervo et al. 2018) e um dado geocronológico na BR-174 (Riker et al. 2016).

O mapa geológico das faixas sedimentares paleozoicas, na escala 1:900.000, foi confeccionado no *software* QGIS, utilizando dados raster ALOS PALSAR, imagens aerogeofísicas do Projeto Aerogeofísico Pitinga (CPRM 2007) e dados vetoriais do IBGE, onde foram integrados dados litológicos extraídos do levantamento bibliográfico e trabalho de campo, destacando a localização dos pontos e os limites entre as formações.

RESULTADOS

A compilação de dados palinológicos e de fácies sedimentares de rochas aflorantes no limite dos municípios de Presidente Figeuiredo, Rio Preto da Eva e Urucará, permitiram individualizar seis faixas paleozoicas, contínuas e descontínuas, com dezenas de quilômetros de extensão, definidas por formações dos Grupos Trombetas (formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga-Manacapuru), Urupadi (Formação Ererê), Curuá (Formação Barreirinha) e Tapajós (Formação Itaituba). As faixas paleozoicas apresentam-se alongadas com direção geral NE-SW, sendo delimitadas a norte e sul, pelas rochas do embasamento cristalino e cobertura sedimentar cretácea-neógena, respectivamente (Figura 1). Depósitos quaternários não foram individualizados no mapa, mas ocorrem nas drenagens principais (Souza e Nogueira 2009; Riker *et al*. 2016).

No trecho analisado, a faixa mais expressiva refere-se as formações Pitinga-Manacapuru, com média de 40 km de espessura aflorante, disposta em cota de 60 a 180 m. Foi definida com base das assembleias interna de quitinozoários de idade Ludloviano, Pridoliano e Lochkoviano (Grahn e Melo 2003; Steemans et al. 2008). A Formação Pitinga é composta por folhelhos e diamictitos marinhos silurianos, enquanto a Manacapuru compreende litofácies de arenitos e pelitos neríticos Neossilurianos–Eodevonianos (Cunha *et al.* 2007). Dados palinológicos do estudo de Rocha *et al.* (2019) no Rio Urubu (ponto 104) permitiram posicionar a Formação Manacapuru no Lochkoviano inferior.

A faixa da Formação Nhamundá, apresenta média de 34 km de espessura aflorante, disposta em cota de 180 a 240 m. Composta por arenitos neríticos e glaciogênicos, atribuída ao Landoveriano-Wenlockiano (Cunha et al. 2007). Localmente, em afloramentos na BR-174, AM-240 e no rio Tucumanduba foram caracterizadas fácies sedimentares de ambiente marinho e subglacial para esta formação (Soares et al. 2005; Cuervo et al. 2018).

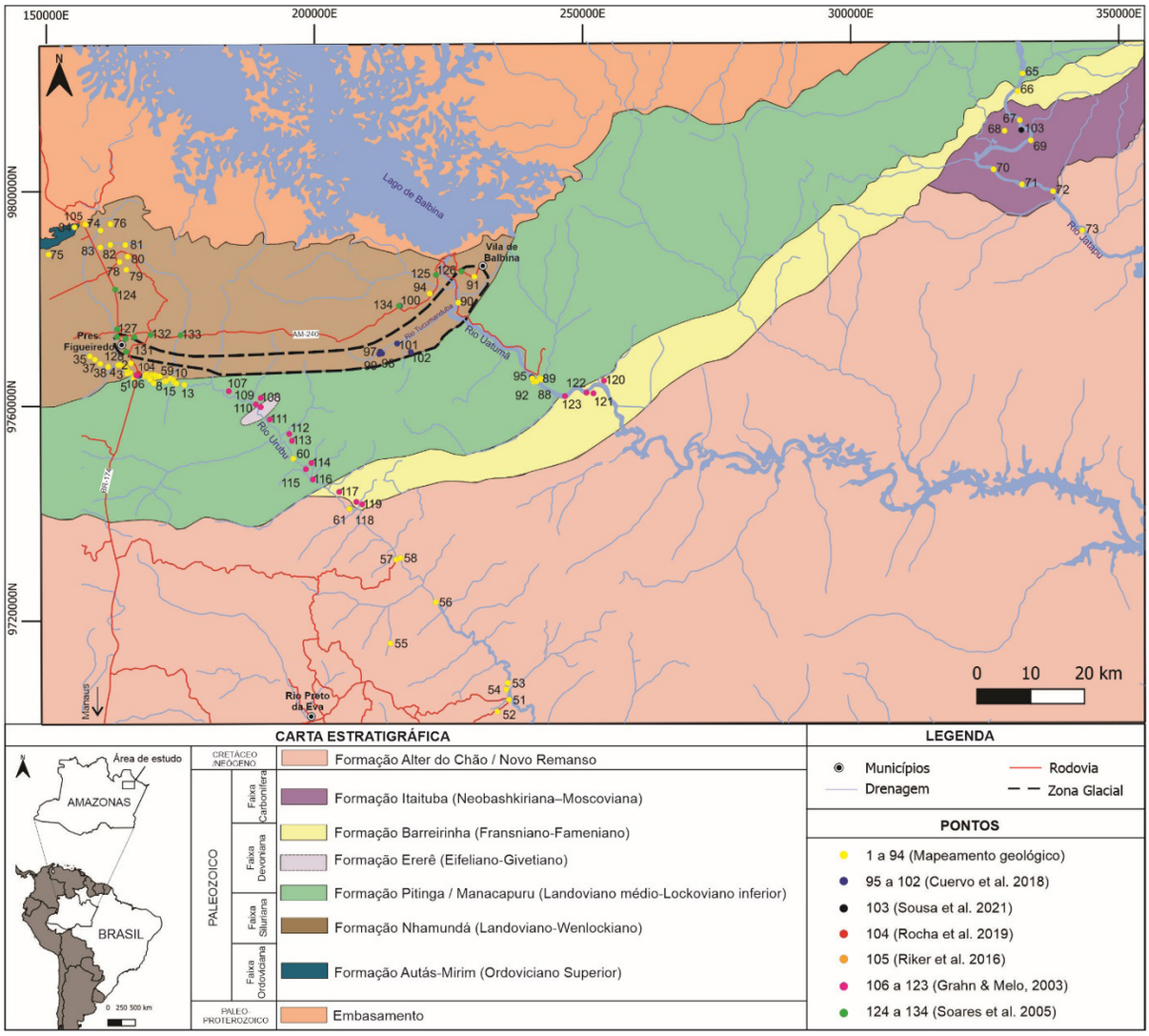


Figura 1. Mapa geológico com destaque para as unidades sedimentares paleozoicas com limites estratigráficos estabelecidos pelos estudos de Soares et al. (2005), Riker *et al*. (2016), Cuervo *et al*. (2018), Sousa *et al*. (2021), bem como as faixas das biozonas definidas por Grahn e Melo (2003) e Rocha et al. (2019).

A faixa da Formação Barreirinha tem uma espessura aflorante variando entre 9 a 10 km, disposta em cotas de 60 a 120 m. Composta por folhelhos marinhos devonianos (Cunha et al. 2007). Ao longo dos rios Urubu e Uatumã, Grahn e Melo (2003) definiram por palinologia uma idade do Givetiano ao Frasniano para esta formação.

A faixa da Formação Itaituba apresenta uma espessura aflorante de 20 m aproximadamente, com cotas de 60 a 120 m. Representada por folhelhos, carbonatos e anidritas de ambiente lagunar e marinho com idade Neobashkiriana-Moscoviana (Cunha *et al*. 2007). Na mina de calcário de Jatapu (ponto 103), Sousa *et al*. (2021) caracterizaram microfácies carbonáticas relacionadas a ambiente marinho raso, corroborando com interpretações anteriores para esta formação.

A faixa da Formação Autás-Mirim apresenta-se menos expressiva e tem cotas de 180 a 240 m. Caracterizada por arenitos e pelitos intemperizados com uma idade que se estende do Cambriano (486-541 Ma) ao Ordoviciano Superior com base em datação U/Pb de zircões detríticos de arenitos da BR-174 (ponto 105) (Riker *et al.* 2016).

Restritamente, nas margens do Rio Urubu, a Formação Ererê ocorre como um corpo lenticular com 8 km de comprimento, disposta em cotas de 60 a 120 m. Constituída por siltitos, folhelhos e arenitos neríticos (Cunha et al. 2007). Em duas amostras na área de estudo, Grahn & Melo (2003) definiram por palinologia uma idade Givetiana precoce que foram associadas com a idade Neoeifeliana-Eogivetiana por Melo e Loboziak (2003) para esta formação.

DISCUSSÕES

Em trechos de Presidente Figueiredo, Rio Preto da Eva e Urucará (AM), borda norte da Bacia do Amazonas, foram delimitadas seis faixas paleozoicas aflorantes dos Grupos Trombetas (formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga-Manacapuru), Urupadi (Formação Ererê), Curuá (Formação Barreirinha) e Tapajós (Formação Itaituba).

Destas faixas, apenas as formações Barreirinha, Ererê e Itaituba ocorrem por uma continuidade lateral de aproximadamente 650 km até o município de Monte Alegre (PA), nesta região apresentam também as formações Faro, Oriximiná, Curiri e Monte Alegre, conforme observado nos trabalhos de Vasquez et al. (2008) e Silva et al. (2023). Quando comparadas com as faixas paleozoicas aflorantes na borda sul da bacia, observou-se uma correlacação entre as faixas do Grupo Trombetas (Formação Pitinga), Urupadi (Formação Ererê), Curuá (Formação Barreirinha) e Tapajós (Formação Itaituba), além destas estão detalhadas as faixas das formações Curiri, Maecuru e Monte Alegre, conforme observado nos estudos de Matsuda et al. (2009) e Silva et al. (2015) nas regiões de Itaituba e Uruará (PA).

De forma inédita, foi definida uma zona de ocorrência glacial de aproximadamente 70 km de extensão na porção sul do municipio de Presidente Figueiredo, por meio da correlação das fácies subglaciais, sendo esta zona não delimitada em outros mapeamentos na Bacia do Amazonas. Destaca-se também a ampliação da faixa de ocorrência da Formação Barreirinha, estendo-se por 179 km desde o Rio Urubu ao Jatapu, por meio dos dados palinológicos e faciológicos.

CONCLUSÕES

A correlação de dados faciológicos e palinológicos possibilitou a obtenção de seis faixas sedimentares paleozoicas na região de Presidente Figueiredo, Rio Preto da Eva e Urucará (AM), representadas pelas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga-Manacapuru, Ererê, Barreirinha e Formação Itaituba, com destaque para a definição de uma zona glacial na Formação Nhamundá e delimitação de novos limites e contatos entre as formações. As áreas de ocorrências das formações sedimentares paleozoicas são particularizadas com mais detalhes em algumas porções das bordas norte e sul da Bacia do Amazonas, contudo existem correlações significativas das faixas identificadas neste estudo com estudos estratigráficos nas regiões do estado do Pará. Portanto, o aprofundamento dos estudos geológicos em toda a borda norte da bacia e o entendimento das relações estratigráficas dos diversos litotipos que a compõe, propicia em um mapa geológico detalhado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2007. Projeto Aerogeofísico Pitinga: Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Lasa Engenharia e Prospecções S/A, v. 1, p. 288.

Cuervo H. D. R., Soares E.A.A., Caputo M.V., Dino R. 2018. Sedimentology and stratigraphy of new outcrops of Silurian glaciomarine strata in the Presidente Figueiredo region, northwestern margin of the Amazonas Basin. Journal of South American Earth Sciences, 85:43-56. https://doi.org/10.1016/j.jsames. 2018.04.023

Cunha P.R.C., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobas, 15 (2): 227-251.

Grahn Y. e Melo J. H. G. 2003. Silurian-Devonian chitinozoan bioestratigraphy along the Urubu, Uatumã and Abacate Rivers in the western part of the Amazonas Basin, northern Brazil. Bulletin of Geosciences, 78 (4): 373-391.

Matsuda N. S., Winter W. R., Wanderley Filho J. R., Cacela A. S. M. 2009. O Paleozoico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós – Estado do Pará. Boletim de Geociências da Petrobras, 18:123-152.

Melo J. H. G. e Loboziak S. 2003. Devonian – Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. Review of Palaeobotany and Palynology, 124:131-202. https://doi.org/10.1016/S0034-6667(02)00184-7

Riker S. R. L., Lima F.J.D.C., Motta M.B., Silva D. P. B. 2016. Geologia e recursos minerais da região metropolitana de Manaus, Estado do Amazonas, escala de integração – 1: 500.000. Manaus: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 238.

Rocha P. F., Silveira R. R., Barbosa R. C. M. 2019. Age and palaeoenvironments of the Manacapuru Formation, Presidente Figueiredo (AM) region, Lochkovian of the Amazonas Basin. Brasilian Journal of Geology, 49(4):e20180130. https://doi.org/10.1590/2317-4889201920180130

Silva P. A. S., Afonso J. W. L., Soares J. L., Nogueira A. C. R. 2015. Depósitos de plataforma mista, Neocarbonífero da Bacia do Amazonas, região de Uruará, estado do Pará. Revista do Instituto de Geociências-USP, 15(2): 79-98. https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095. v15i2p7-98

Silva Y. A., Oliveira G. C. C. A., De Oliveira, R. S., Scheffler S.M. 2023. Nova Ocorrência De Crinoidea No Pensilvaniano Da Formação Itaituba, Pedreira Caltarém, Norte Da Bacia Do Amazonas. Revista Brasileira de Paleontologia, 26(1):21-34. https://doi.org/10.4072/rbp.2023.1.03

Soares E. A. A., Truckenbrodt W., Nogueira A. C. R. 2005. Fácies Litorâneas e Subglaciais da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior), Região de Presidente Figueiredo, Bacia do Amazonas. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 2:105-132.

Sousa, E. S., Barbosa, R. C. M., Rudnitzki I. D. 2021. Microfácies de carbonatos pensilvanianos da Formação Itaituba (Grupo Tapajós) no norte da Bacia do Amazonas, Urucará (AM). Pesquisa em Geociências, 48(1): e092531-e092531.

Souza V. S. e Nogueira A. C. R. 2009. Seção geológica Manaus – Presidente Figueiredo (AM), borda norte da Bacia do Amazonas: um guia para excursão de campo. Revista Brasileira de Geociências, 39 (1): 16-29

Steemans P., Rubinstein C., Melo J. H. G. 2008. Siluro-Devonian Miospore Biostratigraphy of the Urubu River area, Western Amazon Basin, Northern Brazil. Geobios, 41:263-282.

Vasquez M. L., Rosa Costa L.T., Silva C. M. G., Klein E. L. 2008. Compartimentação tectônica. In: Vasquez M. L., Rosa Costa L. T. (eds.). Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: Mineral Resources Research Company, 39-112.

THE AMANAUS CRUISE (5-25 July 2023) IN THE CENTRAL-EASTERN AMAZONIA TO BETTER UNDERSTAND SOURCE 2 SINK SEDIMENT TRANSFER

Cintia Trindade[1]; Marco Ianniruberto[2]; Gabriel Moizinho[2,3,4]; Jerome Murienne[4]; Pierre Guyavarch[3]; Pauline Dupont[3]; Iris Bandeira[5], Ednaldo Severo[6]; Jean-Michel Martinez[4]; Agnès Baltzer[7]; Marina Rabineau[3]; Daniel Aslanian[3]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA; [2]Universidade de Brasília - UnB; [3]Geo-Ocean, IFREMER, Univ Brest, CNRS, Plouzané; [4] Universidade Toulouse, GET; [5]CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Belem, [6]Universidade Federal do Amazonas - UFAM; [7]Universidade Nantes

cintia.trindade@ufopa.edu.br; ianniruberto@unb.br; gribeiro@ifremer.fr; murienne@gmail.com; pierre.guyavarch@ifremer.fr; pauline.dupont@ifremer.fr; iris.bandeira@sbg.gov.br; edsevero.geo@gmail.com; jean-michel.martinez@ird.fr; agnes.baltzer@univ-nantes.fr; marina.rabineau@univ-brest.fr; daniel.aslanian@ifremer.fr

ABSRACT

The AMANAUS cruise has been undertaken from 5th-25th July 2023 on two boats: the Samara Lopes XII and Yane Jose IV boats from Manaus to Santarém (Leg 1) and on Samara Lopes XII boat only on the way back from Santarém to Manaus (Leg 2). The cruise was based on an international collaboration between Brazilian and French Researchers. The Yane Jose IV boat undertook hydrological measurements in the framework of the HYBAM program with ANA, CPRM, and IRD members (www.ore-hybam.org/) while the Samara Lopes XII undertook geophysical-geological measurements funded by ISBlue EUR school, ANR, CAPES-COFECUB. The present abstract focuses on the achievements of the Samara Lopes boat only. The aim was to deploy several tools never used in the Amazon River and acquire new geophysical (bathymetry and multichannel high-resolution seismic), sedimentological, and geochemical data (cores, bedload, and suspended particulate material) for a better understanding of source-to-sink transport of sediments and their evolution through time with the concomitant role of climate, sea-level, and tectonic changes.

KEYWORDS: Source to Sink; Multichannel Seismic; Bathymetry; Geochemistry; Central-eastern Amazonian.

INTRODUCTION

The quantification of sediment budgets is a difficult target because it requires a complete quantitative view from source (on the continent) to sink (in the ocean) of sedimentary environments, sediment nature, and volumes. In tropical systems, these kinds of studies are very scarce (Syvitski et al., 2009; do Nascimento *et al*., 2015). The estimation of such budgets, in the case of the Amazon River, is even more problematic considering the size of the system. Indeed, the Amazon

drainage basin itself is the biggest on Earth today (5.8 million km^2, situated at the northern part of South America) (Roddaz *et al.*, 2005), as for its water discharge (220,000 m^3/s) that represents 20% of all freshwater inputs to the ocean (Milliman & Farnsworth, 2011). In terms of sediment discharge, Martinez *et al*. (2009) observed and increase in the annual mean from approximately $688 \cdot 10^6$tons/year before 2001 to $801 \cdot 10^6$tons/year after, suggesting a significant change in the sediment transport regime of the Amazon River, while no trend was observed for water discharge, such difference possibly is due to impact of anthropic activities and climate changes.

As for its marine counterpart, the Amazon Fan is the third largest modern deep-sea fan and is located in the Foz do Amazonas Basin. This basin covers an area of about 268,000 km^2 and includes the continental shelf, slope, and deep basin down to the 3000 m isobath with thickness up to 10 km of sediments (Bradão and Feijó, 1994; Figueiredo *et al*., 2007).

The post-rift sedimentation (100-0 Ma) can be subdivided into two-time intervals:

- The pre-Amazon Fan interval (ca 100-11 Ma), which is Cenomanian through Middle Miocene in age and represents deposition in the basin prior to the establishment of the Amazon River as a major, continental-scale drainage system.
- The Amazon Fan interval (c.a 11.8 – Present), begins in Middle Miocene with the transition from a cratonic-derived sediment regime to one dominated by Andean-derived sedimentation, resulting in the onset of the transcontinental Amazon River and the buildup of the Amazon Fan. Sediments of Andean origin seem to have reached the Foz do Amazonas Basin between 11.8 and 11.3 Ma (Figueiredo *et al*., 2009). However, other authors suggested a much younger age around 6-5 Ma (Latrubesse et al., 2010) or around 3 Ma (Ribas *et al.*, 2011) coinciding with a large increase in sedimentation rates (Cruz et al., 2019).

The importance of monitoring the behaviour of the Amazon River resides in the fact that: a) it responds to local and global changes in climate as well as changes in land use in the catchment (Marengo et al., 2018; Guimberteu *et al.*, 2017; Nobre et al., 2016); b) its geomorphology and discharge can be affected by the damming planned and already in operation, causing impact in the floodplains, estuary and sediment dynamics (Latrubesse *et al.*, 2017); c) the water discharge of the river contributes to regional sea level in the Tropical Atlantic Ocean, as far as 3000 km from the river mouth (Giffard et a., 2019); d) it plays an important role in the carbon cycle, acting as a CO_2 sink due to the input of nutrients that promote diazotrophic activity and consumption of CO_2 in surface waters (Weber *et al*., 2017; Subramanian *et al*., 2008).

The acquisition and processing of unprecedented bathymetry and multichannel seismic data along the Central-Eastern Amazonia might give new clues for this major change in the course of the Amazon River. Additionally, sedimentological and geochemical analysis of modern sediments will give important insights into modern crustal denudation and transportation processes in the basin.

MATERIALS AND METHODS

The geophysical and geochemical AMANAUS cruise was carried out on the Samara Lopes XII boat, which underwent specific arrangements to handle the installation of bathymetry, seismic and coring equipment. This installation was a challenge by itself due to the weight of each of those equipment (>250 kg).

During the 20 days of cruise were continuously acquired bathymetric data using a Reson Seabat T50P, operating in the frequency band 200-400kHz, with 511 equidistant beams, along with Novatel Vector dual-antenna GNSS differential positioning system. Multichannel very high-resolution seismic data were acquired using a freshwater-designed Sparker Source by Geo Marine Survey Systems with a geo-source 400 FW (400 tips). The streamer used was a 48 channels streamer Geo-Sense also from Geo Marine Survey systems with a total length of 150m. The streamer was kept at a constant depth using two buoys: a head buoy with two mooring points on the structure allowing recovery effort of the streamer and streamer depth adjustment; a tail buoy with a flag and flash for visibility. Undertaking such an exploration with 200m of material behind the boat (**Figure 1A**) was a challenge due to the number of small and randomly navigating boats on the Amazon and the even more randomly distributed big trunks and small *matupás* floating at the surface or subsurface in the river.



Figura 1. (A) Seismic equipment in acquisition and (B) Coring equipment being deployed, both from Samara Lopes XII vessel.

Water samples for geochemical analysis of the suspended particulate material (SPM) were collected in every major Amazon River tributary (Solimões, Negro, Madeira, and Tapajós), and several locations along the Amazon River between Manaus and Santarém (**Figure 2**). These samples are going to be analyzed for major and trace elements; Li, Hf, and Nd isotopes, and fish DNA composition. Additionally, we used the Ronanberg system developed at IFREMER to sample 1m cores (**Figure 1B**), together with surface sediment samples collected with a small Van Veen drag. All samples were sent and stored in Univ. Brasília to undertake a full set of laboratory analysis. Additional hydrology measurements (ADCP and water samples) were undertaken specifically around Obidos and Juruti in Leg 2, to complement analysis of Yan José IV from the Leg1.

Figure 2 shows the location map of all geophysical and samples acquired on the Samara Lopes XII boat during AMANAUS cruise. In total, were acquired about 600 km of seismic profiles and more than 1500 km of multibeam bathymetric data along Rio Amazonas. Two areas, in front of Itacoatiara (AM) and Óbidos (PA), were surveyed in more detail as those locations host fluviometric stations regularly monitored by CPRM and ANA for liquid and solid discharge. In addition, 7 Ronanberg cores, 26 sediments samples (clay and sand), 32 water samples (for Hf, Nd, Li isotopic studies of suspended particles) and biology DNA analysis were successfully collected. All data are still under processing and interpretation that will be handled jointly between brasilian and french teams.

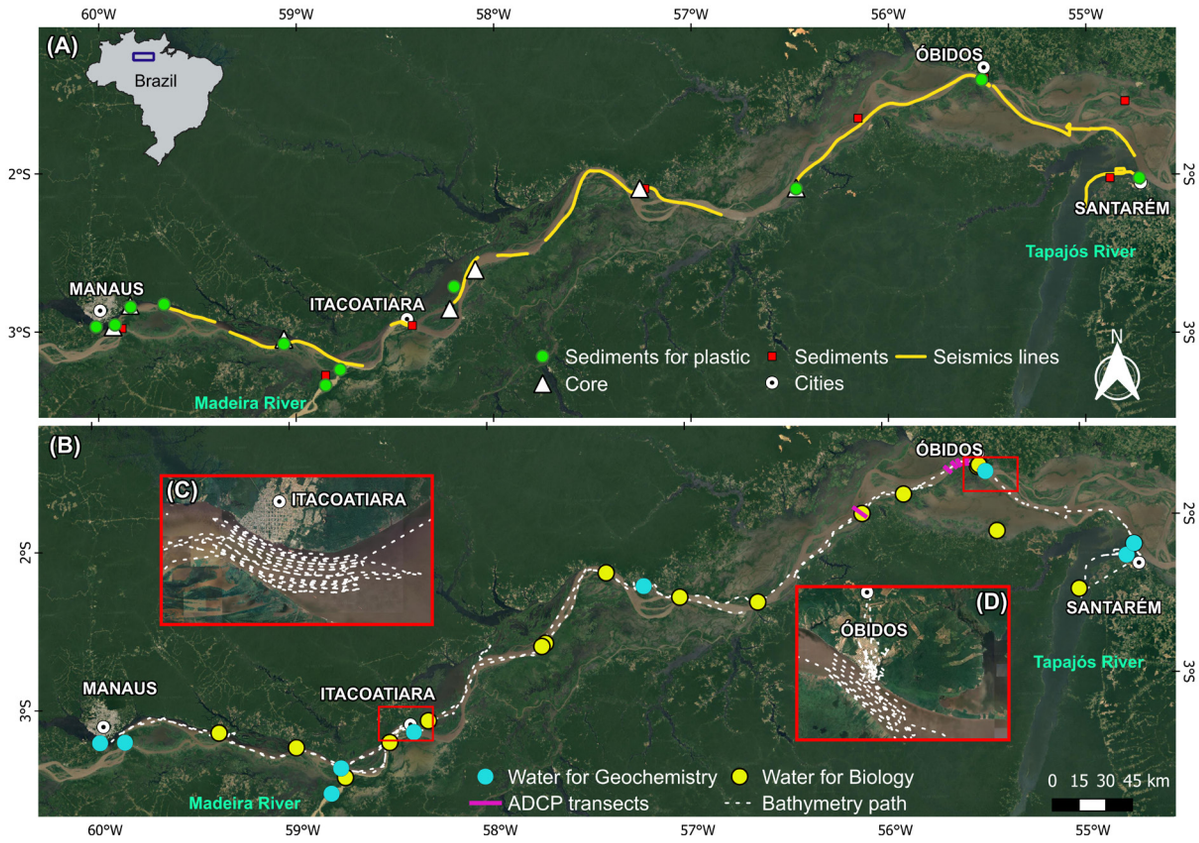


Figura 2. Map of Data Acquisition : showing location of geophysical data, water and sediment samples acquired on the SAMARA Lopes XII boat during AMANAUS cruise, July 2023.

PRELIMINARY RESULTS

The preliminary analysis of MBES data revealed the complex structures of the riverbed: at Itacoatiara (**Figure 3A**), the thalweg attains more than 100m of depth and large dunes trains are observed, with wavelenghts ranging from 100 to more than 200m, and heights o more than 5m (varying according to water depth). In the middle of the channel, the thalweg is crossed by two rocky terraces, probably result of erosion of the cretacic sandstones of Alter do Chão Formation, that constitutes the basement of the middle Amazon River. The two riverbanks show different features, while the right bank appears less steep and with erosional channels in the middle part, the left bank shows a steep cliff carved in the rocks of the Alter do Chão Formation.

Further downstream, at Óbidos (**Figure 3A**), the channel narrows due to the constraint of the left rocky margin (Alter do Chão Formation) and the thalweg reaches the highest depth observed during the cruise, attaining more than 110m.

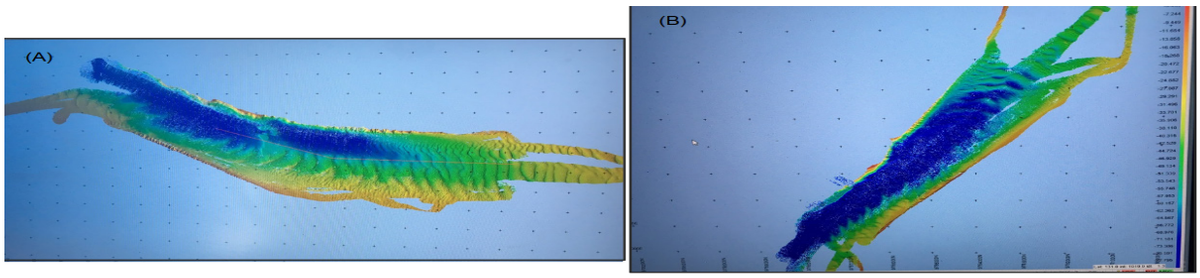


Figure 3 - **Bathymetric map of the channel reach next to Itacoatiara (A) in front of Itacoitiara and (B) Bathymetric map of the channel reach next to Óbidos.**

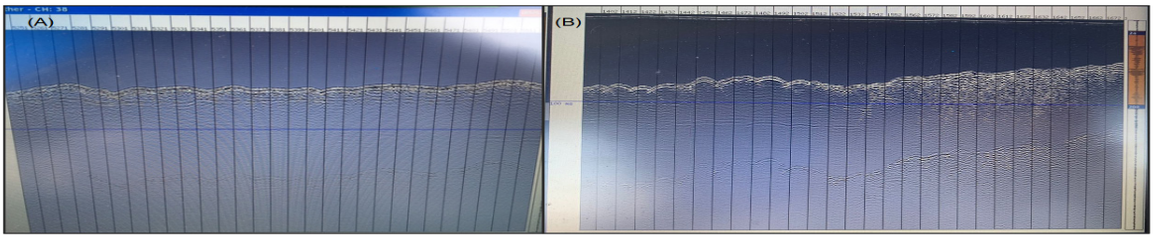


Figure 4. Preliminary results of not processed seismic data showing (A) giant dunes and (B) abrupt contact between Sandy/Rocky river-floor

CONCLUSIONS

The aim of the AMANAUS mission was to look at the same object from different points of view (geodynamic, geophysical, sedimentological, biological, envoronmental, etc.). Setting up such a campaign, which in many ways is unprecedented, requires a certain amount of adaptation. When the team, which is small in size and multi-disciplinary, it requires even greater flexibility, in order to get past the jargon that is inherent in each discipline. Amanaus was a great success, both in terms of the unprecedented data it yielded and the forecasts we can expect to see, and in terms of the human adventure involved. The processing and interpretation of the full set of data will be made in the framework of our Brazilian-French collaborations (UnB, UFAM, Ufopa, CRPM and Ifremer, CNRS, IRD, UBO, Univ. Nantes, Univ. Toulouse)

Acknowledgements:

Our warmest thanks go to comandante Nelinho and his team (Airton, Patrick, Adria) for their incredible availability and responsiveness, and of course to the two cooks (Cebaciona and Alaide) who prepared all the delicious meals.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Brandão, J.A.S.L., and Feijo, F.J. (1994) Bacia da Foz do Amazonas. ***Bol. Geoc. Petrobras***, 8, p. 91-99

Cruz, A. M.; A. T. dos Reis; J. Suc 1; . G. Silva; D. Praeg; D. Granjeon; M. Rabineau; C S. Popescu; C. Gorin (2019) Neogene evolution and demise of the Amapá Carbonate Platform, Amazon Continental Margin, Brazil, *Marine and Petroleum Geology*, vol. 105, p. 185-203

do Nascimento Jr.,D.R., Sawakuchi, A.O., Guedes,C.F., Giannini, P.C.F., Grohmann, C.H., Ferreira, M.P., 2015. Provenance of sands from the confluence of the Amazon and Madeira rivers based on detrital heavy minerals and luminescence of quartz feldspar, Sedimentary Geology, 316, p.1-12.

Figueiredo, J.J.P. *et al.*, 2007. Bacia da Foz do Amazonas. ***Bol. Geoc. Petrobras***, v. 15, n. 2, p. 299- 309.

Figueiredo, J., Hoorn, C., van der Ven, P., Soares, E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. Geology 37, 619-622.

Giffard, P.; Llovel, W.; Jouanno, J.; Morvan, G.; Decharme, B., 2019. Contribution of the Amazon River Discharge to Regional Sea Level in the Tropical Atlantic Ocean. *Water 11*, 2348. DOI: 10.3390/w11112348

Latrubesse, E., Cozzuol, M., Silva, S., Rigsby, C., Absy, M.L., Jaramillo, C., 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon basin and the evolution of the Amazon River. Earth Science Reviews 99, 99-124.

Latrubesse, E., Arima, E., Dunne, T. *et al.* Damming the rivers of the Amazon basin, 2017. Nature 546, 363–369. DOI:10.1038/nature22333

Marengo, J. A., Souza Jr, C.A., Thonicke, K., Burton, C., Halladay, K., Betts, R. A., Alves, L. M., Soares, W. R. (2018) Changes in climate and land use over the Amazon Region: current and future variability and trends. Front Earth Sci 6:228. DOI: 10.3389/feart.2018.00228

Martinez, J.M., Guyot, J.L., Filizola, N., Sondag, F., 2009. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data, CATENA, Volume 79, Issue 3, p. 257-264, ISSN 0341-8162, https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.05.011.

Milliman, J.D. and Farnsworth, K.L., 2011. River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis. Cambridge University Press, Cambridge, 143-144. https://doi.org/10.1017/cbo9780511781247

Nobre, C. A., Sampaio, G., Borma, L. S., Castilla-Rubio, J. C., Silva, J. S., Cardoso, M., et al., 2016. The Fate of the Amazon Forests: land-use and climate change risks and the need of a novel sustainable development paradigm. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 113, 10759–10768. DOI: 10.1073/pnas.1605516113

Ribas, C.C., Aleixo, A., Nogueira, A.C.R., Miyaki, C.Y., Cracraft, J., 2012. Amazonia over the past three million years. Proceedings of the Royal Society of London B 279, 681-689.

Roddaz, M.; Viers, J.; Brusset, S.; Baby, P., Hérail, G., 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. Earth and Planetary Science Letters 239, 57-78

Syvitski, J.P.M., Cohen, S., Kettner, A.J., Brackenrdige, G.R., 2014. How important and different are tropical rivers? — An overview. Geomorphology, 227, p. 5-17.

Weber, S. C., Carpenter, E. J., Coles, V. J., Yager, P. L., Goes, J. and Montoya, J. P. (2017). Amazon River influence on nitrogen fixation and export production in the western tropical North Atlantic. Limnology and Oceanography 62 (2), 618-631.

POSSIBLE RECORD OF NEOARCHEAN (2.7 Ga) STROMATOLITES IN THE CARAJÁS PROVINCE, BRAZIL

Felipe Grandjean da Costa[1] ; Antonia Railine Costa Silva[1]; Rafael Bittencourt Lima[1]; Patrick Araújo Santos[1]; Sulsiene Machado de Souza1; Cesar Lisboa Chaves[1]; Marcelo Lacerda Vasquez[1]

[1]Geological Survey of Brazil – SGB/CPRM

felipe.costa@sgb.gov.br; antonia.costa@sgb.gov.br; rafael.bittencourt@sgb.gov.br; patrick.santos@sgb.gov.br; sulsiene.souza@cprm.gov.br; cesar.chaves@sgb.gov.br; marcelo.vasquez@sgb.gov.br

ABSTRACT

The emergence of stromatolites and associated oceanic and atmospheric oxygenation is probably the result of several tectonic-biological processes that took place (diachronically) during the Archean times. The building of large Archean cratonic shields allowed the development of shallow seawater sedimentary systems and the dawn of stromatolite communities. In the Carajás Province, similar to other Archean cratonic domains worldwide, crustal evolution is mainly recorded by 3.0-2.8 Ga TTG-greenstone development, followed by cratonic stabilization and the deposition of large Neoarchean (ca. 2.7-2.6 Ga) supracrustal sequences with giant banded iron formations. In this work, we present drill core descriptions coupled with Scanning Electron Microscopy (SEM) observation of laminated carbonate and black shale intervals found in mafic volcanic/volcanoclastic rocks of the Aquiri region, west of the Carajás Province. From SEM investigation, many carbon-rich inclusions were identified, which may probably represent remnants of Archean microfossils. The emergence of ca. 2.7 Ga stromatolites in the Carajás basin may suggest some relationship with craton stabilization, continental emergence above the sea level, and deposition of banded iron formation.

KEYWORDS: Stromatolites; Banded Iron Formation; Neoarchean; Aquiri; Carajás Province.

RESULTS AND DISCUSSION

Archean stromatolites are fossil structures that record ancient living being (cyanobacteria) that generated the O_2 molecule by photosynthesis for the first time on Planet Earth (back to 3.5 Gyr, Schopf, 2006; Allwood et al., 2006). The Archean oxygenation of the Earth's primitive oceans brought tremendous consequences to biological, sedimentary and mineral systems, including the deposition of large banded iron formations (BIF) (e.g., Kendall *et al.,* 2010; Yin et al., 2023). The Archean Carajás Province, in the Amazonian craton, Brazil (Fig. 1A), shows similar tectonic evolution to other Archean domains worldwide, with 3.0-2.8 Ga TTG-greenstone development (probably in a non-plate tectonic environment, Costa et al., 2020), followed by the development of large Neoarchean (ca. 2.7-2.6 Ga) supracrustal sequences, including one of the world's largest banded iron formation. Microscopic relicts of microbial life have already been recognized in these banded iron formations (Luz and Crowley, 2012), but stromatolitic macrostructures have not yet been described in the Carajás Province.

In this work, we present a drill core description coupled with Scanning Electron Microscopy (SEM) analyses for laminated rocks of the Aquiri region, west of the Carajás Province (Fig. 1A). The description and sampling were done in the drill core AQW-07, worked by the VALE company during 2007 in the Aquiri-West Copper-Gold prospects (obs., we thank VALE for permission to access the drill core samples). Mafic to intermediate volcanic-volcaniclastic rocks, and laminated carbonate and chlorite-rich (after black shale/mud) rocks dominate the drill core section (Fig. 1B). The volcanic/volcaniclastic rocks are weakly foliated (low-grade metamorphism) and locally show some sulfide mineralization (syngenetic?) (Fig. 1C). Locally, a matrix-supported conglomerate (or volcanic breccia?) with polymictic clasts occurs as a layer of about 3 m thick (Fig. 1B and D). Two thick layers (up to 90 m) of laminated rocks are observed and comprise the subject of this work. (Fig. 1B). The carbonates generally occur as tinny (1 to 2 mm) plan-parallel layers of white color, alternating with millimeter-size dark chlorite-rich layers (after shale/mud) (Fig. 1E). Although the current mineralogy represents a hydrothermal/low-grade metamorphic paragenesis, this persistent laminated pattern should reflect a primary structure related to (microbial?) mudstone and carbonate intercalations that resemble stromatolite records. Furthermore, the laminated-carbonate intervals often show many domes, bulbs and/or folded (slump?) structures (Fig. 1F to K). Locally, red carbonate layers and some centimeter-size hematite-rich layers also occur associated with these laminated rocks (Fig. 1K).

In the SEM images of a red carbonate sample, alternated layers of silica-rich dark mud and carbonate (Ca_2CO_3) are evidenced (Fig. 2A, B and C). The tiny bedding inside the red carbonate layer appears as the texture that is formed by the junction of microcolumn stromatolites (Fig. 1A and B). Additionally, by Energy Dispersive X-ray Spectroscopy (EDS) analysis, many carbon-rich inclusions (up to 20 mm) were identified (Fig. 2C to F). These carbonaceous inclusions occur in both dark mud and carbonates layers (Fig. 2C). These carbonaceous inclusions may represent trapped organic matter during chemical/sedimentary processes. The dark mud-type layer shows iron-rich composition (up to 15 wt%), with high carbon (up to 12 wt%) and local platinum contents (2.62 wt%) (black shale?) (Fig. 2D, E and F). Chlorite is the main metamorphic mineral seen in the dark mud layer (low-grade metamorphism) (Fig. 2F). Under secondary electron images, the carbonaceous inclusions appear to represent a “nodule” formed by many filamentous structures, which may represent fossilized cyanobacteria community (Fig. 2G and H). Spheroidal carbonaceous inclusions and filamentous structures in other Archean stromatolites worldwide are commonly reported (e.g., Lepot et al., 2008; Sugitane et al., 2013).

According to Zeh & Cabral (2021), siliciclastic sediments of the Aquiri region were deposited between ca. 2705 and 2665 Ma, contemporaneously with the world-class banded iron formations of the Carajás Province (e.g., Trendall et al., 1998; Cabral et al., 2013). Also in the Aquiri region, the interpretation of meta-evaporites has been recently suggested for some laminated albitite-tourmalinite layers within clastic sedimentary sequences, attesting for Neoarchean shallow seawater to subaerial environments (Rielh & Cabral, 2018). Therefore, the possible stromatolite structures of the Aquiri region are quite compatible with the ca. 2.7 Ga sedimentary systems proposed by previous authors. Additionally, this finding in the Carajás basin may shed some light on the understanding of the banded iron formation in this area, suggesting biogenic oxygenation as the main process of iron oxide deposition. Globally, a common interpretation of Earth’s biogeodynamical evolution is that the emergence of stromatolites is due to tectonic processes that culminated in craton formation, and emersion of continental crust above the sea

level, which took place diachronically during Paleo- to Neoarchean times (ca. 3.5-2.5 Ga) (e.g., Buick et al., 1995; Bindeman et al., 2018; Chowdhury et al., 2021). Therefore, the presence of ca. 2.7 Ga stromatolite in the Carajás basin may reflect new sedimentary systems that emerged after craton stabilization and continental emersion.

REFERENCES

Allwood, A.C., Walter, M.R., Kamber, B.S., Marshall, C.P., Burch, I.W. 2006. Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. Nature, 441, 714–718.

Bindeman, I.N., Zakharov, D.O., Palandri, J., Greber, N.D., Dauphas, G.J., Retallack, Hofmann, A., Lackey, J.S., Bekker, A., 2018. Rapid emergence of subaerial landmasses and onset of a modern hydrologic cycle 2.5 billion years ago. Nature 557, 545–548.

Buick, R., Thornett, J., McNaughton, N., Smith, J.B., barley, M.E., Savage, M., 1995. Record of emergent continental crust ~3.5 billion years ago in the Pilbara craton of Australia. Nature 375, 574–577.

Cabral, A.R., Creaser, R.A., Nagler, T., Lehmann, B., Voegelin, A.R., Belyatsky, B., Pasava, J., Seabra Gomes Jr., A.A., Galbiatti, H., Bottcher, M.E., Escher P., 2013. Trace-element and multi-isotope geochemistry of Late-Archean black shales in the Carajás iron-ore district, Brazil. Chemical Geology, 362(20), 91-104.

Chowdhury, P., Mulder, J. A., Cawood, P. A., Bhattacharjee, S., Roy, S., Wainwright, A. N., Nebel, O., Mukherjee, S., 2021. Magmatic thickening of crust in non–plate tectonic settings initiated the subaerial rise of Earth's first continents 3.3 to 3.2 billion years ago. Proceedings of the National Academy of Sciences, 118, e2105746118.

Costa, F.G., Santos, P.A., Serafim, I.C., Costa, I.S.L., Roopnarain, S., 2020. From Mesoarchean drips to modern–style tectonics in the Carajás province, Amazonian Craton. J. South Am. Earth Sci., 104, 102817.

Kendall, B., Reinhard, C.T., Lyons, T.W., Kaufman, A.J., Poulton, S.W. and Anbar, A.D., 2010. Pervasive oxygenation along late Archaean ocean margins. Nature Geosci., 3, 647–652.

Lepot, K., Benzerara, K., Brown, G.E., Philippot, P., 2008. Microbially influenced formation of 2,724-million-year-old stromatolites. Nature Geosciences, 1, 118–121.

Luz, B.R., Crowley, J.K., 2012. Morphological and chemical evidence of stromatolitic deposits in the 2.75 Ga Carajás banded iron formation, Brazil. Earth and Planetary Science Letters, 355-356, 60–72.

Riehl, W., Cabral, A.R., 2018. Meta-evaporite in the Carajás mineral province, northern Brazil. Miner. Deposita 53 (7), 895–902.

Schopf, J.W., 2006. Fossil evidence of Archaean life. Philosophical Transactions of the Royal Society B 361, 869–885.

Trendall, A.F., Basei, M.A.S., de Laeter, J.R., Nelson, D.R., 1998. SHRIMP zircon U–Pb constraints on the age of the Carajás Formation, Grão Pará Group, Amazon craton. J S Am Earth Sci., 11:265–277.

Yin, J., Li, H., Xiao, K., 2023. Origin of Banded Iron Formations: Links with Paleoclimate, Paleoenvironment, and Major Geological Processes. Minerals, 13, 547.

Zeh, A., Cabral, A.R., 2021. Combining detrital zircon shape and U–Pb–Hf isotope analyses for provenance studies – An example from the Aquiri region, Amazon Craton, Brazil. Precambrian Research, 364, 106343.

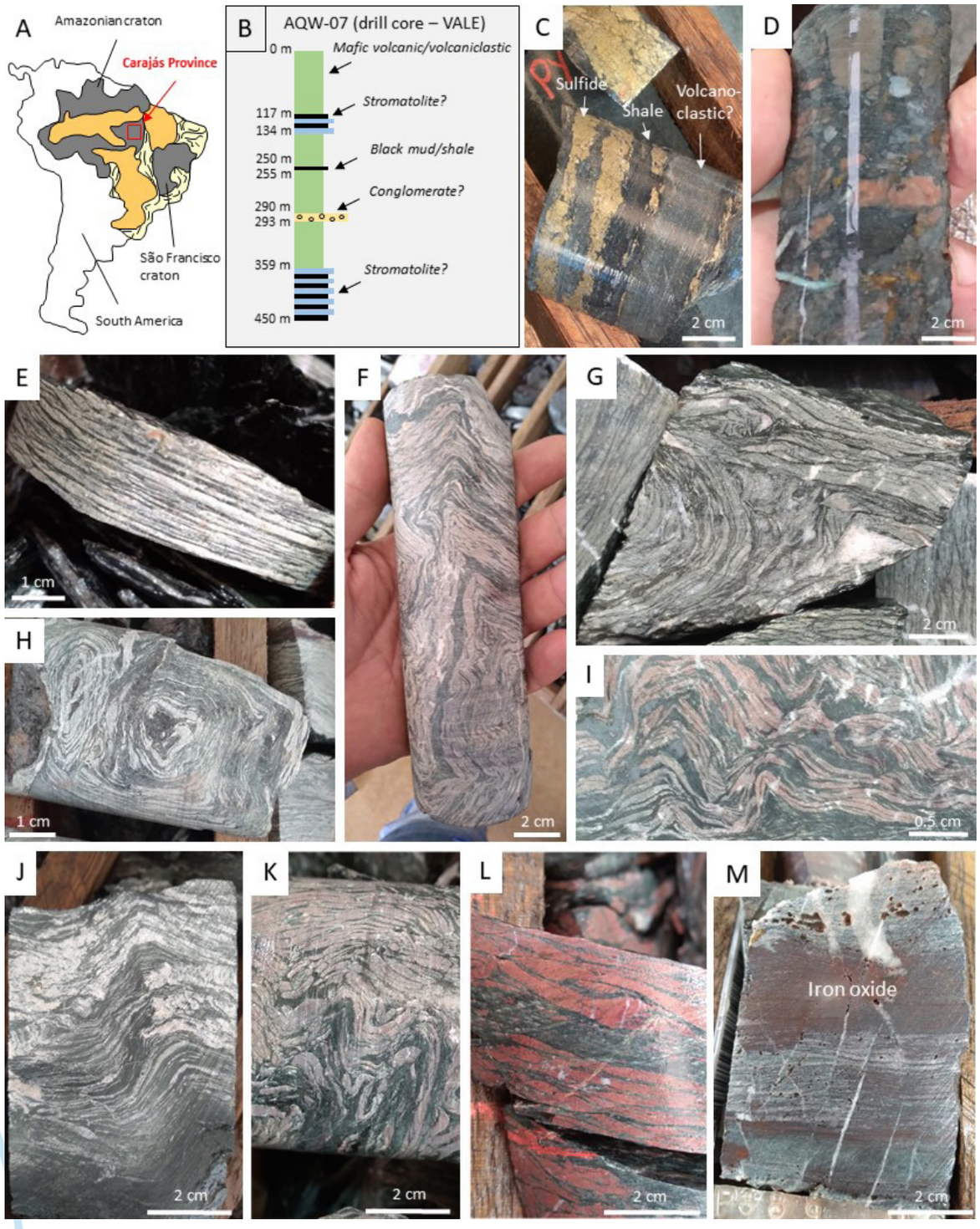


Figura 1. (A) Location of the Carajás Province in the Amazonian craton. Geological units in beige are Phanerozoic covers, and the yellow are Neoproterozoic fold belts. (B) Simplified description of the AQW-07 drill core. (C) Drill core sample of banded mafic/intermediate volcaniclastic rocks and black shales with local syngenetic sulfide (?) mineralization. (D) Detail of a polymictic paraconglomerate (?). (E) Laminated carbonate with tinny black mud-type layers. From (F) to (K) complex "domical", "bulbs" and/or "folded" laminated carbonates that resemble stromatolite structures. (L) Red (iron-rich?) laminated carbonate. (M) Local iron-rich layers.

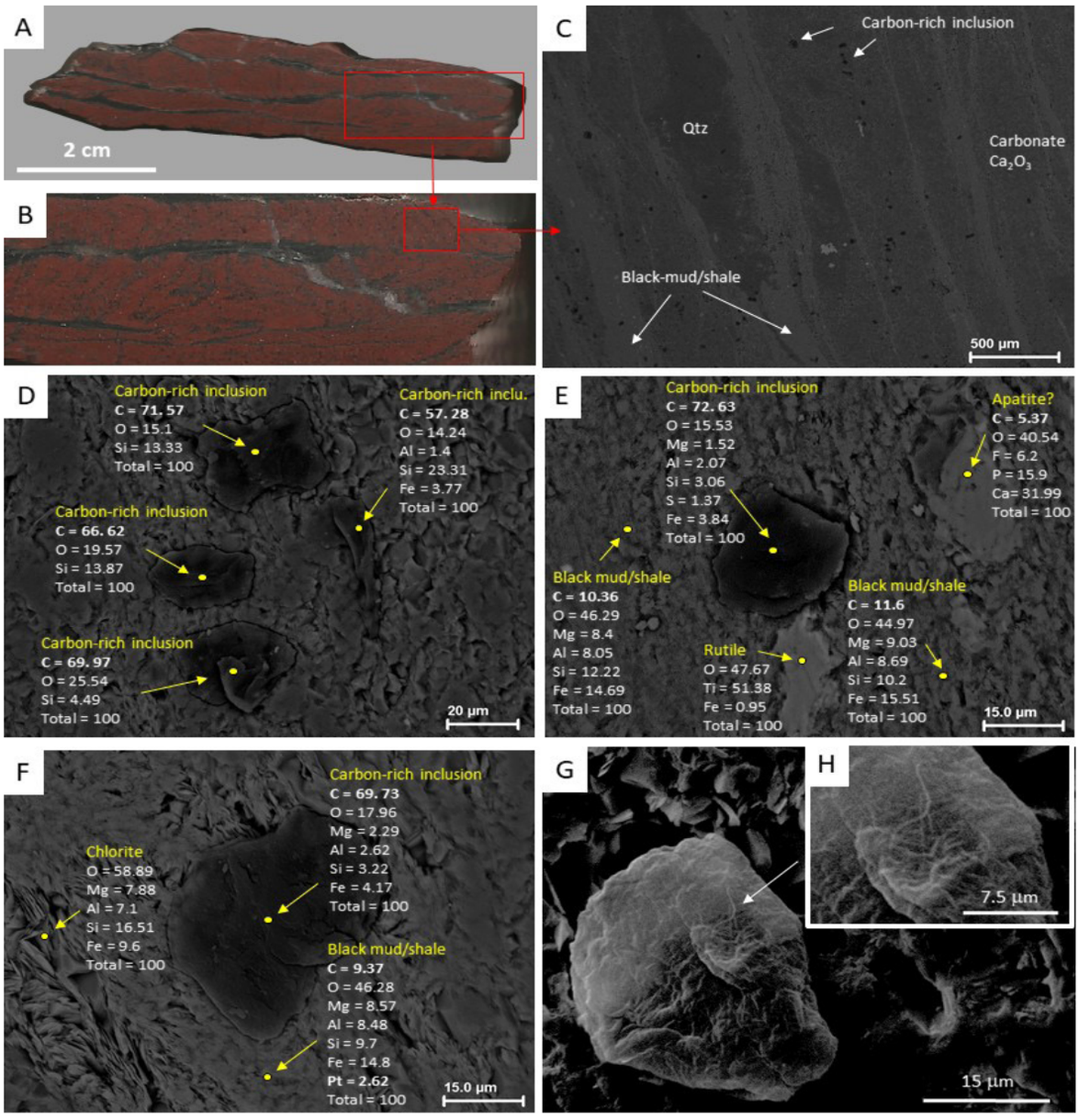


Figura 2. (A) Polished sample of the red laminated carbonate. (B) Zoom in and location of the BSE image. (C) BSE image of laminated calcium carbonate (Ca_2O_3) and dark siliceous mud-type layers with several carbon-rich inclusions (black spots). (D) Zoom in and EDS analysis of carbon-rich inclusions. (E) EDS analysis for the carbon-rich inclusion in dark siliceous mud-type layer with locally authigenic (?) rutile and apatite. (F) EDS analysis for the carbonrich inclusion in dark siliceous mud matrix with locally well-crystalized metamorphic chlorite. (G) Secondary electron image of a selected carbon-rich inclusion. (H) Detail for a possible fossil microalgae filamentous structure.

ANÁLISE DIAGENÉTICA DAS ROCHAS SILICICLÁSTICAS DA FORMAÇÃORAIZAMA: UMA COMPARAÇÃO ENTRE OS PROCESSOS DE DOLOMITIZAÇÃO E SILICIFICAÇÃO

Giovanna Fernandes Gomes[1]; Arthur César Souza de Oliveira[1]; Daniel Emerson PelaesVilhena[1]; Maristela Beatriz Oliveira Barbosa[1]; Argel de Assis Nunes Sodré[1]; Leandro Freitas Sepeda da Silva[1]; José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior[1]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA

giovanna.gomes@ig.ufpa.br; *arthur.oliveira@ig.ufpa.br; daniel.vilhena@ig.ufpa.br; maristela.barbosa@ig.ufpa.br; argel.sodre@gmail.com; leandro.silva@ig.ufpa.br; jbandeira@ufpa.br*

RESUMO

A sucessão siliciclástica que aflora na região sudoeste do estado do Mato Grosso, nas proximidades dos municípios de Mirassol d´Oeste e Cáceres, é denominada de Formação Raizama. Essa unidade registra ambientes de sedimentação em plataforma rasa, relacionada aos mares epicontinentais do Cambriano (520 Ma), da Bacia Araras-Alto Paraguai. Esse trabalho caracteriza e sequência os eventos diagenéticos que ocorrem na fábrica sedimentar, a partir de análises petrográficas e de catodoluminescência. Os principais eventos diagenéticos encontrados são: a) linha de sujeira; b) sobrecrescimento de quartzo sintaxial; c) compactação mecânica; d) cimentação dolomítica planar-e, a planar-s e) cimentação dolomítica não-planar; f) cimentação de sílica; g) cimentação de óxi-hidróxido de ferro; h) geração de porosidade secundária. As principais diferenças diagenéticas encontradas entre os perfis estudados é a cimentação de sílica que ocorre de forma pervasiva nas rochas da região de Cáceres, enquantoa região de Mirassoldo Oeste, há o predomínio de cimentação de dolomita, que oblitera a porosidade.

PALAVRAS-CHAVE: Cambriano; Bacia Araras-Alto Paraguai; Dolomita; Sílica.

INTRODUÇÃO

A Formação Raizama, base do Grupo Alto Paraguai, é uma sucessão siliciclástica, depositada em ambiente de plataforma rasa durante o Cambriano (520 Ma) na Bacia Araras-Alto Paraguai (Almeida, 1964). interpretada por Santos *et al* (2020) como uma bacia do tipo intracratonica.

O membro inferior da Formação Raizama, restrito à porção leste da bacia, é caracterizado por camadas de espessuras métricas de pelito, ritmito, e arenito fino intercalado com pelito. O membro superior é formado por arenitos finos a grossos, conglomerados, arenitos finos a médios com cimento de dolomita espática, siltitos, pelitos com espessuras centimétricas e, subordinadamente silexitos (Santos, 2011). Estudos prévios (Bandeira 2006, 2011; Santos, 2017; Bezerra Jr., 2016) sobre a Formação Raizama têm destacado que essa Sucessão de rochas siliciclásticas registram um complexo sequenciamento de eventos diagenéticos de dolomitização e/ou silicificação (Santos, 2011; Bezerra Jr., 2016).

A dolomitização é o processo de substituição do mineral calcita pelo mineral dolomita, composto principalmente de carbonato de cálcio e magnésio ($CaMg(CO_3)_2$) (Warren, 2000). Por outro lado, a silicificação é um processo mais comum em depósitos siliciclásticos e envolve a precipitação e substituição de sílica (SiO_2) nas rochas, resultando na formação de minerais siliciosos, como o quartzo. No entanto, pouco se sabe sobre os mecanismos específicos que levaram a esses eventos diagenéticos e suas implicações para a história deposicional e/ou diagenética da Formação.

Pretende-se propor uma evolução diagenética para as rochas que afloram na região de Mirassol d'Oeste e Cáceres (Figura 1) e com isso, indicar uma possível origem para os dois principais eventos diagenéticos: dolomitização e silicificação. Além disso, mostrar como esses eventos diagenéticos influenciaram na qualidade dos reservatórios e no potencial de armazenamento de hidrocarbonetos da Formação Raizama.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram estudados dois perfis estratigráficos, o primeiro perfil referente às rochas que afloram na região de Mirassold'Oeste-MT e o segundo, a 60 km de distância a leste, o perfil que ilustra a sucessão que aflora no município de Cáceres-MT (figura 1). Foram confeccionadas42 lâminas petrográficas de acordo com a variação de fácies ao longo dos ciclos deposicionaisdefinidos nos perfis estratigráficos. A petrografia de arenitos visou a caracterização composicional e textural. A análise dos constituintes do arcabouço foi feita por meio da contagem de 300 pontos em média por lâmina delgada, seguindo o método de Gazzi-Dickinson(Zuffa 1985), e classificadas segundo Folk (1974) para arenitos.

RESULTADOS

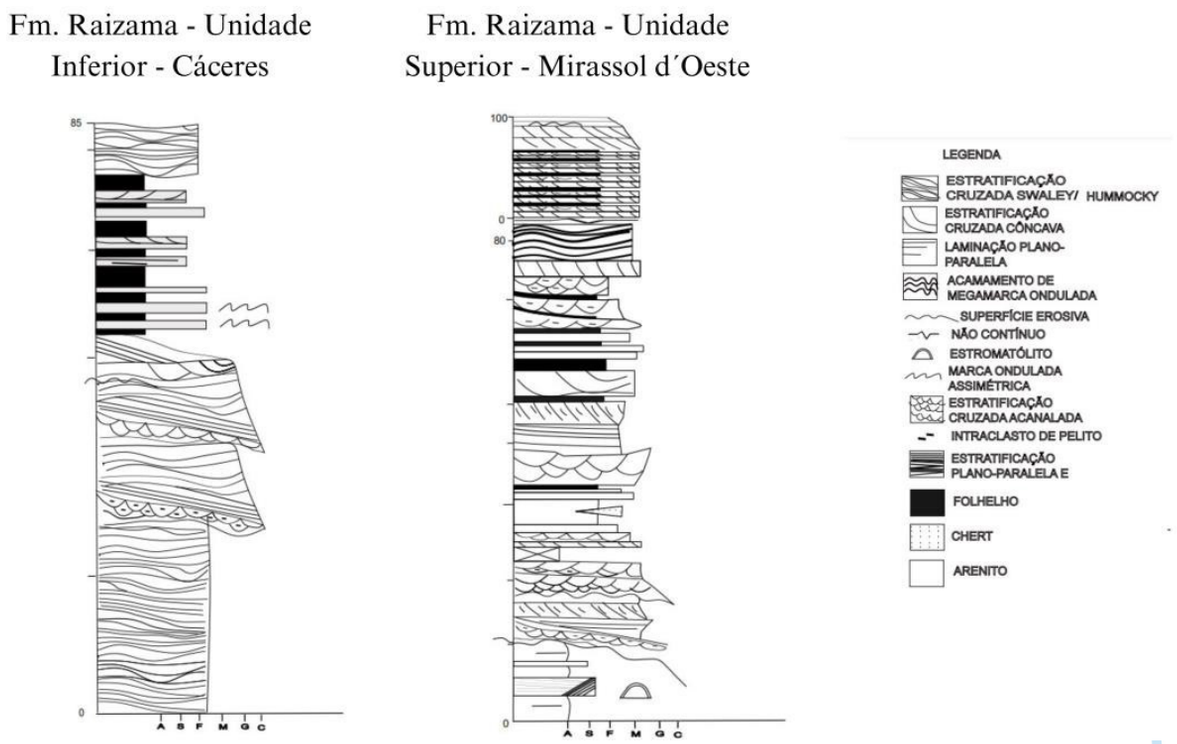


Figura 1. Perfis sedimentológicos da Formação Raizama, região de Cáceres e Mirassol d'Oeste.

As lâminas P-13 são classificadas como quartzo-arenitos, apresentam variação granulométrica de areia muito fina a areia muito grossa, com seleção pobre a moderada, e grãos subarredondados a subangulosos. Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos, mostrando extinção ondulante fraca, contudo, também são observados grãos com extinção ondulante forte e quartzo policristalino indiferenciáveis, além do quartzo, a matriz é composta por feldspatos, principalmente plagioclásios, seguidos de microclina e ortoclásio; fragmentos líticos, principalmente de rocha sedimentar (*chert*) e minerais opacos. Os contatos entre os componentes da matriz são predominantemente retilíneos, geralmente apresentando contatos de compromisso, mas também ocorrendo contatos suturados e côncavo-convexos.

As lâminas VC classificam-se como subarcóseos finos a grossos, com grau de seleção moderado e grãos subarredondados a subangulosos. O arcabouço é composto principalmente por grãos de quartzo monocristalinos com extinção ondulante fraca, embora também sejam constatados em menor proporção quartzos monocristalinos com extinção ondulante forte e quartzos policristalinos indiferenciáveis. Além disso, a matriz inclui feldspatos como plagioclásio, microclina e ortoclásio, e *chert* e os contatos entre os constituintes são predominantemente retilíneos, embora alguns possam ser interpretados como contatos de compromisso. Além disso, há amostras as quais foram categorizados como *chert* nodular e estratificado, exibindo grãos terrígenos de quartzo com granulometria que varia de areia fina a areia grossa, com moderada seleção e grau de arredondamento oscilando entre arredondados e subarredondados, os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos, apresentando extinção ondulante fraca, embora quartzo monocristalino com extinção forte e quartzo policristalino indiferenciável também sejam observados. No *chert* nodular, a cimentação de sílica responsável pela formação do *chert* ocorre em dois intervalos de cristalização, seguindo a granulometria da rocha original. O intervalo mais fino contém quartzo microcristalino com tamanho >10 μm, enquanto o intervalo mais grosso ainda possui quartzo microcristalino com tamanho entre 10 e 40 μm, é notório o predominio do quartzo microcristalino mais fino, possivelmente retrabalhando grãos de carbonato, sobre os quartzos microcristalinos mais grossos, que preenchem o interstício de estruturas semelhantes a oólitos. No *chert* estratificado, encontram-se lâminas de quartzo microcristalino, alternadas com quartzo micrítico, e associadas a camadas de material terrígeno. Em algumas partes, nota-se a presença de calcedônia-quartzo. A variação granulométrica das lâminas pode refletir a laminação presente na rocha.

As lâminas P-14 são classificadas como subarcóseos finos a grossos, com uma seleção moderada de grãos angulosos a subangulosos de quartzo e, em menor quantidade, de feldspatos. O grau de arredondamento é alterado devido ao sobrecrescimento de quartzo, que torna difícil distinguir o limite entre grão e cimento, e/ou pela corrosão dos grãos. Os grãos de quartzo são principalmente monocristalinos, com uma extinção ondulante fraca e frequentemente com sobrecrescimento de sílica. Em algumas áreas, há grãos de quartzo policristalino indiferenciáveis, além de grãos de feldspatos (plagioclásio, microclina e ortoclásio) e filossilicatos, como a muscovita levemente sanfonada. Esses componentes formam contatos retos, muitas vezes considerados como contatos de compromisso.

As lâminas P-15 são classificadas como dolomito e dolomito-cálcico. Os dolomitos-calcíticos exibem grãos terrígenos variando de areia fina a areia grossa, com seleção pobre a bem definida e arredondamento variando de subangulosos a subarredondados. O arredondamento é

modificado devido à corrosão dos grãos siliciclásticos e à substituição completa dos mesmos, o arcabouço é composto principalmente por quartzo detrítico monocristalino com extinção ondulante fraca, quartzo policristalino indiferenciável, feldspatos (plagioclásio, ortoclásio e microclina). A natureza do contato entre os grãos terrígenos só podeser avaliada em áreas com pouca cimentação dolomítica, pois, onde a cimentação é intensa, o cimento isola os grãos. A porosidade secundária, tipicamente intercristalina, é parcialmente preenchida por óxido-hidróxido de ferro e dolomita. O cimento de dolomita apresenta cristais romboédricos com até 50 µm e corroem os grãos detríticos que ainda persistem no arcabouço da rocha.

DISCUSSÕES

A diagênese dos arenitos da região de Mirassol d´Oeste abrange os estágios de eodiagênese e mesodiagênese. No processo de eodiagênese, é notável a ocorrência de compactação mecânica testemunhada por micas contorcidas e grãos policristalinos. Na fase de mesodiagênese, ocorre primeiramente o crescimento secundário de quartzo, bem como a dissolução por pressão, especialmente nos contatos suturados dos arenitos originados da Faixa Paraguai, e a substituição do quartzo por dolomita nos arenitos do Cráton Amazônico, além disso, ao final da mesodiagênese, há a atuação do processo de dolomitização restrita aos arenitos provenientes do Cráton Amazônico (figura 2).

Já os da região próximo à Cárceres, apresentam os processos de compactação mecânica e silicificação com a presença de *chert* e veios de sílica (figura 2), nota-se também a presença de dolomita em sela nos arenitos, a qual indica um soterramento profundo conciliável com o estágio de mesodiagênese, possivelmente relacionado com a atividade hidrotermal (Radke; Mathis, 1980).

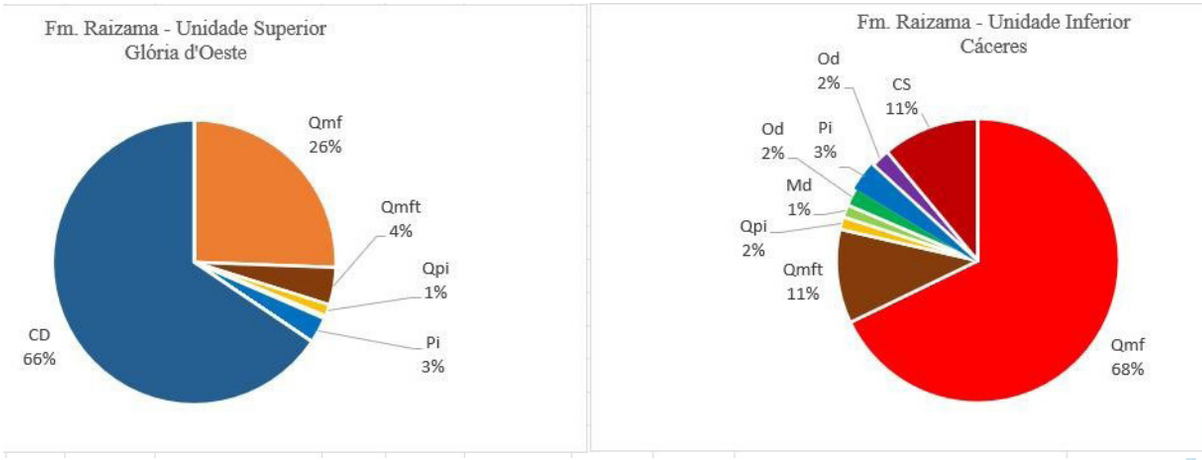


Figura 2. Gráfico de quantificação dos constituintes deposicionais e diagenéticos do arcabouço das amostras analisadas. Abreviações, Qmf = quartzo detrítico monocristalino com extinção ondulante fraca, Qmft = quartzo detrítico monocristalino com extinção ondulante forte, Qpi = quartzo detrítico policristalino indiferenciável, Pi = plagioclásio detrítico indiferenciável, Md = microclina detrítica, Od = ortoclásio detrítico, CD = cimento de dolomita, CS = cimento de sílica.

CONCLUSÕES

A dolomitização observada em Mirassol d'Oeste sugere a atuação de condições hidroquímicas específicas, provavelmente associadas a águas ricas em magnésio, que desempenharam um papel fundamental na transformação mineral dessas rochas, essa dolomitização pode estar relacionada a processos de migração de fluidos diagenéticos em resposta a variações na porosidade e permeabilidade dos sedimentos. Por outro lado, a silicificação dominante nas amostras de Cáceres indica a influência de condições hidrotermais ou fluidos com alta concentração de sílica, que favoreceram a preservação desse mineral na formação sedimentar. Esse processo pode ter sido influenciado por fatores tectônicos locais, como falhas e fraturas que proporcionaram caminhos para a circulação desses fluidos carregados de sílica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F. F. M. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. Academia Brasileira de Ciências, Anais, **40**:285-293.

Bandeira, J. 2006. Fácies e estratigrafia da Formação Sepotuba: Registro da última incursão marinha na transiçãoNeoproterozóico Cambriano da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. 103 f. (Dissertação) – Programa de Pós- Graduação em Geologia Regional, Universidade Federal do Amazonas, Manaus-AM.

Bandeira, J. 2011 Sedimentação Siliciclástica e Proveniência do Grupo Alto Paraguai (Neoproterozóico- Cambriano), Borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso. Tese de Doutorado – instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.

Bezerra Jr. 2006. A. C. B. 2016. Petrografia e evolução diagenética no contato entre as formações Raizama e Sepotuba, Neoproterozóico do sudoestedo Cráton Amazônico, Região de Glória D'Oeste, MT.

Folk, R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. In. SUGUIO, K. 2003. Geologia sedimentar. Edgard Blucher Ltda. São Paulo.p.400.

Gregg, J.M., Sibley, D.F., 1987. Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Petrology 57 (6),967–975.

Santos, H. P. 2011. Petrografia e Diagênese dos Arenitos Neoproterozóicos da Formação Raizama, Sul do CrátonAmazônico e Faixa Paraguai, Mato Grosso. Trabalho de Conclusão de Curso-Universidade Federal do Pará. 86p

Warren J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. Earth-Science Review, **52**:1-81.

MICROBIALITOS DA FORMAÇÃO NOBRES (EDIACARANO) SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Guilherme Romero[1], Renan Santos[2], Afonso Nogueira [2], Isaac Rudnitzki[3]; Leandro Sepeda[2]; Pedro Oliveira[2]; Thomas Fairchild[1]

[1]Universidade de São Paulo - USP;
[2]Universidade Federal do Pará - UFPA;
[3]Universidade Federal do Ouro Preto – UFOP

(graffaeli@gmail.com; ***renan.santos@ig.ufpa.br***; *anogueira@ig.ufpa.br*; ***idregeo@gmail.com***; *leandro.silva@ig.ufpa.br*; ***pedro.oliveira@ig.ufpa.brtrfairch@usp.br)***

RESUMO

A biosfera do Proterozoico foi dominada por comunidades microbianas em ambientes marinhos rasos e entremarés, como comprovado por um registro robusto de microbialitos em rochas carbonáticas. O Grupo Araras, localizado no sudeste do Cráton Amazônico, contém importantes ocorrências de microbialitos nas formações Mirassol d'Oeste e Nobres, indicando uma colonização significativa de ambientes marinhos rasos após os Eventos de *Snowball Earth* (~635 Ma). A Formação Nobres é analisada neste estudo, com foco nas características faciológicas em afloramentos que revelam ambientes carbonatos de intermaré, como planícies de maré e Sabkha. Foram identificados 15 níveis de microbialitos, com diferentes formas e associações morfológicas. Os microbialitos da Formação Nobres se dispoem em ciclos, indicando que as a zonas superiores de planície de maré, principal área de colonização, apresentava estabilidade, proporcionando a colonização e o crescimento das esterias ao longo da evolução paleoambiental. Apesar disso, a presença de material siliciclástico no topo da unidade, sugere variações sazonais marcadas por pulsos de detritos que influenciaram na morfologia das esteiras. O registro de microbialitos na Formação Nobres não apresenta tendências evolutivas ou declínio aparente, mas é interrompido pela discordância Ediacarano-Cambriano no topo do Grupo Araras.

PALAVRAS-CHAVE: Grupo Araras; Estromatólitos; Morfotipos; Sabkha.

INTRODUÇÃO

Microbialitos são estruturas biogênicas oriundas da interação das comunidades microbianas bentônicas com os processos sedimentares do ambiente (Burne e Moore, 1987; Dupraz *et al*., 2009; Riding, 2011) configurando excelentes *proxies* paleoambientais e paleoceanográficas (Burne e Moore, 1987; Grotzinger e Knoll, 1999; Pruss *et al*., 2010; Bosak *et al*., 2013; Romero et al., 2020; Santos *et al*., 2021; Nogueira *et al*., 2022). As sucessões Neoproterozoicas no sudeste do Cráton Amazônico, representadas por rochas carbonáticas do Grupo Araras, apresentam um excelente registro de microbialitos, em sua base, associados à colonização marinha rasa da capa dolomitica, na Formação Mirassol D'Oeste (~627 Ma) (Nogueira *et al.*, 2003, 2022; Font *et al*., 2010; Soares *et al.*, 2020; Romero *et al*., 2020; Santos et al., 2021). No entanto as ocorrências

de microbialitos na sucessão carbonática-siliciclástica da Formação Nobres, Unidade superior desse Grupo Araras, a descrição pormenorizada e o entendimento paleoambiental ainda é incipiente. Portanto, neste trabalho são descritas 15 ocorrências de microbialitos na Formação Nobres que permitiram a reconstrução paleoambiental de ambientes *peritidal* carbonáticos, associados ao topo das planícies de maré e ciclos de *sabkha* que demonstram a influência paleoambiental na diversificação de morfotipos de microbialitos na bacia Araras-Alto Paraguai.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os microbialitos da Formação Nobres foram descritos em três afloramentos próximos a Cáceres, no estado de Mato Grosso (Fig. 1B), na pedreira Emal-Camil (16°12'8.44'' S/57°34'42.61'' O) e nos afloramentos nos quilômetros 689 (16°14'57.79'' S/57°31'0.96'' O) e 700 da rodovia BR-070 (16°14'42.12'' S/57°29'16.39'' O). Estas estruturas biossedimentares foram descritas escalas macroscópicas, mesoscópicas e microscópicas, conforme proposto por Hofmann (1969), Shapiro (2000) e Fairchild e Sanchez (2015).

RESULTADOS

Associações de morfotipos de microbialitos

A morfologia e a abundância de microbialitos na Formação Nobres diferem em cada fase de sedimentação do paleoambiente de supramaré. Os microbialitos foram observados em 15 níveis e são agrupados em quatro associações de morfotipos (AM-I a AM-IV) com base em sua morfologia e contexto deposicional definido pela associação de fácies (Tabela 1). Todos os microbialitos observados apresentam estruturas laminada e fixa ao substrato, portanto todas as estruturas são estromatólitos que ocorrem em camadas silicificadas onde se destacam por sua cor cinza média a escura em contraste com a cor avermelhada ou cinza clara das rochas encaixantes. As associações AM-I a AM-III são biostromas enquanto a AM-IV é um bioherma.

A associação AM-I ocorre na base da Formação Nobres, apresentando aproximadamente 61 cm de espessura e 2,1 m de comprimento, dentro de depósitos submaré de um ciclo de raseamento ascendente. Esse ciclo é composto por dolomito maciço com camadas silicificadas, seguido por intercalações de *megarriples* em dolomito arenoso e arenito dolomítico fino com laminação ondulada, *megarriples*, clastos arrancados e nódulos de sílex. A exposição da MA-II é um complexo de camadas colunares-laminadas com aproximadamente 34 cm de espessura e 1,60 m de comprimento. A ocorrência do AM-II ocorre apenas na parte superior de um ciclo de raseamento ascendente em um paleoambiente de supramaré composto por camadas heterolécitas de dolomito arenoso, com níveis centimétricos de um nódulo em formato de *chicken-wire* produzido por intensa nodulação evaporítica. AM- II apresenta porções estratiformes na base e no topo, com uma preservação moderada e perfil laminar plano. Os biostromas da associação AM-III, ocorrem com espessuras de 8-15 cm, ocorrem no topo de ciclos de redução da profundidade em 12 níveis e, portanto, são a associação mais abundante na Formação Nobres. Esses biostromas sobrepõem-se a dolomitos maciços e dolomitos arenosos com camadas de megarrastos associadas ao paleoambiente intermaré. A laminação é indistinguível na sílica escura e evidente apenas em algumas porções dos afloramentos e amostras de mão. A associação AM-IV, por sua vez, está restrita ao último nível de microbialitos da Formação Nobres, em

depósitos predominantemente supramaré/sabkha siliciclásticos. Ele ocorre em biohermas domais subcirculares isolados com aspecto "cerebroide" de até 30 cm de diâmetro, que cobrem brechas intraclásticas com clastos em formato de *tepee* e imbricados. Eles apresentam boa preservação, com uma aparente alternância laminar entre cinza claro e cinza escuro. A base do bioherma é composta por estromatólitos colunares sem ramificação lateral que ramifica pra estruturas pseudo-colunares em contato brusco com a rocha encaixante

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Ciclos de raseamento são relacionados a um ambiente deposicional de planície de maré árido (Nogueira *et al*., 2007; Rudnitzki et al., 2016) representaram condições ideais para o desenvolvimento de microbialitos na Formação Nobres (Tabela 1)

Associação de Morfotipos	Morfotipos	Posição Estratigráfica na Formação Nobres	Paleoambiente
AM-IV	**Cerebroides, Colunares, Estratiformes e Pseudo-Colunares**	**Seção Superior**	**Supramaré/Sabkha**
AM-III	**Estratiformes com Domes Raros**		**Supramaré/Sabkha**
AM-II	**Complexo Colunar-laminado**	**Seção Inferior**	**Submaré e Intermaré Misto**
AM-I	**Estratiformes, Pseudo-Colunares, Colunares e Bulbosos**		**Intermaré**

COLOCAR LEGENDA DA TABELA NA PARTE SUPERIOR.

Os microbialitos estão preservados como sílex, onde observa-se que a silicificação ocorreu posterior a um processo de dolomitização, indicado pela de oxidação da matéria orgânica, provavelmente ocorridos durante a diagênese inicial. Como exposto anteriormente, as ocorrências foram divididas em associações de morfotipo de acordo com sua forma e composição faciológica, dentro de ciclos progradacionais e com contribuições siliciclásticas, ocorrem morfotipos complexos restritos a ambientes de maré (AM-I e II) ou a ambientes supramaré/*sabkha* (AM IV). Por outro lado, em ciclos retrogradacionais sem a presença de siliciclásticos, o morfotipo AM-III ocorre com um número significativo de ocorrências (12) observadas na interface de transição intermarés em geral, limitando o topo dos ciclos de planície de maré. O influxo siliciclástico observado na parte superior da Formação Nobres é interpretado como variações sazonais que causam turbidez nas águas rasas, resultando em uma diversificação da morfologia dos microbialitos. A recorrência da ciclicidade dos microbialitos indica um tempo de residência às variações hidrodinâmicas e climáticas que produzem mudanças morfológicas mínimas. A relação entre as condições paleoambientais e os tipos de associações morfológicas indicam que o desenvolvimento, distribuição e abundância de microbialitos ao longo das planícies de maré de Nobres correspondem a fatores sedimentológicos influenciados pela mudança relativa no nível do mar. Os fatores de maior expressão incluem 1) energia hidrodinâmica em função da variação da coluna de água; 2) topografia do substrato onde os microbialitos se desenvolvem; e 3) progradação/retrogradarão da planície de maré. Embora a discordância do Ediacarano-Cambriano médio trunque o topo do Grupo Araras, nossas observações indicaram que a vida microbiana não foi perturbada por fatores alógenicos durante o Ediacarano Inferior.

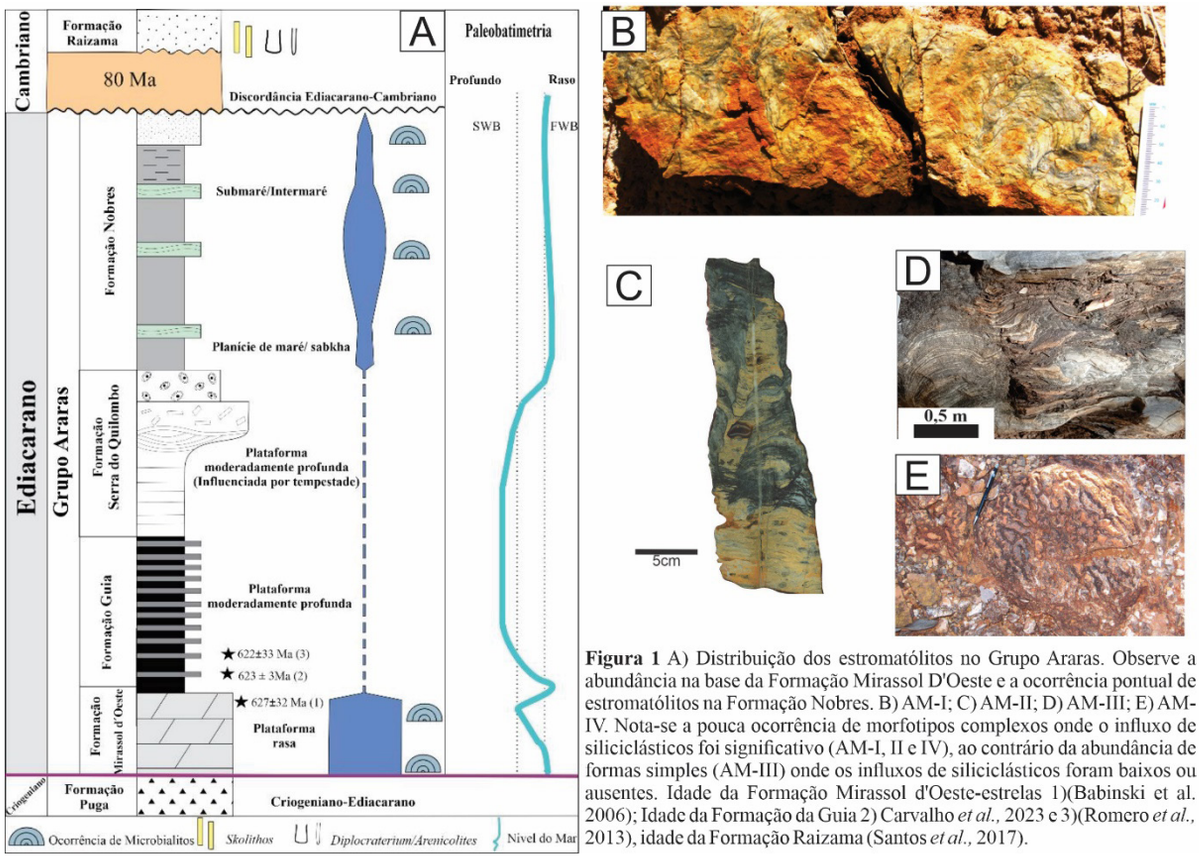


Figura 1 A) Distribuição dos estromatólitos no Grupo Araras. Observe a abundância na base da Formação Mirassol D'Oeste e a ocorrência pontual de estromatólitos na Formação Nobres. B) AM-I; C) AM-II; D) AM-III; E) AM-IV. Nota-se a pouca ocorrência de morfotipos complexos onde o influxo de siliciclásticos foi significativo (AM-I, II e IV), ao contrário da abundância de formas simples (AM-III) onde os influxos de siliciclásticos foram baixos ou ausentes. Idade da Formação Mirassol d'Oeste-estrelas 1)(Babinski et al. 2006); Idade da Formação da Guia 2) Carvalho *et al.*, 2023 e 3)(Romero *et al.*, 2013), idade da Formação Raizama (Santos *et al.*, 2017).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Babinski, M., Trindade, R. I. F. D., Alvarenga, C. J. S., Boggiani, P. C., Liu, D., Santos, R. V., & Brito Neves, B. D. (2006). Chronology of Neoproterozoic ice ages in central Brazil. In *South American Symposium on Isotope Geology* (Vol. 5, pp. 223-226).

Bosak, T., Knoll, A.H., Petroff, A.P., 2013. The meaning of stromatolites. Annu. Rev. Earth Planet Sci. 41, 21–44

Brazil. Int. Geol. Rev. 55 (2), 185–203

Burne, R.V., Moore, L.S., 1987. Microbialites: organossedimentary depositis of benthic microbial communities. Palaios 2 (3), 241–254

Carvalho, D. F., Nogueira, A. C., Macambira, M. J., Lana, C. C., dos Santos, R. F., Guélard, J., & Sansjofre, P. (2023). Constraining the diagenesis of the Puga cap carbonate from U–Pb in-situ dating of seafloor crystal fans, southern Amazonian craton, Brazil. *Terra Nova*.

Dupraz, C., Pattisima, R., Verrecchia, E.P., 2006. Translation of energy into morphology: simulation of stromatolite morphospace using A stochastic model. Sediment. Geol. 185 (3), 185–203

Fairchild, T.R., Sanchez, E.A.M., 2015. Microbialitos No brasil: panorˆ amica de ocorrˆencias E Guia de caracterização morfologica. ´ In: Microbialitos Do Brasil Do Pr´ eCambriano Ao Recente: Um Atlas/Fairchild, T.R.; Rohn, R.; Dias-Brito, D. Rio Claro: Unesp-Igce-Unespetro, Obra 2, 2015 392p.:Il., Fig., Fots.. Mapas.

Font, E., N´ edelec, A., Trindade, R.I.F., Moreau, C., 2010. Fast or slow melting of the marinoan snowball Earth? The cap dolostone record. Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeocology 295 (1), 215–225

Grotzinger, J.P., Knoll, A.H., 1999. Stromatolites in precambrian carbonates: evolutionary Mileposts or environmental Dipsticks? Annu. Rev. Earth Planet Sci. 27(1), 313–358.

Hofmann, H.J., 1969. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley Groups. Geological Survey Of Canada, pp. 1–77. Paper 68-69.

Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Trindade, R.I.F., Fairchild, T. R., 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. Chem. Geol. 237 (1), 168-190.

Pruss, S., Bosak, T., Macdonald, F.A., McLane, M., Hoffman, P.F., 2010. Microbial facies in a Sturtian cap carbonate, the Rasthof Formation, Otavi Group, northern Namibia. Precambrian Res

Riding, R., 2011. Microbial, stromatolites and thrombolites. In: Reitner, J., Thiel, V.(Eds.), Encyclopedia of Geobiology. Springer, Berlin, pp. 635–654.

Romero, G.R., Sanchez, E.A.M., Soares, J.L., Nogueira, A.C.R., Fairchild, T.R., 2020. Waxing and waning of microbial laminites in the aftermath of the marinoan glaciation at the margin of the Amazon Craton (Brazil). Precambrian Res. 348, 105856.

Romero, J.A.S., Lafon, J.M., Nogueira, A.C.R., Soares, J.L., 2013. Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geocronology of the neoproterozoic cap carbonates, tangara´ da Serra,

Rudnitzki, I.D., Romero, G.R., Hidalgo, R., Nogueira, A.C.R., 2016. High frequency peritidal cycles of the upper Araras group: implications for disappearance of the neoproterozoic carbonate platform in southern Amazon Craton. J. S. Am. Earth Sci.65, 67–78

Santos, H.P., Mangano, ´ G., Soares, J.L., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., Rudnitzki, I.D., 2017. Ichnologic evidence of A cambrian age in the southern Amazon Craton: implications for the onset of the western gondwana history. J. S. Am. Earth Sci. 76,482–488.

Santos, R.F., Nogueira, A.C.R., Romero, G.R., Soares, J.L., Bandeira, J., 2021. Life in the aftermath of marinoan glaciation: the giant stromatolite evolution in the Puga cap carbonate, southern Amazon Craton, Brazil. Precambrian Res. 354, 106059.

Shapiro, R.S., 2000. A comment on the systematic confusion of thrombolites. Palaios 15, 166–169.

Soares, J.L., Nogueira, A.C.R., Santos, R.F., Sansjofre, P., Ader, M., Truckenbrodt, W., 2020. Microfacies, diagenesis and hydrocarbon potential of the neoproterozoic cap carbonate of the southern Amazon Craton. Sediment. Geol. 406, 105720

ICNOFÓSSEIS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, BACIA DO AMAZONAS, SITUADO NA REGIÃO DE SANTARÉM-PA

Içana Evelen de Oliveira Tavares[1]; Josivane Silva Carvalho[2]; Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira[3]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA;
[2]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA;
[3]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

ievelentavares@gmail.com; josivane.math@gmail.com; geize.oliveira@ufopa.edu.br

RESUMO

Os icnofósseis são o resultado das atividades dos organismos que se preservaram nos sedimentos e nas rochas sedimentares e são encontrados no local em que a atividade do organismo foi realizada. Eles podem ser pistas, pegadas, escavações, perfurações, tocas, ninhos, ovos, excrementos, regurgitos. O objetivo desta pesquisa foi a descrição taxonômica de dois icnofósseis encontrados na Formação Alter do Chão, com intuito de agregar ainda mais informações aos acervos existentes. Foi possível identificar dois tipos de icnofácies distintas, *Cruziana* e *Psilonichnus*, e um icnogênero, *Psilonichnus* isp., pertencentes à referida formação. Diante dos resultados obtidos, considerando a reconhecida carência de fósseis corpóreos da Formação Alter do Chão e o uso comum de icnofósseis como indicadores de processos biogênicos e também sedimentares, foi possível inferir a sua importância para a interpretação paleoambiental da formação estudada.

PALAVRAS-CHAVE: Bacia do Amazonas; Formação Ater do Chão; Icnotaxonomia.

INTRODUÇÃO

A Formação Alter do Chão, formalizada por Caputo *et al.,* (1971), é constituída por um espesso pacote de arenitos intercalados com camadas de pelitos e, em menor escala, de conglomerados (Tancredi, 1996). O ambiente de deposição desta unidade é fluvial de alta energia/lacustrino-deltáico (Daemon, 1975). A seção-tipo desta unidade é o intervalo de 0 a 545 m do poço 1-AC-1-PA, perfurado próximo a margem direita do rio Tapajós, na localidade de Alter do Chão, em Santarém (Caputo *et al.,* 1971).

A Formação Alter do Chão é considerada pobre em registros de fósseis corpóreos, porém, registros de icnofósseis são relativamente comuns. Nesse contexto, ainda que estes registros sejam representativos, muitos destes icnofósseis ainda não foram estudados icnotaxonomicamente e, por isso, são em geral referenciados como bioturbações (Horbe *et al*., 2006; Franzinelli & Igreja, 2011; Sarges, 2007). Outros, apesar de reconhecidos como icnofósseis, são identificados apenas em categorias genéricas (e.g., moldes, marcas de raízes, paleotocas, entre outros), sem um posicionamento formal e sem qualquer referência ao organismo gerador (e. g., Palma, 2014; Franzinelli & Igreja, 2011; Horbe *et al*., 2006; Mendes *et al*., 2012; Vieira, 2002; Franzinelli & Igreja, 2011).

Segundo Mendes (2012) a idade cretácea da formação foi, primeiramente, sugerida com base em um dente de Therapoda (Price, 1960). Logo após, datações palinológicas atribuíram idades mesoalbiana e eocenomaniana à porção basal dessa formação e neocenomaniana a turoniana à porção média (Daemon & Contreras 1971; Daemon, 1975. Trabalhos de mapeamento litoestratigráfico pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) têm utilizado a idade cretácea obtida pela assembleia de palinomorfos de subsuperfície para todos os depósitos pós-paleozóicos aflorantes da Bacia do Amazonas, relacionando-os como Formação Alter do Chão (Petri & Fúlfaro 1983, Cunha *et al*. 1994, Dino *et al*. 1999). Esta unidade é relativamente pobre em fósseis, representados por plantas dicotiledôneas na região de Monte Alegre e vértebras de dinossauros (Dino *et al.* 1999).

O objetivo deste trabalho visa apresentar a icnotaxonomia de dois icnofósseis da Formação Alter do Chão, com o intuito de agregar informações ao acervo paleontológico desta formação.

MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho foi realizado como parte avaliativa da disciplina de Campo de Paleontologia, localizado nas proximidades da Mina do Binga, em Santarém -PA com acesso pela PA-457 com as respectivas coordenadas (9726112 N e 746054 E). Com auxílio de um GPS foi marcado os pontos das coordenadas da localização da área de estudo (Figura 1). Os icnofósseis encontrados foram identificados no Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Oeste do Pará e nomeados com códigos, como o por exemplo, ICN-BIN.1, para a icnofácies *Cruziana* e INC-BIN.02 para o espécime encontrado, *Psilonichnus* isp. A classificação dos icnofósseis foi realizada com base no livro, Guia dos icnofósseis de Invertebrados do Brasil, de Fernandes *et al*., 2002.

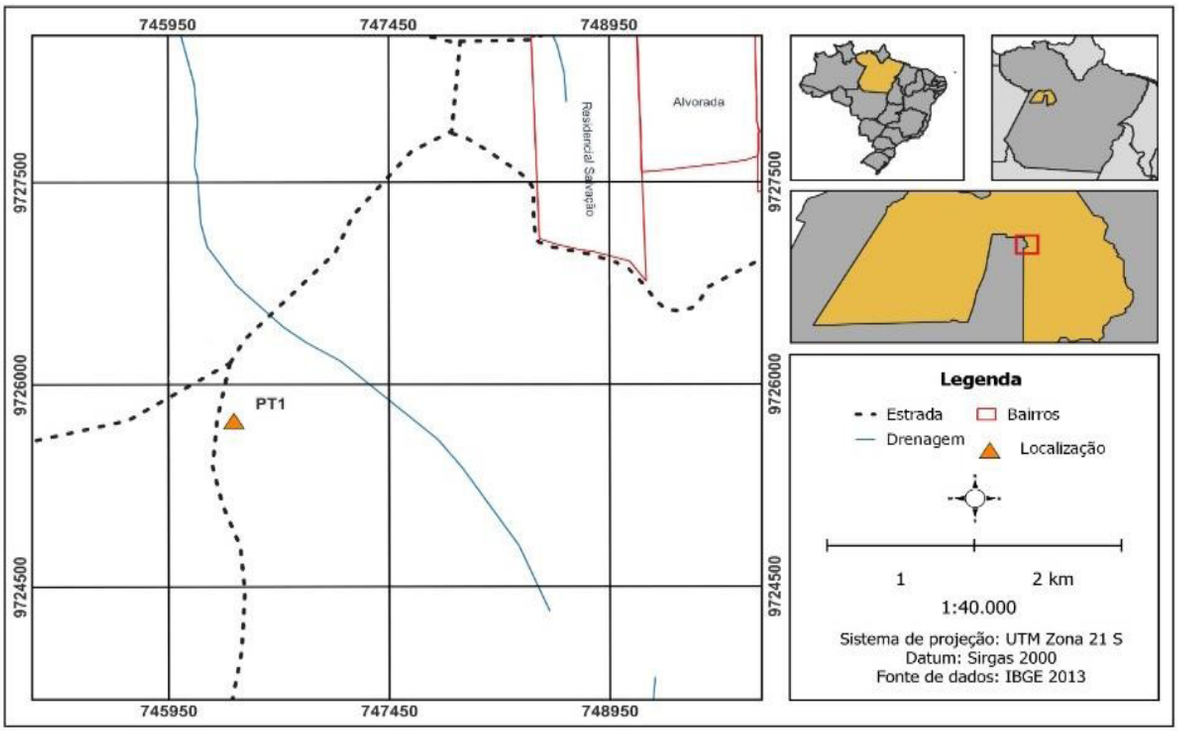


Figura 1. Mapa de localização da área do estudo.

RESULTADOS

ICNOTAXONOMIA SISTEMÁTICA

Cruziana

Figura 2A

MATERIAL: Um exemplar, ICN-BIN.01

DESCRIÇÃO: As estrias dispostas ligeiramente oblíquos ao sulco mediano, com simetria bilateral, seu comprimento mede aproximadamente 56 cm de comprimento por 2 a 5 cm de largura, limite de escavações bem definidos, escavação com tendência retilínea, raramente apresentando-se curvada e preservada em epirrelevo e em argilito (Figura 2B). Apenas uma amostra de *Cruziana* foi catalogada. Fatores como, salinidade temperatura, oxigenação e aporte nutricional podem influenciar no tamanho dos indivíduos de uma dada população.

DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA: Bacia do Amazonas (Silva, 2019), Bacia do Paraná (Nogueira, 2001) e Bacia do Parnaíba (Gracioso, 2011)

AMPLITUDE ESTRATIGRÁFICA: Cambriano Inferior-Triássico. (Fernandes *et al*., 2002).

Psilonichnus (Fürsich, 1981) *Psilonichnus* isp.

Figura 3A

MATERIAL: Um exemplar, ICN-BIN.02

DESCRIÇÃO: A configuração da toca é cilíndrica, sem revestimento, orientada verticalmente, que normalmente apresenta estrutura em forma de Y (Figura 3B); os ramos laterais não necessariamente com o mesmo diâmetro dos troncos pais. Apenas uma amostra de *Psilonichnus* foi catalogada. O icnito de habitação mede aproximadamente 3,5 cm de comprimento por 5,5 mm de largura, conforme o croqui abaixo (Figura 3B).

DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA: Bacia do Parnaíba (Viana *et al.*, 2010)

AMPLITUDE ESTRATIGRÁFICA: Cretáceo-recente. (Emended by Frey *et al.*, 1984).

(Uchman, 1995).

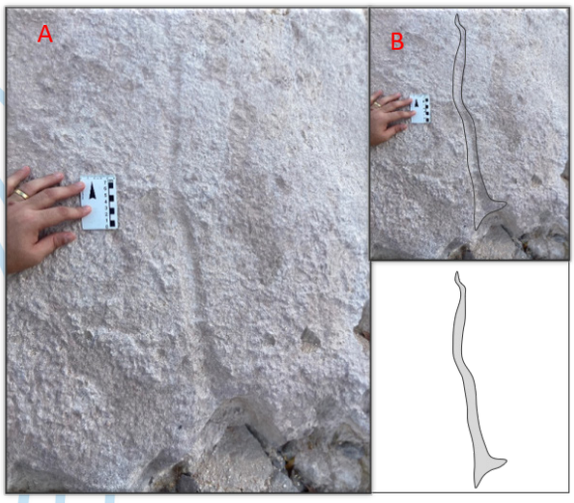


Figura 2. A Cruziana e B representação limitante da Cruziana.

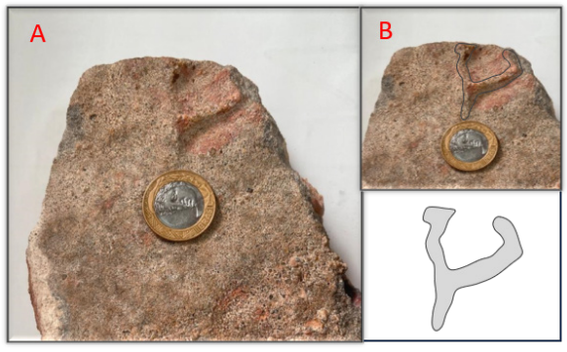


Figura 3. **A Psilonichnus isp. e B representação limitante do Psilonichnus isp.**

DISCUSSÕES

A *Cruziana* é considerada estrutura de locomoção de artrópodes ou de locomoção combinada à alimentação. Apesar de ser descrita como dois sulcos paralelos, formando dois lobos ornamentados por estrias dispostas de modo oblíquo, sendo características exclusivas do icnogênero *Cruziana*, não foi possível identificar a icnoespécies. Segundo Keighley & Pickerill (1996) variações no padrão das estrias e na profundidade dos lobos são os principais critérios para identificação.

Neste trabalho, mostram características diagnósticas da icnofácies de *Psilonichnus*, representada por icnofábricas densos de formas ramificadas e não ramificadas atribuíveis ao icnogênero *Psilonichnus* isp. É proposto como icnofácies para habitações permanentes verticais a inclinadas, biogênicas continentais (Frey & Pemberton, 1987).

Estas estruturas terão tido diferentes propósitos, servindo de habitação, eventualmente refúgio contra predadores, mas constituem-se como evidências para comportamentos de cópula e procriação, contribuindo para o conhecimento da evolução do comportamento de acasalamento no registo fóssil; a condição ambiental dele é marginal marinho a terrestre.

CONCLUSÕES

Considerando as informações descritas nesta pesquisa, foi possível identificar dois tipos de icnofácies distintos, *Cruziana* e *Psilonichnus*, e um icnogênero, *Psilonichnus* isp., pertencentes à Formação Alter do Chão. A presença dos primeiros icnofósseis, *Cruziana*, é associada à baixa diversidade de traços, pode sugerir um ambiente estressante. Já os *Psilonichnus* isp., encontrados podem ser evidências para o início evolução de formas fossoriais, como também para a êxtase do comportamento de acasalamento entre indivíduos.

Assim, considerando a reconhecida carência de fósseis corpóreos da Formação Alter do Chão e o uso comum de icnofósseis como indicadores de processos biogênicos, como também sedimentares, a realização deste trabalho foi motivada pela necessidade de ampliação do registro paleontológico desta unidade, avaliando os indicadores paleoambientais de icnofósseis provenientes de rochas sedimentares siliciclásticas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Carvalho, M.G.P. & Fonseca, V.M.M. 1988. Contribuição ao conhecimento dos Trilobitas carbonífero das bacias do Amazonas e Parnaíba. Anais da Academia Brasileira de Ciências, **60**:110.

Crimes,T.P., 1970.The significance of trace fossil in sedimentology, stratigraphy and paleoecology with examples from Lower Palaeozoic strata. In:Crimes,T.P. e Harper, J.C. (eds) Trace fossils, Seel House Press, Geol. Journ,. Spec. Issue, **3**:101-126.

Cunha, P.R.C., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras, **15**(2): 227-251.

Daemon, R.F. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. Revista Brasileira de Geociências, v. 5, n. 2, p. 78-84, 1975.

Daemon, R.F.; Contreiras,C.S.A. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas, In:Congresso Brasileiro de Geologia, 25., 1971, São Paulo. Anais... São Paulo:SBG, 1971. v 3, p. 29-92.

Dino, R., Silva O.B., Abrahão D. 1999. Palynological and stratigraphic characterization of the Cretaceous strata from the Alter do Chão Formation, Amazonas basin. In: UNESP, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil and Simpósio sobre el Cretácico de América del Sur, 5, Anais, p.557-565.

Escayola M.P., Pimentel M.M., Armstrong R. 2007. Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology*, **35:**495498.

Frey, R.W.,Pemberton, S. The Psilonichnus Ichnocoenose, and Its Relationship to Adjacent Marine and Nonmarine Ichnocoenoses along the Georgia Coast. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology,** 1987. Dispinível em:< https://www.semanticscholar.org/paper/The-Psilonichnus-Ichnocoenose%2C-andIts-Relationship-Frey-Pemberton/70a605408dc79add26665257ec7bfce0fcd5fdc6>. Acesso em: 16 de junho de 2023.

Fernandes, A.C.S., Carvalho,I.S e Netto,R.G.,1987.Comentários sobre os traços fosséis do paleolago de Itú, São Paulo.In:Simpósio Regional de Geologia, 6, Rio Claro, 1987, Atas… Rio Claro,SBG/SP.**71**:297-311.

Mendes, Anderson & Truckenbrod, Werner & César, Afonso. (2012). Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará,Brasil. Revista Brasileira de Geociências. 42. 39-57. 10.25249/0375-7536.20124213957.

Price, L.I. 1960. Dentes de Theropoda num testemunho de sonda no estado do Amazonas. Anais da Acad. Bras. Ciên., **32**:79-84.

Silva,R.C., Sedor,F.A., e Fernandes,A.C.S. Ichnotaxonomy morphology and paleoenvironmental context of Mesosauridae tracks from Permian of Brazil.Revista Brasileira de Geociências. Goias, **39**(4): 705716, dezembro, 2009.

Trace Fossils. KU Ichnology, 2014. Disponível em:< https://ichnology.ku.edu/invertebrate_traces/tfimages/psilonichnus.html>. Acesso em: 15 de junho de 2023.

Viana *et. al.,* Ocorrências Icnofossilíferas do Grupo Serra Grande (Siluriano da Bacia do Parnaíba), Noroeste do Estado do Ceará. **Periódicos UFC,** 2010. Disponível em:< http://www.periodicos.ufc.br/geologia/article/view/1430>. Acesso em: 25 de junho de 2023.

A FORMAÇÃO GOROTIRE NA REGIÃO DA SERRA DOS CARAJÁS, SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ: DISCUSSÃO SOBRE O PALEOAMBIENTE E IDADE

Ivan Alfredo Romero Barrera[1];
Afonso César Rodrigues Nogueira[1];
José Bandeira[1]

[1]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Corrêa s/no, 66075-110, Belém, PA, Brasil.
ivan.barrera@ig.ufpa.br; anogueira@ufpa.br; jbandeira@ufpa.br

RESUMO

Conglomerados e arenitos sem evidências de metamorfismo, deformação tectônica e mineralizações da Serra dos Carajás têm sido descritos como Formação Gorotire de idade proterozoica e previamente interpretados como depósitos de leques aluvias. Estes registros foram investigados com base na análise de fácies de testemunhos de sondagem localizados na Serra do Rabo, sudeste do Pará. A Formação Gorotire de ~ 290m de espessura apresenta ciclos métricos granodecrescentes ascendentes compostos por quatro fácies sedimentares agrupadas em uma associação de fácies exclusivamente de origem fluvial entrelaçado. Esta unidade tem sido correlacionada com o Grupo Paredão, que apesar de ser considerado atualmente de idade Proterozoica, é discutido aqui a possibilidade deste grupo ter idade paleozoica, como previamente estipulado. A discussão sobre um possível posicionamento mais novo para a Formação Gorotire permitirá reavaliar a estratigrafia e evolução geológica de uma das maiores províncias minerais do planeta.

PALAVRAS-CHAVE: Serra dos Carajás; Formação Gorotire; Drenagem pré-vegetação.

INTRODUÇÃO

Os depósitos sedimentares da região da Serra dos Carajás, devido à diversidade de litotipos, tem sido encaixados em diversas propostas estratigráficas calcadas apenas na litologia. Além disso, há uma proliferação de nomes que tem impedido seu entendimento evolutivo e principalmente a correlação precisa com outras áreas dentro e fora do seu domínio (Fig. 1). A esta problemática se soma a escassez de afloramentos, a intensa alteração intempérica e hidrotermal, deslocamentos das unidades por falhas e a deformação heterogênea dos depósitos. Neste trabalho, os dados obtidos a partir da descrição e interpretação dos testemunhos de sondagem da região da Serra do Rabo (Fig. 1), são integrados aos principais dados prévios sobre a geologia da região propondo uma evolução faciológica mais operacional para os depósitos siliciclásticos da Formação Gorotire. Adicionalmente, comparações diretas são feitas com as descrições de Pinheiro (1997) para os depósitos aflorantes na região da Serra do Paredão, com a finalidade de melhorar o posicionamento estratigráfico para a sucessão Gorotire (Fig. 1).

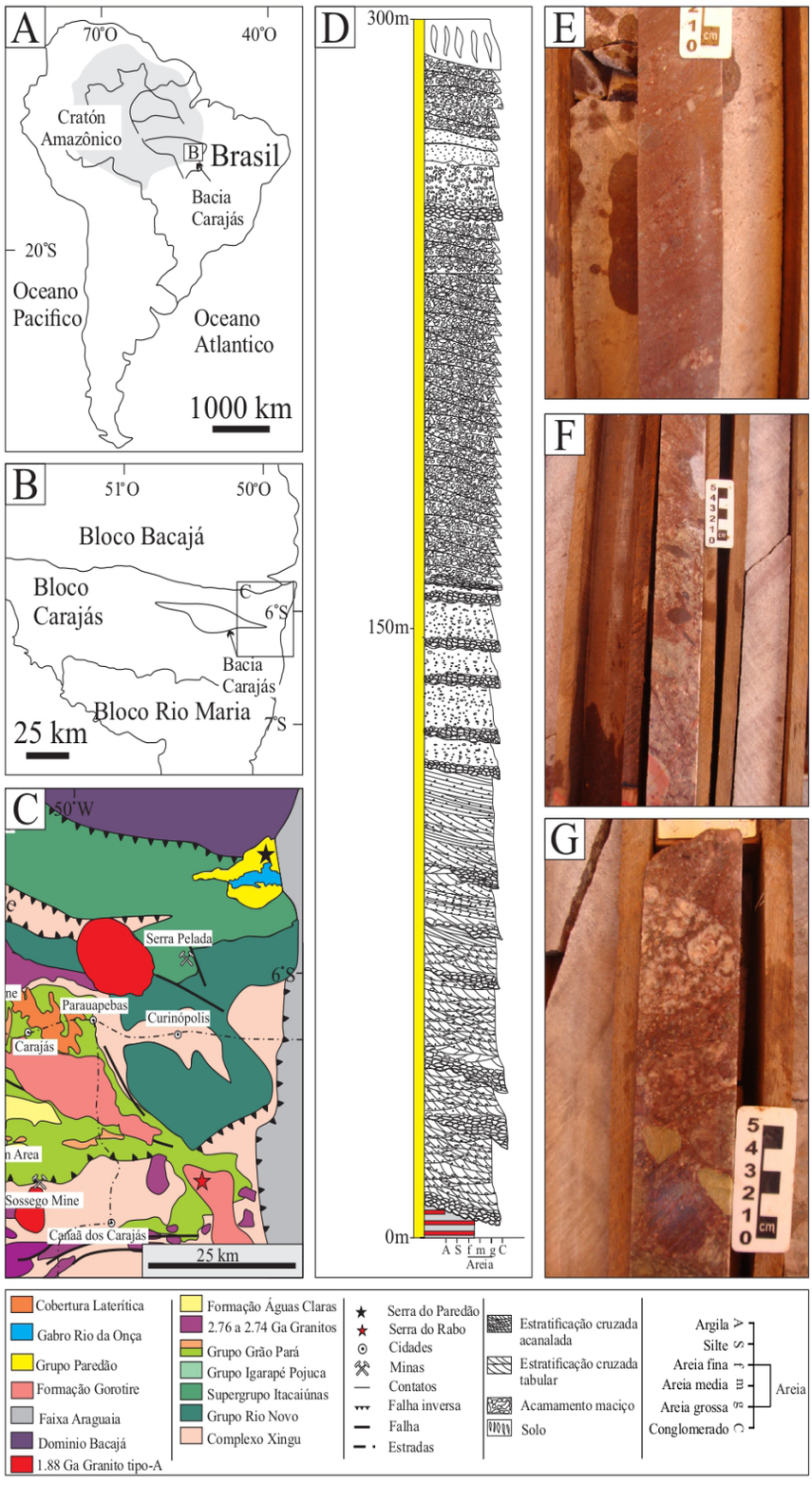


Figura 1. Localização e aspectos faciológicos da área de estudo. (A) Mapa da América do Sul mostrando a localização do Cráton Amazônico e da Província Carajás no norte do Brasil. (B) Mapa da Província Carajás apresentando a localização da Bacia de Carajás no Bloco Carajás. (C) Mapa geológico da Bacia Carajás indicando a localização da área de estudo. Modificado de Vasquez *et al*. (2008). (D) Coluna estratigrafica e fácies da Formação Gorotire na região da Serra do Rabo. (E, F e G) Aspectos faciológicos dos testemunhos descritos na região da Serra do Rabo.

MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho está baseado na descrição de testemunhos de sondagem, perfurados e cedidos pela empresa Vale na região da Serra do Rabo, sudeste do estado do Pará, Norte do Brasil (Fig. 1C). Esta sucessão sedimentar foi descrita camada por camada usando técnicas de análise de fácies, diferenciando litologias, estruturas sedimentares, e variações verticais (Fig. 1D). Neste trabalho será utilizada a proposta para descrição de fácies segundo Walker (1992), que englobam as principais evidências possíveis de serem detectadas em campo.

RESULTADOS

A interpretação de fácies e de sistemas deposicionais, calcadas em um novo arcabouço estratigráfico com base em testemunhos de sondagem revelou a presença de depósitos relacionados a de sistemas fluviais. Quatro fácies sedimentares foram descritas nesta sucessão de 290 metros de espessura e agrupadas em uma associação de fácies representativa de uma planície fluvial entrelaçada tipo *bed load* (Fig. 1D).

Associação De Fácies De Conglomerados E Arenitos Com Estratificações Cruzadas.

Descrição

AAssociação de fácies tem ~290m de espessura, está constituída por ciclos granodecrescentes ascendentes incipientes, com espessuras que variam entre 2m e 18m, formados por uma combinação de leitos de arenito e conglomerados (Fig. 1). Os contatos entre as camadas são principalmente planos/não erosivos. Arenito de granulação média a grossa com espessuras de até 2m, exibem estratificação cruzada tabular, estratificações cruzada de baixo ângulo e plano-paralela (Fig. 1D e E). Níveis de conglomerado polimítico clasto-suportado com matriz arenosa média a grossa, se apresentam maciços ao longo de toda a sucessão, com espessuras que variam entre 2-18 m (Fig. 1 D, F e G). Estes depósitos formam litossomas de espessura de metros a decâmetros com variações faciológicas internas mínimas. O arcabouço rochoso apresenta grãos subangulares a subarrendados com baixa esfericidade, predominando blocos e seixos, e em menor proporção areia de granulação grossa. Os grãos são compostos majoritariamente por fragmentos de rochas metamórficas, ígneas, e secundariamente fragmentos de rochas sedimentares, quartzo, feldspatos e minerais pesados. Os cimentos apresentam composições variadas sendo principalmente constituídos por sílica microcristalina, argilominerais, e em menor proporção óxidos e hidróxidos de ferro.

Interpretação

As litofácies indicam transporte de carga de fundo de granulação grossa em correntes subaquáticas unidirecionais, energéticas e estáveis pela migração de dunas e barras (Davies *et al.*, 2011; Ielpi & Rainbird, 2015). A espessura dos ciclos incipientes indica grande geração de espaço de acomodação (Long, 2004; Davies & Gibling, 2010). Sedimentos finos e estruturas sedimentares de pequena escala não são observados no topo dos ciclos, indicando baixa preservação ou erosão fluvial extrema, o que confirma as condições de alta energia dentro de um

sistema fluvial de carga de fundo (Davies *et al.,* 2011; Ielpi & Rainbird, 2015). Este tipo de rio é caracterizado por uma ampla distribuição lateral dos corpos, sugerindo a instabilidade das barras e margens do canal, gerando a deposição a partir de fluxos não confinados em grandes planícies (Davies & Gibling, 2010; Davies *et al*., 2011; Ielpi & Rainbird, 2015). Embora as fácies fluviais raramente apresentem um padrão de empilhamento vertical previsível, o registro descrito coincide com características previas definidas para drenagens entrelaçados pré-vegetação (Hjellbakk, 1997; Davies *et al.,* 2011). A pouca variação da granulometria e a ocorrência de um ou dois tipos de estruturas principais dificulta a identificação da ciclicidade que é típica dos sistemas fluviais pré-silurianos (Barrera *et al*., 2020).

DISCUSSÕES FINAIS

Os conglomerados e arenitos aqui descritos representam a instalação e desenvolvimento de um extenso sistema fluvial. As espessuras métricas dos ciclos compostos principalmente por fácies conglomeráticas evidenciam a escala de quilometros e magnitude desta drenagem pré vegetação. Estes depósitos sedimentares com dimensões que superam as centenas de metros representam o registro de rios perenes. Previamente, Oliveira & Nascimento (2015), Araújo (2020) e Araújo Filho *et al.* (2020), sugeriram um ambiente de leques aluviais como sistema deposicional para a Formação Gorotire. Esses autores não apresentaram dados como superfícies de correlação que comprovem a continuidade física desta unidade bem como não é discutido o potencial de preservação de depósitos leques aluviais de idade proterozoica que alcançariam 600 metros de espessura. Bacias sedimentares dessa idade tiveram suas bordas totalmente erodidas o que torna difícil a preservação de depósitos proximais no registro geológico. Além disso, a interpretação como leques relacionados a reativação de falhas não procede desde que o sistema aluvial precisa de espaço de deposição para evoluir, não compatível com os 20 km de extensão de área preservada do depósito em relação à Falha Carajás (cf. Oliveira e Nascimento, 2015). Leques aluvias geralmente são subaéreos em grande parte, entretanto feições de exposição e deposição subaérea nunca foram observadas nesta unidade. Desta forma, a interpretação subaquosa dentro de um sistema fluvial na porção intermediária da planície entrelaçada é mais plausível.

A granitogênese orosiriana (~1,88 Ga) (Antonio *et al*., 2021) intrusiva nos depósitos da Bacia de Carajás fornece a idade máxima de deposição da Formação Gorotire. A idade de 2.01 Ga e 1.9 Ga obtida por Pereira et al. (2009) são idades de proveniência e não deposicional o que não justifica sua intercalação com a Formação Águas Claras de idade pré-cambriana (cf. Araujo 2020). Além disso, a textura e composição dos conglomerados polimíticos proximais da Formação Gorotire não se compatibilizam com os conglomerados monomíticos distais da Formação Águas Claras (Nogueira 1995). Ao longo de toda a sucessão sedimentar correspondente à Formação Gorotire, não são descritos metamorfismo ou a presença de intrusões ígneas (Pereira *et al*., 2009; Nascimento & Oliveira, 2015). Pelos argumentos apresentados acima descartamos a idade Orosiana para esses depósitos.

Pinheiro (1997) introduziu a ideia de que os depósitos sedimentares aflorantes na região da Serra do Paredão representavam um registro isolado da sequência Ordoviciano-Siluriana da Bacia do Parnaíba. A proximidade geográfica, além das grandes similaridades faciológicas

e estratigráficas entre estas sucessões sedimentares sugere que estas foram depositadas em um contexto paleogeográfico semelhante e contemporâneo entre o início do Ordoviciano e o Siluriano Médio como discutido em Barrera *et al.* (2020).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Antonio P.Y.J., D'Agrella-Filho M.S., Nédélec A., Poujol M., Sanchez C., Dantas E.L., Dall'Agno R., Teixeira M.F.B., Proietti A., Martínez Dopico C.I., Oliveira D.C., Silva F.F., Marangoanha B., Trindade R.I.F. 2021. New constraints for paleogeographic reconstructions at ca. 1.88 Ga from geochronology and paleomagnetism of the Carajás dyke swarm (eastern Amazonia). *Precambrian Research.* Volume **353**.

Araújo R.N. 2020. Estratigrafia e eventos da transição Neoarqueano-Paleoproterozoico da Bacia de Carajás, Sudeste do Craton Amazônico. PhD Teses, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 215 p.

Araújo Filho R.C., Nogueira A.C., Araújo R.N. 2020. New stratigraphic proposal of a Paleoproterozoic siliciclastic succession: Implications for the evolution of the Carajás Basin, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **102**:102665.

Barrera I.A.R., Nogueira A.C.R., Bandeira J. 2020. The Silurian glaciation in the eastern Parnaíba Basin, Brazil: paleoenvironment, sequence stratigraphy and insights for the evolution and paleogeography of West Gondwana. *Sedimentary Geology*, **406.**

Davies, N. S., Gibling, M. R., 2010. Paleozoic vegetation and the Siluro-Devonian rise of fluvial lateral accretion sets. *Geology*, **38**(1), 51–54.

Davies, N.S., Gibling, M.R., Rygel, M.C., 2011. Alluvial facies evolution during the Palaeozoic greening of the continents: case studies, conceptual models and modern analogues. *Sedimentology* **58**, 220–258.

Hjellbakk, A., 1997. Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the Upper Proterozoic Seglodden Member, Varanger Peninsula, northern Norway. *Sedimentary Geology*. **114**, 131-161.

Ielpi, A., Rainbird, R., 2015. Architecture and morphodynamics of a 1.6 Ga fluvial sandstone: Ellice Formation of Elu Basin, Arctic Canada. *Sedimentology*. **62**, 1950-1977.

Nascimento M.S. & Oliveira D.A. 2015. Ambiente deposicional e proveniência da Formação Gorotire, Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: Gorayeb P., Meiguins A. (ed.). *Contribuições à Geologia da Amazônia,* v. **9**.

Pereira R.M.P., Rosiere C.A., Santos J.O.S., Lobato L.M., Silva R.C.F., McNaughton N.J. 2009. Unidade Caninana: Sequência clástica Paleoproterozóica revelada por datação U-Pb em zircões detríticos da Província Mineral Carajás. In: *XI Simpósio de Geologia da Amazônia*, Manaus. CD-ROM.

Pinheiro R.V.L., 1997. Reactivation history ofthe Carajás and Cinzento Strike Slip Systems, Amazon, Brazil. Tese de Doutorado, Durham, Inglaterra, 408p.

Vasquez M.L., Sousa C.S., Carvalho J.M.A. 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. 1 mapa. Escala 1:1. 000.000.

Walker R.G. 1992.Facies, facies models and modern stratigrahic concepts. In: R.G. Walker, e N.P. James. Eds. Facies Models - Response to Sea Level Change. *Geological Association of Canada,* Ontario, Canada, 1-14 p.

GÊNESE DA POROSIDADE NAS ROCHAS CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO PIRABAS

Joelson Limasoares[1],[2]; Barbara Evellyn Brabo Santana[1]

[1]Universidade Federal do Pará-UFPA;
[2]PET Geologia, Universidade Federal do Pará-UFPA

jlsoares@ufpa.br; barbaraevellyn27@gmail.com

RESUMO

A avaliação da porosidade de rochas carbonáticas da Formação Pirabas considerou o tipo de poro, microfácies e posicionamento estratigráfico. Os poros foram diferenciados em micro e macroporos conforme o seu tamanho e em primários e secundários deacordocomsuagênese. Os poros maiscomuns foram os móldicos, vugseintra partículas, sendo menos comuns os poros interpartículas, intercristalinos, fratura, canal e de contração. Há predominância de poros secundários em todos os calcários expostos e em subsuperfície, sendo que na região costeira são menos frequentes. Nota-se também uma maior presença destes poros em *packstones* e *rudstones*. Assim, sugere-se que a ação de águas meteóricas associada a variação faciológica são os principais fatores na geração de porosidade secundária da Formação Pirabas.

PALAVRAS-CHAVE: Porosidades e cundária; Diagênese; Águas meteóricas; Calcários.

INTRODUÇÃO

As rochas calcárias pertencentes a Formação Pirabas, constituem um dos principais re servatórioshídricosdaregiãonordestedoEstadoPará,fornecendo águapotávelparagrande parte da população desta região (Sauma Filho 1996; Melo Júnior e Lima 2013). Estas águas subterrâneasestãoarmazenadasemaquíferoscomprofundidadesquevariamentre160e200m, denominado de Aquífero Pirabas (Sauma Filho 1996). Este aquífero é caracterizado por calcários finos a grossos fossilíferos com raras intercalações com argilitos/margas, são fraturadose/oumuitoporososeapresentamemgeralboapermeabilidade(MeloJúnioreLima 2013). Apesar de existirem dados físico-químicos deste aquífero, pouco se sabe a respeito da origem desta porosidade, bem como a influência da diagênese meteórica e das variações faciológicas na permeabilidade destas rochas (Amorim *et al*. 2014).

A maior parte dos trabalhos já publicados sobre a Formação Pirabas, enfocam essencialmente estudos paleontológicos e faciológicos, bem como intepretações paleoambientais. Estudos que envolvem a análise da porosidade, se apresentam incipientes (Araújo *et al.* 2021) e são um campo a ser explorado no sentido da complementação e enriquecimento do conhecimento da Formação Pirabas, sob vários aspectos. Dessa forma, se faz necessário o estudo detalhado do tipo de porosidade e os processos envolvidos na sua geração. Assim sendo, este estudo busca principalmente um melhor entendimento dos processos que levaram a geração de porosidade nos calcários da Formação Pirabas.

MATERIAISEMÉTODOS

As amostras coletadas para estudo estão localizadas na Mina B-17, no município de Capanema; nas praias do Atalaia em Salinópolis, Fortalezinha em Maracanã e São João de Pirabas, em testemunho de sondagem na região de Primavera e na comunidade de Aricuruno município de Maracanã. Na análise quantitativa foi feita a contagem de 400 pontos, levando-se em contatodos os constituintes diagenéticos e deposicionais. Paraa classificação doslitotipos e microfácies carbonáticas, foi utilizada a classificação de Dunham (1962). Para classificação da porosidade foi utilizada a proposta de Choquette e Pray (1970), que abrange a combinação de termos separados em quatro categorias: 1) Tipo básico de porosidade; 2) Modificadores genéticos; 3) Tempo de formação e 4) Modificadoresdeabundância. Com objetivo de ressaltar os poros as amostras foram impregnadas com a resina epoxi azul.

RESULTADOS

Foram identificadas seis microfácies carbonáticas: *mudstone*, *dolomudstone*, *wackestone*, *wackestone-packstone*, *packstone* e *rudstone*. Os poros da Formação Pirabas foram divididos em dois tipos, diferenciados pelos eudiâmetro: 1) microporosidade, poros até 62,5 µm visíveis em seção delgada; 2) macroporosidade, poros acima de 62,5µm até 4mm.

Microporosidade

A microporosidade é composta por poros interpartículas, intercristalinos e intrapartículas. Os interpartículas são observados principalmente entre peloides nos *mudstones*e mais raramente em *wackestones* e *packstones* apresentando formas geralmente irregulares. Os microporosintra partículas são encontrados em fragmentos de algas vermelhas e em alguns foraminíferos (Figuras1A-B). Nasal gasos porosintra partículas são espaços vazios na estrutura celular reticulada do hipotalos. Nos foraminíferos os microporos são espaços vazios que constituem microcâmaras dentro dos bioclastos. Microporos intercristalinos ocorrem localmente, observados somente em porções neomorfizadas em *mudstone* e *wackestones*(Figura 1C).

Macroporosidade

Os macroporos são principalmente poros secundários dos tipos vug, móldicos e intrapartícula, além de alguns poros primários interpartícula. Poro sem fratura, intercristalinos, em canal e de contração são observados localmente. Os poros *vug* geralmente ocorrem em formas alongadas e irregulares, atingindo diâmetros médios entre 2 e 4 mm e sempre dispostos de maneira esparsa ao longo da rocha (Figura 1D). Por vezes, estes poros aparecem também preenchidos parcialmente por cimento de calcita espática. Os porosmóldicos mais comuns são os que apresentam formatos alongados e curvados semelhante às conchas dos moluscos bivalves (Figura1E). Alguns dos porosmóldicos apresentam formas retangulares semelhantes a fragmentos deconchas. Outras formas menos frequentes de porosidade móldica ocorrem em gastrópodes e foraminíferos. A maioria dos poros apresenta cristais de calcitanas bordas e mais raramente estão preenchidos completamente por calcita espática.

Os poros intrapartículas geralmente correspondem ao espaço vazio dentro dos bioclastos como câmaras degastrópodes e foraminíferos, zoécios de briozoários, poros dentro de equinodermas e algas, e mais raramente o espaço vazio entre as valvas de conchas de bivalves (Figuras 1F-G). Os poros interpartículas apresentam formas irregulares com limites marcados

por feições de corrosão ou franjas de calcita lamelar e espática (Figuras 1G-H). Os grãos bioclásticos que circundam os poros muito comumente apresentam feições de dissolução como bordas corroídas, enquanto os grãos de quartzo próximos a estes poros geralmente preservam a sua forma original. Por os emfratura (Figura1I), em canal, intercristalinos (Figura 1C) e de contração também ocorrem nas microfácies estudadas. Contudo, os poros de contração estão restritos aos calcários onde predomina a lama carbonática.

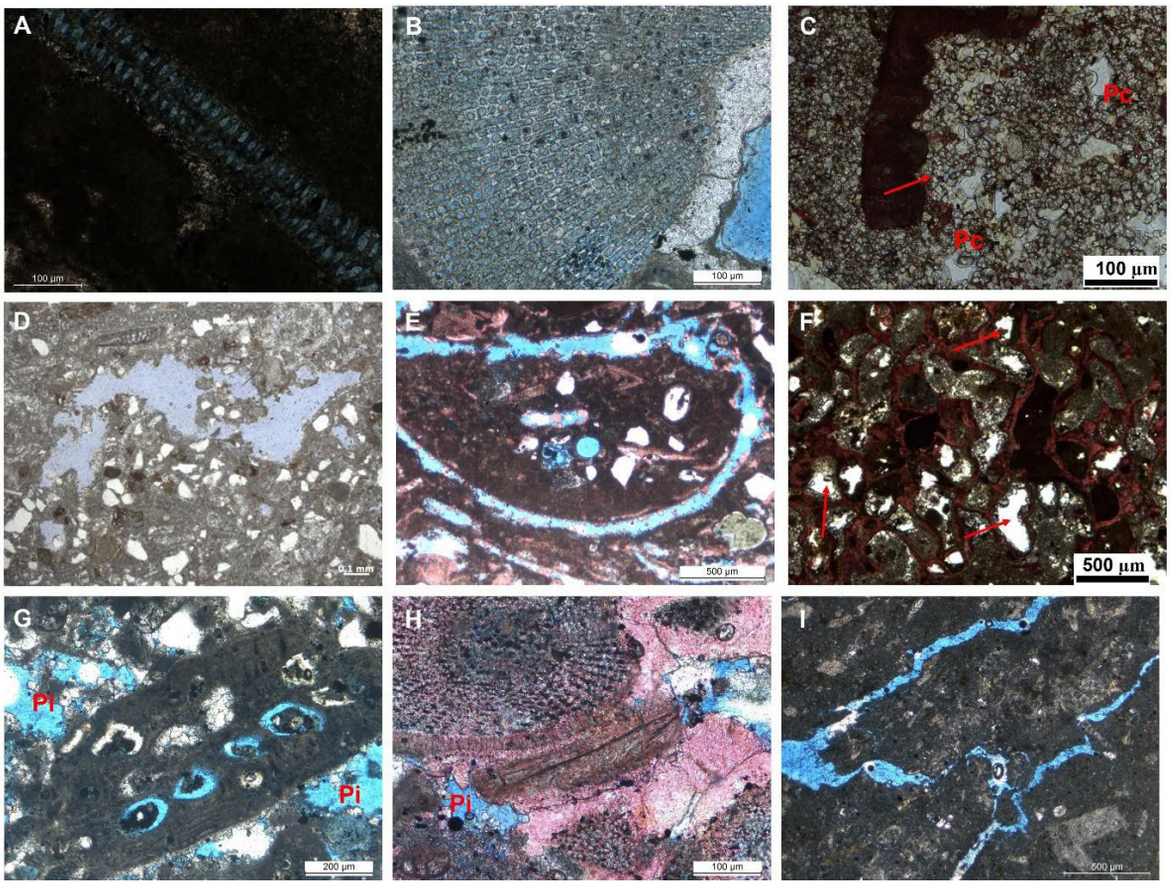


Figura1. Tiposdeporos da Formação Pirabas. (A-B) Microporosintra partículas em foraminíferos. (B) Micro (setas) e macroporos (Pc) intercristalinos. (D) Poros vug. (E) Poro móldico em concha de molusco. (F-G) Poros intrapartículas, alguns preenchidos por micrito (F) ou calcita espática (G); Pi = poros interpartículas. (H) Poros interpartículas (Pi) com tamanho reduzido pelo cimento de calcita espática. (I) Poros em fratura.

Distribuiçãoda Porosidade

Os poros *vug* são muito comuns e ocorrem em quase todas as microfácies, porém são mais frequentes no *rudstone*, *wackestone* e *dolomudstone*. No testemunho de sondagem de Primaveraestes poros são mais comuns (~10%) naporção intermediáriado testemunho (entre 15e27m de profundidade) e sua abundância diminui tanto para o topo como para a base (3%). Nas amostras de afloramentos os poros vug são mais raros ou ausentes (abaixo de 2%).

Aporosidade móldica ocorreem todas as microfácies nas localidades estudadas, sendo predominante nas microfácies *rudstones* e *packstone* (entre 0,2% e 23%). No testemunho os porosmóldicos ocorrem mais expressivamente no *packstone*, mas também no *wackestone*. Em afloramentos são mais comuns em *rudstone* e *wackestones*, (entre 1.2 e 11%).

Os poros interpartículas estão distribuídos em todas as microfácies, exceto nos *mudstones*, sendo mais frequentes nos *wackestone* e *rudstone*. Em termos percentuais estes poros são sempre abaixo de 2% em subsuperfície e variam entre 6 e 1% nos afloramentos dependendo do tipo de microfácies.Os porosintra partículas ocorrem nos *rudstones*, *packstones* e *wackestone*, porém comumente ocupando menos de 1% do volume da rocha tanto em testemunho como em afloramentos. Isto se deve principalmente ao fato da maioria do espaço intrapartícula está preenchido total ou parcialmente por micrito ou calcita espática.

DISCUSSÕES

Os microporos observados nas seções delgadas são principalmente primários e mais raros são os poros secundários. Os microporos interpartícula são em essência poros primários que foram parcialmente preenchidos por cimento espático ou micrito. Recristalização e cimentação foram os processos que geraram a porosidade intercristalina, porém alguns desses poros estão claramentea ssociados à dissolução parcial de cristais de calcita espática que exibem faces corroídas. Os microporos intrapartícula são estruturas primárias nos fósseis.

Poros vugs são formados pela dissolução de grãos carbonáticos e perfurações de organismos que foram ampliadas pela progressiva dissolução do material que circunda o poro. Apesar de ser difícil determinar qual a origem da porosidade vug nota-se que em algumas microfácies estes poros parecem evoluir a partir de poros móldicos. Os poros móldicos são formados pela dissolução seletiva de conchas aragoníticas de moluscos que são instáveis durante a diagênese, principalmente quando exposta a influência de águas meteóricas (Tucker 1992). Cimentação por calcita espática ou franjas reduziu a porosidade móldica e pode ter origem nos mesmos fluidos meteóricos que causaram a dissolução. Fragmentos de briozoários e foraminíferos geralmente são compostos de calcita, mas alguns também foram dissolvidos gerando porosidade móldica.

Dissolução foi um processo importante na formação da maioria dos macroporos encontrados inclusive nos poros interpartícula. Os poros interpartículas são descritos como de fábrica seletiva, sendo interpretados tanto como porosidade primária como secundária. Nos *packstones*, estes poros podem estar associados à dissolução parcial de matriz micrítica e de alguns bioclastos. Os poros intrapartículas primários são espaços vazios dentro dos bioclastos que não foram preenchidos por sedimentos ou cimento ao final da deposição. Porém uma parte desta porosidade pode ser gerada após a deposição, durante a diagênese, pela dissolução dos constituintes carbonáticos. A ampliação por dissolução de fraturas e poros de contração parece ter contribuído para a formação de poros em canal.

A cimentação calcítica é um dos principais modificadores genéticos da porosidade, porém, nunca preenche de forma efetiva a porosidade o que sugere que esta cimentação seja mais recente. A dissolução da matriz ocorre principalmente, onde há maior quantidade de grãos o que sugere que apermeabilidade pode ter contribuído para a formação ou ampliação dos poros em calcários mais finos.

Em sucessões carbonáticas vários são os fatores que influenciam na porosidade e permeabilidade das rochas, sendo os processos de dissolução associados apercolação de águas meteóricas as principais causas quegeram porosidade secundáriaem rochas calcárias (Tucker 1992; Flügel 2004; Spadinie Marçal 2005). Dessa forma, aavaliação da porosidade secundária formada pela dissolução de grãos e cimentos é de grande importância econômica para reservatórios carbonáticos e siliciclásticos. Muitas vezes, apenas a avalição da porosidade originada pela dissolução não deixa um claro entendimento da qualidade das rochas reservatórios, que podem ser controladas, tanto por variações de fácies, bioturbação, cimentação, compactação e/ou substituições (Tucker 1992; Flügel 2004).

CONCLUSÕES

A avaliação da porosidade presente em seis localidades de ocorrência da Formação Pirabas sugere que a ação de águas meteóricas é a principal influência na geração de porosidade secundária de stas unidade. As amostras de afloramentos mostram variações diferentes dos tipos de poros, mas sempre estão presentes poros móldicos, vugs e intrapartículas em proporções variadas, geralmente dependendo da microfácies onde eles ocorrem. Nos afloramentos de regiões costeiras a porosidade secundária parece ser menos expressiva e modificada pela cimentação, enquanto os afloramentos mais continentais são muito afetados pela dissolução. No testemunho de Primavera nota-se uma diminuição da porosidade em direção ao topo e a base, com somente a porção intermediária apresentando porosidades mais expressivas e que podem estar associadas a presença do lençol freático. Em resumo, estes dados preliminares mostram que a evolução do sistema poroso da Formação Pirabas é complexa dependendo da variação faciológica e da intensidade da influência da água meteórica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amorim K.B., Soares J.L., Gonçalves M.A., Cunha T.W.R., Santos R.R.L., Aguiar T.M. 2014. Geração de porosidade secundária em rochas carbonáticas da Formação Pirabas, Mioceno da Plataforma Bragantina. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, resumo.

Araújo O.M.O., Aguilera O., Coletti G., Valencia F.L., Buatois L.A., Lopes R. 2021. X-ray micro-computed tomography of burrow-related porosity and permeability in shallow-marine equatorial carbonates: A case study from the Miocene Pirabas Formation, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **127**:104966.

Choquette P.W. e Pray L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *A APG Bulletin*, **54** (2): 207-25.

Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (ed.). Classification of Carbonate rocks. Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1, Tulsa, p. 108-121.

Flügel E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks*. Berlin, Springer-Verlag, 984p.

Melo Júnior H.R. e Lima J.B.M. 2013. Principais aquíferos do estado e qualidade de suas águas. In: João X.S.J., Teixeira S.G., Fonseca D.D.F. (Org.). Geodiversidade do Estado do Pará, Programa Geologia do Brasil, Levantamento da Geodiversidade, CPRM. Belém, p. 53-74.

Sauma Filho M. 1996. *As águas subterrâneas de Belém e adjacências: influência da Formação Pirabas e parâmetros físico-químicos para medidas de qualidade*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 128 p.

Spadini A.R. e Marçal R.A. 2005. Porosidade em reservatórios carbonáticos: algumas considerações. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **13**(1): 129-138.

Tucker M.E. 1992. *Sedimentary Petrology*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 260pp.

ORIGEM E AVALIAÇÃO DA POROSIDADE DE DOLOMITOS DA FORMAÇÃO MIRASSOL D'OESTE (EDIACARANO) SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Juliane Costa[1]; Afonso Nogueira[1]; Argel Sodré[1]; Juliana Okubo[2]; Pedro Oliveira[1]; Pierre Sansjofre[3]; Leandro Sepeda[1]; Renan Santos[1]

[1]Universidade Federal do Pará-UFPA; [2]Universidade do Estado de São Paulo-UNESP; [3]Muséum National d'Histoire Naturelle-MNHN

julianecosta5960@gmail.com; anogueira@ig.ufpa.br; argel.sodre@ig.ufpa juliana.okubo@unesp.br; pedro.oliveira@ig.ufpa.br; pierre.sans-jofre@mnhn.fr; renan.santos@ig.ufpa.br

RESUMO

Os carbonatos do Grupo Araras, na Bacia Araras-Alto Paraguai, são considerados um reservatório Neoproterozoico não convencional no sul do Cráton Amazônico. Nesse contexto, a Formação Guia atua como rocha geradora e reservatório, enquanto a Formação Mirassol d'Oeste é um reservatório secundário. Os reservatórios de Mirassol d'Oeste consistem principalmente de dolomicritos, interpretados como de origem microbiana. No entanto, ainda há poucas informações disponíveis sobre o potencial desses microbialitos do Grupo Araras como reservatórios. Portanto, este estudo tem como objetivo realizar análises microfácies e estratigráficas em amostras de testemunho de sondagem e afloramentos, além de utilizar técnicas de análise petrográfica, microscopia eletrônica de varredura (SEM) e catodoluminescência. O objetivo deste estudo é investigar os eventos diagenéticos ocorridos em diferentes estágios nos reservatórios dolomíticos e compreender sua influência na formação e evolução do reservatório não convencional.

PALAVRAS-CHAVE: Carbonatos; Grupo Araras; Reservatórios não convencionais; Microbialitos.

INTRODUÇÃO

Reservatórios carbonáticos são importantes na indústria de petróleo e gás, representando 40% dos campos explorados (Ehrenberg *et al*., 2009). Essas camadas de carbonato apresentam um potencial significativo como reservatórios, com porosidades resultantes de processos diagenéticos construtivos (Kerans, 1988; Wang *et al*., 2022). No entanto, esses reservatórios são principalmente influenciados por processos de sedimentação, diagênese e tectônica, contribuindo para sua complexidade inerente. Essa complexidade é caracterizada pela heterogeneidade do reservatório, pela evolução dos sistemas porosos, por múltiplos estágios de movimentos tectônicos e pela geração de hidrocarbonetos (Tang *et al.,* 2019; Hu *et al*., 2020). Um desses reservatórios do Pré-Cambriano é o sistema petrolífero de Araras (APS), um sistema petrolífero não convencional formado na bacia de Araras-Alto Paraguai, no sul do Cráton Amazônico (Nogueira *et al*., 2001; Elie *et al*., 2007; Souza Jr. *et al*., 2016; Bezerra Junior, 2018; Van Maldegem *et al*., 2019;Soares *et al.,* 2020). Nesse sistema, a Formação Guia tem sido interpretada

como a rocha geradora, principalmente devido à presença de betume ao longo de sua sucessão carbonática (Nogueira *et al*., 2001). Ao mesmo tempo, a Formação Mirassol d'Oeste apresenta ocorrência restrita (Soares *et al*., 2020). Embora essa acumulação de hidrocarbonetos não seja economicamente viável, ela representa um sistema petrolífero não convencional (Nogueira *et al*., 2001; Soares *et al*., 2020).Neste estudo, nosso objetivo é fornecer uma análise detalhada do capa dolomitica (Formação Mirassol d'Oeste), examinando amostras de dois testemunhos de sondagem e afloramentos dentro da ocorrência de capa carbonática Puga, na região sudeste do Cráton Amazônico. Utilizamos características sedimentológicas e petrográficas para alcançar esse objetivo, integrando-as com o contexto geológico e quimioestratigráfico dessa sequência. Nosso objetivo é estabelecer uma estratigrafia de eventos, investigar o impacto de processos construtivos e destrutivos e obter insights sobre como esses fatores influenciaram o sistema petrolífero não convencional associado à Bacia de Araras-Alto Paraguai.

MATERIAIS E MÉTODOS

Neste trabalho, foram estudadas as rochas da Formação Mirassol d'Oeste, com base na descrição de lâminas delgadas confeccionadas a partir de dois testemunhos de sondagem cedidos pela Mina Calcário Tangará, no estado do Mato Grosso. A análise das microfácies seguiu a metodologia de Flügel (2004), considerando os principais aspectos texturais dos grãos e feições diagenéticas, como cimentação, compactação e porosidade. Os cristais foram classificados seguindo a proposta de Sibley & Gregg (1987), e a porosidade foi classificada conforme a proposta de Choquette & Pray (1970). A análise de catodoluminescência foi realizada para identificação das gerações de cimento (Hiatt & Pufahl, 2014).

RESULTADOS

PETROGRAFIA E MICROFÁCIES

Os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste foram subdivididos, da base para o topo, em quatro microfácies: Doloboundstone estromatólito estratiforme associado a pseudomorfos de gipsita; Doloboundstone estromatólito dômico associado a estruturas tubulares; Dolograinstone peloidal com marcas onduladas; Dolograinstone/dolomudstone peloidal com laminação quasi planar e truncamento de baixo ângulo. De modo geral, os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste são cimentados por pseudomorfos de gipsita, calcita espática (Fig. 1a,b), com presença de óxido hidróxido de Fe/Mn. Texturalmente, observa-se uma textura grumosa (Fig.1 c,d) e subordinadamente hipidiótica. Quanto à porosidade, foram definidos seis tipos de poros, que diferem em morfologia, distribuição e tamanho: 1) fenestral, 2) vug, 3) intracristalino, 4) intercristalino, 5) interpeloidal e 6) tubestone.

DISCUSSÕES

SEQUÊNCIA DIAGENÉTICA

Os principais eventos diagenéticos identificados na capa dolomítica foram cimentação, compactação química, neomorfismo, dissolução, dolomitização e migração de matéria orgânica. O primeiro processo a ocorrer no ambiente de sedimentação foi a precipitação de dolomita primária, induzida por bactérias redutoras de sulfato (Soares *et al.*, 2020; Santos *et al.,* 2021 Nogueira *et al.*2022), seguida da geração de poros fenestrais, associados à atividade de organismos microbiais em ambiente de águas calmas. Imediatamente, ocorreu a precipitação de gipsita, devido à hipersalinidade do ambiente de sedimentação, sendo esse processo o principal

agente de redução da porosidade (Tab. 1). Em virtude do aumento da energia, a formação de macropeloides in situ deu origem a poros interpeloidais (Soares *et al,* 2020). Posteriormente, a percolação de fluidos com alta concentração de Mg, através dos poros e dissoluções na rocha, ocasionou a substituição do cimento de gipso (pseudomorfo) e neomorfismo do micrito. Logo em seguida, ocorreu a primeira migração do betume em poros fenestrais e vugs. Após estruturas tubulares associadas ao crescimento de estromatólitos, geraram poros tubestone (Romero *et al.,* 2020). Durante a eodiagênese inicial, os processos neomorfismo obliteraram algumas porções da textura grumosa, sendo possível observar eventualmente a ocorrência de textura hipidiótica, com geração de poros secundários (vug e intracristalino). Em virtude das dissoluções da matriz, ocorre a precipitação de calcita nos poucos espaços porosos restantes, gerando por vezes poros intercristalinos. Na transição entre a eodiagênese e a mesodiagênese, a compactação química começa a ocorrer, gerando estilolito por processos de dissolução por pressão. Imediatamente, ocorre a segunda migração de betume em estilólitos e dissoluções. Posteriormente, ocorre o soerguimento do pacote sedimentar, precipitando óxido hidróxido de Fe/Mn durante a telodiagênese.

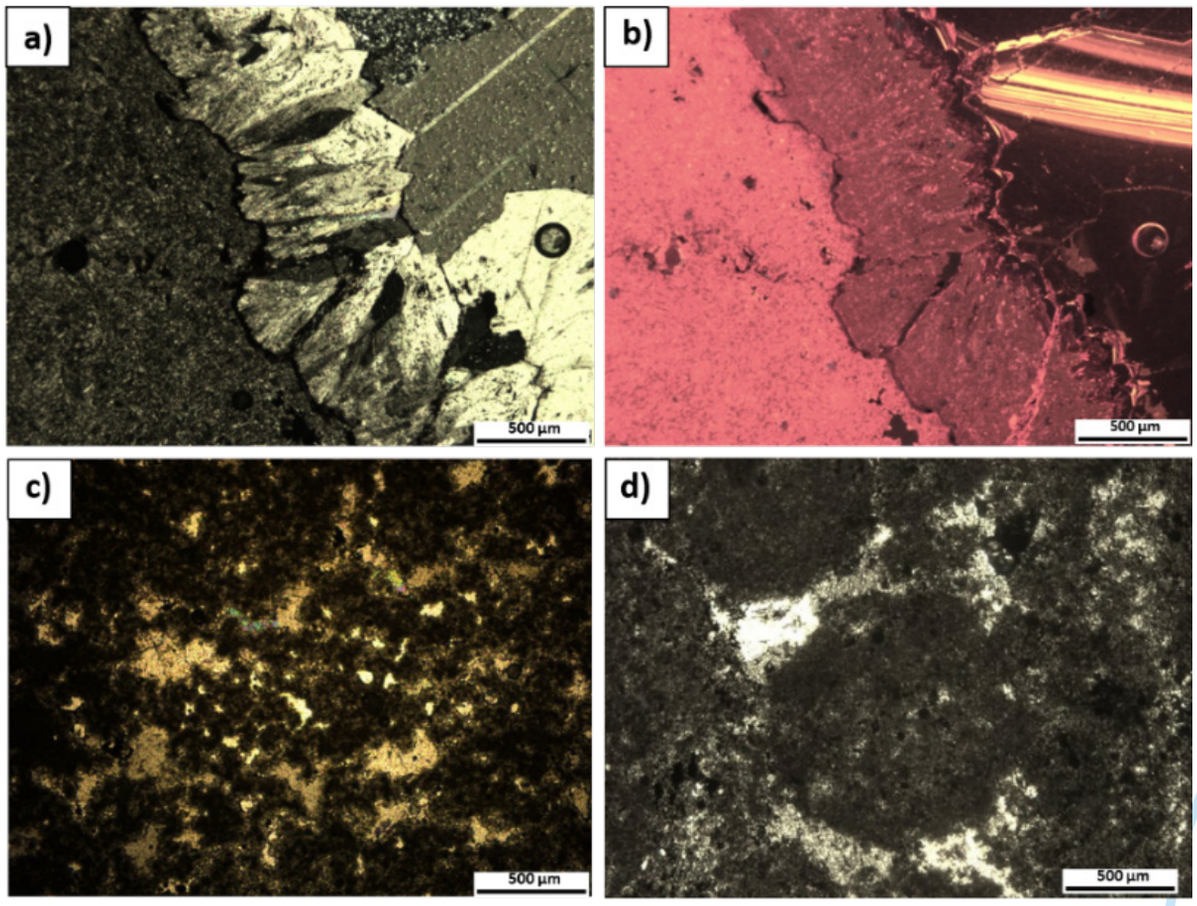


Figura 1. Principais cimentos e aspecto textural da capa dolomitca a) pseudomorfo de gipso preenchendo fenestras e cimento de calcita preenchendo porosidades intercristalina, c) sob catoluminescência. c) Dolomicrito com textura grumosa e fenestras laminoides preenchidas por calcita d) Contatos do macropeloides formando porosidades interpeloidais preenchidas por cimento de calcita

Tabela 1 avaliação da porosidade dos dolomitos laminados da Formação Mirassol d'Oeste

Tipo de porosidade	Porosidade formada	Microfácies	Cimentação	Interconectividade
Porosidade primária	Fenestral	Del, Ddt, Dpq e Dpm	Alta	Baixa
	Intepeloidal	Dpq e Dpm	Alta	Baixa
	Intercristalina	Del	Não observado	Baixa
	Tubestone	Ddt	Alta	Baixa
Porosidade secundária	Intracristalina	Del, Ddt, Dpq e Dpm	Não observado	Muito Baixa
	Vug	Del, Ddt ,Dpq e Dpm	Alta	Muito Baixa - Baixa
	Dissolução *Seam*	Del, Ddt, Dpq e Dpm	Alta	Baixa

Implicações para o Sistema Petrolífero Não Convencional do Grupo Araras

A maturação e migração de hidrocarbonetos no sistema petrolífero de Araras resultam dos principais eventos registrados na bacia Araras-Alto Paraguai, incluindo o soterramento e o soerguimento (Nogueira *et al.,* 2022). Esses processos moldaram a evolução da bacia, levando à formação e preservação de reservatórios de hidrocarbonetos no sistema petrolífero de Araras. De acordo com Soares *et al.* (2020), a migração de hidrocarbonetos provavelmente ocorreu em pelo menos duas etapas distintas: 1) imediatamente após sua formação, preenchendo poros intercristalinos, e 2) após a deformação frágil, quando as fraturas se tornaram condutos de percolação. Essa relação é exemplificada de forma mais clara na Formação Guia, onde os hidrocarbonetos percolam através de zonas de baixa pressão representadas por fraturas e poros intercristalinos dentro de agulhas cristalinas em forma de leque formadas por dissolução. Na Formação Mirassol, essa migração ocorreu após a precipitação de pirita e calcita espática. Nossas relações paragenéticas forneceram evidências de mesodiagênese. Os fluidos que originaram esses tipos de cimento podem estar diretamente relacionados ao evento de soterramento que amadureceu e gerou inicialmente a migração da matéria orgânica na Formação Guia (Soares *et al.,* 2020). Uma segunda fase de migração pode estar relacionada aos eventos tectonoestratigráficos da margem sul do Cráton Amazônico, associados aos eventos de elevação do Grupo Araras, provavelmente durante a transição Ediacarano-Cambriano registrada na discordância de 80 Ma na Bacia de Araras-Alto Paraguai (Nogueira *et al.,* 2022).

O sistema petrolífero não convencional Araras apresenta uma história complexa, principalmente registrada nas relações de cimentação. O sequenciamento paragenético revelou maior efetividade dos eventos *sin - a early*-diagenéticos, que impactaram diretamente a permeabilidade dos potenciais reservatórios, culminando em uma migração restrita de matéria orgânica do folhelho betuminoso da Formação Guia para a própria formação e para o topo do reservatório secundário, associado à Formação Mirassol d'Oeste.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bezerra Jr A.C.B. 2018. Rochas Geradoras da Formação Guia, Neoproterozoico do sul do Cráton Amazônico, região de Cáceres e Nobres, Estado do Mato Grosso. Dissertação (Mestrado em Geologia), Progr. De Pós-Graduação Geol. Geoq., Universidade Federal do Pará, 13-16p.

Choquette P. W., & Pray, L. C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG bulletin, 54(2): 207-250p.

Elie M.; Nogueira A. C. R.; Nédélec A.; Trindade R. I. F.; Kenig F. 2007. A red algal bloom in the aftermath of the Marinoan Snowball Earth. Terra Nova, 19: 303-308p.

Ehrenberg S. N, Nadeau P. H, Steen O. 2009. Porosidade de reservatórios de petróleo versos profundidade: influência da idade geológica. Boletim AAPG, v. 93, n. 10, p. 1281-1296.

Flügel E. 2004. Microfacies analysis of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. Springer, Berlin. 996 p.

Hiatt, E.E., & Pufahl, P.K., 2014, Cathodoluminescence petrography of carbonate rocks: application to understanding diagenesis, reservoir quality, and pore system evolution: in Coulson, I. (ed.) Cathodoluminescence and its application to geoscience: Mineralogical Association of Canada, Short Coure Series V 45, 75-96p.

Hu X. et al. 2020. Efeitos termodinâmicos da injetividade cíclica de dióxido de carbono em reservatórios de xisto. Journal of Petroleum Science and Engineering, v. 195, p 107717.

Kerans, Charles. Karst-controlled reservoir heterogeneity in Ellenburger Group carbonates of west Texas. AAPG bulletin, v. 72, n. 10, p 1160-1183.

Nogueira A.C.R., Riccomini C., Kerkis A., Fairchild T.R., Hidalgo R.L. 2001. Hydrocarbons in Carbonate Rocks of the Neoproterozoc alto Paraguai basain, Mato grosso, Brazil. An. Acad. Bras. Cênc. V 73.

Nogueira A. C. R., Santos R. F., Romero G. R., Bandeira J., Riccomini C., Barrera I. A. R., Silva P. A. S., Soares J. L., Fairchild T., Nogueira A. A. E., Góes A. M., Oliveira R. S., Medeiros R. S. P., Andrade L. S., Brito A. S., Oliveira P. G. A., Sodré A. A. N., Carvalho D. F., & Truckenbrodt W. 2022. Ediacaran-Cambrian microbialites of the southern Amazon craton: Relation with the metazoan rise, sea-level changes, and global tectonics. Brazilian Journal of Geology, 52(2), 1–15.

Nédélec et al. 2007. Sedimentology and chemostratigraphy of the bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): a record of microbial activity in a peritidal environment, C. R, Geoscience, 339,.223–239.

Romero G.R., Sanchez E.A.M., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Fairchild T.R., 2020. Waxing and waning of microbial laminites in the aftermath of the Marinoan glaciation at the margin of the Amazon Craton (Brazil). Precambr. Res. 348, 105856.

Soares J.L., Nogueira A.C.R., Santos R.F., Sansjofre P., Ader M., Truckenbrodt W. 2020 Microfacies, diagenesis and hydrocarbon potencial of the Neoproterozoic cap carbonate of the Southern Amazon Craton. Elseveir. V 406

Santos, R. F., Nogueira, A. C. R., Romero, G. R., Soares, J. L., & Junior, J. B. (2021). Life in the aftermath of Marinoan glaciation: The giant stromatolite evolution in the Puga cap carbonate, southern Amazon Craton, Brazil. *Precambrian Research,* 354, 106059.

Sousa, G. R., Jr., Nogueira, A. C. R., Santos, N., Eugênio, V.,Moura, C. A. V., Araújo, B. Q., & Reis, F. A. M. 2016. Organic matter in the Neoproterozoic cap carbonate from the Amazonian Craton, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 72, 7–24p.

Sibley, D. F. & Gregg, J. M. 1987. Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Research, 57(6):967-975p.

Tang H., Wasowski J., Juang G. 2019. Geohazards na Área do Reservatório das Três Gargantas, China – Lições aprendidas em décadas de pesquisa. Geologia de engenharia, v. 216, p. 105267.

Van Maldegem L. M. et al. 2019. Bisnorgammacerane rastreia a pressão predatória e o aumento persistente de ecossistemas de algas após a Terra Bola de Neve. Nature Communications, v. 10, n. 1, p. 476.

Wang Q., Wang X., Zeng X. 2022. Research on Reservoir Characteristics and Main Controlling Factors of Longwangmiao Formation of Cambrian in Sichuan Basin. Front. Earth Sci. 10:885637. doi: 10.3389/feart.2022.885637.

MÚLTIPLOS ESTÁGIOS DE DOLOMITIZAÇÃO: PETROGRAFIA E PARAGÊNESE DOS DOLOMITOS DA FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO, EDIACARANO DO SUL DO CRÁTON

Leandro F. Sepeda[1]; Afonso C. R. Nogueira[1]; Renan F. dos Santos[1]; Argel A. N. Sodré[1]; Pedro A. S. da Silva[1]; Pedro G. A. Oliveira[1]; Juliana Okubo[2]; Isabele B. Souza[1]

[1]Universidade Federal do Pará – UFPA.

[2]Universidade Estadual Paulista - UNESP

leandro.silva@ig.ufpa.br; anogueira@ufpa.br; renan.santos@ig.ufpa.br; argel.sodre@ig.ufpa.br; pedro.silva@ig.ufpa.br; pedro.oliveira@ig.ufpa.br; Juliana.okubo@unesp.br; Isabele.souza@ig.ufpa.br

RESUMO

A evolução diagenética de bacias sedimentares invertidas tectonicamente é geralmente superposta por fases de migração de fluidos hidrotermais ligado ou não aos processos de deformação. Um dos exemplos no Cráton Amazônico, é a sucessão de dolomitos da Formação Serra do Quilombo, Ediacarano da Bacia Araras-Alto Paraguai. Estas rochas foram investigadas com base na petrografia combinada com microscopia eletrônica de varredura e catodoluminescência no intuito de desvendar a história diagenética-hidrotermal, enfatizando a cimentação carbonática dolomítica. Os principais componentes incluem dolomicrito (não planar), quartzo, calcita, apatita, clorita, betume e pirita. Diferentes tipos de dolomitas foram identificados: dolomita planar-s, planar-e e não planar, tanto como fases substitutivas quanto como cimento. A dolomitização iniciou durante a precipitação marinha e intensificou-se com o soterramento. O processo de dolomitização também foi induzido por atividades hidrotermais, associadas aos processos de fraturamento extensivo, brechação até a geração de dolomita em sela (Dc3) por soterramento profundo. Diferentes fases de dolomita ocorrem em fraturas, vugs e brechas e sua investigação fornece a chave para o entendimento dos processos de dolomitização e atividades hidrotermais que afetaram as bacias do Sul do Cráton Amazônico.

PALAVRAS-CHAVE: Neoproterozoico, Bacia Araras-Alto Paraguai, Petrografia, Dolomitização, Hidrotermalismo.

INTRODUÇÃO

Espessos pacotes carbonáticos são associados ao Grupo Araras, na Bacia Araras-Alto Paraguai, localizados no sul do Cráton Amazônico. Essas sucessões carbonáticas foram depositadas em extensas plataformas carbonáticas instaladas após o evento Marinoano (635 Ma) (Nogueira & Riccomini 2006; Nogueira *et al*., 2019; Santos *et al.,* 2020). O Grupo Araras é subdivido segundo a proposta de Nogueira & Riccomini 2006 em 4 Unidades litoestratigráficas: são as formações Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres.

A Formação Serra do Quilombo, é caracterizada pela ocorrência de dolomitos fortemente fraturados e falhados, além da ocorrência de brechas cimentadas (Bc) por dolomita espática

sobrepondo expessos pacotes de calcário, a origem desses depósitos ainda é incerta, pois os trabalhos concentraram-se principalmente nas questões paleoambientais. (Nogueira & Riccomini 2006; Milhomem *et al.*, 2013).

Neste sentido, esse trabalho se propõe a caracterizar petrograficamente os dolomitos e debater a cerca da sua complexa assembleia petrogenética..

MATERIAIS E MÉTODOS

Este estudo petrográfico foi baseado em amostras de afloramentos da região de Cáceres e Nobres (MT), relacionados à Formação Serra do Quilombo, estudados previamente por Milhomem et al. (2013). A análise petrográfica foi realizada utilizando microscopia eletrônica de varredura com espectroscopia de energia dispersiva (MEV/EDS) e microscopia de catodoluminescência (CL).

RESULTADOS

Petrografia

A assembleia paragenética dessas rochas inclui: dolomita, quartzo, calcita, apatita, pirita, betume e clorita, sendo a dolomita o principal constituinte e o objeto principal de estudo desse trabalho. Diferentes tipos de dolomitas foram reconhecidas nas rochas estudadas. As descrições seguem o modelo de classificação de Sibley & Gregg (1987).

Dolomicrito (Dm): é uma dolomita finamente cristalina de cor preto a cinza escuro (Fig 1 a), com baixa porosidade. Dm formam, principalmente, mosaicos inequigranulares de cristais de 7-25µm com textura anédrica a subédrica (não planar a planar-s) e preservam a fábrica sedimentar. Em catodoluminescência (CL) mostra uma luminescência roxa opaca homogênea (Fig. 1 b).

Dolomita substitutiva planar-s a planar-e (Rd1 e Rd2): este tipo de dolomita tem cores de cinza escuras a creme e são compostas de cristais planares (planar-s e planar-e), principalmente subédricos, densamente compactado; esses cristais formam-se em mosaicos inequigranulares, onde é visivelmente comum uma transição gradual do tamanho dos cristais. Rd1 (Fig 1 c) consiste em cristais de tamanho 50-250µm, onde comumente observa-se relicto de Dm no centro do e aspecto límpido nas bordas, mostrando uma luminescência roxo opaco a laranja amarronzado em CL, localmente pode-se observar textura *sucrosic* das dolomitas planar-e. Enquanto Rd2 (Fig 1 d) são cristais de 50-250µm de tamanho e tem relicto tanto de Dm e Rd1 no centro dos cristais, evidenciado por uma luminescência rosa brilhante a opaca.

Cimento de dolomita planar-s a não planar (Dc1 e Dc2): essas dolomitas aparecem na forma de sobrecrescimentos sintaxiais, geralmente límpidos, de cristais planar-s a não planares, inequigranulares, com tamanhos que variam de 120-550µm. Dc1 (Fig 1 e.f.i.j) ocorre tanto como uma fase substitutiva de Dm e Rd1, quanto como a primeira fase de cimentação de brechas cimentadas (Bc) e poros *vugs,* de aspecto turvo (rico em inclusões); em CL observa-se um zoneamento de luminescência intercalando entre roxo opaco e verde escuro gradando para verde brilhante. Dc2 (Fig 1 e.f.h) são cristais inequigranulares, geralmente associado como uma fase tardia de Dc1, em CL mostra um zoneamento concêntrico de porções não luminescente a rosa avermelhado intercalado. Observam-se franjas e concentrados de cristais de apatitas (Ap) nos zoneamentos de Dc1 e Dc2, com luminescência amarelo brilhoso (CL).

Cimento de dolomita não planar – dolomita em sela (Dc3): a dolomita em sela tem coloração branca cremosa ou rosa na amostra de mão consiste em cristais inequigranulares, den-

samente compactados com as faces curvas (Fig 1 g), traços de clivagem e extinção ondulante (Fig 1 i.j) em NC. O tamanho dos cristais varia de 250µm à megacristais maiores que 2000µm, geralmente com aparência turva (rico em inclusão). Sob CL, Dc3 mostra zoneamento múltiplo de crescimento, com alternâncias de rosa brilhante a escuro e opaco. Observa-se por vezes Dc2 como núcleos (relicto) dos cristais, evidenciado por cristais com centros claros e bordas turvas. Dc3 é reconhecido preenchendo espaços interparticulas, *vugs,* fraturas e Bc. Em alguns locais, observa-se betume preenchendo porosidade intracristalina de Dc3 (Fig 1 m).

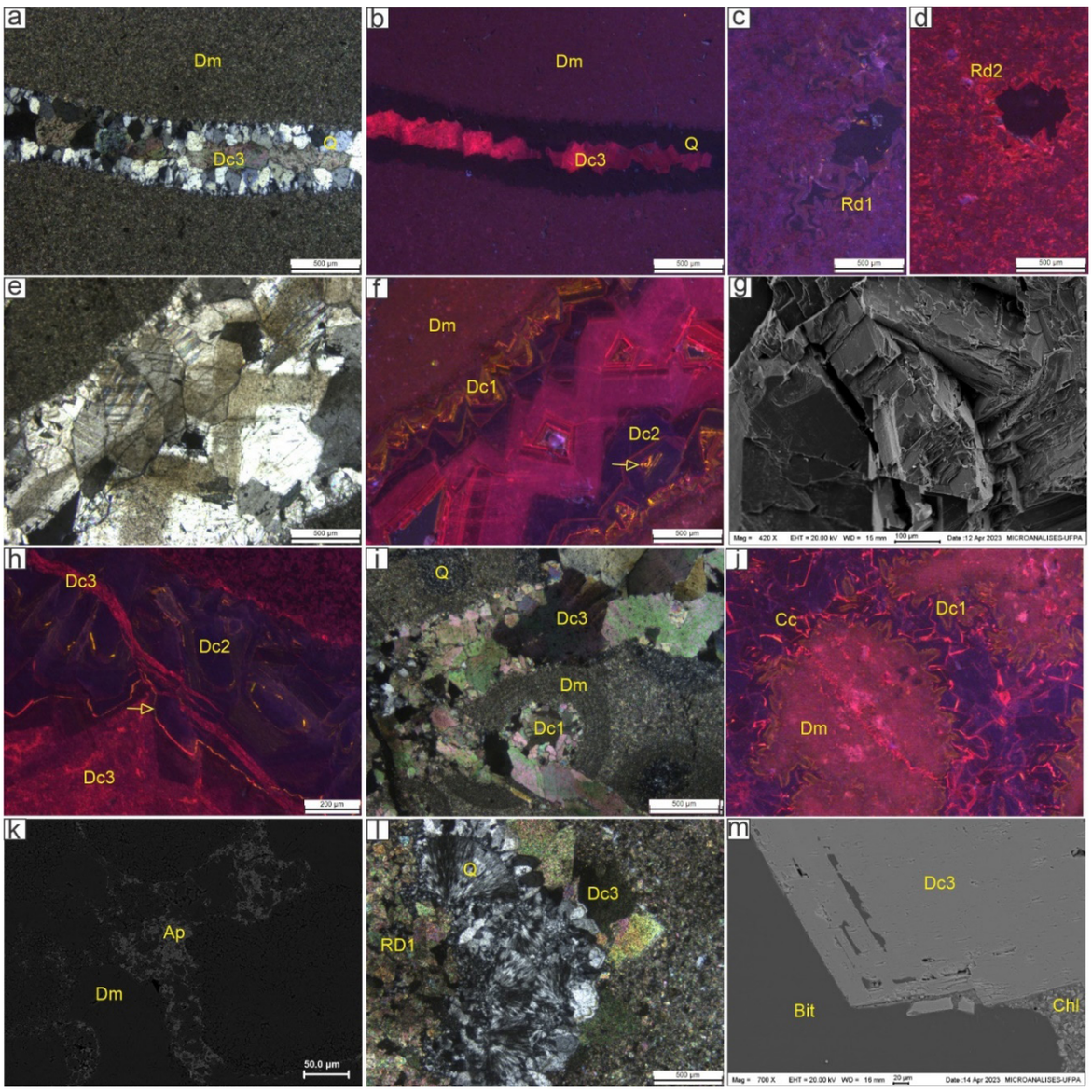


Figura 1. Características petrográficas das fases substitutivas e do cimento de preenchimento de vug/fratura/brecha: a) e b) fotomicrografia nichols cruzado (NC) e catodoluminescência (CL) do dolomicrito (Dm) cortado por veio de quartzo (Q) fibroso nas bordas do veio e cimento de dolomita em sela (Dc3). c) e d) imagem em CL da matriz substituída (Rd1) para cristais planar-e à planar-s de dolomita e de Rd1 substituindo para cristais planar-s Rd2. Note os relictos de Dm no centro de Rd1 e o de Rd1 no centro de Rd2. e) e f) imagens NC e CL, respectivamente, da ordem de crescimento sintaxial do veio DC1-DC2-DC3. Note inclusões de Ap em Dc2. g) imagem de MEV de Dc3 mostrando a face curvada do cristal. h) imagem em CL de poro vug preenchido por Dc2 com inclusões de Ap (seta amarela) e Dc3 crescendo posteriormente. Note a vênula de Dc3 cortando o Dc2. i) Imagem em NC de Dm com oóides substituídos por Dc1 e Q sendo cortado por Dc3. j) Imagem em CL de clastos de Dm flutuando em Cc. k) Imagem de MEV de Ap coloidal associado a oóides. l) Imagem em NC de cimento de Q esferulítico (calcedônia) e em mosaico substituindo parcialmente Dc3. m) Imagem em MEV de betume preenchendo porosidade intracristalina de Dc3 e acumulando-se no centro do poro. Note a relação genética entre a dolomita em sela, o betume e a clorita (Chl).

Outras fases diagenéticas: os diversos tipos de cimentos de calcita (Cc; Fig 1 j) ocorrem como cristais predominantemente inequigranulares, densamente compactados de formato subédricos a anédricos e tamanhos variando entre 100-1000μm; eles ocorrem em *blocky*, drusiforme preenchendo poros *vugs*, como microcristais preenchendo vênulas e como uma fase de substituição (dedolomitização). Em CL Cc têm luminescências concêntricas vermelho rosado brilhante a opaco e zonas não luminescentes ou laranja brilhoso. Diferentes tipos de quartzo (Q; Fig 1 a.l.j) são comuns em toda a sucessão, tanto como uma feição substitutiva, quanto como uma fase de cimentação. As relações petrográficas mostram mais de um estágio de silicificação dessas rochas, sendo elas intercaladas com os estágios de dolomitização; em CL essa cimentação/substituição silicosa geralmente não apresenta luminescência e por vezes observa-se um azul fosco. Há também apatita (Ap; Fig 1 k), tanto como uma fase substitutiva, principalmente em fácies oolíticas, com o hábito coloidal; quanto como uma fase de cimentação anédrica, relacionado principalmente com Dc2; tendo uma luminescência amarelo esverdeado em CL. Enquanto o betume (Bit; Fig 1 m) e clorita (Chl; Fig 1 m) são observados sin/pós geneticamente relacionados com Dc3, onde a clorita por vezes ocorre em veios que corta todas as fases dolomíticas. Por fim, ocorre pirita e cimento de oxido de ferro disseminado aleatoriamente.

DISCUSSÕES

Sequência paragenética

Dados petrográficos indicam que a evolução dos dolomitos da Formação Serra do Quilombo iniciou em depósitos carbonáticos marinhos de plataforma profunda a moderadamente rasa com a deposição de rochas calcárias (micrito) e substituição precoce (deposicional/eodiagenético) para Dm de toda a sucessão da unidade, preservando ainda o arcabouço primário da rocha (Nogueira & Riccomini 2006; Milhomem *et al*. 2013; Rudnitzki *et al.* 2016; Navarro-Ciurana *et al*. 2016). Posteriormente, em estágio de soterramento raso, há um processo progressivo de neomorfismo e ordenamento dos microcristais de Dm para feições microesparítica e posteriormente a formação de Rd1, onde há relictos de Dm como núcleo para o mesmo (ex: Navarro-Ciurana *et al*. 2016; Shembilu *et al*. 2021; Koeshidayatullah *et al*. 2020; Yang *et al*. 2022). Com a progressão do soterramento, inicia-se a compactação química e formam-se estilólitos paralelos ao acamamento. Esses processos antecederam a deformação tectônica da bacia e os processos de dolomitização por atividades hidrotermais.

O início do hidrotermalismo foi precedido por extensivo fraturamento e brechação encontrado na base da Formação Serra do Quilombo. A sequência de cimentação em fraturas, vugs e Bc teve início com as fases Dc1, Dc2 e Cc as evidências paragenéticas demonstram que Dc1 é a primeira fase de interação da rocha com os fluidos hidrotermais, gerando uma fase substitutiva em Dm e Rd1, seguido por Dc2. Posteriormente, o fluído tende a ficar depletado em Mg e há a precipitação de Cc. Essas transformações foram observadas em exemplos hidrotermais em diversos locais pelo mundo (Davies & Smith 2006; Barale *et al.* 2016; Yang *et al.* 2022).

O final da precipitação dolomítica massiva ocorreu ainda com a rocha contendo porosidade residual. Posteriormente, um outro pulso de fluidos quentes gerou a precipitação de Rd2, Dc3 e novas fases de Cc foram subsequentemente precipitadas para criar e preencher os poros residuais em hidrofraturas. O Dc3, corta todas as fases anteriores e está associada com uma das fases de mobilização do betume no sistema petrolífero não convencional Araras (Soares *et al.* 2020).

CONCLUSÕES

Os dolomitos da Formação Serra do Quilombo mostram diversos processos de dolomitização e hidrotermais iniciadas na eodiagênese e progrediu com o soterramento, resultando na formação de diferentes tipos de dolomitas. A interação entre fluidos hidrotermais com o arcabouço fraturado e brechado propiciou a precipitação de cimento dolomítico, principalmente a dolomita em sela, iniciando um novo entendimento da história de soterramento e deformação de unidades do Ediacarano da Bacia Araras-Alto Paraguai.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barale L., Bertok C., Salih N., d'Atri A., Martire L., Piana F., Préat, A. 2016. *Very hot, very shallow hydrothermal dolomitization: An example from the Maritime Alps (north-west Italy – south-east France)*. Sedimentology. 63. 2037–2065. 10.1111/sed.12294.

Davies, G.R. and Smith, L.B., Jr. 2006 *Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview*. AAPG Bull., 90, 1641–1690

Koeshidayatullah, A., Corlett, H., Stacey, J., Swart, P.K., Boyce, A., Robertson, H., Whitaker, F., Hollis, C., 2020. Evaluating new fault-controlled hydrothermal dolomitization models: insights from the Cambrian Dolomite, Western Canadian Sedimentary Basin. Sedimentology 67, 2945–2973.

Milhomem, J.M.N.; Nogueira, A.C.R.; Macambira, M.J.B. 2013. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. Brazilian Journal of Geology, São Paulo, v. n. 2, p. 385-400.

Navarro-Ciurana D., Corbella M., Esteve C., Cardellach E., Vindel E., Gómez-Gras D., Griera A. 2016. *Petrography and geochemistry of fault-controlled hydrothermal dolomites in the Riópar area (Prebetic Zone, SE Spain). Marine and Petroleum Geology* 71 p310-328:

Nogueira A.C.R. & Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Craton Amazônico, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 36(4):623-640.

Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C., Sial A.N., Moura, C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. 2007. *Carbon and strontium isotope fluctuantions and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonates platform, southern Amazon craton, Brazil. Chemical Geology*., 237:168-190.

Nogueira, A. C. R., Romero, G. R., Mecenero, E. A., Sanchez, F. H. G. D., Bandeira, J., Dos Santos, I. M., Pinheiro, R.V.L., Soares, J.L. Lafon,J.M., Afonso, J. W. L., Santos, H.P., Rudnitzki, I. D. 2019. *The Cryogenian-Ediacaran Boundary in the Southern Amazon Craton. Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries*, 89-114. https:// doi.org/10.1002/978119382508.ch6.

Rudnitzki I.D., Romero G.R., Hidalgo R., Nogueira A.C.R. 2016. High frequency peritidal cycles of the upper Araras Group: *Implications for disappearance of the Neoproterozoic car-bonate platform Amazon Craton, Journal of South American Earth Sciences* **65:**6778

Santos, I.M., Pinheiro, R.V.L, Holdsworth, R.E., Nogueira, A.C.R., Santos, H.P., Domingos, F.H.G. 2020. *Basement-cover relationships and deformation in The Northern Paraguai Belt, central Brazil: Implications for the Neoproterozoic-early palaeozoic history of western Gondwana. Journal of the Geological Society*

Santos R.F., Nogueira A.C.R., Romero G.R., Soares J.L., Bandeira Junior J. 2021. *Life in the aftermath of Marinoan glaciation: The giant stromatolite evolution in the Puga cap carbonate, southern Amazon Craton,*

Brazil. *Precambrian Research*, **354**:106059.

Shembilu, N., Azmy, K., Blamey, N., 2021. Origin of Middle-Upper Cambrian dolomites in eastern Laurentia: a case study from Belle Isle strait, western Newfoundland. Marine and Petroleum Geology 125, 104858.

Sibley, D.F. & Gregg, J.M. 1987. *Classification of dolomite rock textures.* J. Sed. Petrol., 57, 967–975

Yang, T., Azmy, K., He, Z., Li, S., Liu, E., Wu, S., Wang, J., Li, T., & Gao, J. 2022. *Fault-controlled hydrothermal dolomitization of Middle Permian in southeastern Sichuan Basin, SW China, and its temporal relationship with the Emeishan Large Igneous Province: New insights from multi-geochemical proxies and carbonate U-Pb dating*. Sedimentary Geology 439 106215

ORIGEM DAS BRECHAS CIMENTADAS DA FORMAÇÃO SERRA DO QUILOMBO, EDIACARANO DA BACIA ARARAS-ALTO PARAGUAI, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Leandro F. Sepeda[1]; Afonso C. R. Nogueira[1]; Renan F. dos Santos[1]; Argel A. N. Sodré[1]; Pedro A. S. da Silva[1]; Pedro G. A. Oliveira[1]; Roberto V. L. Pinheiro[1]

[1]**Universidade Federal do Pará - UFPA**

leandro.silva@ig.ufpa.br; anogueira@ufpa.br; renan.santos@ig.ufpa.br; argel.sodre@ig.ufpa.br; pedro.silva@ig.ufpa.br; pedro.oliveira@ig.ufpa.br; vizeu@ufpa.br

RESUMO

Brechas cimentadas (BCs) subverticais truncam camadas de dolomito da Formação Serra do Quilombo de idade Ediacarana, porção superior do Grupo Araras da Bacia Araras-Alto Paraguai (BAAP), sul do Cráton Amazônico. A investigação estrutural destas ocorrências exposta principalmente em frentes de lavra de minas permitiu identificar três morfologias principais de brechas: "crackle", "mosaico" e "caótico", além de ocorrer como preenchimento de veios de falha. O estudo revelou que as BCs exibem forte controle estrutural, exibindo um zoneamento desde ocorrências em veios até o padrão caótico próximo às falhas tectônicas principais. O contato basal com os calcários da Formação Guia facilitou o processo de brechação ligado a propagação de fraturas e falhas, além de posteriormente funcionar como um caminho para o fluido sobre pressão. Os resultados obtidos fornecem novos dados sobre o evento hidráulico-termal nos dolomitos ediacaranos da BAAP que podem ser relacionados as fases evolutivas da tectônica regional que afetou esta parte do sul do Cráton Amazônico.

PALAVRAS-CHAVE: Neoproterozoico, Bacia Araras-Alto Paraguai, Sul do Craton Amazônico, Brecha hidráulica, hidrotermalização.

INTRODUÇÃO

A origem de brechas cimentadas (BC) que cortam verticalmente as camadas de dolomito da Formação Serra do Quilombo, Ediacarano é alvo de debates dentro do quadro evolutivo da Bacia Araras-Alto Paraguai (BAAP) do sul do Cráton Amazônico. Trabalhos prévios têm considerado como deposicional ou preenchimento de falhas tectônicas com influência hidrotermal (Nogueira & Riccomini, 2006; Milhomem *et al*., 2013). A análise geométrica-estrutural revelou que estas brechas estão relacionadas à um evento tectono-termal que afetou a BAAP. Estes litotipos foram observados na frente de lavra da mina de calcário da Emal-Camil na região de Cáceres, Estado do Mato Grosso, e fornecem indicações importantes sobre a distribuição e migração de fluídos durante os eventos de deformação transtensional que inverteu moderadamente a BAAP (Santos *et al*. 2020). O estudo destas rochas permitiu detalhar a tipologia e os processos de formação fornecendo subsídios para posicioná-las no espaço e no tempo da evolução geológica do Sul do Cráton Amazônico.

MATERIAIS E MÉTODOS

A classificação morfológica de brechas não considerou a origem genética como proposto por Woodcock & Mort (2008; Figura 1). Nesta proposta considera a proporção de clastos grandes (>2mm), clastos pequenos (0,1-2 mm) e matriz (>0,1mm), além da proporção clasto-preenchimento, arredondamento e no grau de rotação dos clastos.

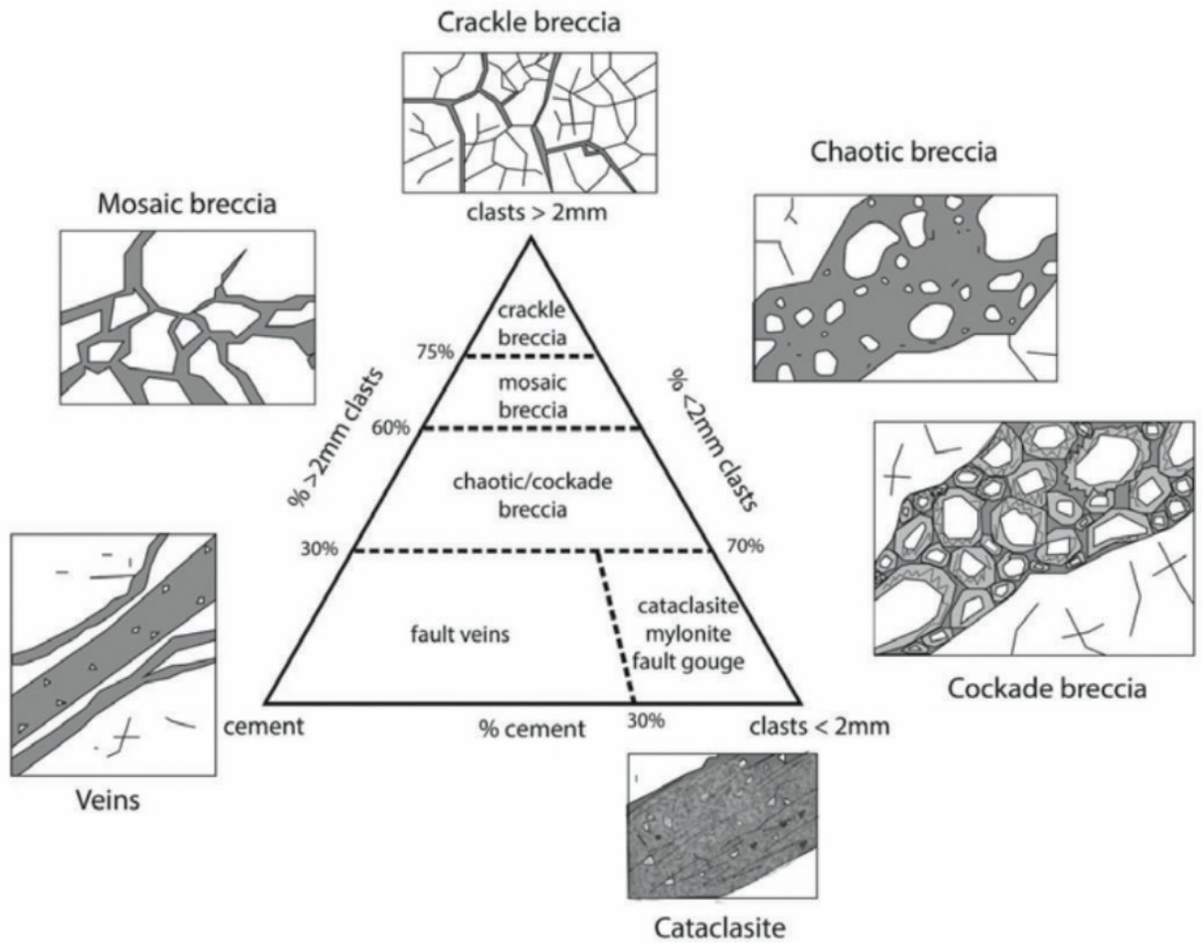


Figura 1. Sistema ternário para classificação morfológica de brecha cinemática e cataclástica (modificado de Woodcock e Mort, 2008; extraído de Chan *et al.*, 2022)

RESULTADOS

Classificação das brechas

As BCs ocorrem em corpos cilíndricos verticais ou subhorizontais com geometrias complexas, de tamanho centimétrico a métrico que cortam, em alto ângulo, o acamamento. No geral as brechas são monomíticas com clastos da encaixante (dolomito), geralmente em "fitting" evidenciando uma brechação *in situ*. Os clastos são angulares e de tamanho milimétrico a centimétrico. Os espaços entre os clastos são cimentados por cristais grossos de dolomita e subordinadamente por calcita.

Três morfologias principais brechas foram classificados: *crackle*, mosaico e caótico, além da presença disseminada de veios de falhas. As brechas *crackle* (Fig 2 C) apresentam >75% de

clastos, são clastos-suportados sendo eles poucos ou nada rotacionados entre si e nada arredondados, os fragmentos adjacentes geralmente se encaixam (quebra cabeça). As BCs em mosaico (Fig 2 B) têm entre 60-75% de clastos e geralmente exibem pouca rotação e arredondamento, ocorrem tanto em corpos perpendiculares, quanto paralelos ao acamamento e variam entre porções matriz-suportado e clasto-suportado. As brechas caóticas (Fig 2 A) contém menos de 60% de clastos e são comumente rotacionados e subarredondados, além de porções polimíticas são indício de transporte; eles ocorrem principalmente em corpos verticalizados e são principalmente matriz-suportado. Os três tipos de brechas podem coexistir uma com as outras, onde observa-se uma transição gradual entre *Crackle*-mosaico e mosaico-caótico (Fig 2 E).

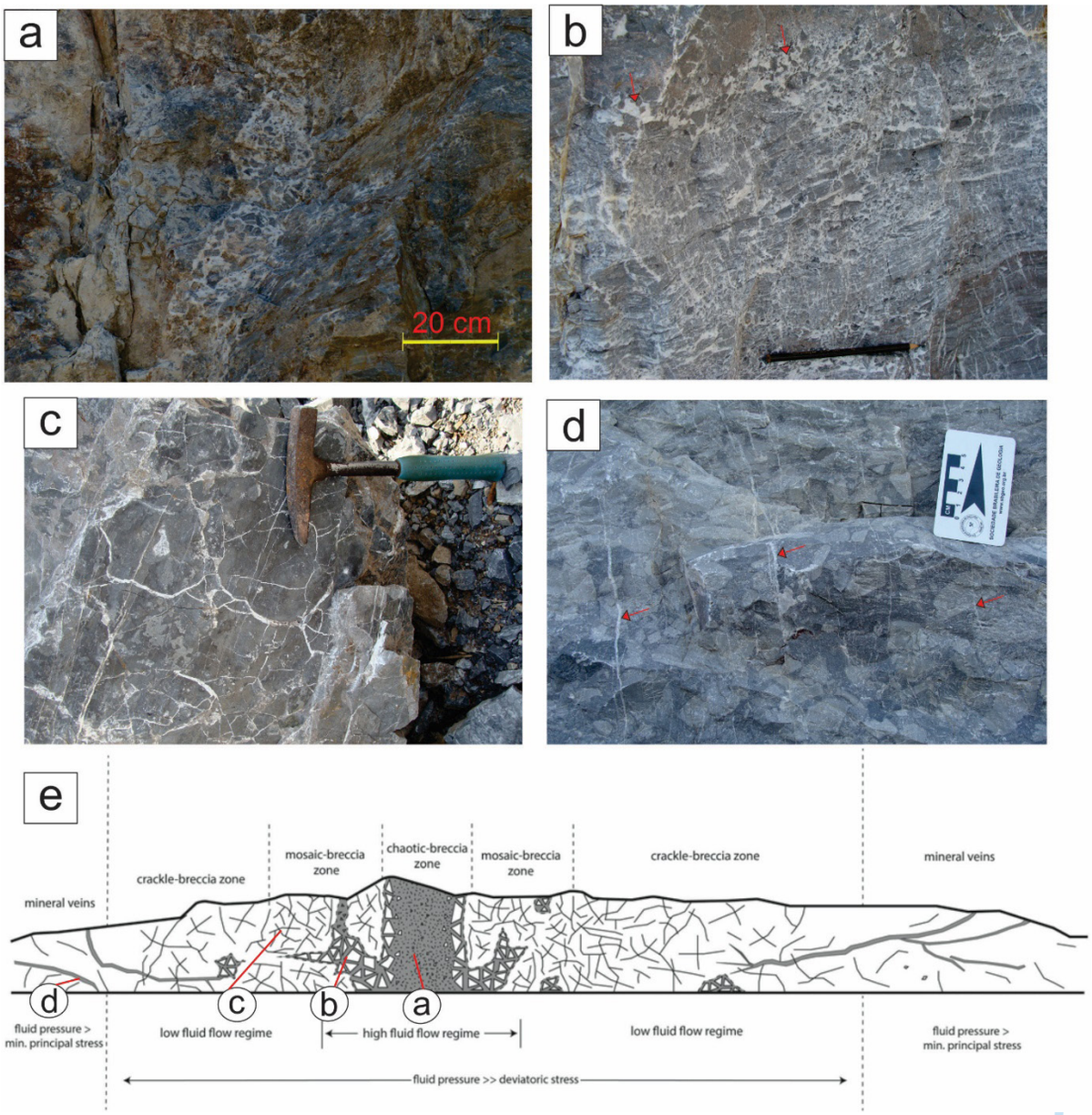


Figura 2. morfologias da brechas e modelo esquemático. a) Brecha caótica em corpo verticalizado. b) Brechas em mosaico em corpo paralelo ao acamamento. Seta vermelha indica a presença de brecha caótica em contato gradacional. c) Brecha crackle. d) veios de dolomita (seta vermelha) cortando brecha sedimentar da Formação Serra do Quilombo. e) modelo geral de brechas formadas por diferentes regimes de fluxo (adaptado de chan *et al*. 2022)

Os veios de falha (Fig 2 D) são basicamente fraturas preenchidas por dolomita e calcita, eles têm menos de 30% de clastos e geralmente não exibem uma orientação preferencial e não tem nenhum deslocamento de cisalhamento significativo.

Ocorrência e controle das brechas

As BCs apresentam dois controles principais: estrutural e litológico. O controle estrutural é o principal, a ocorrência dessas rochas está estritamente relacionada com estruturas regionais, como grandes falhas. É evidente que a intensidade da brechação é proporcional a proximidade com essas estruturas (Fig 2 E). Outro fator importante é a litologia, a primeira ocorrência da BC dentro do perfil estratigráfico da BAAP ocorre no contato entre a Formação Guia (calcários finos e folhelhos) e a Formação Serra do Quilombo (dolomitos finos/oolíticos). Além da da ausência de BC na Formação Nobres (sobrejacente) que é essencialmente formada por dolomitos silicificados e evaporitos.

DISCUSSÕES

Origem da brecha cimentada

A textura dos clastos sustentados por cimento de dolomita espática, apresentam forma angular, arranjo em quebra cabeça (brechação *in situ* tipo *fitting*) e orientação subvertical dos corpos, cortando em alto ângulo as camadas. Estas feições apontam para processos de hidrofraturamento relacionados principalmente a fluxos verticais de fluidos sobre pressão.

O mapeamento da morfologia da brecha ao longo dos afloramentos mostrou estruturas produzidas por diferentes regimes de fluxo, com brechas caóticas e em mosaico caracterizando as partes proximais das falhas e as *crackles* e veios nas margens (Fig 2 E). Os vários tipos de brechas presentes no mesmo corpo revelam uma hidrodinâmica com diferenças: espaciais ou com regimes de fluxos temporariamente diferentes (multifásicos) no processo de brechação. As zonas centrais (próximos às falhas) correspondem a uma zona de regime de alto fluxo e consequentemente, as zonas marginais, uma zona de baixo fluxo.

O fluido sobre pressão primeiramente produziu um alargamento e preenchimento dos espaços preexistentes (poros e fraturas), levando ao quebramento em fitting (*crackles*) e em mosaico das camadas de dolomito. A progressão do fraturamento e ampliação dos corredores de migração do fluído proporcionou um arcabouço mais aberto onde os clastos flutuam envolvidos pelo cimento de dolomita espática. A rápida percolação de cimento de dolomita nas fraturas entre e internamente aos clastos provavelmente reduziu a velocidade do fluido permitindo que a alta pressão fosse mantida durante o processo de brechação hidráulica (Jébrak *et al.* 1997, Shukla & Sharma 2018; Peacock *et al.*2019; Chan *et al.* 2022).

Restrição da brecha cimentada

As BCs estão restritas à Formação Serra do Quilombo sugerindo que o fluido sobre pressão teve controle litológico e a restrição dos condutos podem estar associados a falhas controladas por esta reologia, confinada entre uma unidade composta por calcários micriticos ricos em

matéria orgânica (Formação Guia) e uma unidade dolomítica silicificada (Formação Nobres). a ocorrência de BCs no contato entre os calcários da Formações Guia e os dolomitos da Formação Serra do Quilombo e a forte estruturação local estão diretamente relacionados, tendo em vista que a dolomitização anterior (antes dos eventos tectônicos/hidrotermais) funcionou como um "corredor" tanto para a efetivar a formação de fraturas e falhas, quanto para o fluxo de fluidos hidrotermais que hidrofraturou essas rochas. Exemplo semelhante foi discutido por Koeshidayatullah *et al.* (2022) que descreve zonas de contato entre calcário e dolomito como um limite mecânico para fraturas e corredores para fluídos digenéticos e hidrotermais. Peacock et al. (2019) mostrou que quando os fluidos em dois maciços rochosos com pressão de fluido marcadamente diferente se conectam repentinamente para formar uma única coluna de fluido, a brechação suprida por fluidos pode ocorrer no maciço rochoso em posição estratigráfica mais alta. Pois, o gradiente da pressão de fluido é paralelo ao gradiente hidrostático, logo, a pressão de fluidos pode ser alta o suficiente para criar uma rede fraturas com o influxo do fluido (hidrofratura) à medida que migram para zonas de menor pressão de fluido.

As rochas dolomíticas extremamente silicificadas e os evaporitos da Formação Nobres são rochas de baixas permeabilidade e funcionaram como uma camada selante para o fluido, confinando os processos de brechação nas rochas da Formação Serra do Quilombo.

CONCLUSÕES

Em síntese, o estudo proporcionou uma classificação detalhada das brechas cimentadas presentes na Formação Serra do Quilombo, o que contribuiu para uma melhor compreensão da sua origem e processo de formação. As características observadas, como a presença de brechação *in situ*, clastos angulares e a ocorrência de diferentes tipos de brechas em regimes de fluxo distintos, indicam a influência de processos de hidrofraturamento associados a fluxos verticais de fluidos sob pressão. Além disso, o controle estrutural exercido pelas falhas tectônicas principais e a litologia das formações envolvidas foram fatores determinantes para a restrição da ocorrência das BCs ao contato entre as rochas da Formação Guia e nos dolomitos da Formação Serra do Quilombo. Esses resultados oferecem novas perspectivas para a compreensão da evolução tectônico-termal da Bacia Araras-Alto Paraguai.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Chan, L.S.; Alvarez, W.; Geiser, P.; Tavarnelli, E. 2022. *Fluid-assisted brecciation of Lower Cretaceous Maiolica limestone in the Umbria-Marche Apennines: Hydrodynamical implications.* Geological Society of America, Special Paper 557, p. 99–114, https://doi.org/10.1130/2022.2557(07).

Jébrak, M., 1997, *Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution*: Ore Geology Reviews, v. 12, p. 111–134, https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00009-7.

Koeshidayatullah, A., Al-Sinawi, N., Swart, P.K., Boyce, A., Redfer, J., Hollis, C. 2022. *Coevolution of diagenetic fronts and fluid-fracture pathways*. *Sci Rep* **12**, 9278. https://doi.org/10.1038/s41598-022-13186-1

Milhomem, J.M.N.; Nogueira, A.C.R.; Macambira, M.J.B. 2013. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. Brazilian Journal of Geology, São Paulo, v. n. 2, p. 385-400.

Nogueira A.C.R. & Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e Sul do Craton Amazônico, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 36(4):623-640

Peacock, D., Rotevatn, A., and Sanderson, D.J., 2019, *Brecciation driven by changes in fluid column heights:* Terra Nova, v. 31, no. 1, p. 76–81, https://doi.org/10.1111/ter.12371.

Santos, I.M., Pinheiro, R.V.L, Holdsworth, R.E., Nogueira, A.C.R., Santos, H.P., Domingos, F.H.G. 2020. *Basement-cover relationships and deformation in The Northern Paraguai Belt, central Brazil: Implications for the Neoproterozoic-early palaeozoic history of western Gondwana. Journal of the Geological Society*

Shukla, M.K., and Sharma, A., 2018, *A brief review on breccia: it's contrasting origin and diagnostic signatures: Solid Earth Sciences*, v. 3, p. 50–59, https://doi.org/10.1016/j.sesci.2018.03.001.

Woodcock, N.H., and Mort, K., 2008, *Classification of fault breccias and related fault rocks*: Geological Magazine, v. 145, no. 3, p. 435–440, https://doi.org/10.1017/S0016756808004883.

EVIDÊNCIAS PETROGRAFICAS E GEOQUÍMICAS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS ($\delta^{13}C$ E $\delta^{18}O$) PARA A EVOLUÇÃO HIDROTERMAL DOS DEPÓSITOS DOLOMÍTICOS(EDIACARANO) DA BACIA ARARAS-ALTO PARAGUAI, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Leandro F. Sepeda[1]; Afonso C. R. Nogueira[1]; Renan F. dos Santos[1]; Juliana C. Marques[3]; Argel A. N. Sodré[1]; Pedro G. A. Oliveira[1]; Juliana Okubo[2]; João M. Milhomem[1]

[1] Universidade Federal do Pará – UFPA;

[2]Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS

[3]Universidade Estadual Paulista – UNESP

leandro.silva@ig.ufpa.br; anogueira@ufpa.br; renan.santos@ig.ufpa.br; juliana.marques@ufrgs.br; argel.sodre@ig.ufpa.br; pedro.oliveira@ig.ufpa.br; Juliana.okubo@unesp.br; milhomem@ufpa.br[1)]

RESUMO

As sequências carbonáticas localizadas no sudeste do Cráton Amazônico são geralmente superpostas por fases de migração de fluidos e eventos tectônicos. Averiguar a natureza dos fluidos dolomitizantes ajudam a entender a evolução sin e pós deposicional dessas rochas. Para isso, utilizou-se microscopia ótica associados com catodoluminescência (CL) para identificar as diferentes fases dolomíticas e isótopos de C e O para determinar a natureza genética das dolomitas. Foram diferenciados 3 tipos de assinaturas isotópicas com natureza distintas: assinatura marinha (eodiagenética) para os dolomicritos (Rd1); assinatura hidrotermal (δ18O abaixo de 8‰VPDB) para os cimentos e matriz substituída por dolomita espática; e valores de fluidos meteóricos e/ou misturados para a primeira geração de cimentos de dolomita que preenche brechas cimentadas (Bc) e fraturas. Essas evidencias, sugerem múltiplos estágios de percolação de fluidos, que atuaram na história diagenética/hidrotermal das rochas da Bacia Araras-Alta Paraguai (BAAP).

PALAVRAS-CHAVE: Brecha cimentada; Fluidos marinhos dolomitizantes; Dolomitização hidrotermal;

1. INTRODUÇÃO

Rochas carbonáticas são consideradas capazes de reter valores de $\delta^{13}C$ sindeposicionais quando minimamente afetadas por eventos diagenéticos, no entanto, quando alteradas a correlação entre os valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ são uteis para rastrear o efeito da alteração pós-deposicional (Banner & Hanson, 1990; Kaufman & Knoll, 1995; Jacobsen & Kaufman, 1999; Derry, 2010; Hohl *et al.,* 2015). Dados de isotópicos dos carbonatos do Grupo Araras tem sido constantemente utilizado para restrições paleoambientais, interpretados como registro primário da água do mar ediacarano, estagio I (Nogueira *et al*. 2019).

As unidades basais parecem estabilizar precocemente e são minimamente afetadas pelos eventos termais registrados na bacia Araras Alto Paraguai (dos Santos *et al*. 2021). No entanto,

a unidade dolomítica superior, Formação Serra do Quilombo, apresenta extenso fraturamento e brechas suportadas por cimento de dolomita espática, constatando que essas rochas passaram por intensa circulação de fluidos pós-deposicionais como é revelado nas feições petrográficas (Nogueira & Riccomini 2006). O uso dos dados obtidos pra essa unidade requer uma avaliação cuidadosa e detalhada da origem dos constituintes que hospedam esses sinais isotópicos. Aqui fornecemos novos dados isotópicos de $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ e dados compilados, que combinados com petrografia detalhada sugerem uma história de interação de fluidos marinhos, meteóricos e hidrotermais para as rochas carbonáticas Formação Serra do Quilombo.

MATERIAIS E MÉTODOS

A análise petrográfica foi realizada em 129 amostras de carbonato da Formação Serra do Quilombo e confeccionados lâminas polidas, que foram examinadas petrograficamente para classificar e separar os constituintes diagenéticos sob: luz natural (LN), nicóis cruzados (NC) e catodoluminescência (CL).

176 amostras representativas dos constituintes foram microbrocadas na contraparte da seção polida, com o auxílio de uma lupa petrográfica, para evitar contaminação cruzada entre os constituintes. O pó de calcita e dolomita dos constituintes previamente caracterizados foram analisadas no espectrômetro de massa de fonte gasosa, Delta V Advantage – Gás Bench 2 da Thermo Scientific TM, nas dependências do Laboratório de Geologia Isotópica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Os valores de delta (δ13C e δ18O) são expressos em permil (‰), e foram corrigidos por meio de curva de calibração construída a partir de análises dos padrões utilizados na batelada. Os padrões utilizados foram: NBS18 (δ13C = -5,01 ‰VPDB; δ18O = -23,20 ‰VPDB), IAEA CO1 (δ13C = 2,49 ‰VPDB; δ18O = -2,40 ‰VPDB), REI 1 (δ13C = -7,85 ‰VPDB; δ18O = -7,90 ‰VPDB) e BSB (δ13C = 2,10 ‰VPDB; δ18O = -2,00 ‰VPDB).

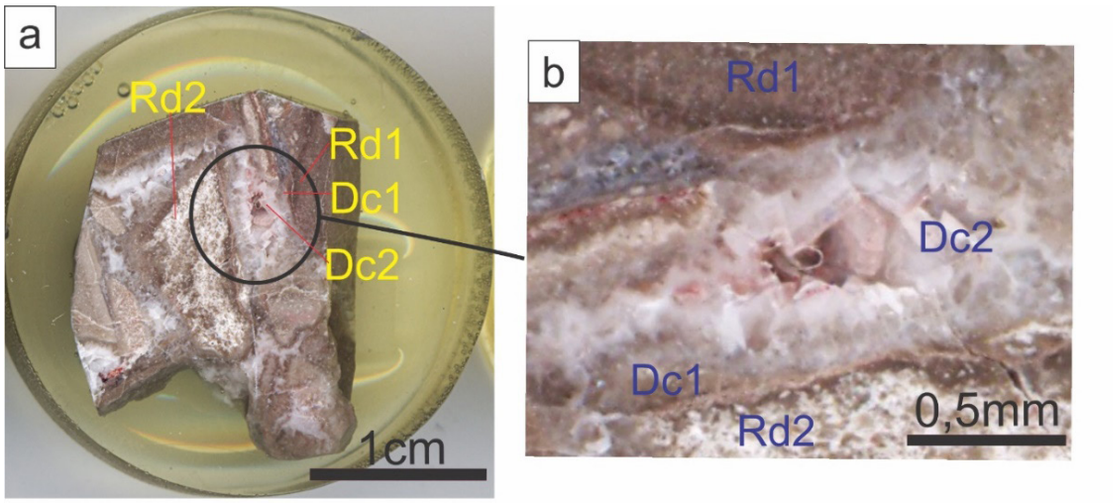
RESULTADOS

Isótopos de C e O das dolomitas

As brechas dolomíticas sustentadas por cimento espático (Bc), fraturas e poros *vugs*. Além de partes da matriz substituídas. Os constituintes foram agrupados em: matriz dolomítica substituída (Rd) e cimento dolomítico (Dc). A matriz substitutiva dolomicrítica (Rd1; Fig 1) é o principal constituinte da Formação Serra Quilombo e apresenta valores médios de δ13C = -0.04 ± 0.72‰ VPDB e δ18O = 3.79 ± 1.33‰VPDB (n=144). A matriz substitutiva espática (Rd2; Fig 1), constitui de alguns clastos da BC e zonas próximas de falhas, os valores isotópicos são de δ13C = -1.39 ± 0.67‰ VPDB e δ18O = -8.91 ± 1.80‰ VPDB (n=22). A primeira fase de cimentação da Bc e de preenchimento de fratura é o cimento dolomítico marrom (límpido em LN; Dc1; Fig 1) δ13C = 0.79 ± 1.73‰ VPDB e δ18O = -4.34 ± 1.32‰ VPDB (n=18). A cimentação dolomítica branca leitosa (Dc2; Fig 1) é a última fase de cimentação a preencher a Bc, fraturas e poros *vugs* (turva em LN, extinção ondulante em NC), tem valores de δ13C =-0.54 ± 0.70‰ VPDB e δ18O = -9.57 ± 2.51‰ VPDB (n=15).

DISCUSSÕES

A maioria dos valores de $\delta^{13}C$ de dolomicritos (Rd1) ocorre com baixa correlação com os valores de $\delta^{18}O$, R2=0,00908, demonstrando que os sinais isotópicos estão preservados, sugerindo assim que o fluido dolomitizante provavelmente tinha um componente da água marinha, além disso os valores aqui descritos estão dentro do que é comumente documentado para os carbonatos ediacaranos (Jacobsen & Kaufman, 1999; Nogueira *et al.* 2007). A composição isotopica de $\delta^{18}O$ de carbonatos é influenciada pela composição do fluido e pela temperatura de precipitação (Urey *et al.,* 1951), logo a temperatura do fluido de Rd1 também são similares às da água do mar do Ediacarano. Além disso, a fábrica bem preservada e tamanho do grão próximo de micrítico de Rd1, sugere que a dolomitização ocorreu em condições de soterramento raso (T < 50 ◦C, Goldstein & Reynolds, 1994), substituindo completamente a lama carbonática (micrito) pretérita.



e		
	Rd1 - δ13C = **-0.04** ± 0.72‰ δ18O = **3.79** ± 1.33‰	**Dc1** - δ13C = **0.79** ± 1.73‰ δ18O = **-4.34** ± 1.32‰
	Rd2 - δ13C = **-1.39** ± 0.67‰ δ18O = **-8.91** ± 1.80‰	**Dc2** - δ13C = **-0.54** ± 0.70‰ δ18O = **-9.57** ± 2.51‰

Figura 1. Amostra da Bc em diversas escalas. A) amostra de mão polida da Bc. B) zoom de a) detalhando as caracteristicas macroscopicas dos constituintes. C) e D) seção polida de a) evidenciando as propriedades oticas e luminescentes dos constituintes, imagem em NC e CL, respectivamente. E) valores médios dos isotopos de C e O dos constituintes.

Os valores de $\delta^{13}C$ de Rd2 e Dc2 são similares aos de Rd1, porém os valores $\delta^{18}O$ destoam consideravelmente, evidenciado pelos valores de R^2 próximos 1 (R^2= 0,72), que indicam uma relação entre os valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$. Os valores de $\delta^{18}O$, geralmente, são menores que -8‰ VPDB, valores esses que são esperados para fluidos de soterramento profundo com altas temperaturas, devido ao enriquecimento de $\delta^{18}O$ na fase fluida, com o aumento da temperatura durante a precipitação da dolomita (Faure & Mensing, 2004). Apesar de similares os valores com o Rd1, interpretado como primário, existe uma alta correlação entre $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$, R^2=0,7297, indicando origem contemporâneas dos sinais. Valores depletados de $\delta^{18}O$ relacionados a fluidos dolomíticos oriundos de soterramento médio a profundo foi documentado em bacias pelo mundo (Azonami *et al*. 2013; Berra *et al*. 2020). Isso sugere que os fluidos que originaram Rd2 e Dc2 podem ter sido diferentes dos que geraram Rd1 ou eles evoluíram do fluido de Rd1 que anteriormente circulou pelos sedimentos da bacia. Porém, a ocorrência de Rd2 e Dc2 predominantemente em preenchendo fraturas e Bc, que cortam em alto ângulo a camada sedimentar, é um indicio de hidrofratura e consequentemente remete uma origem hidrotermal para essas fases (Fig 2).

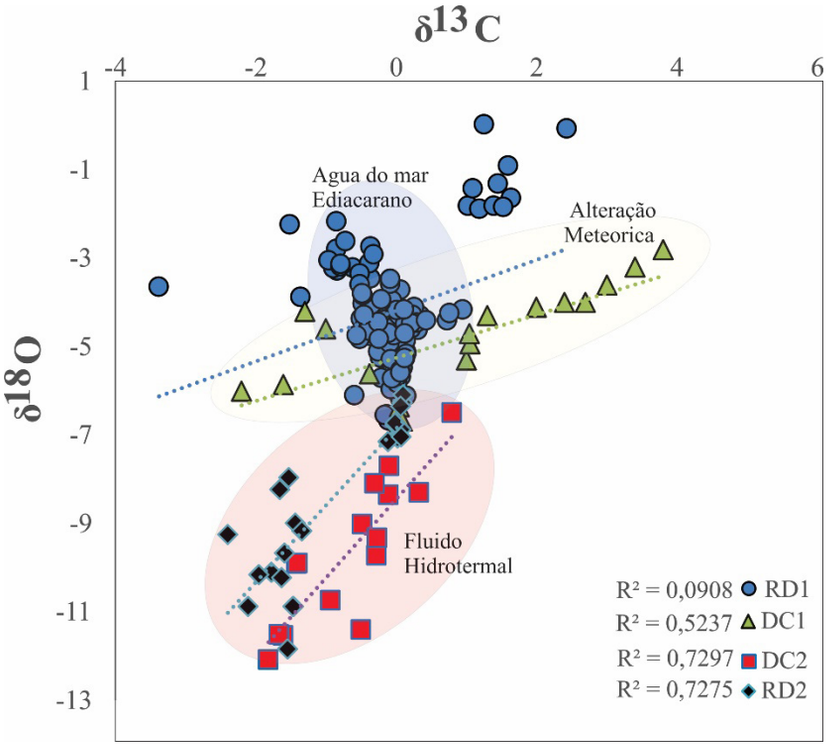


Figura 2. Gráfico $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$ mostrando as diferenças isotopicas entre constituintes dolomíticos.

A similaridade petrogenética de Dc1 e Dc2 (Fig 1 c) preenchendo fraturas e Bc implicaria numa origem hidrotermal para Dc1, porém os valores de $\delta^{18}O$ serem essencialmente menores que -6‰ VPDB vai na contramão dessa ideia. Dessa forma, há duas possibilidades para a origem de Dc1:

1- A primeira torna ausente a influência de fluidos hidrotermais para o início das atividades de brechação e fraturamento da sucessão. Logo, o início da ruptura dessas rochas foi provavelmente gerado por esforços tectônicos (Soerguimento?). O espaço poroso

criado na rocha foi seguido pela infiltração de água meteórica e início da precipitação de Dc1, que foi posteriormente auxiliado por fluidos hidrotermais e consequentemente ampliou esses espaços porosos.

2- A segunda correlaciona os eventos iniciais de brechação e fraturamente ao mecanismo de hidrofratura, porém de fluidos sobre pressão, de temperatura pouco elevada ou uma possível mistura entre fluidos quentes e fluidos "frios" (marinho e/ou meteórico) que estavam presentes na rocha no momento do fraturamento e não diminuiu significativamente o sinal de $\delta^{18}O$ durante a formação de Dc1.

CONCLUSÕES

A análise dos valores isotópicos dos constituintes da Formação Serra Quilombo indicou diferentes fontes de fluidos envolvidos na dolomitização. Os dolomicritos (Rd1) sugerem um fluido dolomitizante relacionado à água marinha do ediacarano, enquanto Rd2 e Dc2 apresentam valores de δ18O que apontam para uma possível origem hidrotermal. A presença de Dc1 preenchendo fraturas e Bc pode ser atribuída a uma infiltração inicial de água meteórica, posteriormente auxiliada por fluidos hidrotermais que ampliaram os espaços permoporosos. Outra possibilidade é que os eventos iniciais de fraturamento estejam relacionados a hidrofraturas com fluidos de temperatura pouco elevada ou mistura de fluidos hidrotermais com os presentes na rocha no momento do fraturamento. Esses resultados auxiliam no entendimento do sequenciamento diagenético/tectônico/hidrotermal na Formação Serra Quilombo e têm implicações significativas para estudos geológicos de reservatórios e ambientes sedimentares similares.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Banner, J. L., & Hanson, G. N. (1990). Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54(11), 3123-3137.

Berra, F., Azmy, K., Della Porta, G., 2020. Stable-isotope and fluid inclusion constraints on the timing of diagenetic events in the dolomitized Dolomia Principale inner platform (Norian, Southern Alps of Italy). Mar. Petrol. Geol. 121, 104615.

Derry, L. A. (2010). A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram–Wonoka carbon isotope anomaly. Earth and Planetary Science Letters, 294(1-2), 152-162.

E., Azmy, K., Blamey, N., Brand, U., Al-Aasm, I., 2013. Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: controls on porosity and implications from geochemistry. Mar. Petrol. Geol. 40, 99–114.

Faure, G., Mensing, T.M., 2004. In: Hoboken, N.J. (Ed.), Isotopes: Principles and Applications, third ed. Wiley, p. 854

Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diageneticminerals. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Short Course, Tulsa, Okla.

Hoffman, P. F., Abbot, D. S., Ashkenazy, Y., Benn, D. I., Brocks, J. J., Cohen, P. A., ... & Warren, S. G. (2017). Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. Science Advances, 3(11), e1600983.

Hohl, S. V., Becker, H., Herzlieb, S., & Guo, Q. (2015). Multiproxy constraints on alteration and primary compositions of Ediacaran deep-water carbonate rocks, Yangtze Platform, South China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 163, 262-278.

Jacobsen, S. B., & Kaufman, A. J. (1999). The Sr, C and O isotopic evolution of neoproterozoic seawater. Chemical Geology, *161*, 37–57.

Kaufman, A. J., & Knoll, A. H. (1995). Neoproterozoic variations in the C isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. Precambrian Research, *73*, 27–49.

Nogueira, A. C. R., Romero, G. R., Mecenero, E. A., Sanchez, F. H. G. D., Bandeira, J., Dos Santos, I. M., Pinheiro, R.V.L., Soares, J.L. Lafon,J.M., Afonso, J. W. L., Santos, H.P., Rudnitzki, I. D. 2019. The Cryogenian-Ediacaran Boundary in the Southern Amazon Craton. Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries, 89-114. https:// doi. org/10.1002/978119382508.ch6.

Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., 2006. O Grupo Araras (neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Craton Amazônico, Brasil. Revista Brasileira de Geociências 36, 623–640. https://doi.org/10.25249/0375- 7536.2006364576587.

Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Trindade, R.I.F., Fairchild, T. R., 2007. Carbon and Strontium isotope fluctuations and palaeoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton. Brazil. Chemical Geology. 237, 168–190. https://doi.org/10.1016/j. chemgeo.2006.06.016.

Urey, H.C., Lowenstam, H.A., Epstein, S., McKinney, C.R., 1951. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the upper cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States. Geol. Soc. Am. Bull. 62, 399–416

FÁCIES SEDIMENTARES DOS DEPÓSITOS ALÚVIOS-FLUVIAIS DO MEMBRO PAIVA (FORMAÇÃO ARAI) NA SERRA DO TEPEQUÉM (RR), PALEOPROTEROZOICO DO ESCUDO DAS GUIANAS

Linconl Silva;
Roberto Barbosa

Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas – DEGEO/UFAM

linconl.levi05@gmail.com; rcbarbosa@ufam.edu.br

RESUMO

Exposições de rochas sedimentares na Serra do Tepequém, norte do estado de Roraima, registram um sistema alúvio-fluvial de idade Paleoproterozoica representado pelo Membro Paiva (Formação Arai). Rochas dessa unidade estão concentradas na borda da serra, apresentam estruturas sedimentares bem preservadas e são lateralmente contínuas por dezenas de metros permitindo o reconhecimento de feições específicas e fundamentais para a compreensão dos sistemas fluviais pré-vegetados, especialmente nos depósitos planícies de inundação. Por meio de investigações faciológicas foram identificadas 8 (oito) fácies sedimentares que foram organizadas e agrupadas em 3 (três) associação de fácies: leque aluvial (AF1), canal fluvial (AF2) e planície de inundação (AF3). Os dados faciológicos indicam a implantação um sistema alúvio-fluvial proterozóico no sul do Escudo das Guianas com padrão braided e dispersão sedimentar para NW. Os depósitos de planície de inundação descritos nessa pesquisa são predominantemente arenosos, eventualmente apresentam intraclastos argilosos, com o topo das macroformas arenosas recobertas por silte, bem como apresentam feições de exposição subaérea. As feições em microescala descritas no Membro Paiva nessa pesquisa permitem a criação de critérios práticos para a distinção entre depósitos de canais e de planícies de inundação proterozóicos.

PALAVRAS-CHAVE: Paleoproterozoico; Supergrupo Roraima, Planície de Inundação.

INTRODUÇÃO

Sistemas fluviais fanerozoicos são significativamente mais expressivos no registro sedimentar quando comparados aos seus análogos pré-cambrianos, assim grande parte do modelamento faciológico está baseado nas características paleoambientais dos primeiros (Miall 2006; Miall 2010). Entretanto, avaliações faciológicas em sistemas fluviais pré-cambrianos têm demonstrado que, em função da ausência de vegetação, os produtos sedimentares ligados especialmente aos depósitos de planícies de inundações como, por exemplo, dimensões, aspectos geométricos, texturais e faciológicos, são distintos em comparação aos análogos pós-silurianos (Fralick e Zaniewski 2013, Marconato *et al*. 2022). Essas características têm sido utilizadas na reinterpretação de depósitos de planície de inundação de maneira a serem distinguidas dos canais principais, ambos predominantemente arenosos, o que dificulta ainda mais a interpretação precisa desses depósitos.

Na porção norte de Roraima, rochas siliciclásticas paleoproterozoicas do Supergrupo Roraima afloram como Membro Paiva (Formação Arai) na Serra do Tepequém. Suas exposições ocorrem predominantemente na borda da serra, apresentam espessuras que podem chegar a 70 m, acessadas através das principais drenagens e trilhas, além de exibirem estruturas sedimentares bem preservadas. Apesar de Fernandes Filho (2010) interpretarem a unidade como de ambiência

alúvio-fluvial, nenhum destaque foi dado aos depósitos de planície de inundação. Assim, a investigação de detalhe do Membro Paiva permitirá averiguar os processos de sedimentação fluviais pré-cambrianos e contribuir com modelamento faciológico.

Desse modo, essa pesquisa avaliou o Membro Paiva (Formação Arai) em termos de fácies sedimentares com o intuito de definir as principais associações faciológicas e entender os processos atuantes na dinâmica de sedimentação dos sistemas fluviais antigos.

MATERIAIS E MÉTODOS

A realização dessa pesquisa consistiu nas etapas ordenadas a seguir: (i) levantamento bibliográfico, pesquisa em livros, artigos científicos, teses e dissertações para o entendimento da geologia regional e dos métodos de investigações em rochas sedimentares e; (ii) análise faciológica, descrição e individualização das fácies sedimentares de acordo com a proposta de Miall (2006), bem como interpretação das condições hidrodinâmicas paleoambiental.

RESULTADOS

A avaliação faciológica permitiu a individualização de 8 (oito) fácies sedimentares no Membro Paiva: conglomerado maciço (Gm), conglomerado com estratificação cruzada (Gt), brecha maciça (Bm), arenito maciço (Sm), arenito com estratificação plano-paralela (Sh), arenito com estratificação cruzada acanalada (St), siltito maciço (Fm) e siltito com laminação plano-paralela (Fl). Com base nesses dados, foram estabelecidas 3 (três) associações de fácies sedimentares denominadas como: leque aluvial (AF1), canal fluvial (AF2) e planície de inundação (AF3), apresentadas a seguir (Figura 1):

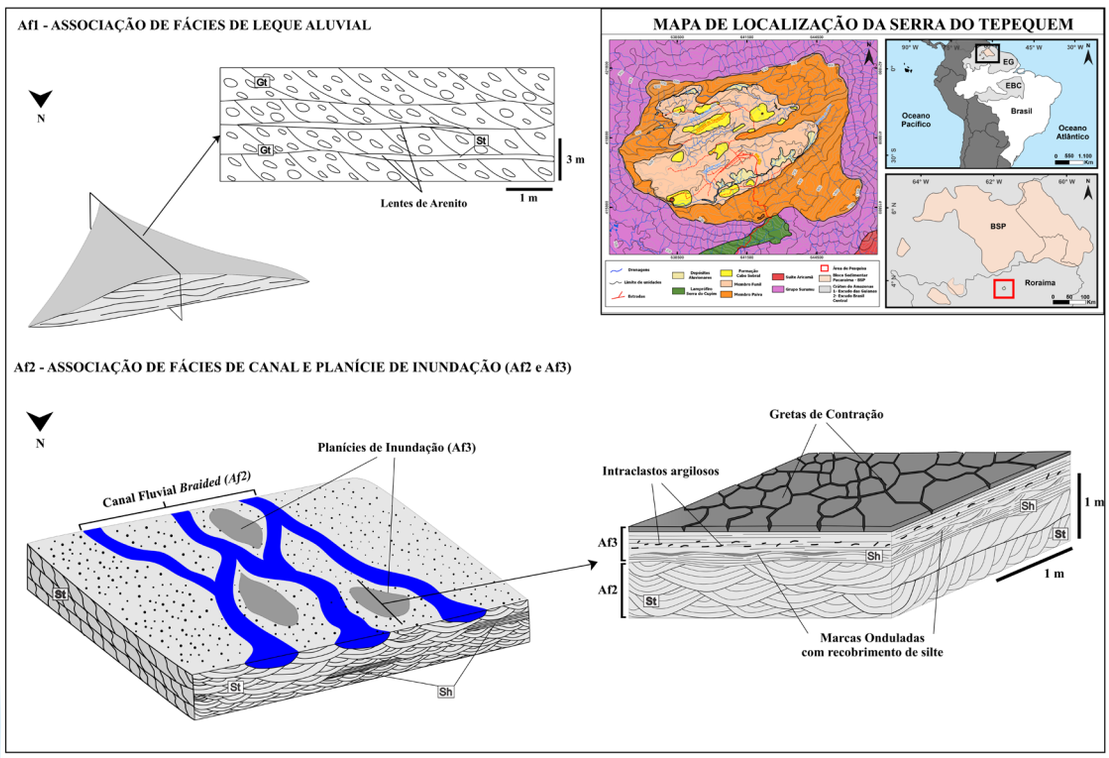


Figura 1. Representação esquemática das fácies sedimentares representativas das três associações de fácies interpretadas no Membro Paiva (Formação Arai): Depósitos de leques aluviais, depósitos fluviais e de planície de inundação. Em destaque no canto superior direito a localização da Área de estudo.

Depósitos de Leques Aluviais (AF1)

São representadas pelas fácies cascalhosas Gt e Gm na forma de corpos com geometria tabular a lenticular, com 1 a 7 m de espessura e extensões laterais de até 25 m. Apresentam-se como paraconglomerados polimíticos constituído seixos e matacões de fragmentos líticos vulcânicos imersos em uma matriz arenosa média a grossa (Figura 2A). Essas fácies ocorrem intercaladas por corpos lenticulares de arenito médio a grosso representativo das fácies St e Sm, o qual apresentam espessuras de até 50 cm e *foresets* cruzados direcionados para NW que eventualmente destacam ciclos granocrescentes ascendentes métricos.

Depósitos de Canal Fluvial (AF2)

Depósitos da AF2 são representados por fácies cascalhosas Gm na forma de paraconglomerados polimíticos que normalmente estão preservados na base de ciclos granodecrescentes ascendentes métricos incompletos. A fácies Gm ocorrem sobreposta por camadas tabulares a lenticulares arenosas com as fácies St, Sh e Sm, com granulometria que varia entre areia fina a conglomerática (grânulo e seixo). Comumente as fácies St ocorre com os *foresets* demarcados por grãos de areia fina de minerais pesados direcionados para NW e está associada lateralmente com feições de paleocanais (Figura 2B). De maneira subordinada, foram observadas brecha maciças (Bm) intraformacionais constituídas por seixos e matacões de argilito de coloração avermelhada, associados de forma sobreposta ou adjacente as fácies Fm e Fl dos depósitos da AF3, descritos a seguir.

Depósitos de Planície de Inundação (AF3)

Essa associação de fáceis ocorre comumente no topo de ciclos granodecrescentes ascendentes métricos completos e são representadas por corpos tabulares a lenticulares com as fácies St, Sh e Sm com *sets* de até 18 cm e de menor escala quando comparados aos depósitos da AF1 (Figura 2C). *Foresets* cruzados da fácies St são concordantes com as medidas de paleocorrentes para a AF2 e, eventualmente, estão destacados com lentes de siltito maciço. Intraclastos argilosos tabulares ocorrem dispersos randomicamente na matriz de fácies arenosas. Em direção ao topo da AF3, normalmente estão preservadas camadas delgadas de siltito laminado (Fl) ou maciços (Fm) que podem recobrir parcialmente as fácies arenosas, destacando o topo de formas de leito como dunas assimétricas (Figura 2D). Além disso, as fácies siltosas eventualmente desenvolvem gretas de contração.

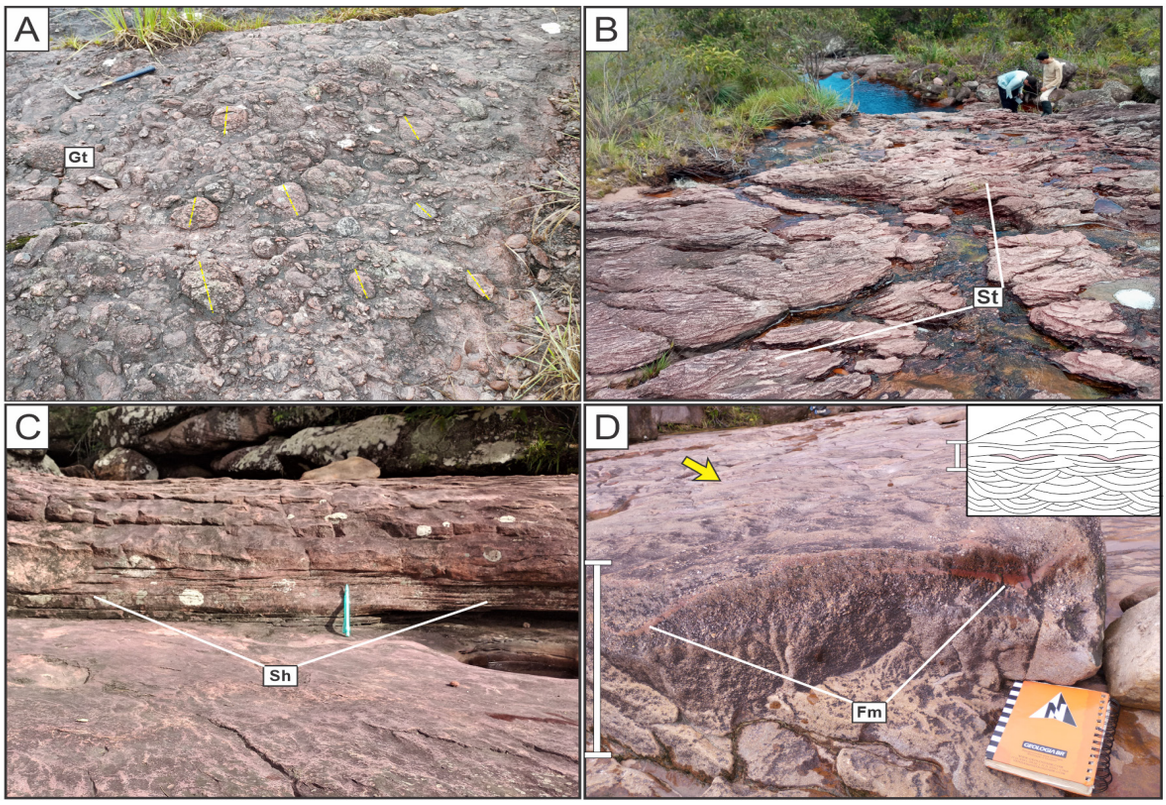


Figura 2. Feições macroscópicas das fácies sedimentares do Membro Paiva (Formação Arai) na Serra do Tepequém. (A) Conglomerado com estratificação cruzada (Gt) da associação de fácies de leques aluviais. (B e C) Fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (St) e arenito com estratificação plano-paralela (Sh) que compõe a associação de depósitos de canal fluvial. (D e E) Vista em perfil das fácies interpretadas como planície de inundação (AF3). Destaques para a fácies siltito maciço (Fm) recobrindo formas de leito arenosas, além de gratas de contração no topo da camada (seta amarela).

DISCUSSÕES

A AF1 foi interpretada como leques aluviais que ocorriam em áreas topograficamente mais elevadas e que progradavam para NW através de fluxos gravitacionais de alta viscosidade, ocasionados por sedimentos liquefeitos não-coesivos, cascalhosos a muito mal selecionados (Lopes et. al. 2022). A intercalação com camadas lenticulares arenosas organizadas em ciclos granocrecentes ascendentes seria reflexo de períodos com menor atuação da progradação de processos gravitacionais e a implantação de transporte de grãos em meio subaquoso em períodos de menor energia (Moscariello 2017). Dessa forma, a textura grossa e mal selecionada desta associação, o predomínio de fluxos gravitacionais sob subaquosos e a ausência de canalizações apontam para um subambiente de leque aluvial (Miall 2010).

Na AF2 a dinâmica de sedimentação era controlada por gradientes topográficos distais em relação a AF1, em que eram estabelecidos transporte por fluxos subaquosos confinados na forma de canalizações rasas. Sua base era demarcada por depósitos de *lags* residuais da fácies Gm e Bm, de maneira a serem preenchidas subsequentemente por formas de leito arenosas de regime de fluxo inferior em dunas 3D de fluxo unidirecional com dispersão sedimentar para NW. Ocorrências de variações para alta energia de transporte **são** representados pela fácies Sh, a qual indicavam a atuação de formas de leito planos (Miall 2014).

Por sua vez, na associação de planície de inundação (AF3) as fácies arenosas apresentam interpretação semelhante às da AF2. No entanto, a menor espessura de *sets* em comparação aos depósitos de canais e microfeições siltosas recobrindo as macroformas arenosas apontam para um sítio deposicional adjacente às canalizações e com lâmina d'água rasa, em que predominam fluxos desconfinados intercalados a períodos de estagnação (Marconato et al. 2014). As camadas com as fácies Fm e Fl com gretas de contração indicam a deposição de sedimentos finos por decantação em áreas planas, com ausência trativa e submetidas à exposição subaérea, compatíveis com áreas adjacentes as canalizações principais da AF2. Ademais, intraclastos das fácies arenosas demonstram erosão do substrato siltoso e incorporação de fragmentos relacionados a revitalização das correntes trativas unidirecionais durante maior disponibilidade hídrica sazonais (Muhlbauer et al. 2019, Marconato et al. 2022).

O predomínio de deposição de formas de leito arenosas, organizados em ciclos granodecrescentes ascendente incompletos, restritos depósitos de planície de inundação arenosas, influenciados por variações hídricas sazonas, com dispersão sedimentar unidirecionais restrita e concordantes entre a AF2 e AF3, coadunam com a implantação de um sistema fluvial proterozóico do tipo braided que progradava para NW no sul do Escudo das Guianas (Miall 2014, Semeraro 2019).

CONCLUSÕES

A avaliação faciológica realizada na pesquisa individualizou oito fácies sedimentares no Membro Paiva: conglomerado maciço (Gm), conglomerado com estratificação cruzada (Gt), brecha maciça (Bm), arenito maciço (Sm), arenito com estratificação plano-paralela (Sh), arenito com estratificação cruzada acanalada (St), siltito maciço (Fm) e siltito com laminação plano-paralela (Fm). Essas fácies foram reunidas em três subambientes que compõem o Membro Paiva (Formação Arai), na Serra do Tepequém: leques aluviais, canal fluvial braided e planície de inundação que integravam um sistema alúvio-fluvial proterozóico que progradava para NW.

De forma geral, a análise da sedimentação de sistemas fluviais antigos demonstra um impacto significativo nas fácies que compõem as planícies de inundação, tais como fácies predominantemente arenosas, intraclastos argilosos inseridos em arenitos e o recobrimento de macroformas por camadas sílticas, como as descritas aqui. Essas feições em microescala permitem a criação de critérios práticos para a distinção entre depósitos de canais e de planícies de inundação proterozóicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Fernandes Filho L. A. 1990. Estratigrafia da Serra do Tepequem. ln: 36° Congresso Brasileiro de Geologia. Natal, p. 199-210.

Fernandes Filho L.A. 2010. Fácies deposicionais, estratigrafia e aspectos Estruturais da cobertura sedimentar Paleoproterozóica na serra do Tepequém, Escudo das Guianas, Estado de Roraima. Phd Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 118 p.

Fralick P. e Zaniewski K. 2012. Sedimentology of a wet pre-vegetation floodplain assemblage. Sedimentology, 59(3): 1030-1049.

Lopes F. A., Castro P. T. L., Lana C. E. 2022. Caracterização morfométrica, morfológica e sedimentar de leques aluviais dissecados: um novo olhar sobre os depósitos de encostas do Quadrilátero Ferrífero. Revista Brasileira de Geomorfologia. 23.

Marconato A., Almeida R. P., De Turra B. B., Fragoso-Cesar A. R. S. 2014. Pre-vegetation fluvial floodplains and channel-belts in the Late Neoproterozoic–Cambrian Santa Bárbara group (Southern Brazil). *Sedimentary Geology*. 300. 49-51.

Marconato A., Almeida R. P., Janikian L., Carrera S. C., Turra, B. B., Santos, M. G. M., Gallas J. D. F., Stern A. G. 2022. Floodplain record of channelized and unconfined flow in a pre-vegetation setting in the Early Cambrian, Southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences. 114.

Miall A.D. 2006. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Berlin, Springer-Verlag, 582 p.

Miall A.D. Alluvial Deposits. 2010. In: James N. P., Dalrymple R. W. (Ed.). Facies Models 4. Canada: Geological association of Canada.

Miall A.D. 2014. Fluvial depositional systems. Berlin: Springer-Verlag.

Moscariello A. 2017. Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: geomorphic and sedimentological distinction for geo-energy exploration and development. Geological Society, London, Special Publications.

Muhlbauer J. G., Fedo C. M., Moersch J. E., Bristow, C. 2019. Architecture of a distal pre-vegetation braidplain: Cambrian middle member of the Wood Canyon Formation, southern Marble Mountains, California. Sedimentology, (), sed.

Semeraro A. 2019. Paleocurrent Variability In Meandering And Braided River Systems: Modern Calibration And Stratigraphic Case Studies Spanning The Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *32nd Keck Proceedings Volume*.

CATODOLUMINESCÊNCIA POLICROMÁTICA EM CIMENTOS CARBONÁTICOS DA FORMAÇÃO ITAITUBA, REGIÃO DE URUARÁ-PA

Lorena T. Costa[1]; Pedro A. S. Silva[1,2]; Joelson Soares[1]; José Bandeira[2]; Afonso C.S. Nogueira[1]; Meireanny de A. G. Aquino[2]

[1]Universidade Federal do Pará – UFPA

[2]Laboratório de catodoluminescência (LCL-UFPA)

lorena.costa@ig.ufpa.br; pedro.silva@ig.ufpa.br; jlsoares@ufpa.br; jbandeira@ufpa.br; anogueira@ufpa.br

RESUMO

A sucessão carbonática transgressiva Pensilvaniana da Bacia do Amazonas é representada pelos carbonatos, evaporitos, arenitos, siltitos e folhelhos que recobrem os depósitos eólicos basais do Grupo Tapajós. Sendo produtos resultantes da sucessão transgressiva associada a uma plataforma rasa, e evidencia de um mar epicontinental (Caputo, 1984). Esse processo de substituição continental siliciclásticas para carbonático, caracteriza-se como a Formação Itaituba, localizada na região de Uruará-PA. Está formação comtempla parte do sistema petrolífero Barreirinhas-Itaituba atuando possivelmente como selante do sistema, seja pela extensa camada evaporitica ou pela sedimentação carbonática não permeável. Dessa forma, esse trabalho tem como intuído investigar os cimentos carbonáticos por meio de métodos como catodoluminescência policromática, associada a petrografia para contribuir com a proposta de Gonzaga (2000) com a função selante dentro do sistema petrolífero da Bacia do Amazonas.

PALAVRAS-CHAVE: Bacia do Amazonas; Formação Itaituba; Diagênese;dolomitização\ silicificação.

INTRODUÇÃO

O Pensilvaniano é marcado por expressivas flutuações do nível do mar relacionados a períodos glaciais e pós-glaciais, sendo responsáveis pelo registro de sequências continentais recobertas por depósitos transgressivos, tanto siliciclásticos quanto carbonáticos, afetando várias bacias ao longo de Gondwana (Ross & Ross, 1985). Particularmente, estas inundações são verificadas no Oeste de Gondwana, nas bacias do meio Norte brasileiro, correspondentes as Bacias do Acre, Solimões e Amazonas (Almeida e Carneiro, 2004). Na Bacia do Amazonas as inundações marinhas iniciam ao longo do Bashkiriano Inferior, onde camadas de calcário e dolomitos de topo da Formação Monte Alegre recobrem os arenitos eólicos da mesma unidade, a partir daí a sedimentação continental siliciclástica é substituída por uma sedimentação carbonática transgressiva associada a uma plataforma rasa, registro de um mar epicontinental oriundo das águas do Oceano *Panthalassa*, e denominada de Formação Itaituba (Caputo, 1984; Matsuda *et al* 2004; Scomazzon *et al*., 2016; Da Silva *et al*., 2021). Esta unidade é composta de calcários, dolomitos, evaporitos, folhelhos, siltitos e subordinadamente arenitos representativos de um complexo sistema de planície de maré mista que se estende para uma plataforma epicontinental carbonática com abundante conteúdo fossilífero (Figueiras e Truckenbrodt, 1986; Matsuda, 2002; Cunha et al., 2007; Moutinho et al., 2016; Da Silva *et al*., 2021).

De acordo com Gonzaga (2000) a Formação Itaituba está inserida dentro do sistema petrolífero Barreirinhas-Itaituba, funcionando com a possível selante do sistema petrolífero, provavelmente devido a espessa sedimentação evaporítica de topo, ou mesmo pela sedimentação carbonática não permeável e pela cimentação carbonática. Os cimentos carbonáticos da unidade ocorrem tanto em rochas siliciclásticas, quanto em carbonatos e evaporitos e são compostos majoritariamente por calcita, dolomita e subordinadamente por ankerita, entretanto devido a pouca exposição da unidade, os trabalhos concentram-se ao longo da região de Itaituba, ao longo do Rio Tapajós, ou em testemunhos de sondagem, a possibilidade de se trabalhar com testemunhos de sondagem distantes cerca de 296 Km do holoestratótipo da unidade, na região de Uruará-PA (Figura 1) possibilitou o desenvolvimento desta pesquisa. Este trabalho tem por objetivo investigar os distintos cimentos carbonáticos e sua composição através da petrografia e catodoluminescência policromática para tecer informações quanto a gênese e distribuição dos cimentos.

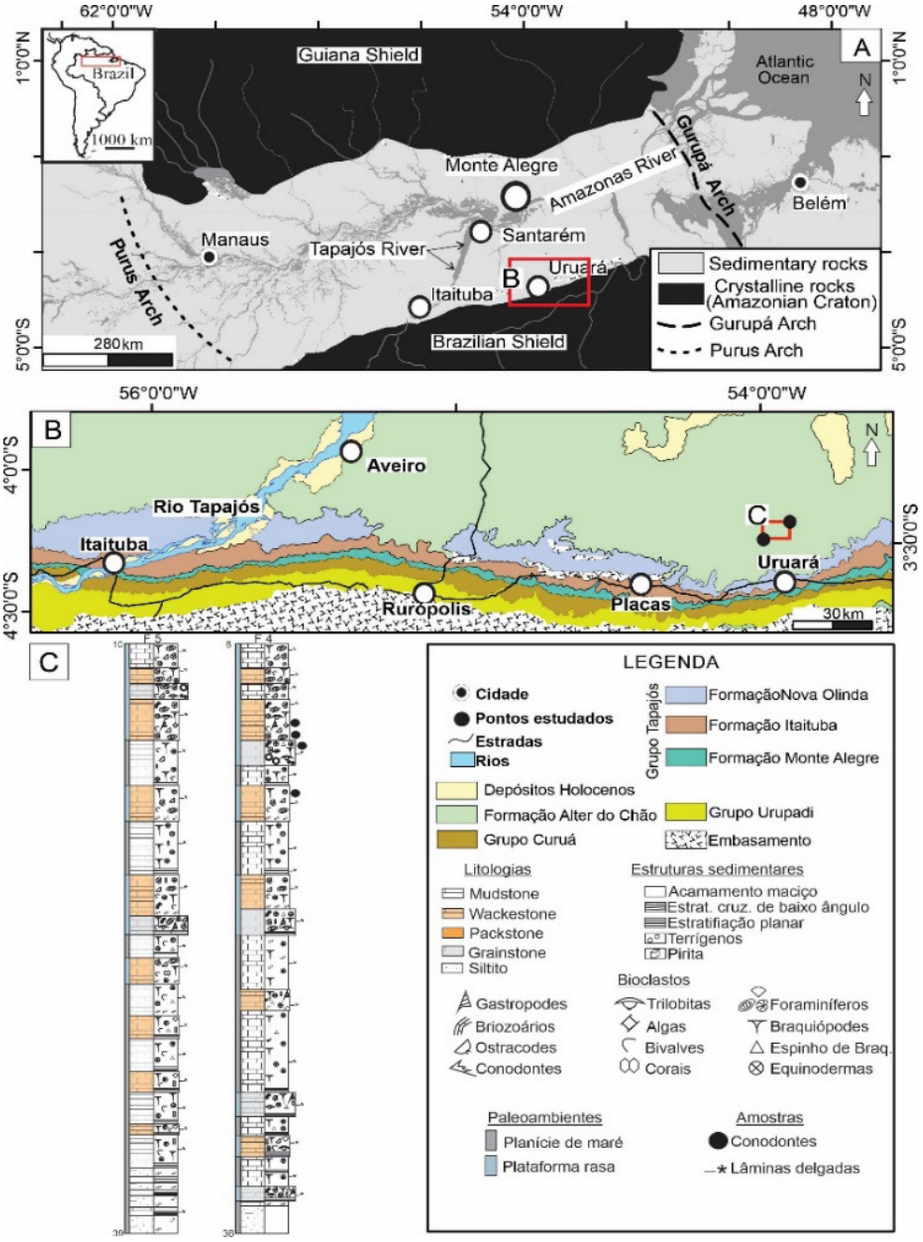


Figura 1. A - mapa geológico da bacia do Amazonas com seus respectivos limites estruturais. B - área de estudo, ao longo da borda Sul da bacia, Uruará-PA. C - Perfis estratigráficos dos 2 testemunhos de sondagem estudados (F4 e F5).

MATERIAIS E MÉTODOS

A análise estratigráfica, petrográfica e paleoambiental, bem como a coleta das amostras foi baseado em Da Silva et al., (2021). As seções delgadas com conteúdo carbonático foram tingidas com Alizarina vermelho S para distinção de calcita e dolomta, além de Ferrocianeto de Potássio para distinção entre calcita ferrosa e calcita magnesiana (Tucker 1988). A petrografia dos cimentos seguiu os modelos de descrição de Flügel (2010) de acordo com as texturas de cimento carbonático de Scholle e Scholle (2003). A catodoluminescência policromática foi realizada no Laboratório de Catodoluminescência do Instituto de Geociências da UFPa (LCL_UFPA), cujo equipamento é composto de microscópio ótico Leica modelo DM 4500 P LED acoplado ao aparelho Optical cathodoluminescence CL 8200 MK5-2 para realizações das análises. As amostras de lâminas polidas foram submetidas a voltagem de aceleração variando de 14,1 kv a 15,0 kv com tempo de exposição variando de 5 s a 10 s e corrente de feixe de elétrons variando de 286 a 440 mA. A interpretação das luminescências foram baseadas nos trabalhos de Pagel (2000), Budd *et al.*, (2000) e Boggs Jr. e Kringsley (2006).

RESULTADOS

Em geral as rochas encontradas na área de estudo são compostas por *mudstones, wackestones, packstones* e *grainstones*. Os *mudstones* são constituídos por matriz micrítica cinza escura (90%), fragmentos de conchas de braquiópodes e equinodermas (4%), variando de 20 a 900 µm de tamanho, quartzo monocristalino tamanho areia fina (2%), cimento equigranular de calcita preenchendo fraturas, além de fragmentos de pirita disseminados na rocha (1%). Os *wackestones* possuem matriz micrítica acinzentada (55%), os bioclastos que compõem o arcabouço rochoso são fragmentos de braquiópodes (9%), equinodermas (6%), foraminíferos unisseriais (1%), fusulinídeos (2%) e miliolídeos (3%), além de briozoários (2%), corais (2%), algas (2%), gastrópodes (3%) e bivalves (2%), quartzo monocristalino concentra-se na base das camadas e variam até tamanho areia fina (5%), argilominerais concentram-se nas feições de dissolução (*dissolution seams*) e estilólitos (3%), pirita subeudral a anedral encontram-se disseminada na rocha (2%) e cimentos de calcita ferrosa e magnesiana preenchem poros *vugs*, fraturas e cimentos substituindo partículas catbonáticas (2%) e dolomita preenchendo fraturas (1%). Os *packstones* apresentam matriz micrítica cinza clara (40%), ooides e intraclastos (10%) de até 2000 µm de tamanho, quartzo monocristalino tamanho areia muito fina (3%). Pirita anhedral (3%) de até 30 µm de tamanho, braquiópodes (9%), equinodermas (8%), miliolídeos (4%), fusulinídeos (3%), bivalves (3%), briozoários (3%), corais (2%), algas (2%) e gastrópodes (3%) cimentados por calcita magnesiana preenchendo poros *vugs* e substituindo grãos do arcabouço (7%). Os *grainstones* são compostos por ooides de até 1850 µm de tamanho (15%), intraclastos tabulares de micrito de até 3100 µm de tamanho (5%), peloides de até 150 µm de diâmetro (4%), braquiópodes (10%), equinodermas (7%), miliolídeos (7%), fusulinídeos (6%), briozoários (5%), algas (4%), corais (3%), trilobitas (4%), bivalves (4%), gastrópodes (8%) cimentados por calcita ferrosa e magnesiana preenchendo poros interpartículas e em *vug* (10%), além de quartzo monocristalino tamanho areia fina (6%) e pirita anhedral (2%).

Os cimentos carbonáticos foram sumarizados na tabela 1. Em geral são compostos de calcita magnesiana e ferrosa, subordinadamente dolomita aparece preenchendo fraturas em *mudstones* (Figura 2A, B, C e D). Quanto à forma são representados por cimentos equigranulares, fibroso, em *bladed*, sobrecrescimento sintaxial e espático. Os cimentos equigranulares bordejam ao redor das partículas e dos poros apresentam luminescência amarelada a alaranjada e alcançam até 50 µm de tamanhos. Os cimentos fibrosos preenchem poros em *vugs* com fibras muito finas de até

10 µm e aspecto límpido, quando submetido a catodoluminescência possuem luminescência alaranjada na borda dos poros e ao centro variam para luminescência vermelho escura. O cimento *bladed* é restrito aos packstones com espessura de lamelas de até 30 µm, aspecto sujo e luminescência vermelho escuro a amarronzada ao longo dos cristais. O sobrescimento sintaxial é restrito as fácies de grainstones e ao redor dos bioclastos de equinodermas, possuem aspecto límpido, granulação fina com extinção ondulante e luminescência amarelada a alanrajada ao longo da área do cimento. O cimento espático preenche poros vugs, partículas substituídas e fraturas, apresentam granulação média e por vezes grossas com cristais alcançando até milímetros de espessura, a luminescência é alaranjada e em direção ao centro dos cristais tornam-se avermelhadas e vermelhos escuras.

Cimentos	Composição	Rochas carbonáticas
Equigranular;	Calcita magnesiana e Dolomita;	*Mudstone, Wackestone, Packstone* e *Grainstone*;
Fibroso;	Calcita ferrosa;	*Mudstone* e *Wackestone*;
Bladed;	Calcita ferrosa;	*Packestone*;
Sobrecrescimento sintaxial;	Calcita magnesiana;	*Grainstone* e *Packstone*;
Espático;	Calcita magnesiana;	*Mudstone, Wackestone, Packstone* e *Grainstone*;

Table 1. Tipos de cimentos encontrados nas rochas carbonáticas da área de estudo.

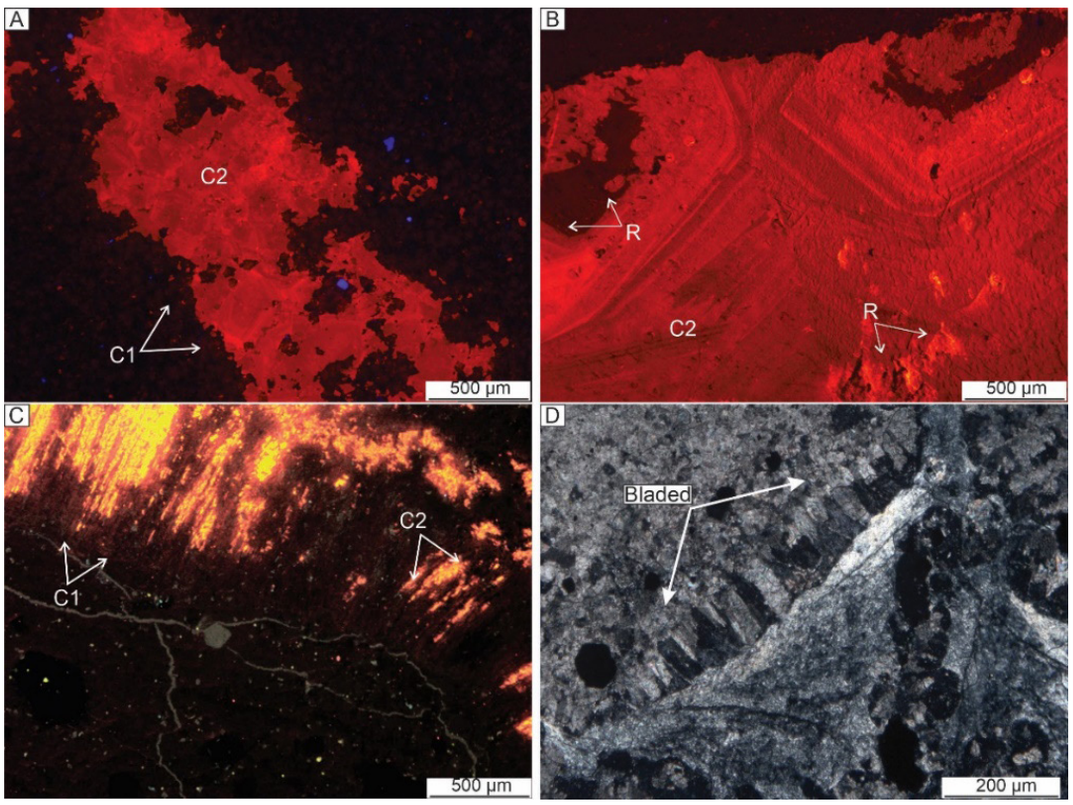


Figura 2. Cimentos da área de estudo. A - Cimento preenchendo fraturas em mudstones, em duas gerações a primeira na borda da fratura (C1) e no centro (C2). B - Relictos da matriz (R) de coloração vermelho escura e relicto (R) da primeira geração do cimento em amarelo. C - As duas gerações de cimento observadas em cimento fibroso (C1 e C2). D - Cimentação em bladed de aspecto sujo na fácies wackestone.

DISCUSSÕES

De acordo com a cimentação observada e com a diferença de luminescência é possível verificar que há duas principais gerações de cimentação. A primeira é composta por cimentos equigranulares, sobrecrescimento sintaxial e espática, sendo dominadas pela luminescência amarelada na borda dos poros, evidenciando um enriquecimento típico de Mn^{2+} característicos de precipitação por água meteórica em eodiagênese (Budd et al., 2000). Esta primeira geração à medida que se aproxima do centro dos cristais enriquece-se em Fe^{2+} evidenciado pela luminescência avermelhada e por vezes amarronzada, um indicador da substituição de manganês por ferro em processos mesodiagenéticos (Budd et al., 2000; Pagel 2000). A primeira geração é gradualmente substituída à medida que o soterramento efetivo afeta a pilha de rochas carbonáticas, gerando processos de dissolução e precipitação, enriquecendo o cimento em material ferroso, enquanto o manganês é observado como relictos no centro dos cristais de cimentos espáticos. A segunda geração apresenta cristais mais desenvolvidos subeudrais a anedrais de luminescência vermelha a vermelha escura, revelando enriquecimento em Fe^{2+} coincidente com os processos mesodiagenéticos de soterramento raso com ampla substituição de material eogenético para mesogenético. Estes processos eogenéticos e mesogenéticos indicam o enriquecimento mineral em ferro, mas também indicam que quando ocorre dissolução uma rápida precipitação segue e torna o arcabouço fechado, gerando uma baixa a ausente porosidade nas fácies carbonáticas, apoiado pelo descrito por Da Silva et al., (2021) e Silva (2014) a porosidade é estrita aos processos de exposição subárea e a medida que as camadas são soterradas e o arcabouço torna-se cada vez fechado com porosidade ausente condizente com o descrito por Gonzaga (2000) para o sistema petrolífero Barreirinhas-Itaituba fazendo com que os carbonatos como possíveis selantes do sistema.

CONCLUSÕES

A petrografia dos carbonatos revelou que as rochas encontradas na área de estudo são compostas por *mudstones, wackestones, packstones* e *grainstones,* enquanto os cimentos são compostos de calcita magnesiana e ferrosa, subordinadamente dolomita aparece preenchendo fraturas em *mudstones.* Devido as texturas e luminescências é possível distinguir duas gerações de luminescências: 1) A primeira é composta por cimentos equigranulares, sobrecrescimento sintaxial e espática, sendo dominadas pela luminescência amarelada na borda dos poros; 2) A segunda geração apresenta cristais mais desenvolvidos subeudrais a anedrais de luminescência vermelha a vermelha escura. As duas gerações indicam que há enriquecimento em Fe^{2+} coincidente com os processos mesodiagenéticos de soterramento raso com ampla substituição de material eogenético para mesogenético. Esta interpretação é condizente com o proposto por Gonzaga (2000) para o sistema petrolífero Barreirinhas-Itaituba relacionando os carbonatos como possíveis selantes do sistema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M. & Carneiro, C. D. R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B.Brito-Neves (Orgs.). *Geologia da continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo: Beca. p. 43-58.

Caputo, M. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. PhD Thesis. University of California. Santa Barbara. 583p.

GONZAGA, F.G., GONÇALVES, F.T.T., COUTINHO, L.F.C. Petroleum geology of the Amazonas Basin, Brazil: modeling of hydrocarbon generation and migration. In: M.R. Mello & B. J. Katz (eds.). Petroleum Systems of South Atlantic Margins.AAPG Memoir 73, p. 159 –178, 2000.

Ross, C. & Ross, J. 1985. Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. *Geology*. **13**. 194 - 197p.

THE FIRST OCCURRENCE OF THE GENUS *SCHELLWIENELA* (BRACHIOPODA: ORTHOTETIDA) AT THE MANACAPURU FORMATION (LOCHKOVIAN, EARLY DEVONIAN), AMAZONAS BASIN, BRAZIL

Luiz Felipe Aquino Corrêa[1]; Maria Inês Feijó Ramos[2]; João Marcelo Pais de Rezende [3]

[1] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará - PPGG-UFPA; [2] Museu Paraense Emílio Goeldi - MPEG; [3] Laboratório de Sistemática e Biogeografia; Universidade do Estado do Rio de Janeiro – LABSISBIO-UERJ

luizfelipe812@gmail.com; mramos@museu-goeldi.br; jmprezende@gmail.com

ABSTRACT

Studies of Devonian brachiopods from the Amazonas Basin began at the end of the 19th century, based on material collected during the "Morgan Expeditions (1870 – 1871)" and "Imperial Geological Commission of Brazil (1876)"; these expeditions were mostly concentrated in the Maecuru (early Eifelian) and Ererê formations (late Eifelian). The brachiopod fauna of the Manacapuru Formation (Lochkovian) was unknown until 2011, when a large number of samples of Rhynchonelliformes and Linguliformes were recovered through the Program of paleontological salvage at Belo Monte hydroelectric power plant construction in Vitória do Xingu municipality, Pará State, Brazil. The objective of this study is the identification of the brachiopods (Subphylum Rhynchonelliformea) recovered from this expedition. We identified 41 specimens of Schellwienella sp., a genus from the Order Orthotetida, Family Pulsiidae Cooper and Grant, 1974. This is the oldest record of Orthotetida specimens in Brazil and the first occurrence of the genus *Schellwienella* in the Amazonas Basin, Northern Brazil. These findings expand the knowledge about the brachiopods of the Manacapuru Formation, which was until now composed only by the Class Lingulata.

KEYWORDS: Devonian; Invertebrate paleontology; Rhynchonelliformea; North Brazil.

INTRODUCTION

The Devonian is an important period to the under standing of the evolution of the Phylum Brachiopoda. This Phylum reached its diversity apex during Middle Devonian, same moment in which Devonian bioregionalization increased reaching its maximum level of expansion, and faced its second most significant decline by the end of Late Devonian time. Second only to the mass extinction event that took place during the Late Permian. Meanwhile, the reduction in biogeographical areas and genera collapse occurred during the Eifelian - Frasnian interval (Williams *et al*. 2007, Penn-Clarke and Harper 2020).

During the Middle Devonian, the Amazonas Basin corresponded to a mixing zone, where faunal interchange took place, presenting elements from Malvinokaffric and Eastern Americas realms (Boucot *et al*. 2001, Penn-Clarke and Harper, 2020), which justifies the faunal mixture within this basin.

The Amazonas Basin stands out among other Brazilian Paleozoic basins for having the greatest diversity of brachiopod genera (Fonseca 2001) known for the brazilian Devonian strata, and also for possessing the oldest and longest stratigraphic record (Lochkovian to the Eifelian-Frasnian in age). The Manacapuru Formation is the least known of the Devonian units with records of brachiopods in the Amazonas Basin. The recent discovered samples collected during the Program of paleontological salvage in areas affected by the construction of the Belo Monte hydroelectric powerplant in Vitória do Xingu municipality, Pará State, made a great contribution to the expantion of this record (Tomassi *et al*. 2015). From the collected amount, Corrêa and Ramos (2021) studied the Linguliformea from the Manacapuru Formation, and identified for the first time the species *Orbiculoidea baini*, *Orbiculoidea bodenbenderi*, and *Orbiculoidea excentrica* in the Amazonas Basin.

Thus, the objective of this work is to identify and classify the orthotetida specimens, therefore contributing to the increase characterization of the Manacapuru Formation brachiopod fauna. This study will allow the expantion of its biostratigraphic record within the Devonian of the Amazonas Basin.

MATERIAL AND METHODS

The studied material came from outcrops sections in Vitória do Xingu municipality, State of Pará. More details about the collecting methods are described in Tomassi *et al*. (2015). The studied sections are from three selected points (Fig. 1), C3P1, C13P1, and C14P1, which forms altogether the stratigraphic profile of the study area. The samples are from the Lochkovian strata of the Manacapuru Formation (Tomassi *et al*. 2015).

The samples are stored in the paleontological collection of the Museu Emílio Goeldi (Belém – PA). Forty-one (41) brachiopod samples were analyzed, which underwent mechanical preparation using manual techniques. Subsequently, these samples were photographed using a Canon Powershot A640 digital camera. The specimens were measured using a magnifying glass reticle, and the taxonomic analyzes were carried out from the observation and description of the internal and external morphological structures and compared with the specific literature (Williams *et al*. 2007).

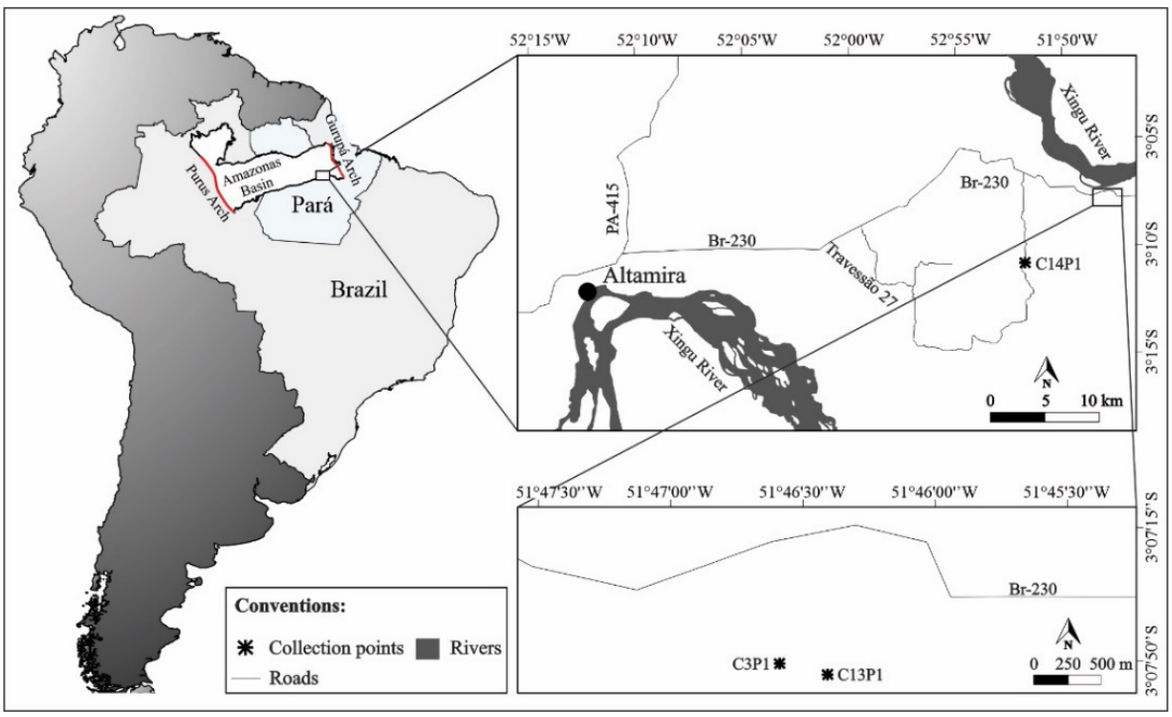


Figure 1. Location of the study area. Source: Corrêa and Ramos (2021).

RESULTS

We identified 41 specimens of Schellwienella sp. (Fig. 2), a genus from Order Orthotetida, Family Pulsiidae Cooper and Grant, 1974. Twenty-four (24) dorsal and seventeen (17) ventral valves were analyzed, which allowed to identify the following morphological characteristics: Shell with subcircular outline, biconvex, hinge line straight, anterior margin and sides gently curved. The width measures (maximum width: 21.4 mm; minimum width: 9.2 mm) more than the length of the valves (maximum length: 16.1 mm; minimum length: 6.2 mm). The proportion of length to width is about as 0.69 to 0.78. Maximum width close to mean length. Anterior commissure rectimarginate. The ventral beak is low and rectangular, projecting minimally beyond the posterior margin. Pseudopunctate shell. Bifurcated and/or intercalated costellae, on average 15 costellae in an area of 5mm². Growth lines without pattern, mostly occurring in the anterior region. Short dental plates (1/4 the length of the valve) are well-marked and divergent. The median septum is low and long, comprising 2/3 the length of the valve.

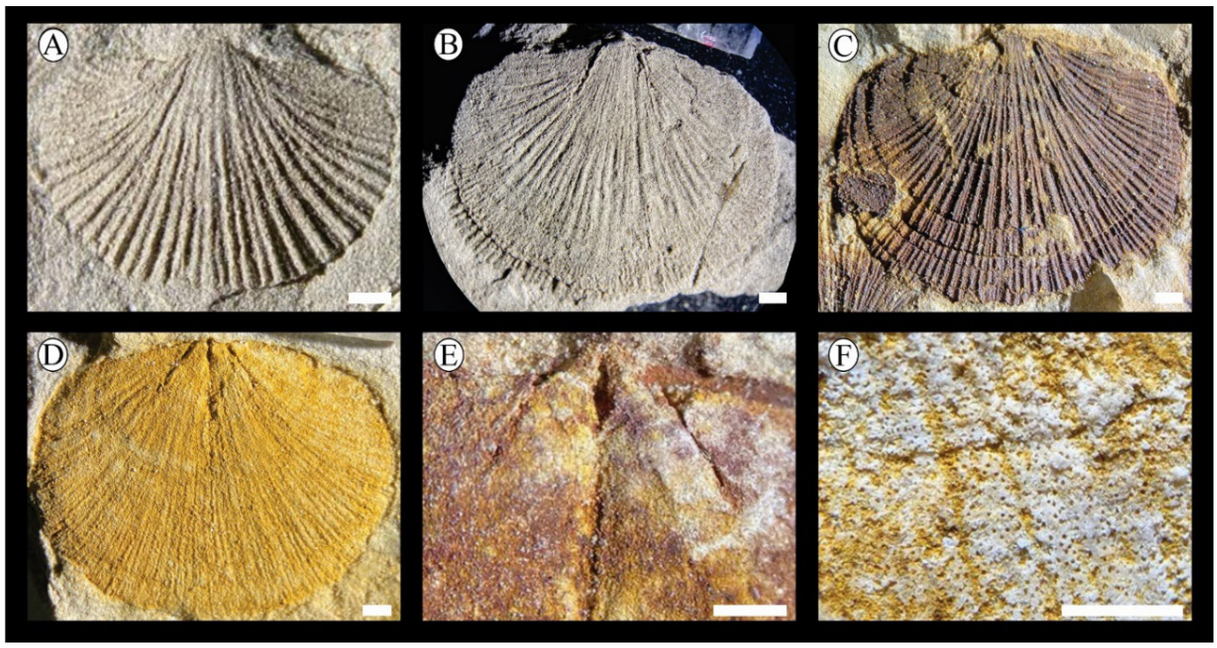


Figure 2. A – F) Schellwienella sp.; A) C3P1-1.47f, external ventral mold; B) C3P1-1.71b, internal ventral mold; C) C3P1-1.121, external dorsal mold; D) C3P1-1.151b, internal ventral mold; E) C3P1-1.182, enlargement highlighting the ventral valve internal morphology; F) C3P1-1.62b, pseudopunctation. Scale: 1mm.

DISCUSSION

The morphological features described herein allowed a secure identification of the genus *Schellwienella*. Pseudopunctate shell, short dental plates, and well-marked median septum are diagnostic characteristics of this genus. Internal morphological structures such as muscle field, cardinal process, hinge tooth, and pseudodeltidium still need to be analyzed, which will allow comparing *Schellwienella* sp. with the other species of Orthotetida from other Devonian sites, to provide a new species.

Schellwienella is a cosmopolitan genus with a stratigraphic range from the Lower Devonian – Lower Carboniferous. In the Devonian of South America, there are records of this genus in the: Brazil - Amazonas Basin, Maecuru and Ererê formations (Eifelian); Paraná Basin, Ponta Grossa and São Domingos formations (Pragian-Frasnian); Parnaíba Basin, Longá Formation (Famennian); Argentina - Lolén Formation (Emsian); Bolivia - Icla, Belén, Gamoneda, and Huamampampa formations (late Pragian-middle Eifelian); Colombia - Floresta Formation (Givetian); Falklands Islands - Fox Bay Formation (Pragian), and Venezuela - Rio Cachira Group (Emsian-Eifeliano) (Harrington 1934, Caster 1939, Sanchez & Benedetto 1983, Stone et al. 2005, Rezende et al. 2019, Rezende and Isaacson 2021).

Copper (1977) was the only one to cite the occurrence *of Schellwienella agassizi* for the Devonian of the Amazonas Basin (Maecuru and Ererê formations). However, the author did not provide any description, discussion, or illustration of the material, nor justify the criteria used for classifying it. The material to which Copper (1977) refers to as *Schellwienella agassizi* has a long history of taxonomic inconsistency. This species was first classified as *Streptorhynchus agassizi* by Rathbun (1874) and later as *Schuchertella agassizi* by Clarke (1913) and Melo

(1985). To date, there is no consensus on this classification. Rezende and Isaacson (2021) reviewed specimens of *Schuchertella agassizi* from the Paraná Basin (Ponta Grossa and São Domingos formations) and Bolivia (Icla, Belén, Gamoneda, and Huamampampa formations) and proposed a new species *Schellwienella clarkei*. As was done with the specimens from the Paraná Basin, *Schuchertella agassizi* from the Maecuru and Ererê formations needs to be revised. The current record of *Schellwienella* sp. is the first occurrence of this genus for the Manacapuru Formation and the oldest for the brazilian paleozoic basins.

CONCLUSIONS

The preliminary analysis of 41 valves of Orthotetida brachiopods from the Manacapuru Formation (Lochkovian), allowed the identification of *Schellwienella* and a probable new species; however, further investigations are necessary, particularly concerning the internal morphological characteristics.

These findings represent the oldest record of Orthotetida from the Amazonas Basin and the first occurrence of the genus *Schellwienella* in Northern Brazil. This record expands the knowledge about the brachiopod fauna of the Manacapuru Formation, which until now was composed only of brachiopods from the Class Lingulata (*Orbiculoidea baini, Orbiculoidea bodenbenderi*, *Orbiculoidea excentrica*, *Orbiculoidea xinguensis*, *Orbiculoidea katzeri*, and *Lingula* sp.). This is also the oldest record for the genus *Schellwienella* in Brazil.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank the Museu Paraense Emilio Goeldi for providing the necessary laboratory infrastructure and access to the paleontological collection. The Federal University of Pará provided support for this research through the PPGG-UFPA. This work was supported by the CAPES (financing code 001); and the CNPQ (productivity fellowships grants 307424/2019–7 and 305031/2022-8 to M.I.F.R).

REFERENCES

Boucot A.J., Rowell A.J. Racheboeuf P.R. Pereira E., Melo J.G., Siqueira L.P. 2001. Position of the Malvinokaffric Realm's northern boundary (Early Devonian) based on newly discovered brachiopods from the Parecis Basin (Brazil). Journal of the Czech Geological Society, 46(3-4): 109-120.

Carvalho RGD. 1972. *Braquiópodes devonianos da Bacia do Amazonas*. Doctoral thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.1-140.

Caster K.E. 1939. A Devonian fauna from Colombia. *Bulletins of American Paleontology*: Ithaca, **24**: 1-218.

Clarke J.M. 1913. *Fósseis devonianos do Paraná*. Monographias do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, **1**: 1-353.

Copper P. 1977. Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famennian mass extinction. Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 21: 165-207. doi. org/10.1016/0031-0182 (77)90020-7

Corrêa L.F.A., Ramos M.I.F. 2021. Discinoids (Brachiopoda: Lingulata) from the upper Manacapuru Formation (Early Devonian), south border of Amazonas Basin, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 105: 102960. doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102960

Fonseca V.M.M. 2001. Brachiopoda (Stropheodontoidea, Chonetoidea e Delthyrirídoidea) do Devoniano Médio das Bacias do Amazonas e Parnaíba. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade do Rio de Janeiro, 167 p.

Harrington H.J. 1934. Sobre la presencia de restos de la flora de "Glossopteris" en las Sierras Australes de Buenos Aires y su significación en lo referente a las relaciones de la Serie Glacial y series superiores. Revista Museo de La Plata, 34: 303–38.

Macambira E.M.B., Rezende N.G.A.M., Calderaro R.C.B., Assis N.P. 1977. Projeto Sulfetos de Altamira – Itaituba. Arquivo técnico, DGM n° 2679. Belém, DNPM/CPRM.

Melo J.H.G. 1985. A província Malvinocáfrica no Devoniano do Brasil: estado atual dos conhecimentos. Masters dissertation, Geologia Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Penn-Clarke C.R., Harper D.A.T. 2020. Early-Middle Devonian brachiopod provincialism and bioregionalization at high latitudes: A case study from southwestern Gondwana. Geological Society of America Bulletin, 133(3-4): 819-836. doi.org/10.1130/B35670.1

Rathbun R. 1874 – On the devonian Brachiopoda of Ererê, Province of Pará, Brazil. Buffalo Society of Natural Sciences, Bulletin, Buffalo, 1: 236-261.

Rezende J.M.P., Isaacson P.E. 2021. Schellwienella clarkei (Orthotetida, Brachiopoda): a new species from the Devonian of the Paraná Basin, Brazil. Journal of Paleontology. 95(4): 733-747. doi.org/10.1017/jpa.2020.113

Rezende J.M.P., Ponciano L.C.M.O., Brett C.E. 2019. Brachiopod fauna from Longá Formation (Upper Devonian), State of Piauí, NE Brazil. Historical Biology. doi.org/10.1080/08912963.2019.1692343.

Sanchez T.M., Benedetto J.L. 1983. Paleoecologia, comunidades bentonicas y sucesion paleoambiental en el Grupo Rio Cachiri, Devonico, Sierra de Perija, Venezuela. Ameghiniana, 20(3-4): 163-198.

Stone P., Thomson M.R.A. 2005. Archaeocyathan limestone blocks of likely Antarctic origin in Gondwanan tillite from the Falkland Islands. In: Vaughan A.P.M., Leat P.T., Pankhurst R. J. (eds) Terrane Processes at the Margins of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications, 246: 347-357.

Tomassi H.Z., Almeida C.M., Ferreira B.C., Brito M.B., Barberi M., Rodrigues G.C., Teixeira S.P., Capuzzo J.P., Gama-Júnior J.M., Santos M.G.K.G. 2015. Preliminar results of paleontological salvage at Belo Monte Powerplant construction. Brazilian Journal of Biology, 75(3): 277- . doi.org/10.1590/1519-6984.1714BM

Williams A., Brunton C.H.C, Carlson S.J, Alvarez F, Ansell A.D, Baker P.G, Bassett M.G, Blodgett R.B, Boucot A.J, Carter J.L, Cocks L.R.M, Cohen B.L, Copper P, Curry G.B, Cusack M, Dagys A.S, Emig C.C, Gawthrop A.B, Gourvennec R, Grant R.E, Harper D.A.T, Holmer L.E, Hong-Fei H, James M.A, Yu-Gan J, Johnson J.G, Laurie J.R, Lazarev S, Lee D.E, Lüter C, Mackay S, MacKinnon D.I, Manceido M.O, Mergl M, Owen E.F, Peck L.S, Popov L.E, Racheboeuf P.R, Rhodes M.C, Richardson J.R, Jia-Yu R, Rubel M, Savage N.M, Smirnova T.N, Dong-li S, Walton D, Wardlaw B, Wright A.D. 2007. Treatise on invertebrate paleontology. Part H. Brachiopoda (Revised) 6. Geological Society of America & University of Kansas Press. 2321-3226.

PROVENIÊNCIA DO SISTEMA FLUVIO-LACUSTRE DA FORMAÇÃO DIAMANTINO: DESVENDANDO A ASSINATURA LÍTICA OROGENICA PÓS- ORDOVICIANA NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Pedro G. A. Oliveira[1]; José Bandeira[1]; Afonso C.R. Nogueira[1]; RenanFernandes[1]; Argel Nunes Sodré[1]; Leandro Freitas Sepeda[1]; Wivian M. R. Carvalho[1]

[1]Programade Pós-graduação em Geologia e Geoquímica - Universidade Federal do Pará-UFPA

pedro.oliveira@ig.ufpa.br; jbandeira@ufpa.br; anogueira@ufpa.br; renan.santos@ig.ufpa.brargel. sodre@ig.ufpa.br; leandro.silva@ig.ufpa.br; wivian.carvalho.geo@gmail.com

RESUMO

A análise multi-mineral representa uma poderosa ferramenta para informações proveniência, isto inclui, petrografia e análises de minerais pesados arenitos. A aplicação dessas técnicas no estudo do sistema fluvio-lacustre da Formação Diamantino, na borda sudeste do Cráton Amazônico, demonstra indicações diretas sobrea origem e o nível tectônico-estratigráfico das rochas-fonte, trazendo valiosas informações sobre a paleogeografia e o processo de dispersão de sedimentos ao longo da evolução da bacia lacustre. Os arenitos desse sistema são compostos por detritos lito-quartzososcom ocorrências quartzosas. A contribuição delíticos é representada preferencialmente por rochas sedimentares com pontual aparecimento de grãos vulcânicos félsicos e máficos. A composição dos minerais pesados nos arenitos é constituída majoritariamente por zircão, turmalina e rutilo (ZTR) com episódicas contribuições de epidoto, estaurolita, silimanita, granada, monazita, espinélio, biotita, muscovita e apatita. A combinação dessas evidências sugere que a reciclagem de material orogênico é o principal mecanismo de suprimento desse sistema.

PALAVRAS-CHAVE: Reciclagem; Orógenos Brasilianos, Arenitos litoquartzosos.

INTRODUÇÃO

A Formação Diamantino compreende uma sucessão sedimentar fluvio-lacustre que ocorre na borda sudeste do Cráton Amazônico, nos limites entre as bacias fanerozoicas do Paraná e Parecis. A contextualização estratigráfica desta unidade esteve por muito tempo atrelada a evolução do Grupo Alto Paraguai (GAP) do Cambriano, relacionada ao contexto final da evolução da orogenia Brasiliana/Pan-Africana (Bandeira et al., 2012). Novas perspectivas tectônicas-estratigráficas têm sido discutidas por Santos *et al* (2017) e Santos *et al* (2019) para o *gap* e consequentemente para Formação Diamantino, reposicionando esta unidade para o Ordoviciano. Não obstante, os dados de paleocorrente sugerem que o suprimento sedimentar da Formação Diamantino advém do Sudeste, indicando como principais áreas fontes os cinturões orogênicos Paraguai e Brasília e o Arco magmático de Goiás (Bandeira *et al*., 2012). Diante da complexidade estrutural, mineralógica e taxa exumação em diferentes domínios orogênicos, modelos atuais demonstram assinaturas distintas advindas de níveis tectônicos-estratigráficos de sistemas orogênicos (Garzanti & Vezzoli, 2003; Garzanti *et al*, 2016; Garzanti, 2019). Dessa

forma, esse trabalho busca investigar a origem desse material utilizando dados de petrografia e minerais pesados, trazendo uma contribuição para a história de proveniência dos arenitos da Formação Diamantino.

MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo está localizada no estado do Mato Grosso (MT), a cerca de 175 quilômetros ao norte da capital Cuiabá, nas proximidades dos municípios de Diamantino, Alto Paraguai e Nortelândia. A estratigrafia da Formação Diamantino foi proposta por Bandeira *et al* (2012) com base em perfis sedimentológicos que correspondem aos afloramentos que ocorrem em cortes de estradas da rodovia BR-123 e cortes de estrada não asfaltada. 17 amostras dearenitos finos foram analisadas seguindo o método Gazzi & Dickson (Ingersoll et al., 1989), dessa forma, 300 pontos foram contados por amostra e os resultados foram exibidos em diagramas composicionais ternários de Garzanti (2019): Quartzo (Q), Feldspato

(F) e Fragmentos de rocha (L). A preparação das amostras para minerais pesados seguiu primeiramente uma etapa de desagregação manual, seguido por tratamento com ácido oxálico para remoção de películas de oxido de ferro, peneiramento na fração 63-125 e concentração por bromofórmio (2,80 g/ml). Esses minerais pesados foram montados em lâminas petrográficas e no mínimo 150 grãos foram identificados no microscópio petrógrafico usando atécnica de Ribbon (Mange e Maurer, 1992). A quantificação do índice de zircão, turmalina e rutilo segundo (ZTR) de Hubert (1962) foi feita para verificar a durabilidade química dessas suítes.

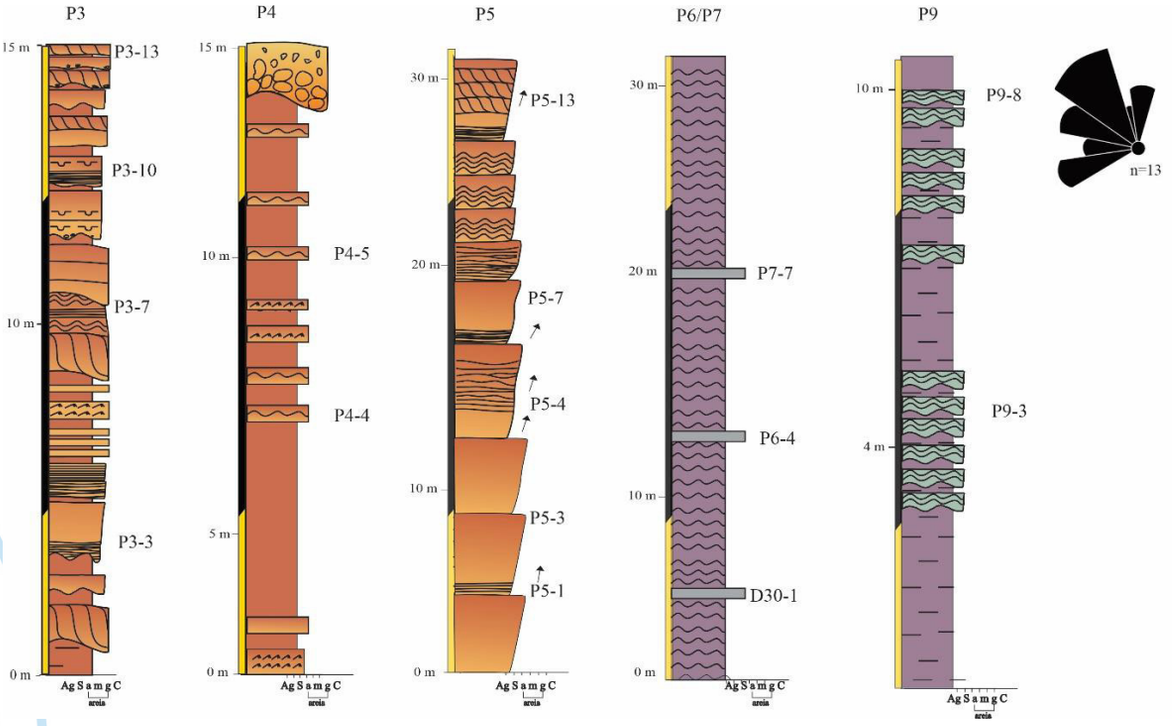


Figura1. Perfis estratigráficos da Formação Diamantino com os números P3, P4, P5, P6,P6 e P9 representando localização dos perfis e suas variações o nível estratigráfico da amostra.

RESULTADOS

A classificação petrográfica demonstra a predominância de arenitos litoquartzososcom ocorrências quartzosas (Figura 2). O quartzo representa 78,7% dos componentes detríticos, sendo predominantemente monocristalinos (87.1%) e policristalino (12.9%). Os grãos líticos têm a segunda maior contribuição no arcabouço dos arenitos (22,9%). Dentreeles ocorre a predominância fragmentos de rocha metasedimentar (80.6%) compreendendo metasilitos, ardósias e raramente quartzo-mica xistos. Os grãos de rocha sedimentar representam 13.8% dos fragmentos líticos e representam siltitos, folhelhos e raramente arenitos e dolomitos. A contribuição ígnea é marcada por fragmentos vulcânicos de basaltos hialopilíticos arredondados com plagioclásio microlítico em massa vítrea oxidada (3.3%). Grãos vulcânicos félsicos compreendem pórfiros de quartzo em massa félsica (2.3%). Os grãos de feldspato têm uma contribuição menor nas amostras (2,7%) e são representados predominantemente por plagioclásio com maclamento polissintético e raramente microclinio com maclamento do tipo xadrez. Outros constituintes detríticos são minerais pesados (opaco, turmalina, rutilo, zircão e epidoto) e ocorrência pontual de matriz siltosa oxidada. Oarcabouço dos arenitos é formado por grãos de areia fina a muito fina com formas subangulares a angulares, seus contatos predominantes são retos e pontuais, mas ocorrem contatos subordinadamente côncavo-convexos e suturados. A maioria das rochas são altamente cimentadas por óxido de ferro, localmente ocorre dolomita poiquilotópica ecimento de sílica.

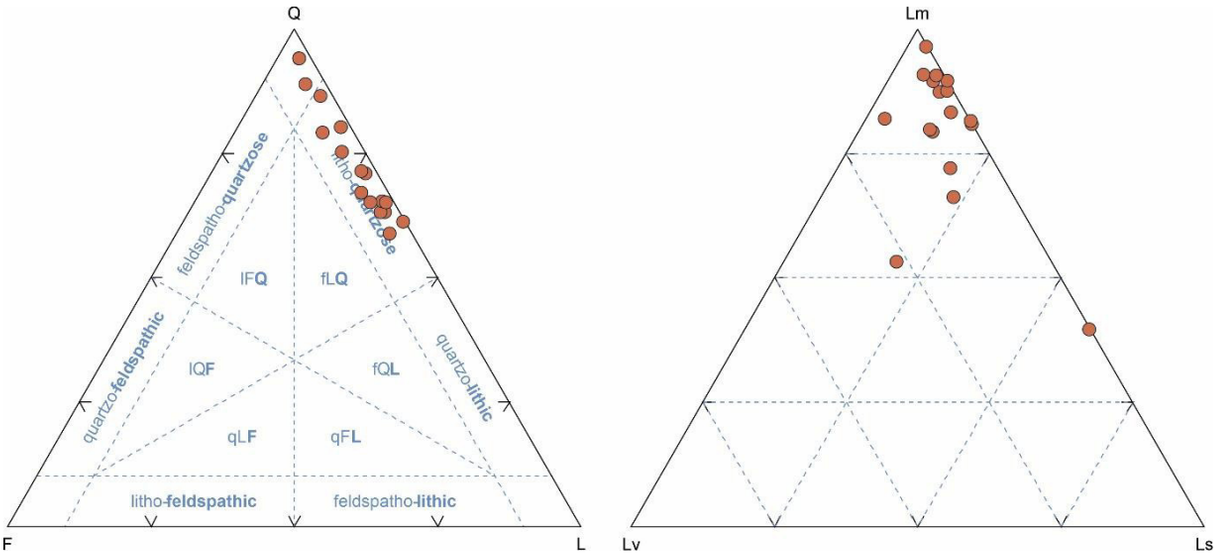


Figura 2: Diagrama de composição de arenitos demonstrando a predominancia de sedimentos lito- quartzosos (A) com a predominancia de líticos metamórficos (B; Garzanti, 2019). (Q = Quartzo; F = Feldspatos; L = Liticos; Lv = Litico vulcânico; Lm = lítico metamórfico e Ls = Lítico sedimentar).

A assembleia de minerais pesados inclui uma predominância de grãos opacos não discriminados (47,0%), minerais pesados transparentes (32,8%) e outros componentes detríticos representados por filossilicatos e grãos túrbidos. Grãos túrbidos apresentam valores anômalos (>10%) nas amostras (P3-13; P5-10; P4-4). Amp tem uma contribuição menor de filossilicatos (moscovita >biotita =clorita) com exceção daamostra (P5-13 >5%). A suíte de minerais

pesados transparentes (tHMS) é dominada por zircão, turmalina e rutilo (média de 94,2%) (Figura 3), com episódicas contribuições de epidoto e raramente estaurolita,silimanita,granada ,monazita, espinélio, biotita, muscovita e apatita. A morfologiado zircão é predominantemente arredondada e subarredondada, as formas pontuais são quebradas e euédricas. A turmalina é representada principalmente por formas arredondadas e prismáticas, com ocorrência local de grãos subangulares com cores verde, pálida e azul. O rutilorepresenta formas prismáticas subarredondadas e quebradas, com menor contribuição degrãos arredondados e germinados. O epidoto ocorre em formas prismáticas curtas com texturas esqueléticas. A estaurolita e a silimanita exibem formas angulares prismáticas. A granada, monazita, espinélio e apatita compreendem formas subarredondadas a arredondadas.

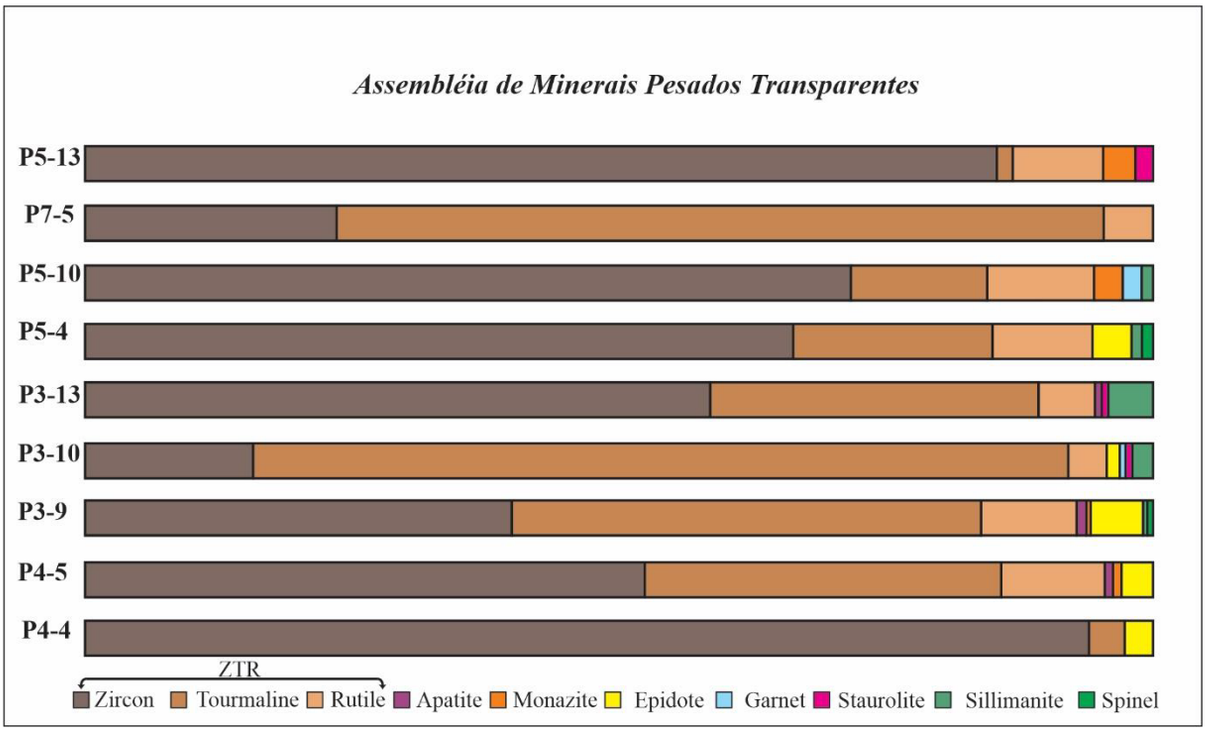


Figura3: Composição dos minerais pesados transparentes demostrando uma assembleia rica em ZTR.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os arenitos da formação Diamantino são constituídos de material litoquartzosooriundo de rochas metassedimentares e sedimentares associados a uma assembléia de minerais pesados rica em ZTR sugerindo que a reciclagem é o principal mecanismo de suprimento do sistema fluvio-lacustre (Garzanti *et al,* 2016; Garzanti, 2019; Hubert,1982;). A areia derivada de rochas metassedimentares anquimetamórficas e epimetamórficasapresentam enriquecimento de quartzo e fragmentos de rochas sedimentares, por isso, geralmente são plotadas nos campos dominados por QL (Garzanti *et al.*, 2016; Garzanti, 2019). Durante a diagênese e metamorfismo de fácies zeólita, não há geração significativa de novosminerais densos, por isso areia oriunda da reciclagem, reproduz apenas grãos túrbidos e minerais pesados ultraestáveis (Garzanti & Vezzoli, 2003; Garzanti & Ando, 2007). A raras contribuições de grãos ígneos e minerais pesados estáveis como epidoto e granada sugerem a contribuição de grãos reciclados de outros arenitos.

As populações de zircão detritico presentes no arcabouço da Formação Diamantino constituem preferencialmente idades mesoproterozoicas, neoproterozoicas e cambrianas relacionadas às áreas-fontes do orogenos Paraguai eBrasilia e o Arcomagmático de Goias (Bandeira *et al*., 2012; Mcgee *et al* 2015). A geração de areia em arcos magmáticos inclui detritos litofeldspáticos para areia advinda de arcos vulcânicos e areias quartzo-feldspáticas para batólitos cálcico-alcalinos. A assembléia de minerais pesados desses subambientes inclui suítes de transparentes ricas em piroxênio, anfibólio e epidoto. (Garzanti *et al*., 2016; Garzanti, 2019). A baixa contribuição de fragmentos ígneos, feldspatos e a ausência de minerais como piroxênio e anfibólio nos arenitos da Formação Diamantino, sugere que o enriquecimento de idades advindas do Arco Magmático de Goiás não provém de areia primaria, mas de outras coberturas sedimentares ao sudeste a, como as unidades do começo do paleozoico da Bacia do Paraná.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bandeira J. McGee B. Nogueira A.C.R. Collins A.S. Trindade R. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research* **21**, 323–340. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.04.006.

Garzanti, E.,2016, From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded: Sedimentary Geology, v. 336, p. 3–13, https://doi.org/10.1016/j .sedgeo.2015.07.010.

Garzanti E. 2019. Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Science Reviews* **192**, 545–563. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.014.

Garzanti E. Andò S. 2007. Chapter 20 Heavy Mineral Concentration in Modern Sands: Implications for Provenance Interpretation. *Developments in Sedimentology* **58**, 517–545. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58020-9.

Garzanti E. Vezzoli G. 2003. A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research* **73**, 830–837. https://doi.org/10.1306/012203730830.

Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., and Sares, S.W., 1984, The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson pointcounting method: *Journal of SedimentaryPetrology,* v. 54, p. 103–116, https://doi.org/10.1306/212F83B9 -2B24-11D7-8648000102C1865D.

Hubert, J.F., 1962. A zircon-;tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. Journal of Sedimentary Research, **32**, 440-450. https://doi.org/10.1306/ 74D70CE5-2B21-11D7-8648000102C1865D.

McGee B. Collins A.S. Trindade R.I.F. Payne J. 2015. Age and provenance of the Cryogenian to cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Bulletin of the GeologicalSociety of America* **127**, 76–86. https://doi.org/10.1130/B30842.1.

Santos H.P. Mángano M.G. Soares J.L. Nogueira A.C.R. Bandeira J. Rudnitzki I.D. 2017. Ichnologic evidenceof a Cambrian age in the southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history. *JournalofSouth American Earth Sciences* **76**,482–488.https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.008.

Santos H.P., Domingos F.H.G. 2020. Basement-cover relationships and deformation in the Northern Paraguay Belt, central Brazil: implications forthe Neoproterozoic-early Paleozoichistoryofwestern Gondwana. Journal of the Geological Society, **177**:475-491. https://doi.org/10.1144/jgs2018-184.

IMPACTO DAS INTERAÇÕES DOS FLUIDOS PÓS-DEPOSICIONAIS NA EVOLUÇÃO DA CAPA CARBONÁTICA PUGA, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Renan Santos[1]; Pierre Sansjofre[2]; Afonso Nogueira[1]; Laurane Fogret[2]; Leandro Sepeda[1]; Pedro Oliveira[1]; Argel Sodré[1]; Steffan Lalonde[3]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2]Muséum National d'Histoire Naturelle-MNHN; [3]Institut Universitaire Européen de la Mer, Technopôle Brest-Iroise

renan.santos@ig.ufpa.br; pierre.sans-jofre@mnhn.fr; anogueira@ig.ufpa.br; laurane.fogret@mnhn.fr; leandro.silva@ig.ufpa.br; pedro.oliveira@ig.ufpa.br argel.sodre@ig.ufpa; stefan.lalonde@univ-brest.fr

RESUMO

As sucessões de capas carbonáticas Marinoana (~635 Ma) registram a transição Criogeniano-Ediacarano e são marcadas por uma proeminente excursão negativa de isótopos de $\delta^{13}C$. Essa excursão é encontrada em sucessões de capas carbonática em muitos locais ao redor do mundo e geralmente é considerada como relacionada a uma perturbação global do ciclo do carbono após a glaciação. Os isótopos de oxigênio também exibem uma excursão negativa, no entanto, devido à maior suscetibilidade do $\delta^{18}O$ à superimposição diagenética, esses dados geralmente não são utilizados em análises paleoambientais. O Sul do cráton amazônico registra uma dessas sucessões, a capa carbonática Puga, os registros $\delta^{13}C$ desta sucessão tem sido comumente associada a um registro primário da água do mar Ediacarano. Aqui apresentamos novos dados de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ e compilados, além de indicadores sedimentológicos e texturais para avaliar as influências diagenéticas tardia na química de isótopos de carbonato no registro de capa carbonática.

PALAVRAS-CHAVE: Dolomita; $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$; Diagênese precoce; Ediacarano.

INTRODUÇÃO

A transição da glaciação Marinoana (~635Ma) para condições mais temperadas representa um período crucial na história geológica da Terra,essa mudança paleoceanográfica são amplamente registradas nas sucessões de capas carbonáticas (Hoffman *et al.,* 2017).). Os dados isotópicos de $\delta^{13}C$ das sucessões de capas carbonaticas tem sido extensivamente empregados como um indicio da química da água do mar, clima e produtividade marinha durante a transição Criogeniana-Ediacarano(Kaufman & Knoll, 1995;Jacobsen & Kaufman, 1999; Hoffman *et al.,* 2017). Os isótopos de oxigênio também exibem uma excursão negativa, no entanto, devido à maior suscetibilidade do $\delta^{18}O$ à superimposição diagenética, esses dados geralmente não são utilizados em análises paleoambientais (Banner & Hanson, 1990; Jacobsen & Kaufman, 1999; Derry, 2010; Hohl *et al.,* 2015).

O Sul do cráton amazônico registra uma das ocorrências de capas carbonáticas Marinoanas (~635 Ma) associadas ao contexto do Grupo Araras, base da bacia Araras-Alto Paraguai (Nogueira *et al.,* 2003; 2019; Sansjofre *et al.,* 2011; Soares *et al.,* 2020; Santos *et al.,* 2021). Estes depósitos de capa carbonática ocorrem com texturas primárias bem preservadas, demonstradas por meio das microfáceis concordando com os dados quimioestratigráficos da sucessão, tem sido comumente associada a um registro primário da água do mar Ediacarano (Nogueira *et al.,* 2003; Font *et al.,* 2006; Sansjofre *et al.,* 2011). Aqui apresentamos novos dados de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ e comparamos com dados compilados, além indicativos sedimentológicos e texturais para avaliar as influências dos fluidos diagenéticas na química de isótopos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ dos registros de capa carbonática Puga do Cráton Amazônico.

MATERIAIS E MÉTODOS

Isótopos estáveis ($\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$)

As análises de isótopos estáveis foram realizadas no Museu Nacional de História Natural de Paris na Plataforma SMIMM. As amostras foram primeiramente moídas em um almofariz de ágata. O CO2 foi extraído por dissolução com 100% de H3PO4 a 70 °C sob vácuo primário. As composições isotópicas estáveis de carbono e oxigênio do CO2 evoluído foram medidas usando um dispositivo Kiel IV. (CA21 – Mármore – NBS19) foram usados para calibrar os dados δ13Csample/ref. Esses padrões foram calibrados em relação ao V-PDB usando dois NBS19 como padrões internacionais. Os resultados são dados na notação δ usual em relação aos padrões internacionais PDB para $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$. A reprodutibilidade externa para medições de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ é de 0,1‰ e 0,15‰, respectivamente (1σ).

RESULTADOS

Isótopos de carbono e oxigênio da capa dolomitica da Pedreira Tangará

Os resultados de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ da seção de capa carbonática da Mina Calcário Tangará são apresentados na Fig.1 e detalhados na discussão. A composição isotópica é relativamente homogênea, com valor médio de −4,9‰ para $\delta^{13}C$ e -4,9‰ para $\delta^{18}O$. No dolostone basal (estromatólitos estratiformes doloboundstones com cimento de gipso), valores de $\delta^{13}C$ de - 4,1 a -8,2 (média =-4,8%) e valores de $\delta^{18}O$ de -4,1% a -7,3% (média = -5,1), seguido por valores de $\delta^{13}C$ de −4,8‰ a −5,7‰ (média= −x,5‰) e valores de $\delta^{18}O$ de -3,7% a -5,1% (média =-4,8%) em os dolobound stones estromatólitos dômicos com tubestone associados.

DISCUSSÕES

Diagênese pós-deposicional de depósitos carbonáticos de Puga cap

Os dados aqui apresentados completam a curva isotópica da sucessão (Fig. 1) previamente descrita por Sansjofre et al. 2011 e Nogueira *et al.,* 2019 e mostram uma ausência de covariação entre as composições isotópicas $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ (R^2=6.10^{-5}), sugerindo que o sistema isotópico de carbono não foi perturbado. Essas relações concordam com as restrições paragenéticas propostas por Soares *et al.,* 2020. A covariância entre $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ é extremamente útil, visto que o $\delta^{18}O$ é sensível a altas temperaturas (Derry, 2010), exemplo disso é demonstrado nos dados isotópico

apresentados por Gaia *et al.,* 2017, essas rochas foram afetadas por evento magmático durante o Jurássico, e isso é refletido na alta covariância R^2=0,,9 (Fig. 1).Os novos dados aqui apresentados ocorrem com tendências isotópicas semelhantes àquelas obtidas anteriormente para a capa carbonática do sul do cráton Amazônico (Mina Terconi) e (Mina Calcário Tangará)- Mato Grosso, por Nogueira *et al.,* 2003;2019; Font *et al.,* 2006; Sansjofre *et al.,* 2011, além do mais os sinais isotópicos se assemelham a tendências semelhantes para outras plataformas carbonáticas ediacarana (Nogueira *et al.,* 2019).

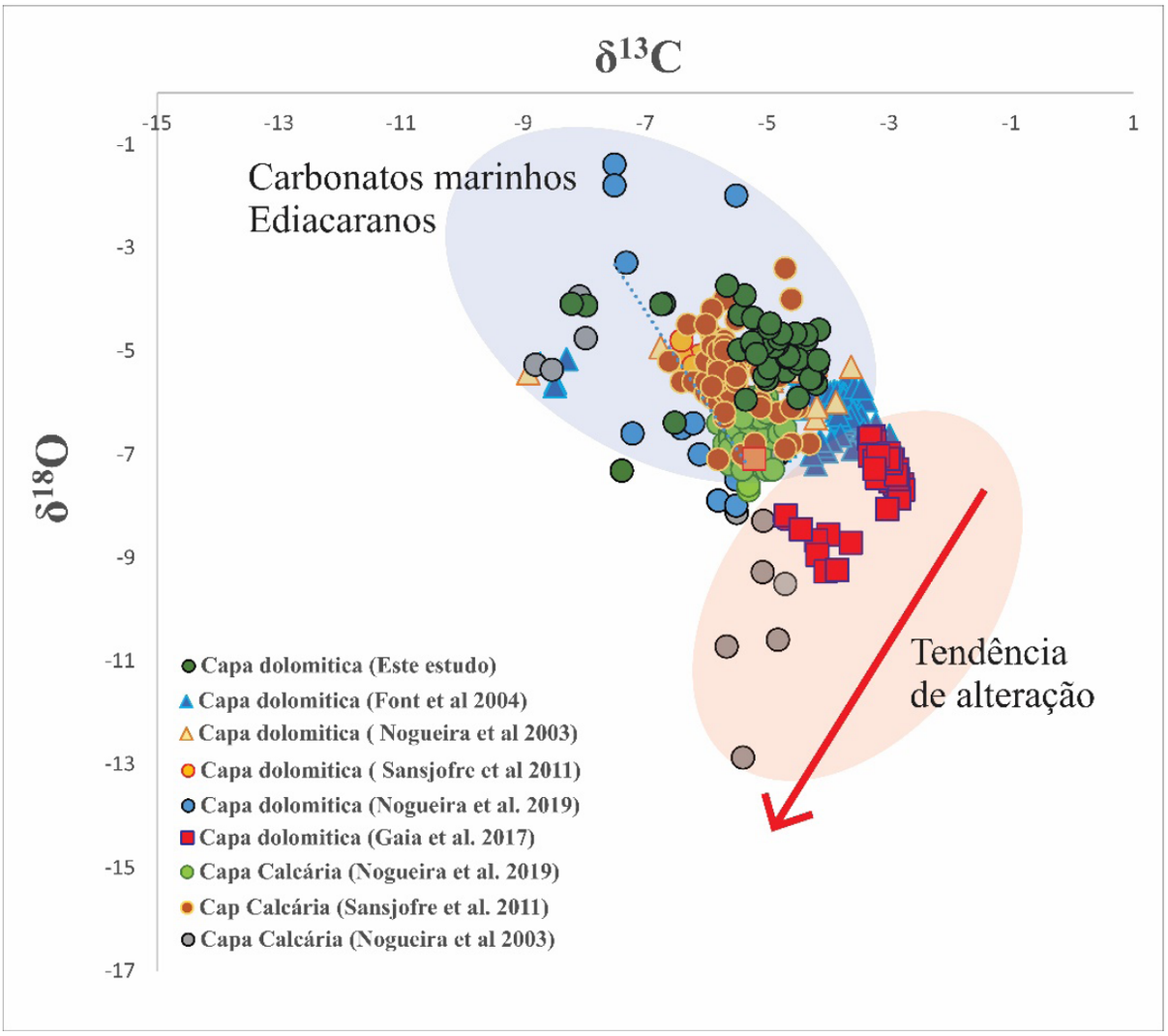


Figura 1. Isotópos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ da sucessão de capa carbonática Puga, Sul do cráton Amazônico. A sucessão de capa carbonática demonstram assinaturas preservadas dos carbonatos marinhos Ediacarano. Novos dados da região de Tangará da Serra-MT (Este estudo) e compilados de Tangará da Serra e Mirassol d´Oeste-Mato Grosso e Chupinguaia e Espigão d´Oeste- Rondônia. Dados compilados de Nogueira et al. 2003;2019; Font et al. 2004; Sansjofre *et al*. 2011; Gaia et al. 2017

Nossas investigações petrográficas anteriores demostram uma matriz composta predominantemente por dolomicrita, com textura grumosa bem preservada e cimento pseudomorfo de gipso preenchendo porosidades fenestrais e subordinadamente, calcitas ricas em Fe que ocorrem principalmente em porosidades interpeloidais e *vug*. As restrições paragenéticas

demonstram que a capa dolomitica foi afetado principalmente por eventos de eodiagênéticos e mesodiagênéticos, como dolomitização precoce do cimento de gipso, neomorfismo de dolomicrito, desenvolvimento de vugs e porosidade intercristalina, precipitação de dolomita euédrica, fraturamento sinsedimentar, precipitação de calcita e quartzo, compactação química (para mais detalhes, ver Soares *et al.,* 2020 e Santos *et al.,* 2021). Discutimos aqui as possíveis influências da interação fluido diagenéticos tardio nestes depósitos, usando oligoelementos móveis, composições isotópicas $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ para avaliar interações fluido-rocha sin ou pós-diagenéticas (Banner & Hanson, 1990; Jacobsen & Kaufman, 1999; Derry, 2010; Hohl *et al.,* 2015). A sobreposição desses fluidos pode mascarar as composições geoquímicas primitivas e, portanto, deve ser cuidadosamente monitorada (Hohl *et al.,* 2015). As razões Sr/Ca, Rb/Sr, Mg/Ca, Mn/Sr e Fe/Sr são usadas para demonstrar o grau de alteração das rochas carbonáticas (Kaufman & Knoll, 1995; Folling & Frimmel, 2002; Derry, 2010). No entanto, a proporção utilizada e os valores aceitáveis para determinar uma rocha com assinaturas primárias de uma rocha alterada são determinados empiricamente. Rochas fanerozoicas alteradas têm altas concentrações de Mn e Fe e níveis decrescentes de Sr e Mg (Banner & Hanson, 1990; Derry, 2010). Nesse sentido, a relação Mn/Sr se aplica amplamente às rochas fanerozoicas. Mn/Sr < 10 são consideradas rochas inalteradas (Kaufman & Knoll,1995). No entanto, a concentração de Mn pode ser um proxy paleoredox, e as concentrações em carbonato proterozóico podem ter relações diretas com os ciclos biogeoquímicos dos oceanos pré-cambrianos.

Fluidos pós-deposicionais podem modificar os valores dos isótopos $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ (Jacobsen & Kaufman, 1999). Muitos mecanismos foram propostos para explicar essa estreita covariância em $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ alterados, incluindo a precipitação precoce em sedimentos marinhos rasos (Cui *et al.,* 2017) e processos pós-deposicionais, como interação com água meteórica e fluidos diagenéticos (Derry, 2010). Todas as amostras analisadas apresentam valores negativos de $\delta^{18}O$ sem correlações sistemáticas com os valores de $\delta^{13}C$, o que sugere a preservação do sinal primário (Fig. 1). A baixa correlação ($R^2 = 6 \times 10^{-5}$) entre $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ sugere que o sistema isotópico de carbono não foi perturbado (Folling & Frimmel, 2002). Portanto, os sinais $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ das ocorrências da região sul do Cráton Amazônico são interpretados como carbonatos primitivos. Na maioria das amostras analisadas, são registradas médias da relação Mg/Ca de $0,8 \pm 0,18$, sugerindo que a sucessão foi parcialmente influenciada pela dolomitização (Derry, 2010). No entanto, a covariância de $\delta^{13}C$ vs. Mg/Ca mostra uma baixa correlação $R^2 = 0,0182$ (Fig. 1), sugerindo que processos tardios de dolomitização não alteraram os valores de $\delta^{18}O$. Esta baixa correlação entre Mg/Ca vs. $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ sugere que os isótopos podem ter mantido sinais originais. Da mesma forma, a baixa correlação da razão Mg/Ca com as razões Mn/Sr e Fe ($R^2= 0,015$) indicou que os oligoelementos não mudaram durante a dolomitização (Chen *et al.,* 2022). A relação entre nossos dados petrográficos e isotópicos sugere que processos diagenéticos podem ter ocorrido em fluidos, como composição da água do mar durante diagênese sinsedimentar ou soterramento raso.

As variações Mn/Sr e Sr/Ca podem ter duas causas: alteração pós-deposicional ou mudanças paleoambientais. Por exemplo, um aumento em Mn/Sr com covariância com $\delta^{18}O$ pode estar relacionado a fluidos de sobreimpressão ou a uma razão Mg/Ca (possível dolomitização pós-deposicional e perda de Sr). No entanto, nossos dados demonstraram uma anti-correlação. O Mn/Sr vs. $\delta^{18}O$ da capa dolomitica apresentou ausência de correlação ($R^2 =0,017$), e o Sr/Ca

vs. $\delta^{18}O$ ocorreu com R^2=0,43, enquanto Sr/Ca vs. Mg/Ca ocorreu com R^2=0,40. Nossos dados demonstram a efetividade da correlação dos dados de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ para restrições diagenéticas, as rochas do sul do cráton amazônico ocorrem com textura muito bem preservado e baixa covariância, enquanto as rochas de capa da região Chupinguaia-RO ocorrem com texturas menos preservadas e indícios de recristalização, com covariância de até R^2=0,9 (Gaia *et al.,* 2017), demonstrando maior efetividades dos fluidos diagenéticos tardio nesta sucessão. Neste sentido apenas os depósitos de capa carbonática mais ao sul do cráton amazônico trazem restrições das condições paleoceanográficas do início do Ediacarano.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Banner, J. L., & Hanson, G. N. (1990). Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *54*(11), 3123-3137.

Chen, X., Sotomayor, M., Alshaer, H. J., Song, H., Panthi, K., Balhoff, M., & Mohanty, K. K. (2022). Enhanced oil recovery with anionic and zwitterionic surfactants in carbonate rocks: A CT-aided investigation. *Fuel*, *311*, 122589.

Cui, H., Kaufman, A. J., Xiao, S., Zhou, C., & Liu, X. M. (2017). Was the Ediacaran Shuram Excursion a globally synchronized early diagenetic event? Insights from methane-derived authigenic carbonates in the uppermost Doushantuo Formation, South China. *Chemical Geology*, *450*, 59-80.

Derry, L. A. (2010). A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram–Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, *294*(1-2), 152-162.

Fölling, P. G., & Frimmel, H. E. (2002). Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research*, *14*(1), 69-88.

Font, E., Nédélec, A., Trindade, R. I. F. D., Macouin, M., & Charrière, A. (2006). Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): an alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters*, *250*(1-2), 89-103.

Gaia, V. D. C., Nogueira, A. C. R., Domingos, F. H. G., Sans-Jofre, P., Junior, J. C. D. S. B., De Oliveira, J. G. F., & Sial, A. N. (2017). The new occurrence of Marinoan cap carbonate in Brazil: The expansion of snowball Earth events to the southwesternmost Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, *76*, 446-459.

Hoffman, P. F., Abbot, D. S., Ashkenazy, Y., Benn, D. I., Brocks, J. J., Cohen, P. A., ... & Warren, S. G. (2017). Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Science Advances*, *3*(11), e1600983.

Hohl, S. V., Becker, H., Herzlieb, S., & Guo, Q. (2015). Multiproxy constraints on alteration and primary compositions of Ediacaran deep-water carbonate rocks, Yangtze Platform, South China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *163*, 262-278.

Jacobsen, S. B., & Kaufman, A. J. (1999). The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, *161*(1-3), 37-57.

Kaufman, A. J., & Knoll, A. H. (1995). Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian research*, *73*(1-4), 27-49.

Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Fairchild, T.R., 2003. Softsediment deformation at the base of the neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. Geology 31 (7), 613–616.

Nogueira, A. C. R., Romero, G. R., Sanchez, E. A. M., Domingos, F. H. G., Bandeira, J., dos Santos, I. M., ... & Rudnitzki, I. D. (2018). The Cryogenian-Ediacaran Boundary in the Southern Amazon Craton. *Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries*, 89-114.

Sansjofre, P., Ader, M., Trindade, R. I. F. D., Elie, M., Lyons, J., Cartigny, P., & Nogueira, A. C. R. (2011). A carbon isotope challenge to the snowball Earth. *Nature*, *478*(7367), 93-96.

Santos, R. F., Nogueira, A. C. R., Romero, G. R., Soares, J. L., & Junior, J. B. (2021). Life in the aftermath of Marinoan glaciation: The giant stromatolite evolution in the Puga cap carbonate, southern Amazon Craton, Brazil. *Precambrian Research*, *354*, 106059.

Soares, J. L., Nogueira, A. C. R., dos Santos, R. F., Sansjofre, P., Ader, M., & Truckenbrodt, W. (2020). Microfacies, diagenesis and hydrocarbon potential of the Neoproterozoic cap carbonate of the southern Amazon Craton. *Sedimentary Geology*, *406*, 105720.

CIMENTAÇÃO PRECOCE DA CAPA DOLOMITICA MARINOANA (~635 MA) E SEU SIGNIFICADO PALEOCEANOGRÁFICO, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Renan Santos[1]; Afonso Nogueira[1]; Juliane Costa [1]; Isabele Barros[1]; Leandro Sepeda[1]; Pierre Sansjofre[2]; Ivan Barrera[1]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2] Muséum National d'Histoire Naturelle-MNHN

renan.santos@ig.ufpa.br; anogueira@ig.ufpa.br; julianecosta5960@gmail.com; isabelebarros7@gmail.com; leandro.silva@ig.ufpa.br; pierre.sans-jofre@mnhn.fr; ivan.barrera@ig.ufpa.br

RESUMO

A mineralogia primária dos precipitados carbonáticos marinhos tem sido crucial para restringir a história dos oceanos antigos. Após o evento glacial Marinoano (~635 Ma), ocorreu uma precipitação disseminada de depósitos carbonáticos em contato com diamictitos, marcando a transição entre os períodos Criogeniano e Ediacarano. Neste estudo, descrevemos as fácies basais da capa carbonática Puga, no Sul do Cráton Amazônico, composta por *doloboundstones* estromatólitos estratiformes com cimento de pseudomorfo de gipso. Essa cimentação, que preenche as fenestras laminoides e interpeloidais, é interpretada como indicativa de cimentação precoce, associada a eventos de ressurgência que levam águas hipersalinas para as porções costeiras. Demonstramos, por meio de evidências faciológicas e restrições paragenéticas, que a capa dolomítica precipita de forma diacrônica aos processos de mistura de águas hipersalinas com água de degelo no sul do Cráton Amazônico.

PALAVRAS-CHAVE: Gipso; Hipersalinidade; Ressurgência; capa carbonática.

INTRODUÇÃO

A origem dos dolomitos Pré-cambriano, seja como resultado de precipitação sinsedimentar ou como um processo diagenético posterior, desempenha um papel fundamental na interpretação da química da água do mar (Hood & Wallace, 2018). Compreender a cimentação precoce desses dolomitos pode fornecer informações paleoambientais valiosos sobre as condições paleoceanográficas após os eventos Snowball Earth, auxiliando na reconstrução da história deposicional das sequências de capas carbonáticas Tucker, 1982; Hood & Wallace, 2018; Shuster *et al*., 2018; Hu et al., 2023. Portanto, é crucial investigar a natureza e as implicações desses dolomitos para uma compreensão mais abrangente dos processos geológicos que ocorreram durante esse período crítico da história da Terra.

O Sul do cráton amazônico registra depósitos associados aos eventos glaciais Marinoano (635Ma), como a sequência de capa carbonática Puga, associada à bacia Araras-Alto Paraguai (Nogueira *et al*., 2022). Este resumo apresenta a correlação das fácies basais dos depósitos de capa carbonática, constituídas por dolomitas micríticas interpretadas como precipitações primárias, mediadas por comunidades microbianas (Santos *et al*., 2021) e uma dolomita fibrosa

descrita como pseudomorfo de gipso. Demonstramos, por meio de evidências faciológicas e restrições paragenéticas, que a capa dolomítica precipita de forma diacrônica aos processos de mistura de águas hipersalinas com água de degelo no sul do Cráton Amazônico.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram analisadas 83 lâminas finas da capa dolomitica da Formação Mirassol d'Oeste, obtidas de testemunhos de sondagens e afloramentos na Mina Calcário Tangará, Mato Grosso. A classificação das microfácies seguiu uma modificação da proposta de Dunham (1962), e a classificação dos tipos de dolomita foi feita com base no tamanho e forma dos cristais de acordo com Sibley & Gregg (1987) e Mazzulo (1992). As técnicas de catodoluminescência, microscopia eletrônica de varredura (MEV) e espectroscopia de energia dispersiva (EDS) foram usadas para análise mineralógica e restrição das fases diagenéticas.

RESULTADOS

A capa dolomítica (Formação Mirassol d'Oeste) foi subdividida, da base ao topo, em quatro microfáceis: doloboundstones estromatólitos estratiformes com pseudomorfos de gipso, doloboundstones dômicos com estrutura tubular, dologranestone/dolomudstone peloidal com lâminas quase planas e truncadas de baixo ângulo, e dolograinstone peloidal com megaripples. Em geral, as dolomitas laminadas da Formação Mirassol d'Oeste apresentam textura predominantemente grumosa. A seguir, descreveremos em detalhes as fácies de estromatólitos estratiformes.

Dolobounstone estromatólitos estratiformes com cimento de pseudomorfo de gipso

Essa microfácies é composta principalmente por dolomita, onde uma matriz dolomicrítica/dolomicroesparita suporta o arcabouço (Fig. 1). Alternativamente, às vezes apresenta uma textura semelhante a arbustos. Essas texturas são eventualmente obliteradas por processos de neomorfismo, formando a textura hipidiotópica. O processo de neomorfismo transforma parte dos peloides micríticos em dolomita cristalina com ou sem a textura do grão original (grumoso). Quatro tipos de poros estão presentes nessa microfácies, diferindo em termos de morfologia, distribuição e tamanho: 1) fenestral, 2) vug, 3) intercristalino e 4) intracristalino.

Cimento de Gipso (pseudomorfo de Gipso)

O pseudomorfo de gipso está presente de forma bem desenvolvida, preenchendo a maioria das porosidades fenestrais na rocha, com sua ocorrência limitada à base da seção. O cimento exibe um hábito fibroso (Fig.1), caracterizado por cristais eudéricos que apresentam duas formas de crescimento distintas: 1) fascicular e 2) radial/radiaxial, típicas de macla em forma de rabo de andorinha. Esse cimento é substituído por dolomita (D2). Sob catodoluminescência (Fig. 1d), as bordas claras da gipso mostram luminescência avermelhada opaca, enquanto as bordas brilhantes exibem luminescência laranja com cristais moderadamente corroídos. Cristais subédricos de pirita e matéria orgânica também são observados preenchendo a porosidade intracristalina.

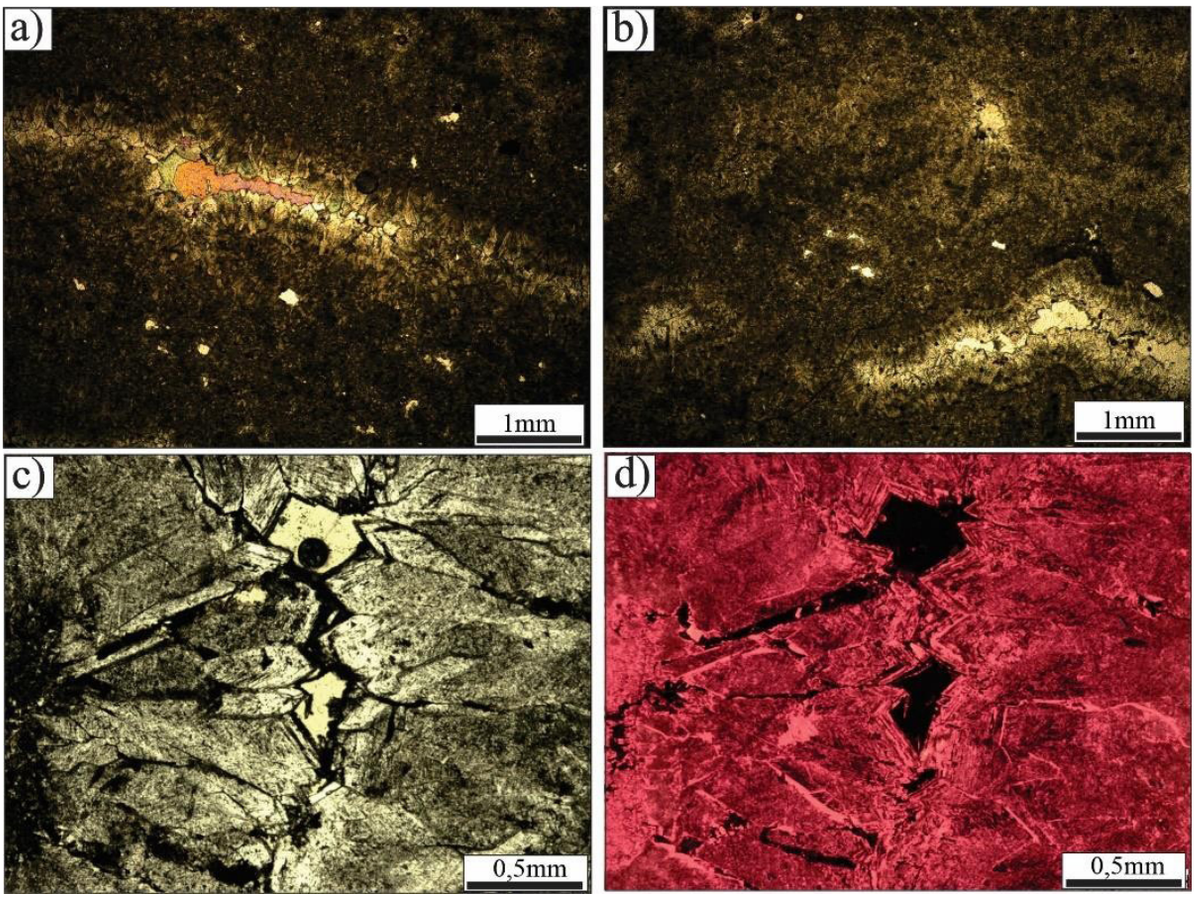


Figura 1. a) Dolomicrito com textura grumosa e porosidade fenestral com borda preenchida por cimento fibroso de gipsita e centro com calcita espática preenchendo a porosidade intercristalina, b) textura grumosa e fenestas irregulares tipo bird's eye c) destaque para os cristais eudéricos de gipsita com maclamento em forma de rabo de andorinha. d) catodoluminescência de c).

DISCUSSÕES

Paleoambiente

Após o recuo das camadas de gelo durante o fim da glaciação Marinoana (~635 Ma), uma plataforma carbonática rasa estabeleceu-se na parte sul do Cráton Amazônico (Sansjofre *et al.*, 2014; Nogueira *et al*., 2022). As condições ambientais pós-Snowball Earth foram favoráveis para a colonização de extensas comunidades microbianas (Santos et al., 2021; Nogueira *et al*., 2022;). O contato entre os estromatólitos estratiformes doloboundstones com pseudomorfos de gipso e os diamictitos da Formação Puga marca a transição entre os períodos Criogeniano e Ediacarano (Santos et al., 2021; Nogueira *et al.*, 2022). A abundância de peloides difusos formando uma textura granular tem sido interpretada como resultado de intensa atividade microbiana na plataforma rasa (Font *et al*., 2006; Soares *et al.,* 2020; Santos *et al*., 2021; Nogueira *et al*., 2022). As comunidades microbianas colonizam o substrato formado pelo diamictito, e a macrotrama estratiforme dos microbialitos na base foi interpretada por Santos *et al.* (2021) como resultado de baixa ação hidrodinâmica. De acordo com o modelo proposto por Yang et al. (2017), a estratificação estável formou-se após a deglaciação devido à diferença de densidade entre as duas camadas distintas de água: uma camada superior de água de degelo e

uma camada inferior de água salina intensamente densa. Além disso, de acordo com Hoffman *et al.* (2017), a capa dolomítica precipita de forma diacrônica com os processos de mistura das águas.

Precipitação de Gipso - C1

O cimento de gipso representa a fase inicial de cimentação da capa dolomítica (C1). Isso pode ser inferido observando o crescimento dos cristais das bordas dos poros em direção ao centro, exibindo fácies cristalinas bem desenvolvidas com terminações em "rabo de andorinha". Esse cimento precipita durante a fase sindeposicional dentro dos poros primários fenestrais. Gipso e sua forma desidratada, anidrita, são relativamente comuns no registro geológico sedimentar (Bain, 1990; Cui *et al*., 2022). Tipicamente, a formação desses cristais de gipso é atribuída a processos de evaporação ocorrendo em bacias hipersalinas, sabkhas e playas. No entanto, uma natureza evaporítica pode ser descartada para os cristais de gipso na capa dolomítica, pois a tendência geral da sucessão é de aprofundamento, seguindo as tendências de transgressão sin-deglacial e criação contínua de espaço de acomodação através do ajuste glacioisostático (GIA) (Soares *et al.,* 2020; Santos *et al.,* 2021; Nogueira *et al*., 2022;). O cimento de gipso tem sido utilizado como evidência de estratificação de densidade seguindo o modelo de plumas de água durante a deglaciação (Hoffman *et al*. 2017; Santos *et al.,* 2021). No entanto, a coexistência sindeposicional de dolomitas primárias e cimento gipso precisam ser melhor compreendida.

Dolomitização Precoce

O cimento fibroso de dolomita que preenche as fenestras laminoides e porosidades interpeloidais nos depósitos dolomíticos basais da sucessão carbonática da capa Puga é interpretado como pseudomorfos de gipso, devido às terminações típicas de evaporitos conhecidas como "rabo de andorinha". A análise mineralógica detalhada confirmou a substituição completa da gipso por dolomita, conforme evidenciado pela análise SEM-EDS (dominância dos picos de Ca e Mg) sob catodoluminescência (exibindo a luminescência vermelha típica da dolomita), estabelecendo a relação paragenética entre esses minerais. A associação próxima entre o cimento de gipso e a dolomicrita, bem como a preservação das microtexturas originais, indica a dolomitização sindeposicional da capa dolomítica (Zentmyer *et al.,* 2011; Santos *et al*., 2021). Esse evento de dolomitização provavelmente ocorreu logo após a precipitação do cimento de gipso, com influência mínima dos processos de sepultamento profundo. Durante a precipitação do cimento de gipso, a redução na concentração de SO4^2 e o aumento na razão Mg/Ca da água intersticial favoreceram a dolomitização inicial. Essas descobertas sugerem um processo de dolomitização penecontemporânea, possivelmente influenciado por comunidades microbianas e interação com fluidos de ressurgência hipersalinos enriquecidos em Mg durante o período de água mista após a glaciação Marinoana (Sanz-Montero, 2006; Zentmyer *et al*., 2011; Bustillo *et al*., 2016; Hoffman *et al*., 2017; Ahm et al., 2018; Santos *et al.,* 2021). A natureza penecontemporânea do cimento fibroso de dolomita descrito aqui está alinhada com as características do cimento de dolomita marinha sindeposicional, que é caracterizado por crescimento lento e zonação de luminescência bem desenvolvida, conforme observado em várias sucessões do Neoproterozoico (Tucker, 1982; Hood *et al*., 2018; Shuster

et al., 2018; Hu et al., 2023). A dolomitização dos cimentos de gipso levou ao neomorfismo da rocha hospedeira, resultando no crescimento de cristais de dolomicrita para o tamanho de doloesparito, caracterizada por cristais densos subédricos a amorfos com limites equivalentes ao Planar-S de Mazzullo (1992).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ahm et al. 2018. An early diagenetic deglacial origin for basal Ediacaran "cap dolostones". Earth and Planetary Science Letters, p. 292–307. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.046.

Bain R. J.1990. Diagenetic, nonevaporative origem for gypsum. Geology, v. 18, n. 5, p. 447-450.

Bustillo M.A., Armenteros I., Huerta P., 2016. Dolomitization, gypsum calcitization and silicification in carbonate–evaporite shallow lacustrine deposits. Sedimentology. 64,1147-1172.

Cui *et al*., 2022. Dynamic interplay of biogeochemical C, S and Ba cycles in response to the Shuram oxygenation event. Journal of the Geological Society, p.31. https://doi.org/10.1144/jgs2021-081?ref=pdf&rel=cite-as&jav=VoR.

Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W.E. (Ed.) Classification of carbonate rocks. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, p.: 21-108.

Font E., Nédélec A., Trindade R.I.F., Macouin M., Charrière A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation. Earth and Planetary Science Letters, 250: 89-103.

Hoffman P. F. et al 2017, Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geologygeobiology. Science Advances. v 3: e1600983.

Hood V. S., Wallace M.W. 2018. Neoproterozoic marine carbonates and their paleocenoanorgraphic significance. Global and Planetary Change, v. 160, p. 28-45.

Hu Yongjie et al. 2023. Palaeo-environmental significance of fibrous carbonate cement in Marinoan cap carbonates. Marine and Petroleum Geology, p. 106392.

Mazzullo S.J. 1992. Geochemical and neomorphic alteration of delomite: a review. Carbonates and evaporites, v. 7,p. 21-37.

Nogueira A. C. R., Santos R. F., Romero G. R., Bandeira J., Riccomini C., Barrera I. A. R., Silva P. A. S., Soares J. L., Fairchild T., Nogueira A. A. E., Góes A. M., Oliveira R. S., Medeiros R. S. P., Andrade L. S., Brito A. S., Oliveira P. G. A., Sodré A. A. N., Carvalho D. F., & Truckenbrodt W. 2022. Ediacaran-Cambrian microbialites of the southern Amazon craton: Relation with the metazoan rise, sea-level changes, and global tectonics. Brazilian Journal of Geology, 52(2), 1–15.

Santos, R. F., Nogueira, A. C. R., Romero, G. R., Soares, J. L., & Junior, J. B. (2021). Life in the aftermath of Marinoan glaciation: The giant stromatolite evolution in the Puga cap carbonate, southern Amazon Craton, Brazil. *Precambrian Research*, *354*, 106059.

Sibley D. F. & Gregg J. M. 1987. Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Research, 57(6):967-975p.

Sanz-Montero M. E et al. 2006. Mediation of endoevaporitic microbial communities in early replacement of gypsum by dolomite: a case study from Miocene lake deposits of the Madrid Basin, Spain. Journal of Sedimentary Research, v. 76, n. 12, p. 1257-1266.

Sansjofre P., Trindade R.I.F., Ader M., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Tribovillard N. 2014. Paleoenvironmental reconstruction of the Ediacaran Araras platform (Western Brazil) from the sedimentary and trace metals record, Precambrian Research, 241:185-202.

Shuster *et al*., 2018. The Tonian Beck Spring Dolomite: Marine dolomitization in a shallow, anoxic sea. Sedimentary Geology, v. 368,p. 83-104.

Soares J.L., Nogueira A.C.R., Santos R.F., Sansjofre P., Ader M., Truckenbrodt W. 2020 Microfacies, diagenesis and hydrocarbon potencial of the Neoproterozoic cap carbonate of the Southern Amazon Craton. Elseveir. V 406.

Tucker M.E. 1992. Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell Scientific Publications, 2ed., 260 p.

Yang J., Jansen M.F., Macdonald F.A, Abbot D.S., 2017. Persistence of a surface freshwater ocean after a Snowball Earth. Geology. 45, 615–618.

Zentmyer R.A. Pufahl P.K. James N.P. Hiatt E.E.,2011. Dolomitization on an evaporitic Paleoproterozoic ramp: Widespread synsedimentary dolomite in the Denault Formation, Labrador Trough, Canada. Sedimentary Geology 288:116- 131.

ANÁLISE MULTITEMPORAL DAS BARRAS ATUAIS DA PORÇÃO OESTE DO ARQUIPÉLAGO FLUVIAL DE MARIUÁ, MÉDIO RIO NEGRO, AMAZÔNIA OCIDENTAL

Ricieri Raimundo Pantoja Tarabossi[1]; Emílio Alberto Amaral Soares[2]; Jefferson Jesus de Souza[3].

[1]Graduando em Geologia na Universidade Federal do Amazonas – UFAM – Bolsista/FAPEAM;
[2] Doutorado em Geociências pela Universidade Federal de São Paulo - UNIFESP;
[3] Mestrando em Geociências na Universidade Federal do Amazonas – UFAM

ricieri.ufam@gmail.com[1]; easoares@ufam.edu.br[2]; Jeff_0110@hotmail.com[3]

RESUMO

O Arquipélago fluvial de Mariuá, localizado no médio curso do Rio Negro (Barcelos, AM) é considerado o maior do planeta. Entretanto, nesse trecho do rio, ainda são escassos estudos geomorfológicos-sedimentológicos que enfatizem as etapas finais de sedimentação do arquipélago. Portanto, o projeto de PIBIC (PIB-E/0084/2022) visa identificar mudanças morfológicas das barras arenosas atuais no intervalo temporal de 31 anos (1985-1997-2016) por meio da análise multitemporal de imagens de satélite Landsat 5 e 8, depositadas na porção oeste do referido arquipélago. No trecho estudado, foram contabilizadas aproximadamente 411 barras, com formas diferenciadas, classificadas como de soldamento, lateral, pontal, central e frontal, cujo desenvolvimento pode ser associado as etapas de sedimentação e erosão definidas no arquipélago durante o período analisado: entre 1985 e 1997 houve predomínio dos processos erosivos, enquanto entre 1997 e 2016, predominaram os processos deposicionais.

PALAVRAS-CHAVE: Barra fluvial, Bacia do Rio Negro, Bacia do Amazonas, Amazonas.

INTRODUÇÃO

O Rio Negro é responsável por aproximadamente 14% do volume da água escoada pela bacia Amazônica (Benjamim, 2013) e possui em seu curso médio o arquipélago fluvial de Mariuá, composto por mais de 1.400 ilhas distribuídas em 275 km de extensão e aproximadamente 20 km de largura, considerado o maior do planeta (Figura 1) (Oliveira 2017). Em função da grande extensão em área e isolamento geográfico, existem poucos estudos geológicos que detalhem as etapas de sedimentação das ilhas e, particularmente, das barras atuais no arquipélago. A formação do conjunto de grandes ilhas, segundo Latrubesse & Franzinelli (2005), está associada ao transporte de sedimentos arenosos provenientes do Alto Rio Negro, que foi confinado e depositado de maneira progradacional no Holoceno Tardio. Comparativamente, não existem estudos direcionados a sedimentação das barras atuais, cujo termo pode ser referido como uma simples feição deposicional até complexas formas derivadas de múltiplos eventos erosivos e deposicionais (Santos, 1992), em que as taxas de migração variam, dependendo de fatores climáticos, topográficos e hidrológicos (Smith, 1974). Portanto, esse estudo, parte integrante do

PIB-E/0084/2022 e do projeto 001/2020 FAPESP-FAPEAM, visa definir a dinâmica fluvial das barras atuais depositadas na porção oeste deste arquipélago nos últimos 31 anos (1985-2016), por meio da análise multitemporal de produtos de sensores remotos, com a definição de áreas de deposição-erosão e integração com dados sedimentológicos e estratigráficos regionais.

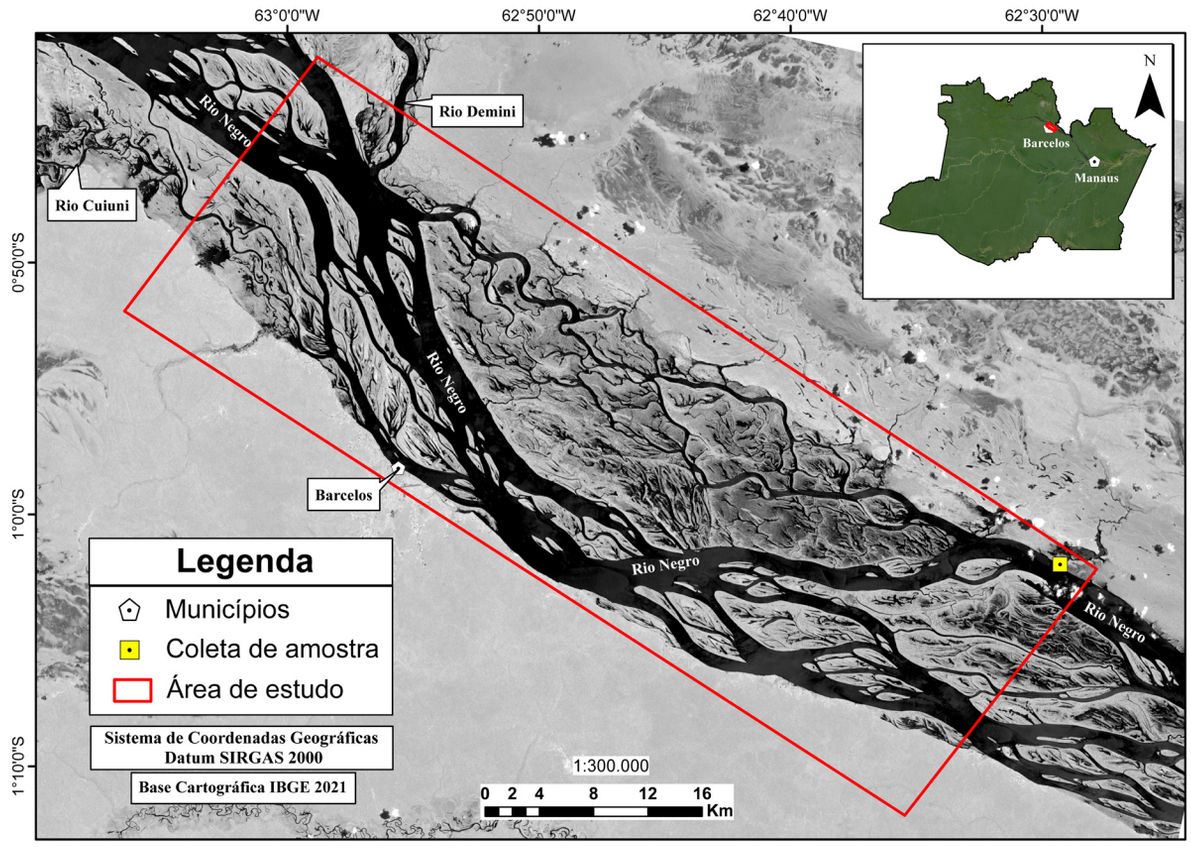


Figura 1. Mapa da porção oeste do Arquipélago de Mariuá (retângulo vermelho), com destaque para a rede de canais e ilhas. Na porção leste da área estudada, localização da barra arenosa (ponto amarelo) utilizada para análise granulométrica nesse estudo. Fonte: earthexplorer.usgs.gov.

MATERIAIS E MÉTODOS

As imagens foram adquiridas e processadas utilizando o ambiente virtual de programação do *Google Earth Engine*. Na seleção, levou-se em consideração a menor cobertura de nuvem e as menores cotas do Rio Negro registradas pela Agência Nacional de Águas (ANA). Deste modo, foram selecionadas imagens do sensor Landsat-5/TM de 14/03/1985 (cota média: 203 cm) e de 09/10/1997 (cota média: 216 cm) e Landsat-8 OLI/TIRS de 03/03/2016 (cota média: 266 cm) das orbitas/pontos 233/61. Em seguida, foi realizada a composição colorida (RGB) das imagens adquiridas, usando as bandas espectrais 3, 4 e 5 (Landsat 5) e bandas espectrais 4, 5, 6 (Landsat 8), através do programa Arcgis 10.3. Foram também criados dados vetoriais (*shapefiles)* de polígonos das barras fluviais onde a delimitação das barras (anos 1985, 1997 e 2016) foi extraída manualmente. Por fim, foram utilizadas ferramentas de geoprocessamento para análise

espacial, afim de se determinar as áreas de erosão e deposição (indicando também áreas estabilizadas) nos intervalos temporais: 1985-1997, 1997-2016 e 1985-2016. A partir dos *shapefiles* do intervalo 1985 a 2016 foram elaborados mapas afim de comparar as variações morfológicas das áreas erodidas e depositadas no período de 31 anos.

O trabalho de campo na região foi realizado em dezembro de 2021, com a coleta de amostras da barra arenosa que foram submetidas à análise granulométrica (0,062-250 mm). Posteriormente, os grãos foram fotografados na lupa trinocular Olympus SZ61 (Programa *Olympus Soft Imaging Solutions GmbH*) e analisados quanto ao grau de arredondamento e esfericidade (Tabela de Powers (1953). As análises foram realizadas nos laboratórios de Sedimentologia e de Técnicas Mineralógicas do DEGEO/UFAM.

RESULTADOS & DISCUSSÕES

Os dados da análise multitemporal das barras arenosas na porção oeste do Arquipélago de Mariuá (Figura 1), permitiram identificar as principais mudanças morfológicas no período de 31 anos (1985-1997-2016), influenciadas pelos processos de erosão e deposição (tabela 1 e figura 2) nos multicanais (*anabranching*) deste trecho do Rio Negro.

Tabela 1. Dados referentes as áreas e taxas de erosão e deposição no trecho analisado do Arquipélago de Mariuá.

Período	Acresção (km²)	Erosão (Km²)	Área estável (Km²)	Taxa de erosão (Km²/ano)	Taxa de deposição (Km²/ano)
1985 a 1997	11,5465	16,4994	25,583	1,3	0,9
1997 a 2016	31,2138	8,9311	28,1977	0,4	1,6
1985 a 2016	34,4218	17,0922	24,9884	0,5	1,1

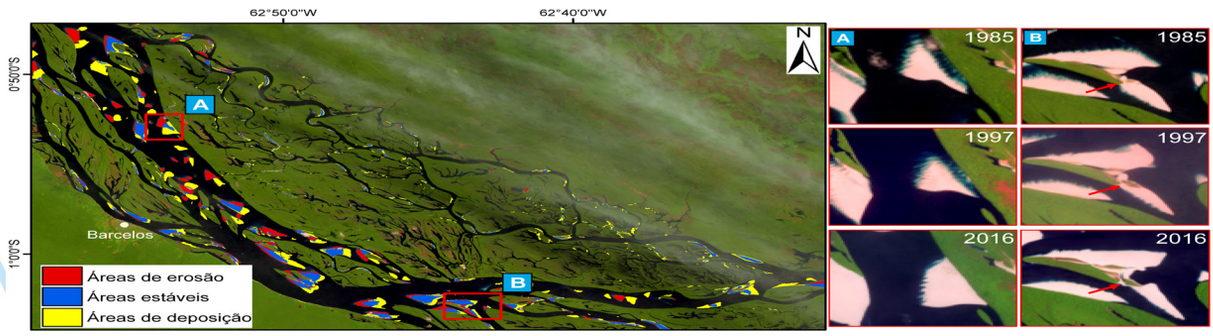


Figura 2. Imagem Landsat 8/OLI (RGB) indicando as áreas de erosão (vermelho), de estabilidade (azul) e deposição (amarelo) entre 1985 a 2016, com destaque para as modificações morfológicas das barras arenosas nos detalhes A e B.

No trecho estudado, foram identificadas 411 barras arenosas distribuídas nos multicanais do Rio Negro, com dimensões que variam entre 146 m a 2.300 km de comprimento e 84 m a 1.000 km de largura (Figura 3). As mesmas foram classificadas de acordo com a posição espacial no canal fluvial, baseando-se na proposta de Santos et al. (1992), Smith (1974) e Filho (1993), sendo categorizadas como: Soldamento, lateral, pontal, central e frontal (Figura 3). As barras de soldamento representam 41% do total e estão localizadas nos canais principais e secundários, unidas morfologicamente nas diagonais e nas montantes das ilhas (Figura 3 A). As barras laterais (22%) apresentam uma distribuição irregular, ocorrendo nas margens das redes dos multicanais (Figura 3 B). As barras de pontal (21%) ocorrem principalmente nas margens convexas dos canais secundários meandrantes, com cerca de 10 a 50 metros de largura, localizados no interior das ilhas (Figura 3 C). Representando 11% do total, as barras centrais encontram-se isoladas na porção central dos canais principais maiores (Figura 3 D) e as barras frontais, que representam 3% do total, ocorrem exclusivamente à montante das ilhas localizadas nos canais principais (Figura 3 E). Internamente, as barras apresentam coloração esbranquiçada, sendo constituídas principalmente por grãos finos a médios de areia quartzosa, que variam de angulosos a sub-arredondados, com seleção boa a moderada. Como estrutura deposicional, as barras exibem laminação plano-paralela (Figura 4 A, B).

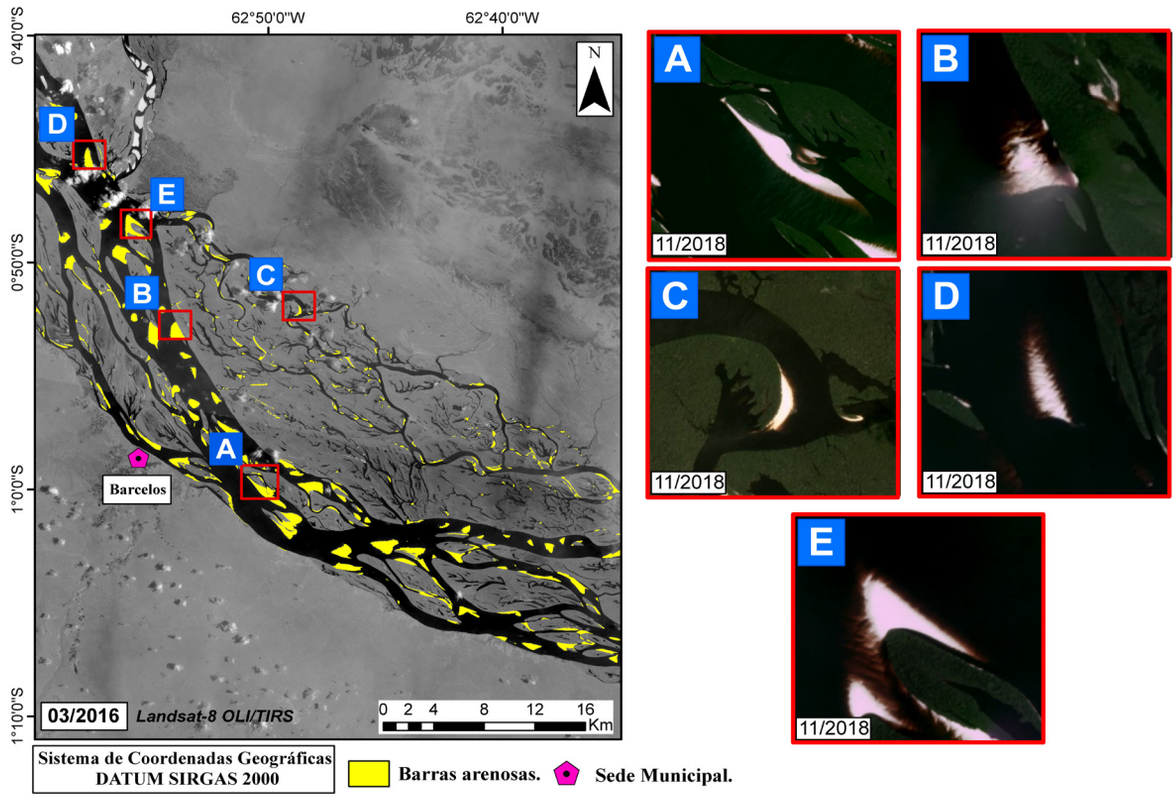


Figura 3. Mapeamento das tipologias das barras fluviais identificado na área de estudo: A) Soldamento, B) Lateral, C) Pontal, D) Central e E) Frontal. Base de dados: Planet.com/Basemaps/.

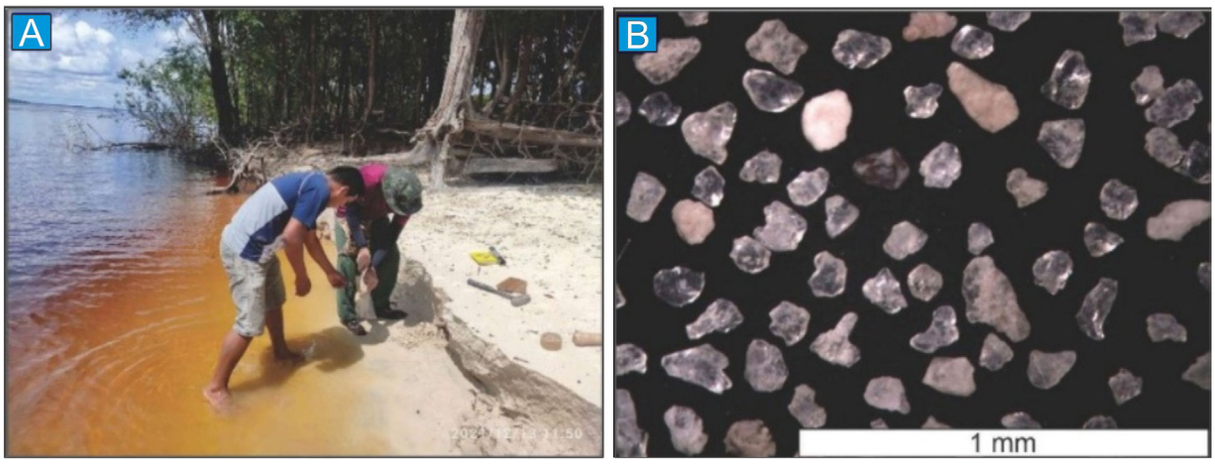


Figura 4. Afloramento de barra arenosa (quartzosa) na porção oeste do Arquipélago de Mariuá (Detalhe A, localizada na figura 1). Fotomicrográfias dos grãos de areia quartzosa (0,125 mm) com predominância de grãos angulosos a sub-arredondados (Detalhe B).

As modificações morfológicas das barras fluviais ocorreram principalmente no leito dos multicanais mais expressivos, que exibem aproximadamente 2 a 5 km de largura. Entre 1985-1997 (12 anos), houve predominância dos processos erosivos (área erodida de 16,4 km² e taxa de erosão média de 1,3 km²/ano) em relação aos deposicionais (área depositada 11,5 km² e taxa anual de 0,9 km²/ano). Particularmente, a redução da área total das barras entre 1985 (42 km²) e 1997 (37,1 km²), resulta em uma perda de aproximadamente 4,9 km², evidenciando o domínio dos processos erosivos. Porém, entre 1997 e 2016, houve um aumento na área depositada (31,2 km²) em comparação com a área erodida (8,9 km²), indicando um crescimento médio anual de 1,6 km²/ano. Nesse período, a área total dos depósitos de barras aumentou de 31,5 km² para 48,1 km², um acréscimo de aproximadamente 16,6 km². Essas modificações puderam ser associadas aos dados de descarga sólida medidos na estação fluviométrica de Serrinha (Alto Rio Negro), no período analisado nesse estudo, conforme coletânea de Souza et al. (no prelo). Os dados indicaram alterações significativas dos sólidos em suspensão e descarga sólida nos meses iniciais associados aos períodos citados anteriormente. Entre 1985 a 1997, o total de carga sólida medida foi de 3.597.250,29 ton/ano, enquanto em 1997 e 2016 foi de 3.838.723,54 ton/ano, caracterizando um aumento de 240 mil ton. Esses dados refletem regionalmente a mudança da dinâmica erosiva para acrecionária no médio curso do Rio Negro.

CONCLUSÕES

Este estudo enfatiza o uso inédito da análise multitemporal, por meio de imagens Landsat, das barras atuais aflorantes na porção oeste do Arquipélago de Mariuá. Foram definidas mudanças morfológicas associadas a dois intervalos temporais importantes, definidos entre 1985 a 2016, e associados a processos de erosão e deposição das barras predominantemente arenosas e dispostas predominantemente nos leitos dos multicanais e/ou acrescidas às ilhas do arquipélago. No primeiro intervalo temporal, entre 1985-1997, houve a predominância dos processos erosivos, enquanto no segundo, entre 1997-2016, os processos deposicionais se intensificaram, principalmente em função do aumento de sólidos em suspensão, que

impulsionou a mudança da dinâmica erosiva para deposicional na porção do Médio Rio Negro. Seguindo critérios de classificação geral de barras, as mesmas foram definidas atualmente como de soldamento, lateral, pontal, central e frontal, mas que exibiram mudanças morfológicas de um tipo para outro, dentro do intervalo temporal analisado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Benjamim, B. L. (2013). Projetos de usinas hidrelétricas na Bacia do Rio Branco e suas implicações para as unidades de conservação federais em Roraima e Amazonas. Relatório Técnico n° 001/2013 – ICMBio/CR2/GT OS n°03/2012.

Filho, E. E. S. (1993). *Aspectos da geologia e estatigrafia dos depósitos sedimentares do Rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaira (PR).* Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, University of São Paulo, São Paulo. Doi: 10.11606/T.44.1993.tde-02042015-144458. Acesso em: 28 ago. 2023.

Latrubesse, E.M. & Franzinelli. 2005. "The late Quaternary Evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems". *Geomorphology*. v. 70, p. 372-397. Disponível em: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.02.014. Acesso em: 28 ago. 2023.

Oliveira, M. L. (2017). Mariuá: a flora, a fauna e o homem no maior arquipélago fluvial do planeta. Manaus: ed. INPA ,181 p.

Powers, M. C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23(2), 117-119. Disponível em: https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D. Acesso em: 28 ago. 2023.

Santos, M. L., Fernandez, O. V. Q., & Stevaux, J. C. (1992). Aspectos morfogenéticos das barras de canal do rio Paraná, trecho de Porto Rico, PR. *Boletim de geografia*, 10(1), 11-24.

Smith, N. D. 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *The Journal of Geology*, 82(2), 205-223. Disponível em:<https://doi.org/10.1086/627959>. Acesso em 29 ago. 2023.

Souza, J. J., Tatumi, S. H., Yee, M., Dias, F. L., Tarabossi, R. R. P., Soares, E. A. A. (no prelo). Caracterização Multitemporal de Barras Fluviais no Arquipélago de Mariuá, Médio Rio Negro-Am. REVISTA GEONORTE.

REINTERPRETAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DO BLOCO SEDIMENTAR PACARAIMA NA SERRA DO TEPEQUÉM, SUL DO ESCUDO DAS GUIANAS

Roberto Barbosa[1]; Davi Silva[1]; Asley Castro[1]; Linconl Silva[2]

[1]Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas - PPGGEO/UFAM

[2]Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Amazonas - UFAM

rcbarbosa@ufam.edu.br; *davipauloit@gmail.com*; ***asley.yelhsa@gmail.com***; *linconl.levi05@gmail.com*

RESUMO

Desde a década de 80 exposições da Serra do Tepequém têm sido alvo propostas litoestratigráficas divergentes, muitas vezes desrespeitando o Código de Nomenclatura Estratigráfica. Esse quadro dificultou um melhor entendimento sobre a dispersão sedimentar e paleogeografia do sul do Escudo das Guianas. Nesse sentido, essa pesquisa reinterpreta a litoestratigrafia de unidades da serra baseado em dados faciológicos, estratigráficos e na utilização de superfícies de correlação com a seção de referência estabelecida a nordeste da área de estudo. De acordo com os nossos dados, sugerimos que a sucessão sedimentar da Serra do Tepequém fique aqui subdividida em 3 unidades: membros Paiva e Funil, reunidas na Formação Arai, e a Formação Cabo Sobral, unidade basal do Grupo Suapi.

PALAVRAS-CHAVE: Proterozoico; Litoestratigrafia; Bloco Sedimentar Pacaraima.

INTRODUÇÃO

Rochas proterozoicas do Bloco Sedimentar Pacaraima (BSP) que afloram na Venezuela, Guianas, Suriname e no extremo norte do Brasil, estão atualmente reunidas no Supergrupo Roraima. Essa unidade litoestratigráfica é representada por rochas com ambiência amplamente continental na base que passam progressivamente para condições transicionais no topo, intercaladas com vulcânicas piroclásticas, diques e soleiras de diabásio (Reis e Yánez 2001).

Apesar de serem encontradas exposições atribuídas ao Supergrupo Roraima na Serra do Tepequém, um morro testemunho isolado na forma de platô situado na porção noroeste do estado de Roraima, o contexto litoestratigráfico ainda não é um consenso. Parte deste conflito é atribuído aos estratos tectonicamente deformados que dificultam o controle estratigráfico, à não utilização de superfícies estratigráficas regionais, além de trabalhos prévios de mapeamentos serem de caráter regional e com enfoque apenas na caracterização petrográfica, enquanto estudos de fácies sedimentares e estratigráficos, que poderiam fornecer critérios de correlação com o Supergrupo Roraima são escassos.

Esse quadro impediu a precisa correlação estratigráfica com unidades do BSP, especialmente entre as exposições da Serra do Tepequém e as situadas a nordeste, onde as sequências completas do Supergrupo Roraima foram definidas (Reis e Yánez 2001; Reis *et al.* 2017). Neste sentido,

esta pesquisa propõe uma reinterpretação litoestratigráfica para as rochas da Serra do Tepequém no contexto do BSP com base na caracterização faciológica e estratigráfica e nos princípios definidos no Código de Nomenclatura Estratigráfica.

MATERIAIS E MÉTODOS

As propostas metodológicas utilizadas foram: (1) consulta e revisão bibliográfica e (2) análise estratigráfica e faciológica. A consulta e revisão bibliográfica contou com a análise de livros didáticos, trabalhos acadêmicos, além de artigos com o intuito obter o entendimento do contexto geológico regional. Por sua vez, a análise estratigráfica e faciológica consistiu na descrição e individualização das fácies sedimentares, a interpretação das condições hidrodinâmicas e paleoambientais (Miall 2006), bem como o reconhecimento de padrões estratrais e de superfícies estratigráficas chaves (Catuneanu 2012), embasados no Código de Nomenclatura Estratigráfica (Hedberg 1976, Petri *et al*. 1986).

RESULTADOS

Para a caracterização litoestratigráfica da Serra do Tepequém foram sugeridas diversas proposições (Figura 1). Primeiramente, Borges e D´Antona (1988) subdividiram a Serra do Tepequém em três membros: Paiva, Funil e Cabo Sobral, correlacionando-os com a unidade basal do Supergrupo Roraima denominada por Formação Arai (Reis e Yánez 2001, Reis et al. 2017). Fernandes Filho (1990) baseado no posicionamento estratigráfico e faciológico manteve a mesma correlação direta com a unidade basal do supergrupo. Entretanto, subdividiu as unidades da serra em dois membros: Inferior e Superior, mantendo-as agrupando na Formação Arai.

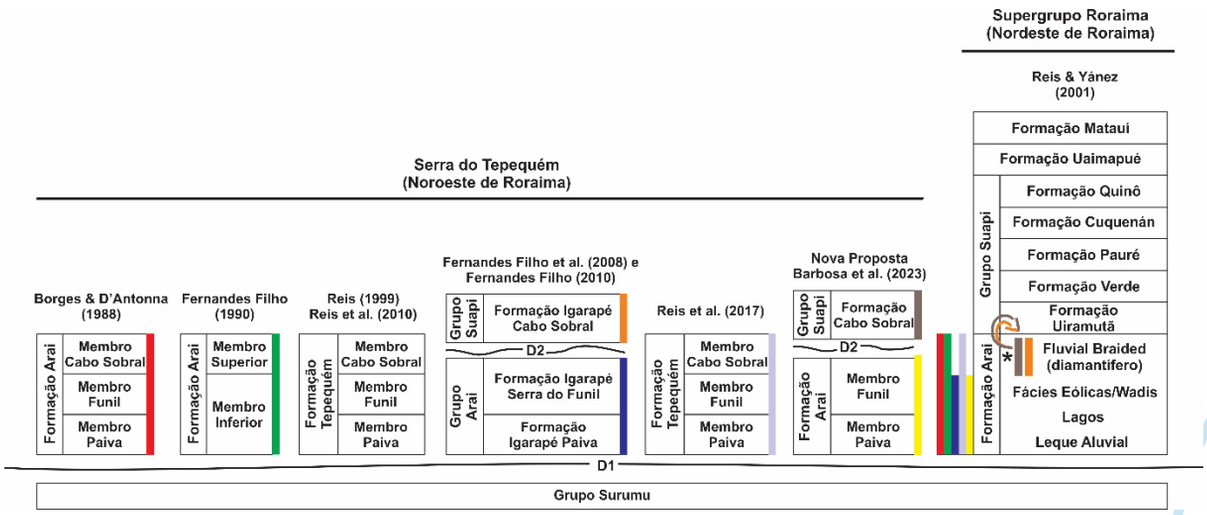


Figura 1. Propostas litoestratigráficas das unidades da Serra do Tepequém, correlação com o Supergrupo Roraima e a nova proposta sugerida. D1 e D2 representam discordâncias regionais chave de correlação.

Posteriormente, Reis (1999) e Reis et al. (2010), apesar de concordarem com a subdivisão das rochas da serra membros já estabelecidos por Borges & D'Antona (1988), agruparam as unidades na Formação Tepequém, justificando a proposta devido a esta subdivisão ter sido

estabelecida na serra e não em regiões de exposições da Formação Arai situadas a nordeste do estado de Roraima (Fernandes Filho 2010, Reis *et al*. 2010). Fernandes Filho *et al.* (2008) e Fernandes Filho (2010), com base em análises realizada na Serra do Tepequém e na região de Uiramutã, reescreveram e redefiniram a Formação Arai, elevando à categoria de grupo. Consequentemente, as unidades sedimentares da serra, antes estabelecidas como membros, foram rebaixadas à categoria de formação, denominadas da base para o topo em: Igarapé Paiva, Serra do Funil e Igarapé Cabo Sobral. As duas primeiras formações integram o Grupo Arai, enquanto a última, delimitada na base por superfície erosiva (D2), representa a parte basal do Grupo Suapi. Por sua vez, Reis *et al.* (2017), usando a proposição Formação Tepequém, admitiram uma correlação com as rochas do Supergrupo Roraima.

DISCUSSÕES

Com base em dados faciológicos, estratigráficos e na natureza das principais superfícies que separam as unidades, as rochas da serra foram organizadas em duas sequências deposicionais: inferior (Formação Arai) e superior (Formação Cabo Sobral). A deposição da sequência inferior é iniciada com rochas de ambiência alúvio-fluvial do Membro Paiva, unidade basal da Formação Arai. Essas rochas estão sotopostas as rochas vulcânicas do Grupo Surumu, destacando uma não conformidade (D1), considerada aqui como uma superfície regional chave de correlação e o limite basal da sequência deposicional do Supergrupo Roraima (Catuneanu 2012). A correlação paleoambiental positiva com unidades basais situadas a nordeste da área de estudo e a sobreposição dos depósitos na mesma superfície estratigráfica (D1) coadunam com essa interpretação.

A sobreposição de depósitos de leques aluviais por fluviais com planícies de inundação mais expressivas no Membro Paiva sugerem uma tendência de aprofundamento da lâmina d'água resultado da transgressão inicial da linha de costa e redução do gradiente do perfil fluvial. A progressiva transgressão suprimiu a deposição aluvial e possibilitou a implantação de uma planície de maré atribuída ao Membro Funil, resultado da elevação do nível de base regional. Em exposições do Supergrupo Roraima a nordeste da serra, a unidade que sobrepõe os leques aluviais da Formação Arai é caracterizada por depósitos lacustrinos (Reis *et al.* 2017), interpretados aqui como correlatos ao Membro Funil.

Sotoposta erosivamente sobre a planície de maré do Membro Funil e destacada por uma superfície mapeável por toda serra estão os depósitos alúvio-fluviais da Formação Cabo Sobral, a unidade basal do Grupo Suapi e base da sequência superior. A sobreposição de depósitos continentais sobre transicional do Membro Funil sugere exposição da planície de maré e início do processo de incisão fluvial ligado ao rebaixamento do nível de base regional. Assim, a Formação Cabo Sobral indica o rejuvenescimento de um sistema fluvial braided fortemente progradacional sobre uma discordância erosiva de caráter regional (D2), no qual fácies conglomeráticas oligomíticas são fontes de diamante e ouro aluvionar (Borges e D'Antona 1988) e considerada aqui como uma superfície chave e camada guia de correlação. A discordância erosiva que separa estes depósitos foi atribuída a um limite de sequência, pois indica alterações na sedimentação devido à queda brusca do nível do mar e mudanças na área-fonte de sedimentos (Magalhães et al. 2016). Essa mesma configuração estratigráfica foi registrada nas porções superiores da Formação Arai do Supergrupo Roraima no extremo nordeste do estado de Roraima (Reis *et al.* 2017).

Com base na ocorrência da discordância erosiva base do sistema fluvial braided diamantífero presente tanto na serra (Formação Cabo Sobral), quanto em exposições de referência a nordeste seccionando s Formação Arai de Reis e Yánez (2001), esta pesquisa sugere deslocar essa unidade fluvial para a base do Grupo Suapi. Essa proposta é justificada pois a discordância representa um limite de sequência que separa este sistema fluvial de unidades não geneticamente relacionadas sotopostas (Figura. 1, observar o asterisco).

Com base em análise de subsuperfície do Supergrupo Roraima na Guiana, Beyer *et al.* (2015) subdividiram três sequências deposicionais regressivas-transgressivas constituídas na base por sistemas fluviais braided amalgamados relacionados com uma lenta criação de espaço de acomodação, enquanto o topo é representado por depósitos deltaicos-lacustrinos que refletem rápida criação de espaço de acomodação. Essa estratigrafia é similar ao descrito nesta pesquisa para os estratos da serra, uma vez que a sequência inferior (Formação Arai), delimitada do embasamento vulcânico pela não-conformidadade, é constituída na base por leques aluviais do Membro Paiva, enquanto o topo é definido por depósitos de intermaré do Membro Funil. Já a base da sequência superior na serra é constituída pela Formação Cabo Sobral, que representa a instalação de sistema fluvial braided, cuja base define o limite de topo da sequência inferior. Assim, a sequência superior definida na serra, na verdade corresponde apenas a porção basal da segunda sequência completa de Beyer *et al.* (2015).

CONCLUSÕES

A partir do contexto litoestratigráfico, no intuito de dirimir a falta de consenso e integrar uma correlação litoestratigráfica das rochas da serra com as do Supergrupo Roraima a nordeste da área de estudo, sugerimos a seguinte proposta: (1) conservação dos nomes consagrados inicialmente estabelecidos por Borges e D'Antona (1988) por motivo de prioridade, ou seja, Paiva, Funil e Cabo Sobral; (2) uso de discordâncias regionais e camadas-chaves para delimitação de unidades. Fundamentado nisso, as duas unidades acima da discordância que as separa das rochas vulcânicas do Grupo Surumu (D1) e abaixo da discordância erosiva (D2) estabelecidas por Fernandes Filho (2010) são englobadas na Formação Arai, respectivamente denominadas da base para o topo em: membros Paiva e Funil. Aqui é atribuída a categoria de membro, pois Fernandes Filho (2010) aponta um contato gradacional como superfície limitante entre estas duas unidades.

Acima da D2, ocorrem camadas-chaves constituídas por conglomerados predominantes oligomíticos, fontes secundárias de diamante e ouro aluvionar, representativos da Formação Igarapé Cabo Sobral de Fernandes Filho (2010). Essa unidade é correlata aos depósitos de topo da Formação Arai de Reis e Yánez (2001), o que explica o motivo de deslocar esta unidade para o Grupo Suapi, justamente por ser embasada por superfície erosiva de caráter regional. Neste sentido, esta unidade na serra é aqui categorizada como Formação Cabo Sobral e inserida na base do Grupo Suapi. Nesta proposta não se opta pela categoria de membro, pois esta unidade apresenta uma extensão regional significativa, além de que essa categoria deve estar ligada a alguma formação, o que não ocorre por estar inserida em unidade litoestratigráfica de maior hierarquia (Petri *et al.* 1986).

Sendo assim, a sucessão sedimentar da Serra do Tepequém fica aqui subdividida em 3 unidades: Paiva, Funil e Cabo Sobral. As duas primeiras são englobadas na Formação Arai, na categoria de membro, enquanto a última é categorizada como formação, pertencente à base do Grupo Suapi. Estas subdivisões são correlatas litoestratigraficamente às mesmas estabelecidas por Reis e Yánez (2001), contudo trabalhos posteriores nesta porção serão necessários para retirada da porção superior da Formação Arai e consequentemente sua inclusão na base do Grupo Suapi, abaixo da Formação Uiramutã.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Borges F.R., D'Antona R.J.G. 1988. Geologia e mineralizações da Serra Tepequém. In: 35° Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, p. 155-163.

Beyer S.R., Hiatt E.E., Kyser K., Drever G.L., Marlatt, J. 2015. Stratigraphy, diagenesis and geological evolution of the Paleoproterozoic Roraima Basin, Guyana: Links to tectonic events on the Amazon Craton and assessment for uranium mineralization potential. *Precambrian Research*, **267:**227-249.

Catuneanu O., Martins-Neto M.A., Eriksson P.G., 2012. Sequence stratigraphic framework and application to the Precambrian. *Marine and Petroleum Geology*, 33(1):26-33.

Fernandes Filho L.A. 1990. Estratigrafia da Serra do Tepequém. In: 36° Congresso Brasileiro de Geologia. Natal, p. 199-210.

Fernandes Filho L.A. 2010. *Fácies deposicionais, estratigrafia e aspectos Estruturais da cobertura sedimentar Paleoproterozóica na serra do Tepequém, Escudo das Guianas, Estado de Roraima*. Phd Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 118 p.

Fernandes Filho L.A., Truckenbrodt W., Nogueira A.C.R., 2008. Estratigrafia do Grupo Arai nas regiões da Vila do Uiramutã e Serra do Tepequém, Paleoproterozoico do Escudo das Guianas. In: 44° Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba, Anais: CD-Rom.

Hedberg H.D. 1976. *International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. New York, John Wiley, 200 p.

Magalhães A.J.C., Raja Gabaglia G.P., Scherer C.M.S., Bállico M.B., Guadagnin F., Bento Freire E., Catuneanu, O. 2016. Sequence hierarchy in a Mesoproterozoic interior sag basin: from basin fill to reservoir scale, the Tombador Formation, Chapada Diamantina Basin, Brazil. *Basin Research*, **28(3):**393-432.

Miall A.D. 2006. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Berlin, Springer-Verlag, 582 p.

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ponçano W.L. 1986. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16(4):**376-415.

Reis N.J. 1999. Formação Tepequém. In: Roraima Central: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21- V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, Brasília. p. 96-99.

Reis N.J., Yánez G.O. 2001. Supergrupo Roraima ao longo da faixa fronteiriça entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén–Monte Roraima). *Contribuição à Geologia da Amazônia*, **2:**115-147.

Reis N.J., Dreher A.M., Fraga L.M.B. 2010. Formação Tepequém. In: Geologia e recursos minerais da folha Vila de Tepequém - NA.20-X-A-III: Estado de Roraima, escala 1:100.000. CPRM, Programa Geologia do Brasil - PGB; Projeto Cartografia da Amazônia, Manaus. p. 118-127.

Reis N.J., Nadeau S., Fraga L.M., Betiollo L.M., Faraco M.T.L., Reece J., Ault R. 2017. Stratigraphy of the Roraima Supergroup along the Brazil-Guyana border in the Guiana shield, Northern Amazonian Craton - results of the Brazil-Guyana Geology and Geodiversity Mapping Project. *Brazilian Journal of Geology*, 47(1):43-57.

A IMPORTÂNCIA DA PALEONTOLOGIA NA EDUCAÇÃO BÁSICA E METODOLOGIAS INCLUSIVAS QUE FACILITAM O SEU APRENDIZADO

Rodrigo do Vale Nascimento[1]; Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira[2]; Naylena de Castro Rodrigues[3]

Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

valerod20@gmail.com; geize.oliveira@ufopa.edu.br; naylena.castro@gmail.com

RESUMO

O ensino de Paleontologia na Educação Básica possui um papel relevante na construção de conhecimentos, colaborando no processo de ensino e aprendizagem, devido ao fato de ser uma ciência histórica que trata de eventos referentes a origem e evolução da vida na Terra. Apesar de toda importância já constatada, sua presença no ensino básico e até mesmo no ensino médio é bem inabitual, isto se deve aos PCNs (Parâmetros Curriculares Nacionais) que não valorizam devidamente a Paleontologia nas Ciências Naturais. Assim, é objetivo deste projeto a difusão da paleontologia nas escolas do município, por meio dos discentes do curso de Geologia da Universidade Federal do Oeste do Pará, afim de despertar o interesse dos alunos a respeito do tema, utilizando de metodologias de ensino inclusivas, como, exposições, vídeos, apresentações em sala de aula, demonstração de fósseis e réplicas, entre outros. O projeto obteve ótima recepção por parte dos alunos, estes manifestaram interesse e curiosidade sobre o assunto abordado.

PALAVRAS-CHAVE: Paleontologia; Educação Básica; Inclusão.

INTRODUÇÃO

Desde que a Constituição Federal de 1988 reconheceu que a educação é "direito de todos e dever do Estado e da família" (BRASIL, 1988, artigo 205), e, especialmente, após a publicação da Lei nº 9.394/96, a Lei de Diretrizes e Bases da Educação Nacional (LDB), a política educacional brasileira passa por constantes mudanças, assim, destacam-se a publicação de marcos legais da educação, como os Parâmetros Curriculares Nacionais do Ensino Médio (PCNs), em 2000, e a Base Nacional Comum Curricular (BNCC), em 2018 (Vieira *et al*., 2021).

Levantamentos bibliográficos apontam que as regiões Sul, Nordeste e Sudeste são as que mais tentam incluir os estudos Paleontológicos em suas grades curriculares, devido ao fato de serem grandes expoentes na pesquisa paleontológica, por conta da abundância encontrada em estados de suas respectivas regiões; o Nordeste, por exemplo, conta com a Bacia do Araripe, famosa por seus fósseis de peixes e insetos (Silva *et al*., 2019); a região Sul apresenta diversos fósseis de dinossauros (Moro *et al*., 2021), como também sítios que viraram parques temáticos, instigando as crianças a buscar mais informações sobre a Paleontologia da sua região.

O presente estudo busca maneiras de integrar a Paleontologia em escolas do Município de Santarém-PA, por meio de projetos que despertem o conhecimento de discentes do Ensino Básico nesta temática, através de apresentações e exposições de fósseis regionais em salas de aula, como também foi desenvolvida uma metodologia para replicar os fósseis raros (Fig. 3).

MATERIAIS E MÉTODOS

A execução desde trabalho foi dividida em três etapas:

No Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Oeste do Pará, foram escolhidos os fósseis a serem trabalhados. Assim, estudos e testes foram feitos para desenvolver uma metodologia de réplica que não danificassem as amostras e que fosse de fácil reprodução, possibilitando assim, que a sensação tátil dos organismos permitisse reconhecer texturas, linhas de crescimentos, ângulos, formas, entre outros aspectos utilizados para a taxonomia do conteúdo fossilífero (Fig. 1).

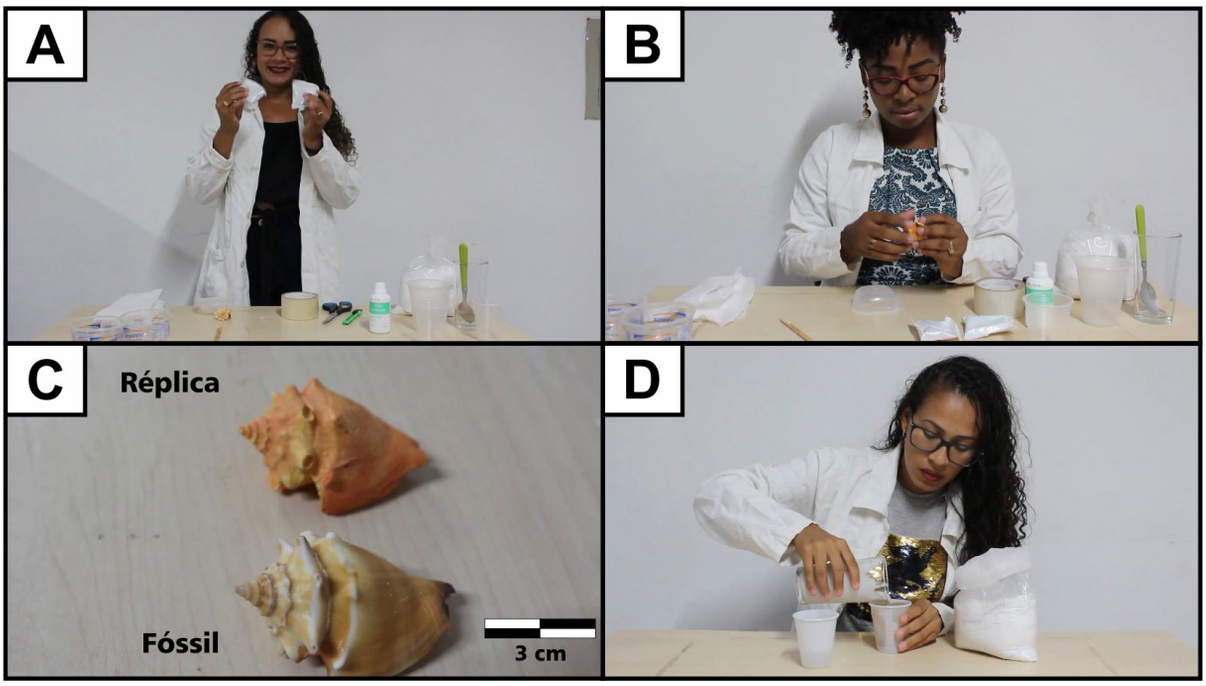


Figura 1. A, B e D. Etapas de execução dos moldes fossilíferos pelos discentes do curso de Geologia da Universidade Federal do Oeste do Pará. C. Réplica fossilífera de um gastrópoda finalizada e pintada (parte superior da imagem) e o fóssi (parte inferior).

A segunda fase foi executada no estúdio áudio visual Encontro das Águas, na Universidade Federal do Oeste do Pará, com o apoio da Pró-Reitoria de Cultura, Comunidade e Extensão (PROCCE), onde todo o processo de réplica dos fósseis foi filmado, produzido, editado, roteirizado, narrado, legendado. Recebeu também um pequeno vídeo adicional com auxílio de LIBRAS, para que sua compreensão fosse de forma igualitária a todos os públicos (Fig. 3).

O vídeo criado mostra o passo a passo da confecção dos moldes fossilíferos, apresentando os matérias utilizados, tempo de preparo, equipamentos e ferramentas necessárias, acabamentos e até técnicas de pintura para deixar a réplica a mais próxima possível do exemplar real (Fig. 2).

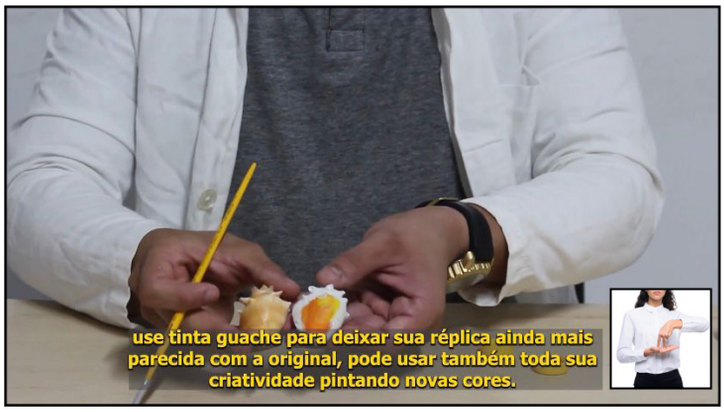


Figura 2. Vídeo confeccionado pelos discentes do curso de Geologia da Universidade Federal do Oeste do Pará, contento apresentação dos materiais, tutorial de confecção dos fósseis, com narração, legendas e narração em LIBRAS (Língua Brasileira de Sinais).

A terceira etapa contou com a parceria da Escola Diocesana São Francisco, em Santarém-PA, onde cerca de 95 alunos do Ensino Médio acompanharam a apresentação sobre conceitos básicos de Paleontologia, dinâmica de perguntas, vídeo sobre confecção das réplicas fósseis e, posteriormente, a oficina de fósseis da região. Assim, tendo uma melhor experiência sobre como seriam estes organismos que viveram há milhões de anos (Fig. 3).



Figura 3 - Em A e C podemos observar a apresentação em sala de aula na Escola Diocesana São Francisco. B e D apresentação de fósseis e réplicas.

RESULTADOS

A aplicação das atividades metodológicas do projeto teve uma repercussão muito boa por parte dos 95 alunos da Escola Diocesana São Francisco, como também pelos 2 professores de Biologia desta instituição de ensino, pois, conhecer algumas explicações sobre a diversidade das espécies fósseis, seus pressupostos, o contexto em que foram formuladas permitiu a compreensão da teoria, os conceitos de adaptação e seleção natural, os mecanismos da evolução e a dimensão temporal, geológica do processo evolutivo do conteúdo fossilífero apresentado (PCNs, 1999). Além disso, a criação e exposição do vídeo sobre as confecção de réplicas fossilíferas, com tradução em libras, permitiu-se à acessibilidade aos conteúdos paleontológicos abordados.

DISCUSSÕES

As metodologias aplicadas neste projeto tinham como objetivo facilitar, disseminar e incluir alunos sobre conceitos básicos referentes ao estudo da Paleontologia, visto que há uma certa carência do tema em questão por conta dos Parâmetros Curriculares Nacionais. O vídeo executado, como instrumento áudio visual, foi recebido com bastante satisfação, pois contava com recursos como legendas e narração em LIBRAS (Língua Brasileira de Sinais), pois estava baseado em trabalhos como o de Noronha (2014). A educação inclusiva é uma abordagem humanística, democrática que percebe o sujeito e suas singularidades tendo como objetivos o crescimento, a satisfação pessoal e a inserção social de todos (Salustiano *et al*., 2021)..

A execução do projeto também foi embasada nas metodologias de ensino de Paulo Freire, onde o diálogo ocorrido em sala de aula, as indagações, os questionamentos e as curiosidades apresentadas pelos discentes mostraram a importância desta ação de extensão na escola receptora, pois "*Saber que ensinar não é transferir conhecimento, mas criar as possibilidades para a sua própria produção ou a sua construção*" (Freire, 1996, p.21).

CONCLUSÕES

Ao finalizar este trabalho, pode-se concluir que as metodologias aplicadas para o conhecimento da Paleontologia foram bem aceitas pelos discentes do Ensino Médio, com bastante entusiasmo com as apresentações e com o contato mais próximo com os fósseis. Foi percebido também a importância da educação inclusiva de crianças e adolescentes com deficiências nos espaços educacionais regulares, tendo em vista que estes espaços são determinantes para o desenvolvimento de todos os indivíduos. Por isso, o vídeo apresentado neste projeto foi um bom exemplo, pois contou com metodologias de áudio para o público em geral, legendas e LIBRAS para pessoas com qualquer tipo de deficiência auditiva. A confecção dos moldes de fósseis atendeu aos adolescentes com qualquer grau de deficiência visual.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRASIL. **Constituição Federal**. 1988.

BRASIL. Ministério da Educação. **Base Nacional Comum Curricular**. Brasília: MEC, 2018.

BRASIL. Ministério da Educação. **Parâmetros Curriculares Nacionais para o Ensino Médio – Parte I – Bases Legais**. Brasília. MEC/SEMTEC, 2000a.

CRUZ, Luana de Castro Oliveira; DE MORAES, Simone Souza; CHAVES, Rafaela Santos. Importância dada à Paleontologia e Geologia no ensino de Ciências Naturais e Biologia: o que mudou? **Terræ Didatica**, v. 15, p. e019055-e019055, 2019.

FREIRE, Paulo; DA AUTONOMIA, Pedagogia. Saberes necessários à prática educativa. **São Paulo: Paz e Terra**, 1996.

GUIMARÃES, Letícia Batista. Educação Inclusiva: políticas de inclusão para crianças com deficiências na escola regular. 2020.

MEC, 1999.

MENDES, Kelvin Kelton; DE SIQUEIRA, Lívia Constâncio; DE JESUS COSTA, Fernanda. O Ensino de Paleontologia nas escolas públicas: Desafios e Formação. **Revista Interdisciplinar Sulear**, 2020.

MORO, Débora; HOHEMBERGER, Rômulo; PANIZ, Catiane Mazocco. Paleoarte no ambiente escolar: uma ferramenta para difusão do ensino sobre a paleobiodiversidade da região central do Rio Grande do Sul. **Experiências em Ensino de Ciências**, v. 16, n. 1, p. 349-365, 2021.

NORONHA, Eliane Gonçalves; PINTO, Cibele Lemes. Educação especial e educação inclusiva: aproximações e convergências. **Artigo SEDUC. Cuiabá-MT**, 2014.

SALUSTIANO, Andréa Cony Ayres De Miranda *et al*. A Inclusão da Criança com Necessidades Especiais no Ensino Regular e as Contribuições da Família e do Serviço Social. **AVM Educacional**, Rio de Janeiro, 2021..

SECRETARIA DE EDUCAÇÃO MÉDIA E TECNOLÓGICA. **Parâmetros curriculares nacionais: ensino médio**.

SILVA, Gabriela Araujo da; ANELLI, Luiz Eduardo. Uma coleção didática de fósseis do Cretáceo da Bacia do Araripe, Brasil. 2019.

VIEIRA, Luis Duarte; NICOLODI, Jean Carlos; DARROZ, Luiz Marcelo. A área de Ciências da Natureza nos PCNs e na BNCC. **Revista Insignare Scientia-RIS**, v. 4, n. 5, p. 105-122, 2021.

CATODOLUMINESCÊNCIA APLICADA AO ESTUDO DE MINERAIS PESADOS EM ROCHAS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO RAIZAMA, REGIÃO DE NOBRES, ESTADO DO MATO GROSSO, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Sara Cunha Braga[1]; Pedro Augusto Santos da Silva[2]; José Bandeira Cavalcante da Silva Junior[3]

[1] Universidade Federal do Pará - UFPA; [2] Universidade Federal do Pará - UFPA;
[3] Universidade Federal do Pará – UFPA

sara.braga100@gmail.com; pedro.silva@ig.ufpa.br; jbandeira@ufpa.br)

RESUMO

O Grupo Alto Paraguai, exposto na Bacia Araras-Alto Paraguai, apresenta como unidade basal a Formação Raizama, caracterizada como um sistema siliciclástico de alta energia, dominados por arenitos com áreas fontes de distintas composições. Este trabalho propõe classificar petrograficamente e sob a catodoluminescência policromática (CL) a assembleia de minerais pesados destes arenitos, a partir de amostras coletadas em cortes de estradas na região do município de Nobres, no Estado do Mato Grosso. A análise petrográfica revelou que a assembleia de minerais pesados é composta por grãos de zircão, turmalina, rutilo, cianita, hornblenda e andaluzita. Durante a aplicação da CL, foram analisados os grãos de zircão, turmalina e rutilo. No entanto, apenas os zircões emitiram espectros de CL, enquanto as turmalinas e rutilos permaneceram opacos ou exibiram coloração acinzentada. Em geral, os grãos de zircão apresentaram cores variadas, como branco, azul e azul acinzentado, mas alguns zircões permaneceram opacos, assim como os outros minerais ultra-estáveis analisados. De acordo com os padrões de luminescência os minerais observados revelaram origem ígnea básica, ígnea ácida e metamórfica. Com base nos índices ZTR e I/E, foi constatada uma alta maturidade mineralógica nessas rochas. A catoluminescência demonstrou ser uma técnica valiosa para confirmar a identidade dos grãos de zircão mencionados anteriormente, complementando e refinando os dados obtidos pela petrografia.

PALAVRAS-CHAVE: Cráton Amazônico; Grupo Alto-Paraguai; Catodoluminescência; Proveniência sedimentar.

INTRODUÇÃO

O Grupo Alto Paraguai compõe uma sucessão de rochas siliciclásticas que se encontram sobrepostas aos depósitos carbonáticos do Grupo Araras, e representam o último estágio deposicional da Faixa Paraguai (Almeida 1964; Nogueira et al., 2007; Santos, 2014). As rochas do grupo em questão estão reunidas nas Formações Raizama, Sepotuba e Diamantino, sendo a Formação Raizama o alvo deste estudo. A Formação Raizama representa a base do Grupo Alto Paraguai, ela é subdividida em dois membros, um Membro Inferior e um Membro Superior, onde o Membro Inferior é composto por pelitos com seixos de arenito, ritimitos e arenitos

formado em ambiente plataformal influenciado por tempestades (Bandeira 2011, Santos 2014). Já o Membro Superior, é caracterizado por apresentar arenitos finos a médios, siltitos e silexitos localmente, pertencentes a um ambiente litorâneo influenciado por ondas, maré e tempestades (Bandeira, 2011; Santos, 2014). Neste trabalho são apresentados dados referentes ao estudo da assembleia de minerais pesados de amostras de arenitos coletados na região de Nobres, no estado do Mato grosso, tanto petrograficamente quanto pela aplicação da catodoluminescência policromática com o intuito de refinar a identificação dos minerais pesados, e o estudo de suas proveniências.

MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento desse trabalho foi dividido em três etapas: (i) Preparação das amostras para análise petrográfica e de catodoluminescência; (ii) Identificação e descrição petrográfica dos minerais pesados; e (iii) A aplicação das técnicas de catodoluminescência colorida. Para auxiliar na identificação dos minerais pesados foram utilizados os trabalhos de Lindholm (1987) e Morton (1985), e para a determinação quantitativa destes, foi utilizado o método de varredura sistemática de lâmina, onde foram contados aproximadamente 200 grãos (Morton 1985). Para a análise de catodoluminescência, as lâminas de minerais pesados foram analisadas pelo microscópio óptico Leica DM4500 P LED com um sistema de iluminação inteligente e controle de contraste de imagens, acoplado a uma estação ótica de catodoluminescência colorida, Cambridge Image Technology Ltda (CCL Mk5-2) pertencentes ao Laboratório de Catodoluminescência da UFPA. Foram analisadas 9 lâminas polidas obtidas a partir de um feixe de correntes de elétrons de 288 a 496 µA e voltagem de aceleração constante variando de 15.1 a 16.0 Kv, em um tempo de exposição de 16 a 18 s.

RESULTADOS

Petrografia dos minerais pesados

A petrografia dos minerais pesados identificou seis minerais distintos: zircão, turmalina, rutilo, cianita, hornblenda e andalusita. Os grãos são predominantemente subarredondados a arredondados e apresentam baixa esfericidade. Os zircões são incolores, sem pleocroísmo, possuem relevo muito alto e geralmente são fraturado. Alguns cristais exibem zoneamento composicional, a maioria das bordas dos grãos está bem preservada e eles representam 65,52% dos grãos analisados. Estes foram descritos morfologicamente em quatro grupos: zircões curtos arredondadas (Zr1), zircões prismáticos arredondada (Zr2), zircões curtos angulosos (Zr3) e zircões prismáticas angulosos (Zr4). A turmalina é encontrada em cores variadas, como verde, azul, amarelo e marrom, com pleocroísmo moderado a alto e relevo médio. Compoe 31,87% dos grãos observados, e alguns destes exibem feições de dissolução em suas bordas. As turmalinas foram morfologicamente divididas em quatro grupos: Turmalinas curtas arredondadas (T1), turmalinas prismáticas arredondada (T2), turmalinas curtas angulosas (T3) e turmalinas prismáticas angulosas (T4).

O rutilo ocorre nas lâminas com cores que variam de amarelo a vermelho escuro, destacando-se por seu relevo muito alto, representando apenas 1,41% da concentração total da assembleia. Morfologicamente o rutilo é descrito em dois grupos: Rutilos prismáticos

arredondado (Rt1), e rutilos angulosos curtos (Rt2). A cianita é incolor, sem pleocroísmo, com relevo moderado e ocorre em habito prismático e formas subédricas. Sua ocorrência na unidade é baixa, representando apenas 0,89% dos constituintes da assembleia. Alguns cristais desse mineral exibem clivagens e feições de dissolução nas bordas. A hornblenda e a andalusita são os minerais de menor ocorrência na, presentes em concentrações menores que 1%. Os grãos de hornblenda apresentam cores esverdeadas, pleocroísmo fraco e são prismáticos subédricos, com feições de dissolução em suas bordas. Já os grãos de andalusita são incolores, têm pleocroísmo muito fraco, relevo moderado e são predominantemente prismáticos arredondados, com formas anédricas.

Catodoluminescência

Foram analisados os grãos de minerais pesados mais abundantes nas rochas estudadas, sendo eles o zircão, a turmalina e o rutilo. Porém, entre os grãos estudados, somente os zircões emitiram espectros de catodoluminescência. Em geral, as turmalinas e os rutilos não emitiram luminescência, ficando opacos ou com coloração acinzentada, o que já ocorreu em trabalhos anteriores como o de Georgeon *et al.*, (2009). Entretanto, as turmalinas amarelas de fraco pleocroísmo apresentaram um centro de luminescência escura e bordas de luminescência rosa claro. De modo geral, os cristais de zircão apresentaram cores que variam entre branco, azul e azul acinzentado (Fig. 1), porém, certos grãos desse mineral mantiveram-se opacos assim como os outros ultra-estáveis analisados. Foi possível observar que determinados cristais do mineral em questão emitiram cores somente em seus centros, enquanto as suas bordas de alto relevo ficaram opacas (Fig. 1D). Contudo, houveram grãos que apresentaram luminescência em todas suas dimensões (Fig.1BF).

DISCUSSÕES

A análise petrográfica dos minerais pesados mostrou que as rochas são bastante maturas mineralogicamente, indicando intenso retrabalhamento de seus sedimentos devido a vários ciclos sedimentares. O indicie ZTR foi superior a 90%, evidenciando o alto grau de maturidade, também indicado pelo predomínio de minerais estáveis sobre os instáveis, como mostrado pelos baixos valores do indicie I/E. O arredondamento acentuado dos grãos também aponta para um significativo retrabalhamento. Os grãos de turmalina e rutilo indicam uma proveniência ígnea básica, os zircões e os anfibólios indicam uma fonte ígnea ácida, e as cianitas e andaluzitas apontam uma proveniência metamórfica (Tucker, 2001). Isso mostra que as rochas da Formação Raizama são derivadas de diferentes fontes rochosas.

Como citado anteriormente, os principais espectros de CL captados em zircões foram de cores azuladas, sendo isto uma característica comum de zircões mantélicos (Sielbel et al., 2009). O brilho luminescente emitido por esse mineral está associado a concentrações de uranio, tório e elementos terras raras em suas composições. Os zircões de coloração azul apresentam-se dessa maneira em função de uma ativação provocada por elementos terras raras (Dy3+, Sm3+, Tb3+), enquanto que os grãos não luminescentes de zircão ocorrem dessa maneira possivelmente por conta de baixas quantidades de uranio, tório e ETRs (Sielbel *et al*., 2009; Georgeon *et al*., 2009).

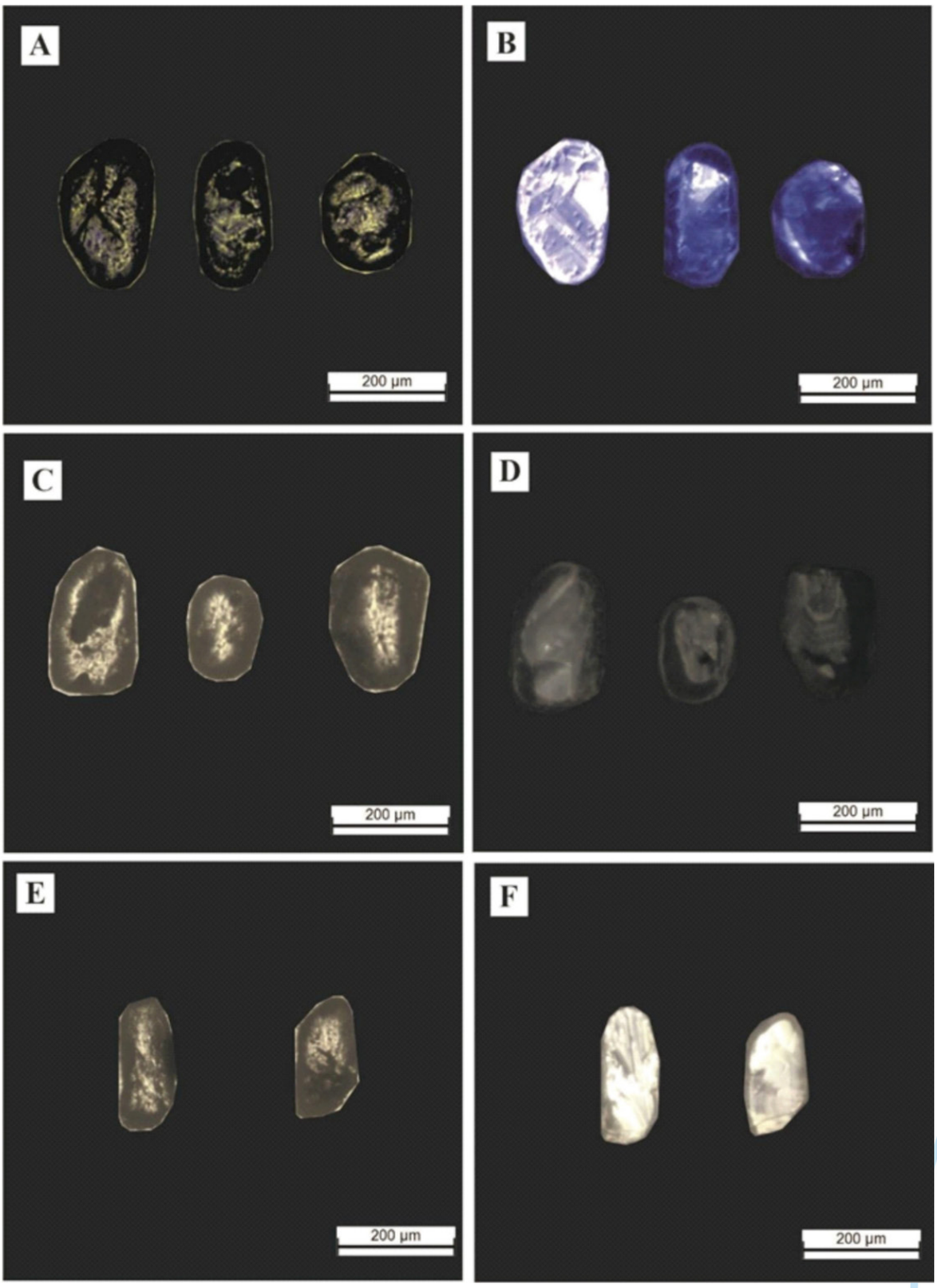


Figura 1. Fotomicrografia de grãos detriticos de zircão da Formação Raizama. A) Grãos de zircão a luz natural. B) Grãos de zircão sob CL, exibindo luminescência azul em todas suas dimensões. C) Grãos de zircão sob luz natural. D) Grãos de zircão sob CL, imitindo uma luminescência azul acinzentada em seus centros. E) Grãos de zircão a luz natural. F) Grãos de zircão sob CL exibindo uma luminescência de cor branca.

CONCLUSÕES

Neste trabalho foram apresentados os resultados das análises de minerais pesados advindos de arenitos da Formação Raizama, sob a perspectiva da petrografia e da técnica de catodoluminescência. A CL tornou possível confirmar a identidade dos grãos de zircão descritos anteriormente na perspectiva da petrografia, tendo em vista que eles emitiram cores características desse mineral, observadas em trabalhos anteriores com essa temática. O zircão é um mineral que pode ser confundido a luz natural com minerais como a monazita, contudo estes podem ser facilmente diferenciados com a aplicação da catodoluminescência. Dessa forma, fica claro a importância da CL como uma técnica complementar para o refinamento petrográfico. Para melhorar o entendimento da emissão de luminescência por minerais pesados, é importante associar este tipo de estudo com analises geoquímicas em trabalhos futuros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M. 1964. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia,* **215**:1-54.

Alvarenga C.J.S. e Trompette R. 1993. Evolução tectônica brasiliana da Faixa Paraguay: a estruturação da região de Cuiabá. *Brazilian Journal of Geology*, **23**:18–30.

Bandeira J. 2011. *Sedimentação siliciclástica e proveniência do grupo Alto Paraguai (neoproterozóico-cambriano), borda Sul do Cráton Amazônico e faixa Paraguai Norte, estado do Mato Grosso.* PhD Thesis Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 109 p.

Görgen P., Richter D.K., Götte T., Neuser R.D. 2009. Use of cathodoluminescence in heavy mineral analytics illustrated by the stable mineral group monazite–xenotime– zircon from Triassic sandstones of NE-Bavaria. *German Journal of Geology,* **160**:57-68.

Lindholm R.C. 1987. A Practical Approach to Sedimentology. London, Allen & Unwin. 291 p.

Morton A.C. 1985. Heavy minerals in provenance studies. *In*: Zuffa, G.G. (ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Reidel Publishing Company, p. 249-277.

Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**:168-190.

Santos H. P. 2014. *Paleoambiente da Formação Raizama, Ediacarano da Faixa Paraguai, Região de Nobres-MT*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 113p.

Siebel W., Schmitt A., Danišík M., Fukun M., Meier S., Weiß S., Eroğlu S. 2009. Prolonged mantle residence of zircon xenocrysts from the western Eger rift. *Nature Geoscince*, **2:**886–890 p.

Tucker M. E. 2001. Sedimentary Petrology an Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. London, Blackwell Scientific, 291 p.

ANÁLISE FACIOLÓGICA E ARQUITETURAL DA FORMAÇÃO UIRAMUTÃ (GRUPO SUAPI) OROSIRIANO (2050-1800 MA), IGARAPÉ PAIUÁ, RORAIMA

Sérgio Mateus Sid Mendonça[1]; Fábio Luiz Wankler[1]

[1] **Universidade Federal de Roraima - UFRR**

sergiosid.10@hotmail.com; fabio.wankler@ufrr.br

RESUMO

A Formação Uiramutã, unidade litológica deste estudo, é a base do Grupo Suapi que apresenta um padrão estratal que reflete os eventos transgressivos e regressivos. O objetivo da presente monografia consiste em estudar a faciologia e os elementos arquiteturais da Formação Uiramutã nas vertentes do igarapé Paiuá, utilizando métodos de mapeamento vertical e horizontal das camadas sedimentares, para sua classificação das camadas em diferentes litofácies sedimentares, classificação das superfícies limitantes e discussão do ambiente de deposição das camadas expostas. Os resultados permitiram visualizar que os afloramentos apresentam litofácies St, Stt, Sp, Fl e Fm, as superfícies limitantes de 1° ordem são interpretadas como lâminas das dunas subaquáticas, as superfícies de 3ª ordem estão associadas a deposição de mud drapes, a superfície de 4ª ordem indicam que o espaço de acomodação apresenta aumento contínuo nessa superfície, as superfícies de 5ª ordem se formam sobre lama prodelta, e limitam os lobos deltaicos e a superfície de 6ª ordem é interpretada como o limite de duas unidades estratigráficas, a Formação Araí (base) e Formação Uiramutã (Topo). A análise de paleocorrentes, características faciológicas e arquiteturais apresentadas nos afloramentos estudados correspondem a Formação Uiramutã, e os padrões verticais observados nas camadas sedimentares indicam uma semelhança com o delta tipo Gilbert.

PALAVRAS-CHAVE: Litofácies; Superfícies limitantes; Paleocorrente; Estratigrafia;

INTRODUÇÃO

O estado de Roraima, embora tenha uma grande diversidade geológica, carece de estudos detalhados sobre a evolução geológica mesoproterozoica. A falta de literatura específica, especialmente sobre as unidades geológicas do município do Uiramutã, contribui para essa lacuna de conhecimento (REIS e YÁNEZ, 2001; REIS *et al.*, 2017; UHLEIN *et al.*, 2015; WANKLER *et al*., 2003; WANKLER e PAIM, 2012).

A Formação Uiramutã, unidade estudada, é a base do Grupo Suapi e apresenta um padrão estratificado que reflete os eventos transgressivos e regressivos que controlaram a deposição dessa sucessão (WANKLER; PAIM, 2012). Os afloramentos dessa unidade são caracterizados por uma grande continuidade lateral e vertical, o que permite a aplicação de conceitos e técnicas de estratigrafia de sequências de alta resolução, incluindo a análise de litofácies e elementos arquiteturais, conforme estudos

anteriores (WANKLER e PAIM, 2003; MIALL, 2006). Tais técnicas, embora sejam relativamente simples de serem aplicadas, fornecem resultados que contribuem para a interpretação e compreensão evolutiva dessa unidade litoestratigráfica. Portanto, a proposta deste estudo é analisar a Formação Uiramutã faciológica e arquiteturalmente em dois afloramentos ao longo das margens do igarapé do Paiuá, no nordeste do estado de Roraima.

MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo está situada no município de Uiramutã, localizado na região nordeste do estado de Roraima, sendo o município mais setentrional da federação. O percurso principal para a área de estudo se dá pela BR-174 sentido Venezuela partindo da sede da capital do estado. O município de Uiramutã está a uma distância de aproximadamente 315 km da capital Boa Vista.

Na etapa pré-campo foi feita a coleta de informações para a montagem do acervo bibliográfico e o banco de dados de informações geológicas e geográficas para o desenvolvimento da pesquisa.

Na etapa de campo, foram selecionadas duas seções geológicas às margens do igarapé Paiuá com boa continuidade vertical e lateral. Foram coletados dados de campo, descrição da toponímia, litologia e morfologia da área de estudo, além de informações sobre faciologias e paleocorrentes para classificação dos litotipos. Foram feitas fotografias e amostragem das feições e dos tipos litológicos identificados. Em seguida, foi elaborado um perfil colunar com dados de espessura, características texturais e estruturais dos afloramentos, utilizando trena, tabelas de identificação granulométrica de campo e bússola do Laboratório de Hidrossedimentologia (UFRR). Também foram feitos croquis dos afloramentos na caderneta de campo, identificando superfícies limitantes que envolviam os elementos arquiteturais observados. Por fim, foram realizadas medições das superfícies de acamamento e paleocorrentes nos afloramentos usando uma bússola do tipo Clar.

Na etapa pós-campo ocorreu a organização e compilação dos dados de pesquisa. A partir disso foi feita a classificação de litofácies com base na proposta de MIALL (2006), vetorização das seções colunares e dos elementos arquiteturais representados nas fotomontagens dos afloramentos estudados conforme Tucker (2014) e Miall (1985). Após isso ocorreu a confecção do fotomosaico dos dois afloramentos com o software Inkscape, onde foi feita a identificação das litofácies, das estruturas principais e superfícies limitantes presentes no afloramento. O estudo das paleocorentes foi feita com a construção de uma tabela no Excel, com os dados coletados em campo, e foi gerado o diagrama de roseta dos afloramentos da Formação Uiramutã com o software Stereonet para identificação do padrão modal e vetores principais dos paleofluxos. Por fim, foram analisados os resultados obtidos, interpretando os processos atuantes e comparando esses resultados com os dados de trabalho de Wankler *et al.* (2003) e Wankler e Paim (2012).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Afloramento 1

O afloramento 1 (figura 1) tem extensão de 20 metros e aproximadamente 8 metros de altura. A composição granulométrica é subdividida em tamanho de argila (33%), areia fina (55%), média (22%) e grossa (10%). As camadas constituídas pela litofácies St apresentam estratificação cruzada acanalada de pequeno porte (<10 cm). O afloramento apresenta arenitos finos com estrutura cruzada acanalada de grande porte (>10 cm) sendo classificadas como litofácies Stt. Observa-se, nos foresets laminados da litofácies Stt, a presença de lentes de

litofácies Fl (*tide buldes*, Tucker 2017), que ocorre de maneira esporádica entre as lâminas como material extremamente fino e laminado. Finalmente, ocorrendo como camadas planares entre os grandes pacotes arenosos, observa-se lentes compostas pela litofácies Fm, constituída por pelitos maciços. Os sets de Stt são definidos pelo acamamento acanalado ou sigmoidal representados por lâminas nos foresets correspondendo a superfícies limitantes de 1° ordem, esta litofácies ocorre intercalada com pacotes constituídos por litofácies St que são representados por arenitos finos com estratificação acanalada de menor magnitude. As camadas de pelitos laminados que ocorrem recobrindo as lâminas da estratificação Stt correspondem a litofácies Fl, são interpretadas como superfícies de 3° ordem, pois representam mudanças de estágio e orientação de forma de leito por processos sazonais (MIALL, 2006; TUCKER 2014). Neste estudo a deposição destas lentes é atribuída a deposição em água parada pela reversão em correntes de marés (FÁVERA, 2001; TUCKER, 2014). As litofácies Fm estão associadas a formação de superfícies de 5° ordem, pois sua deposição ocorre como resultado da subida do nível relativo do mar, sendo resultado da avulsão dos lobos deltaicos, com uma superfície de inundação que recobertos depósitos sotopostos da planície deltaica (lama prodelta, BOGO *et al.,* 2015; TUCKER, 2017). A litofácies Sp ocorre na base do afloramento, em contato erosivo com a unidade sobrejacente (Formação Arai). O limite materializado por este contato erosivo, por representar o limite subdivisões estratigráficas mapeáveis (MIALL, 2006), foi classificado como uma superfície de 6° ordem. O diagrama de paleocorrentes mostra um padrão bimodal, com amplitude de 90º na dispersão de paleocorrentes. Contudo, pode-se observar concentrações de medidas nas direções NW e NE, prováveis direções de paleofluxo. É possível observar duas direções preferenciais distintas, azimutes 55° e 335°, grau de dispersão (>90°) e variância de 125. Compreende-se que variância calculada e a bimodalidade do gráfico reflete a variação do posicionamento dos canais fluviais na planície deltaica.

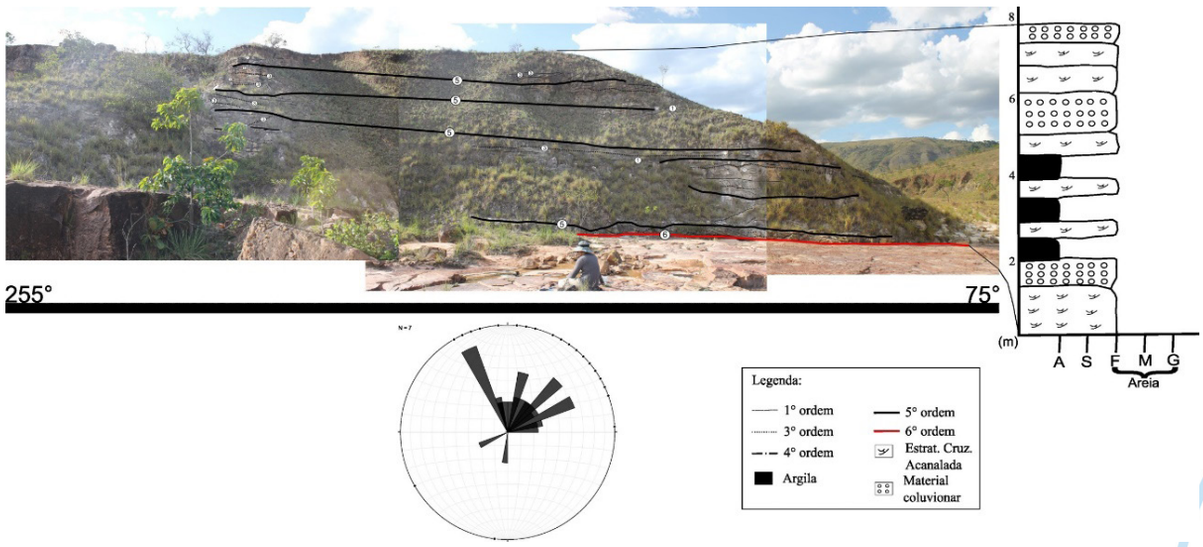


Figura 1. Fotomontagem do afloramento 1, perfil vertical e diagrama de roseta.

Afloramento 2

O afloramento 2 (figura 2) é constituído de rochas de arenitos e pelitos e tem granulometria de argila (22%), areia fina (40%), média (20%) e grossa (18%). O afloramento tem extensão de aproximadamente 25 metros e 9 metros de altura. Apresenta camadas constituídas pela Litofácies St, que ocorrem como camadas de geometria do tipo curva descontínuas (STOW, 2005), caracterizada por arenitos finos a médio com estruturação cruzada acanalada de pequeno

porte, apresentando granocrescência ascendente. Associada a litofácies St, ocorrem a Litofácies Stt mostrando uma geometria de camadas tipo contínuas paralelas (STOW, 2005), com estratificação acanalada formando camada de grande porte, por vezes intercaladas com lâminas da litofácies Fm que ocorrem depositadas sobre lâminas das estratificações e interpretada como dunas subaquosas com cristas sinuosas ou linguoídes (3D) com indicações de efeitos de maré. A camada Fl se apresenta intervalada como lâminas compostas, onde observa-se lâminas centimétricas de pelito e argilito entre lâminas areníticas, compondo um material delgado, muito fino e laminado. Apresenta também pacotes de 1 a 5 cm de litofácies Fm lateralmente contínuos e no topo dos estratos arenosos, níveis de argila maciça e, por fim, litofácies Sp, caracterizada por arenito fino com estratificação planar, formando lentes de 10 a 20 cm de espessura de geometria descontinua e paralela (STOW, 2007) intercaladas com as litofácies St e Stt e Fl. Os dados de paleocorrente se apresentaram uma bimodalidade para SW e levemente para NW, configurando uma direção preferencial para NW-W. A litofácies Stt é definida por estratificações cruzadas acanaladas, corresponde a superfície de 1° ordem, junto a litofácies St marcado por arenito fino a médio com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte. A litofácies (Fl) é concordante com a superfície de 3° ordem, truncam as estratificações de 1° ordem, sugerindo a mudança de orientação na forma do leito (MIALL, 2006). Tem-se presente no afloramento feição que trunca tanto às de 1° quanto as de 3° ordem, esta representada por superfície limitante de 4° ordem, indicando o limite superior de macroformas (MIALL, 2006), que envelopam as litofácies St, Stt e Fl. A superfície de 5° ordem estão relacionados aos níveis pelíticos (Fm) que limitam as camadas St, Stt e Fl e são encontradas de forma centimétricas, como lentes de extensão métricas em áreas de menor energia hidrodinâmica. Essas características são descritas em BOGO et al. (2015) e TUCKER (2014) em depósitos de planície deltaica tipo Gilbert. E por fim, a superfície de 6° ordem é interpretada como uma superfície que separa grupo de canais ou paleovales (MIALL, 2006), corresponde a superfície onde está depositada uma camada arenosa com estratificação cruzada planar (Sp).

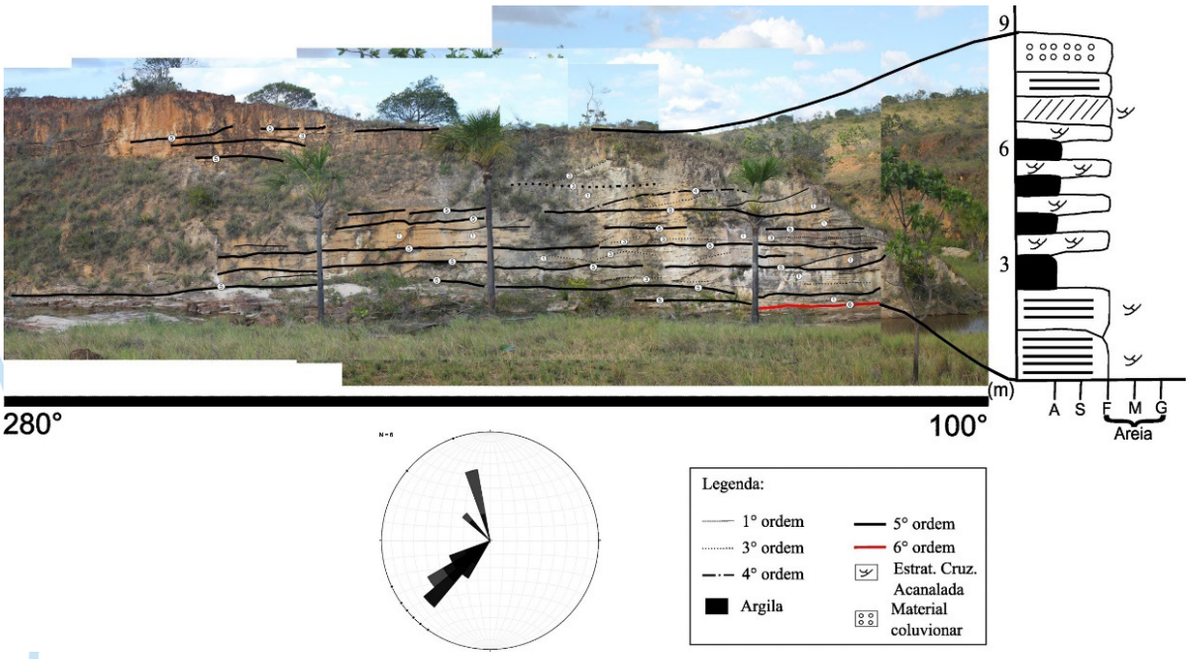


Figura 2. Fotomontagem do afloramento 2, perfil vertical e diagrama de roseta.

CONCLUSÕES

Os afloramentos apresentam litofácies St, Stt, Sp, Fl e Fm. As superfícies limitantes de 1° ordem são interpretadas como dunas subaquáticas; superfícies de 3ª ordem são reconhecidas pela presença de mud drapes; superfície de 4ª ordem ocorre envelopando litofácies St, Stt e Fl e indicam que o espaço de acomodação apresenta aumento contínuo nessa superfície; as superfícies de 5ª ordem se formam sobre lama prodelta, e limitam os lobos deltaicos e; a superfície de 6ª ordem é interpretada como o limite de duas unidades estratigráficas, a Formação Araí e Formação Uiramutã. A análise de palecorrente mostra um padrão bimodal oblíquo e evidencia localização destes registros em uma rede distributária. A evolução do ambiente que se situa os afloramentos estando na frente deltaica, em específico rede distributária com influência de maré. Os padrões verticais observados nas camadas sedimentares indicam uma semelhança com o delta tipo Gilbert.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

GOBO, K.; GHINASSI, M.; NEMEC, W. 2015. Gilbert-type deltas recording short-term base-level changes: Delta-brink morphodynamics and related foreset facies. *Sedimentology*, v. **62**, n. 7, p. 1923].

MIALL, A. D. 2006. The geology of fluvial deposits. *Springer*.

MIALL, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, v. **22**, n. 4, p. 261–308.

REIS, N. J.; YÁNEZ, G. 2001. O supergrupo Roraima ao longo da faixa fronteiriça entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén–Monte Roraima). *SBG*.

REIS, N. J. et al. 2017. Stratigraphy of the Roraima Supergroup along the Brazil-Guyana border in the Guiana shield, Northern Amazonian Craton - results of the BrazilGuyana Geology and Geodiversity Mapping Project. *Brazilian Journal of Geology*, v. **47**, n. 1, p. 43–57.

TUCKER, Maurice E. 2014. Rochas Sedimentares-4. *Bookman Editora*.

UHLEIN, A. *et al*. 2015. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DE BACIAS RIFTE PALEO-MESOPROTEROZOICAS DOS CRÁTONS AMAZÔNICO E SÃO FRANCISCO, BRASIL. *Geonomos*, v. **23**, n. 2, p. 1-13

WANKLER, F. L.; PAIM, P. S. G. 2012. A UTILIZAÇÃO DO GEORADAR EM ROCHAS SEDIMENTARES MESOPROTEROZÓICAS NO ESTADO DE RORAIMA, BRASIL.

WANKLER, F. L.; PAIM, P. S. G.; GARCIA, A. J. V. 2003. Arquitetura deposicional e concentração de minerais pesados na Formação Uiramutã, estado de Roraima, Brasil. *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares– Estudo de casos*. FINEP-Petrobras: São Leopoldo, p. 207–223.

DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA EM TESTEMUNHO DE SONDAGEMN ABORDA NE DO DOMO DO SUCUNDURI, BACIA DO ALTO TAPAJÓS, SUDESTE DO AMAZONAS

Sérgio Roberto Almadada Silva[1]; Suzana Lais Castro de Oliveira[2]; Ivan Pereira Marques[1]; Alexandre Alves de Oliveira[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil - SGB; [2]Universidade Federal do Amazonas-UFAM

sergio.almada@sgb.gov.br; suzanalais98@gmail.com; ivan.marques@sgb.gov.br; *alexandre.alves@sgb.gov.br*

RESUMO

A bacia neoproterozoica do Alto Tapajós recobre partes dos estados do Amazonas, Pará e Mato Grosso, assentando-se discordantemente sobre as vulcânicas Colíder, iniciou sua evolução por um rifte neoproterozoico (Beneficente) seguido por outro rifte paleozoico (Alto Tapajós). Na região do alto rio Sucunduri, são conhecidas ocorrências de sulfetos de cobre, o que motivou a Cia. De mineração Morro Vermelho a empreender uma intensa campanha de sondagem durante os anos 70 na localidade de Terra Preta buscando caracterizar essas mineralizações. Um desses testemunhos (TPN-F5) foi descrito macro e microscopicamente com finalidade de compreender e caracterizar as unidades superiores da bacia Alto Tapajós. Foram identificadas 3unidades geológicas: A formação Sucunduri composta por sublitarenitos intercalados com siltitos, apresentando estratificações plano-parelalelas, cimentação por sideritacomfragmentosderochascarbonáticas,entrecortadaspordiversosveioscarbonáticos. O membro São Benedito da Formação Juma é composto por siltitos cinza e argilitos verde escuros, matriz clasto-química, cimentação por calcita cristalina e goethita em bandas intercaladas além de veios carbonáticos com sulfetos disseminados. O membro São Manuel da Formação Juma é composto por conglomerados e grauvacas, fragmentos de rocha carbonática micríticacimentadosporgoethitaecalcitacristalina,apresentandoníveisdechertesubstituição do quartzo por calcedônia. Em todo o perfil éintensaa substituição dos elementos damatriz e cimentação por carbonatos, devido a atuação de intenso hidrotermalismo que teria afetado todas as litologias amostradas pelo furo TPN-F5.

PALAVRAS-CHAVE: Bacia do alto Tapajós, Domodo Sucunduri, petrografiasedimentar.

INTRODUÇÃO

A bacia do Alto Tapajós (Reis *et al.* 2007; Toczeck *et al.* 2019), geologicamente inserida no centro-oeste do cráton Amazonas, recobrindo partes do limite entre as províncias tectônicas Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena. Apresenta forma alongada, direção NW-SE, 138.000km^2 de área e 1700 m de profundidade (Santiago et al. 1980). A bacia foi depositada em não-conformidade sobre as vulcânicas Colíder, sua evolução teria iniciado por um sistema de rifte/sinéclise interior durante o Neoproterozoico, sucedido por outro sistema com instalação de rifte no Paleozoico Inferior e sinéclise no Paleozoico Médio (Teixeira 2001). Localmente afloram

uma sequência vulcanossedimentar proterozoica composta pelos derrames do Grupo Colíder, conglomerados e arenitos vulcanogênicos da Formação Camaiú e litarenitos vulcanogênicos intercalados com tufos da Formação Vila do Carmo, encima das pelas unidades intracontinentais do Grupo Beneficente e da Formação Sucunduri. No topo situam-se as coberturas de bacia intracratônica do grupo Alto Tapajós no qual incluem-se calcarenitos e dolarenitos com estruturas estramatolíticas da Formação Terra Preta e arenitossiltico-argilosos, calcários e brechas sedimentares polimíticas da Formação São Manoel (Figura1-B) e da Formação Juma. No flanco oeste da bacia localiza-se o Domo do Sucunduri, uma grande estrutura circular com aproximadamente 80 km de diâmetro, a qual associa-se uma ampla perturbação tectônica das coberturas sedimentares adjacentes. Ocorrências de sulfetos de cobre são conhecidas na região do Alto Sucunduri desde os anos 70, na localidade de Terra Preta a Cia.demineração Morro Vermelho empreendeu uma campanha de sondagem visando entender as mineralizações e suas rochas hospedeiras (Santiago et al. 1980). O furo de sondagem TPN- F5 localiza-se no ponto de coordenadas 7º49'17"S e 58º56'26"W. (figura 1-A), alto rio Sucunduri, a norte da localidade de Terra Preta. A descrição petrográfica das unidades sedimentares do testemunho de sondagem TPN-F5 fez parte das atividades de aquisição de dados dentro do projeto Mapa Geológico da Folha Rio Acari SB.21-Y-C na escala 1:250.000, a ser executado pelo SGB no período 2022-2024, tendo como objetivo qualificar as rochas subaflorantes buscando conhecer e balizar o empilhamento estratigráfico das unidades superiores da bacia do Alto Tapajós.

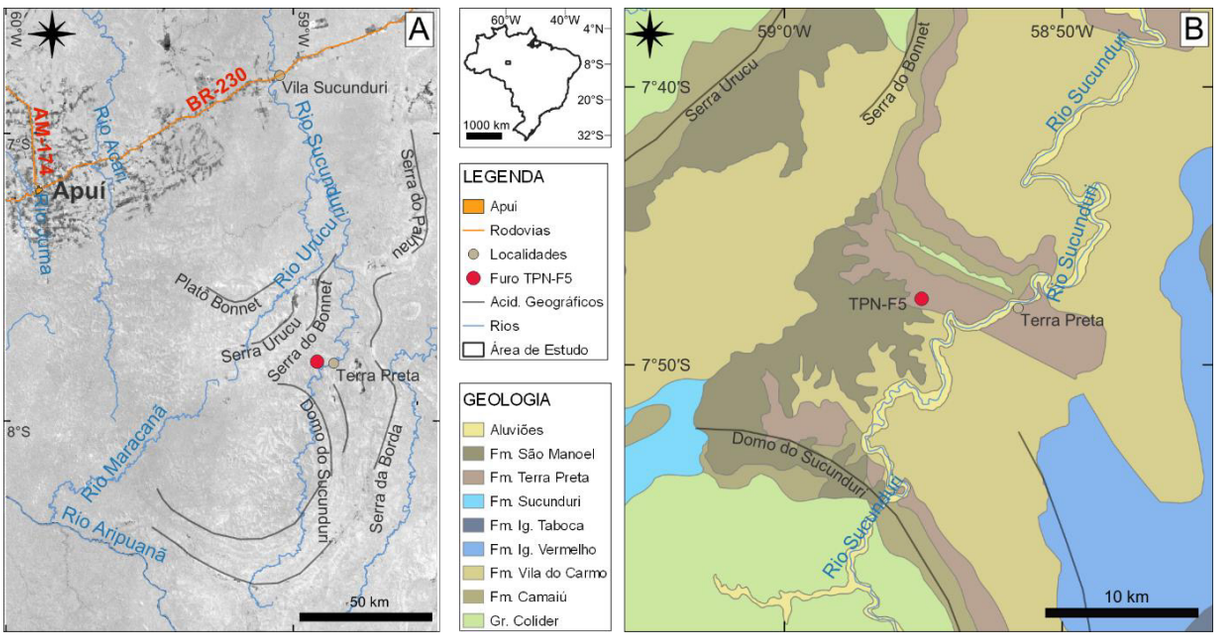


Figura1. (A) localização do furo TPN-F5 no alto rio Sucunduri, borda NE do do modo Sucunduri. B) Mapa litológico da área de Terra Preta (modificado de Meloni et al. 2021).

MATERIAISEMÉTODOS

A caracterização petrográfica das rochas sedimentares amostradas pelo testemunho TPN-F5 consistiu das seguintes etapas: descrição visual dos testemunhos de sondagem com detalhamento da litologia, composição, texturas, estruturas, alterações e contatos, aquisição de fotografias, seleção de amostras para confecção de lâminas petrográficas e desenho de um perfil esquemático representativo da seção estratigráfica. As lâminas foram confeccionadas e descritas nos laboratórios do Serviço Geológico do Brasil, em Manaus.

RESULTADOS

A descrição litológica do testemunho TPN-F5, gerou um perfil a partir do qual foram selecionadas 11 amostras de rochas para confecção de laminas petrográficas. Desde 385 m de profundidade ocorrem quartzo arenitos cinza a róseos, médios a finos, delgadas intercalações desiltitoscinzacomlaminação plano-paralela e subordinadamente estratificações cruzadasde pequeno porte, níveis de chert (silicificação). Na Fig. 2A é apresentado um sublitarenito com grãos de quartzo mal selecionados, esfericida de baixa, extinção ondulante e contatos côncavo - convexos, fragmentos de rocha são quartzos policristalinos e carbonatos fortemente compactados e alterando-separago e thita. Cimento ferruginos o constituído por goethita ocorre na formando linha de sujeira sobre grãos de quartzo e por alteração do cimento de siderita, cimento epitaxítico de quartzo (Fig. 2B) preenche a porosidade. Matriz de natureza clasto-químicadevidoadissoluçãodosfragmentosderochacarbonáticaouporatividadehidrotermal.

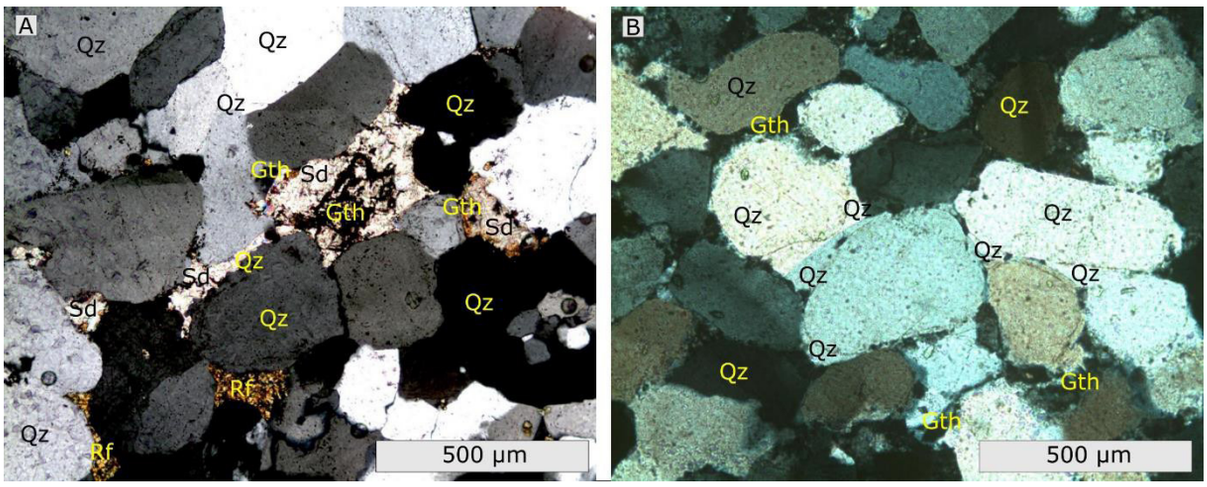


Figura 2. (A) Sublitarenito comcimento carbonático de siderita alterando-se para goethita (359,2 m-NX). (B) - quartzo-arenito com cimento epitaxítico e cimentação por goethita (351m – NX) (Qz-quartzo, Gth-goethita, Sd- siderita, Rf-fragmento de rocha)

Na profundidade de 240 m inicia-se a transição para um siltito cinza finamente laminado,cortadoporvênulasdecalcitacomsulfetosdisseminados,veiosdecarbonatorosado (provavelmente siderita), intercalações de argilitos cinza escuros a esverdeados e lâminas centimétricas de vitrinita. Petrograficamente, a rocha caracteriza-se pela alternância de siltitos e arenitos muito finos, o siltito apresenta grãos de quartzo angulosos, matriz muito fina carbonática-clástica, cimentação goethita + hematita forma delgadas lâminas de coloração escura marcando os planos de laminação ou formando linha de sujeira por sobre os grãos de quartzo. Intensa cimentação por calcita espática ocupa os espaços intersticiais (fig. 3A), de forma disseminada ou substituindo a matriz por cimento micrítico (fig. 3B).

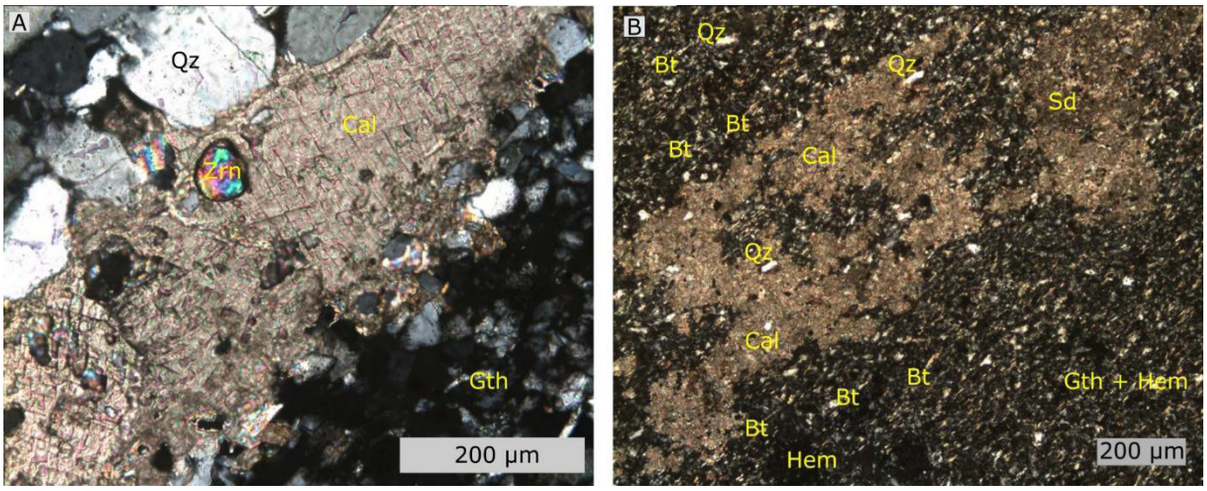


Figura3. (A) Intensacimentação por calcita cristalina envolvendo um grão de zircão (211 m-NX). (B) Siltito com matriz em parte substituída por calcita e siderita microcristalinas, observam-se ainda grãos angulosos de quartzo e ripas de biotita dispostas paralelamente alaminação (101,8m-NX). (Qz- quartzo, Zrn- zircão, Cal-calcita, Gth-goethita, Bt-biotita, hem-hematita, Sd-siderita)

Biotitas ocorrem em formato alongado e estão depositadas por sobre os planos de estratificação. Plagioclásios, microclinas e zircões ocorrem em quantidades acessórias. Fragmentos de rochas carbonáticas intensamente alteradas estão afetadas pela compactação e dissolução química gerando pseudomatriz.

Em 98 m ocorre contato erosional brusco entre siltitos e brecha intraformacional de coloração vermelho a marrom, com calhaus angulosos (litoclastos) de arenitos apresentando composições variadas, em uma matriz de arenito arcoseano fino, estratificação plano paralela, intercalados por níveis de conglomerados medindo cerca de 30 cm. Ocorrência localizada de deformação de sobrecarga e manchas brancas dando a rocha um aspecto mosqueado. Acima predominam arenitos arcoseanos finos com grânulos de fragmentos de rocha. Em lâmina, a rocha é composta por fragmentos de rocha de quartzo-arenitos, carbonatos e siltitos (fig. 4A), grãos de quartzo angulosos com baixa esfericidade cimentados por calcita espática, estando alguns alterados para calcedônia radial. Mais próximo a superfície a rocha é constituída por grãos de quartzo médios a finos, subangulosos, compactados, em uma matriz carbonática micrítica cor creme estando partes da matriz intensamente oxidadas, presença de fina película de óxido de Fe envolvendo os grãos. Alguns poucos cristais de K-feldspatos e plagioclásios intensamente alterados ocorrem dispersos no arcabouço.

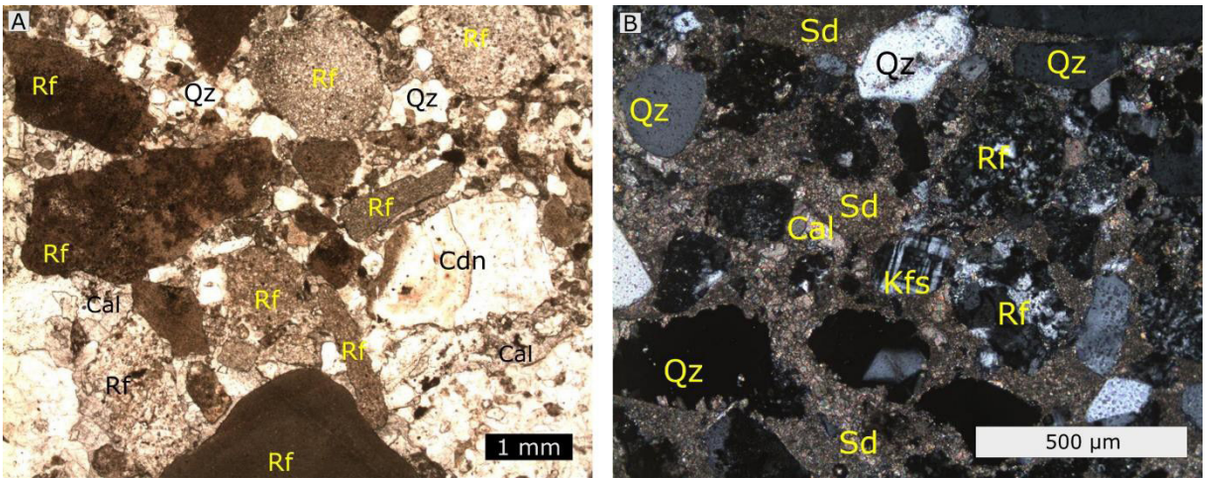


Figura 4: (A) Arenito lítico com fragmentos de quartzo arenito fino, carbonatos e siltitos, observa-se ainda um cristal de quartzo alterado para calcedônia (48,30m-NP). B) Grão de K-feldspato equartzos subarredondados e mumamatriz carbonática micrítica de arenitolítico (24,85m-NX). (Rf-fragmento de rocha, Qz-quartzo, Cal-calcita, Cdn-calcedônia, Sd-siterita, Kfs-K-feldspato)

DISCUSSÕES

A unidade inferior é formada por sublitarenitos e quartzo-arenitos intercalados com siltitos, apresentando estratificações plano-parelalelas, cimentação por siderita, quartzo epitaxiale-goelhita, com fragmentos de rochas carbonáticas e quartzo arenitos. Esta unidade foi associada a Formação Sucunduri, tendo como fonte dos litoclastos rochas carbonáticas do GrupoBeneficente, descrito em outros testemunhos na mesma região. A unidade intermediária pelítica encontra-se cortada por veios centimétricos de calcita e siderita, com sulfetos disseminados, composta por siltitos cinza e argilitos verde escuros, matriz calci-silicática, exibindo intensa cimentação carbonática por calcita cristalina e goethita formando bandas intercaladas. Esta unidade relaciona-se ao membro São Benedito da Formação Juma. A unidade superior é composta por um conglomerado basal, gradando para grauvacas que apresentam fragmentos de rocha carbonática micrítica, cimentados por goethita e calcita, matriz calci-silicática. Esta unidade foi atribuída ao membro São Manuel da Formação Juma.

CONCLUSÕES

As rochas da Formação Sucunduri apresentam diversos litoclastos de rochas carbonáticas, encontram-se entrecortadas por diversos veios carbonáticos, apresentam intensa cimentaçãopor siderita e goethita, substituição dos elementos da matriz por carbonato mediante ação de intenso hidrotermalismo. Esta unidade seria cronocorrelata a Formação Ererê da Bacia do Amazonas (Cunha 2007).

Os siltitos escuros do Membro São Benedito Formação Juma foram datados por Cruz (2005) que identificou no intervalo entre 142 e 218 metros uma fauna de esporomorfos continentais de idade neodevoniana, permitindo assim correlação com a Formação Barreirinha, principal rocha geradora de hidrocarbonetos na bacia do Amazonas (Cunha2007), corroborado pela presença

de vitrinita no perfil. Estes siltitos apresentam como principal característica cimentação carbonática espática substituindo constituintes da matriz, relacionada a atividade hidrotermal. Nesta unidade ocorrem ainda veios centimétricos carbonáticos com sulfetos disseminados, tornando-a uma importante hospedeira de mineralizações de cobre.

O contato como Membro São Manuel se faz por uma brecha intraformacional. É intensa a presença de cimentação carbonática e de fragmentos de rochas carbonáticas tendo como provável fonte o Grupo Beneficente. Este nível de brechas apresenta boa correlação com a Formação Ponta Grossa, marinho das bacias do Paraná e dos Parecis, e com a Formação Curiri da bacia do Amazonas. Além do forte hidrotermalismo carbonático, ocorre silicificação formando níveis de cherts e substituição de grãos de quartzo por calcedônia além de reações hidrotermais que provocam manchas brancas dispersas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cruz N.M.C. 2005. Palinologia e Palinofácies do Furo TPN-5, norio Sucunduri, Estado do Amazonas (AM), Brasil. *Congresso Brasileiro de Paleontologia 19*. Aracaju, CD-ROM.

Cunha P.R.C., Melo J.M., Silva O. 2007. *Bacia do Amazonas*. Rio de Janeiro, Petrobras. Boletim de Geociências da Petrobras, **15(2)**, p. 227-251.

Meloni R.E., Benevides Filho P.R.R., Simões M.S., Lisboa T.M., Ramos M.N, Oliveira A.C.S, Silva A.R.C., Queiroz, L.C. 2021. *Mapa Geológico ARIM Sudeste do Amazonas. Escala 1:500.000*. Manaus, SGB-CPRM. Programa de Gestão Estratégica da Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Ação Áreas de Relevante Interesse Mineral (ARIM).

Reis N.J., D'Antona R.J.G., Camargo M.A. 2007. Uma sucessão vulcanos sedimentar como registro do embasamento da bacia paleozoica do Grupo Alto Tapajós na região dos rios Aripuanã, Juma, Camaiú e Sucundurí, porção sudeste do Amazonas. *Simpósio de Geologia da Amazônia 10*. Porto Velho, p. 308-311.

Santiago A.F., Santos J.O.S., Maia, R.G.N. 1980. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar do Alto Tapajós. *Anais Congresso Brasileiro de Geologia 31(2)*. Camboriú, p. 786-797.

ToczeckA., Schmitt R.S., Braga M.A.S., Miranda F.P. 2019. *Tectonic evolution of the Paleozoic Alto Tapajós intracratonic basin - A case study of a fossil rift in the Amazon Craton*. Journal of South American Earth Sciences, **94**, 23 p.

Teixeira L.B. 2001. *Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós.* In: Melo J.H.G., Terra G.J.S. (eds.). Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-americanas. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo, **20**, p. 1-8.

CARACTERIZAÇÃO TAXONÔMICA DE CONCENTRAÇÕES FOSSILÍFERAS, FORMAÇÕES MANACAPURU E ALTER DO CHÃO, REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEREDO, ESTADO DO AMAZONAS

Taiane Pinto Coutinho[1]; Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira[2]; José Bruno da Silva Furtado[3] Isis Castro Marinho[4]

[1] Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

coutinhotp@hotmail.com; geizecarolinne@ufopa.edu.br; josebrunofurtado@gmail.com; isiscastromarinho@gmail.com

RESUMO

A diversidade da paleofauna da Bacia do Amazonas no Paleozóico despertaram teóricos a iniciarem sua jornada científica em meados de 1870 com a "Expedição de Morgan" e perdurou-se até 1876 com a "Comissão Geológica do Império do Brasil". Durante estas expedições, um grande potencial fossilífero foi identificado, porém poucos são os relatos de braquiópodes Siluro-Devoniano na Bacia Sedimentar Amazônica nas porções ocupadas pela Formação Manacapuru. Sendo assim, o objetivo deste trabalho é a caracterização taxonômica de braquiopodes da Família Lingulidae precedentes de um ponto de coleta realizado no munícipio de Presidente Figueiredo, Amazonas. Em contrapartida, os conteúdos paleontológicos e estudos relacionados as biotas fósseis da Formação Alter do Chão são pouco evidentes. Desta forma, as raras ocorrências fossilíferas na referida formação poderiam resgatar importantes conhecimentos da história geológica na Bacia do Amazonas. Com isso, o registro do primeiro fóssil de dicotiledônea da Família Melastomataceae de hábitos predominantemente herbáceos, arbustivo e arbóreo dotados de nervuras curvinérveas exclusivas dessa família também foram identificadas no munícipio de Presidente Figueiredo.

PALAVRAS-CHAVE: Bacia do Amazonas; Taxonomia; Braquiopódes; Dicotiledôneas.

INTRODUÇÃO

A coluna estratigráfica da Bacia do Amazonas é composta por cinco grupos que variam de idades Ordoviciana a Cenozóica. O mais antigo deles é o Grupo Trombetas associado ao primeiro estágio de deposição da Bacia, cujas rochas registram ocorrência de sedimentos glacio-marinhos. Parte da sucessão estratigráfica compreende a Formação Manacapuru marcada por um período de transição do Siluro-Devoniano. Esta corresponde a uma sequência transgressiva – regressiva composta por granulometria fina a média, pelitos neríticos e litorâneos, folhelhos e siltitos laminados (Cunha *et al*., 2007). A Formação engloba no seu registro macrofóssil, ocorrência de icnofósseis, conulárias, fragmentos euripteríteos, braquiópodes inarticulados e peixes (Janvier & Mello, 1988; Wanderley-Filho *et al.* 2005; Steemans *et al.* 2008; Tomasi *et al.* 2015). Por outro lado, o Grupo Javari, constituinte do último estágio de deposição na Bacia, compreendido predominantemente pela Formação Alter do Chão, é caracterizado por sistema fluvial e lacustre/deltáico compostos por arenitos avermelhados, caulinítico de coloração branco-acinzentada, siltitos e argilitos de coloração avermelhada e conglomerados (Cunha *et al.,* 2007), relativamente pobres em conteúdo fossilífero (Dino *et al.,* 1999).

Sendo assim, embora ocorra uma grande manifestação de organismos durante o Siluro-Devoniano e pequenos potenciais no Cretáceo, os registros faunísticos da Bacia do Amazonas ainda são escassos e pouco detalhados taxonomicamente (Grahn & Melo,1990), inviabilizando possíveis correlações de diferentes biotas a outras Bacias Paleozóicas e Meso-Cenozóicas brasileiras, com estruturação taxonômica bem definidas. Diante disto, este trabalho tem como intuito fomentar a compreensão evolutiva e a caracterização taxonômica desses organismos na borda sul da Bacia do Amazonas, contribuindo para sua aplicabilidade na comunidade cientifica.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dois exemplares fósseis foram coletados em diferentes afloramentos situados na região de Presidente Figueiredo, a norte de Manaus, km 100 à margem da rodovia BR-174 localizado sobre a Ponte do Rio Urubu (02°06'46" S, 59°59'30" W) e rodovia AM-240 nas proximidades da cachoeira da Porteira (02°03'02" S, 59°55'10" W). As amostras foram coletadas *in situ*, sendo encontradas em afloramentos de folhelhos carbonosos e, posteriormente, em rochas de matriz argilosa caulinizada. Após esta etapa, as amostras foram encaminhadas ao Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA), onde foi realizado o processo de classificação taxonômica dos organismos, baseados em suas estruturas morfológicas em comparação com a literatura especializada (Hickey, 1974; Emig, 1997; Holmer & Popov, 2000; Martins, 2009). Os exemplares foram identificados com auxílio de um estetoscópio binocular da marca Edulab e medidos com auxílio de um escalímetro.

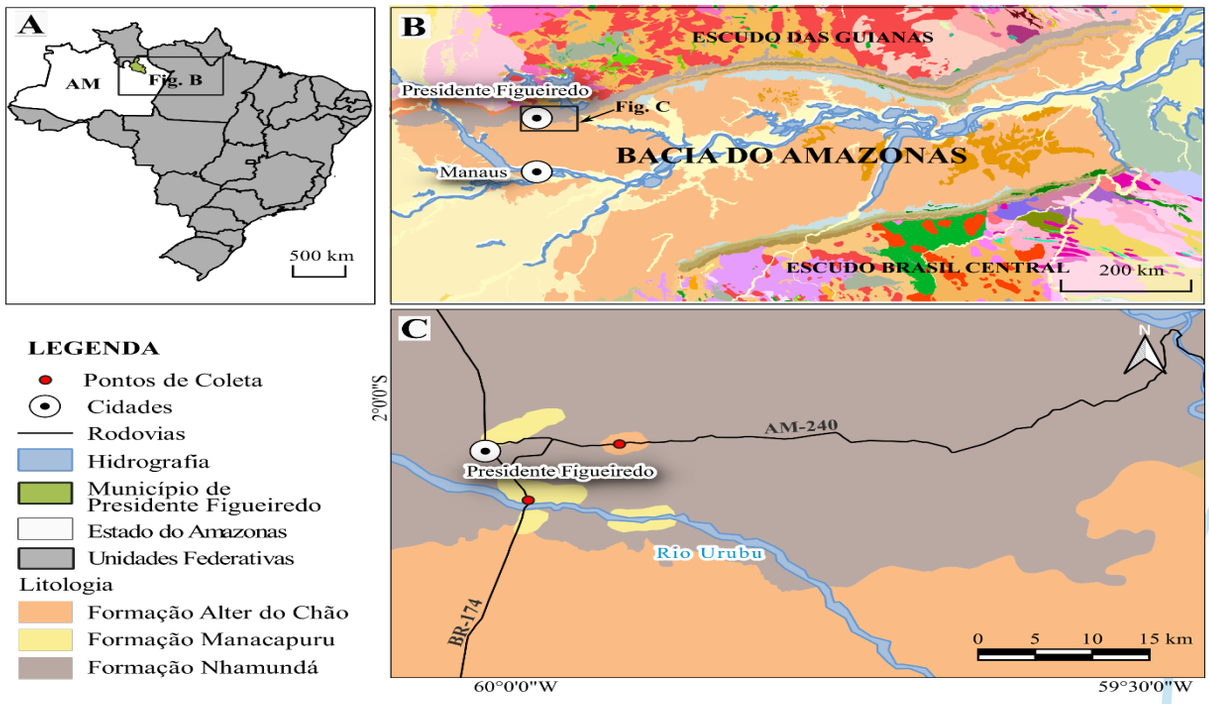


Figura 1. Mapa de Localização da área de estudo. Modificado de Nogueira Neto (2013).

RESULTADOS

Reino ANIMALIA Cavalier-Smith, 1981

Filo BRACHIOPODA Cuvier, 1805

Classe LINGULATA Gorjansky & Popov, 1985

Ordem LIGULIDA Waangen, 1885

Superfamília LINGULOIDEA Waagen, 1885

Família LINGULIDAE Menke, 1828

Gênero *Lingula* Bruguiére, 1797

Descrição: A concha deste braquiópode é alongada em formato ovóide, com estruturações laterais em padrão sub-paralelo. Sua ornamentação é composta por leves costelas radiais e finas estrias de crescimento concêntricas, que iniciam próximo ao umbo e crescem em direção à crista da valva branquial. O ápice achatado denota uma suave elevação. Suas dimensões consistem em 1,8 cm. (Figura 2A – B).

Amplitude estratigráfica: Ordoviciano até os dias de hoje (Moore, 1997)**.**

Distribuição Geográfica: Formação Manacapuru, Jatapu e Ererê, Bacia do Amazonas (Ratbun, 1878; Fonseca & Pociano, 2011; Tomazi *et al.*, 2015). Formação Pimenteira, Bacia da Parnaíba (Melo, 1985; Fonseca & Pociano, 2011). Formação Ponta Grossa e São Domingos, Bacia do Paraná (Zanibi, 2007; Bosetti et al. 2010).

Reino PLANTAE Cavalier-Smith, 1981

Filo TRACHEOPHYTA Sinnott, 1935

Classe MAGNOLIOPSIDA Takhtajan, 1980

Ordem MYRTALES Berch & J. Presl, 1820

Família MELASTOMATACEAE Juss, 1789

Descrição: Este fóssil se apresenta em formato ovular, superfície convexa e extensões laterais curvilíneas. Sua ornamentação é composta por uma nervura primária no centro, complementado por um par de nervuras curvinérveas, as quais formam um ângulo obtuso que se origina na porção inferior do pecíolo e segue até o ápice. Nas porções centrais da lâmina, os vasos dividem-se em cerca de dezessete linhas que estão em traços retos, porém em formato diagonal. As bordas laterais da folha apresentam a mesma composição em traços finos, porém mais espaçados de um para outro. Seu comprimento e largura consiste em 1cm em ambos. (Figura 2C – D).

Amplitude estratigráfica: Cretáceo Superior ao presente (Wang, 2021).

Distribuição Geográfica: Formação Fonseca, Bacia de Fonseca (Duarte, 1956). Formação Pindamonhagaba, Bacia de Taubaté (Fittipaldi & Simões, 1990)**.** Formação Itaquaquecetuba, Bacia de São Paulo **(**Bento dos Santos, 2009). Formação Pirabas, Plataforma Bragantina (Duarte 2004).

DISCUSSÕES

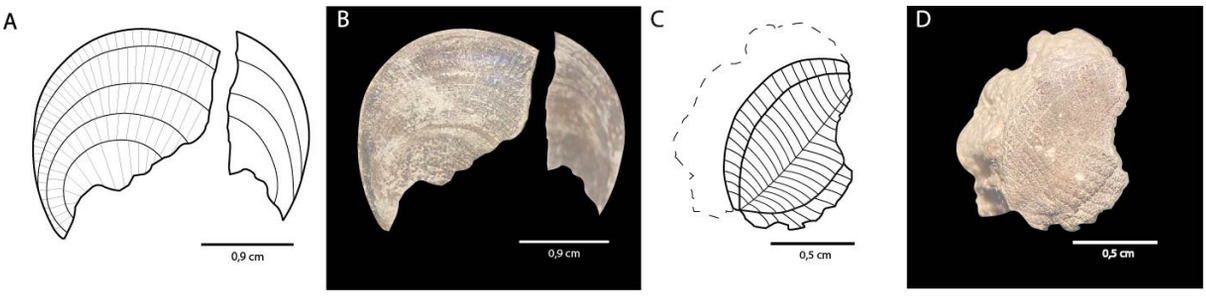


Figura 2. Braquiópode. *Lingulata* A-B, resto vegetal de folha C-D A) Vista da valva ventral, B) representação esquemática superficial da valva ventral, C) porção ventral do organismo. D) representação esquemática da porção superficial.

O espécime analisado (Figura 2A – B) pertence ao gênero *Lingula,* cuja suas propriedades morfológicas consistem em conchas biconvexas, com formato ovular a sub-retangular ornamentadas por suaves linhas concêntricas, com margens laterais sub-paralelas ou convexas (Emig, 1997). Eventualmente, podem manifestar finas estriações radiais. Estas informações foram essenciais para a taxonomia do fóssil estudado. De acordo com Holmes & Popov (2000), o modelo de vida destes organismos pode ser compreendido por sua aparência "linguliforme" da concha, pois com auxílio das valvas são capazes de escavar o ambiente onde estão alojados (intermarés e submaré rasa) e construir abrigos onde consigam habitar. Estes são dos poucos organismos endobentônicos que restaram no registro fossilifero de braquíopodes. Na Bacia do Amazonas, o gênero estudado foi assinalado no Siluriano e no Devoniano (Carvalho 1972; Carvalho, 2011; Tomasi *et. al*. 2015). A descoberta deste gênero nesta bacia foi proveniente do trabalho de Rathbun (1878) na "Expedição Morgan" e da "Comissão Geológica do Império do Brasil". Na região onde está situada a Formação Manacapuru, o organismo foi descrito pela primeira vez por Wanderley-Filho *et al.* (2005).

Já em relação à existência deste inédito conteúdo fossilífero (Figura 2C – D), descrito neste trabalho, pode ser considerado uma peculiaridade em relatos paleontológicos da Bacia do Amazonas, pertencentes às primeiras plantas com flores com estruturação morfológica, que sugerem semelhanças com a Família Melastomataceae. Estas podem ser reconhecidas entre as eudicotiledôneas por nervação acródroma perfeita, nas quais nervuras primárias laterais de composição igual ou pouco inferior a nervura principal mediana e nervuras mais estreitas, mesmo que corram em conjuntos de arcos paralelos na margem da base ao ápice foliar, **são denominadas de secundárias. Est**as são característica exclusivas desta família (Hickey, 1974). Possuem hábitos herbáceo, arbustivo, arbóreo e menos frequentemente epifítico e lianescente (Martins, 2009). Essas plantas atualmente distribuem-se em todo território nacional, predominantemente em florestas ombrófilas densas no Dom**ínio Amazônico e Mata** Altântica, sendo descrita pela primeira vez na Formação Alter do Chão.

CONCLUSÕES

Ao que tange ao conteúdo paleontológico dos períodos Siluro-Devoniano na Bacia do Amazonas, embora ricamente diversificado ainda é pouco explorado. Portanto, a ocorrência do gênero *Lingula* nos estratos marinhos da Formação Manacapuru contribuiu para identificação deste gênero neste trabalho. Desta forma, a caracterização deste material poderá colaborar para o entendimento evolutivo da família e correlações futuras com as demais bacias paleozoicas brasileiras. Ao que concerne à Formação Alter do Chão, embora aponte um o empobrecimento fossilífero, durante a consecução desta pesquisa, pode-se identificar pela primeira vez, na referida formação, fragmentos fósseis de dicotiledôneas com semelhanças marcantes à Família Melastomataceae. Tal descrição oferece novas observações sobre o registro paleontológico da formação a contribuir como base de futuras abordagens.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bento dos Santos, D. 2009. A paleopalinologia na reconstrução da paisagem paleógena na Formação Itaquaquecetuba (Mineradora Itaquareia 1), Bacia de São Paulo, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade de Garulhos, Garulhos, 302p.

Bosetti E.P., Horodyski R.S., Zabini C., Matsumura W.M.K., Penteado A.C. 2010. Ocorrência de fenótipos subnormais no limite Neoeifeliano/Eogivetiano, Tibagi, estado do Paraná: implicações tafonômicas e paleossinecológicas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Ciências Naturais, **5**(2): 135-149.

Carvalho, R.G. Braquiópodes Devonianos da Bacia do Amazonas. São Paulo. 140 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1972.

Carvalho I. S., 2011. Paleontologia: Microfósseis e Paleoinvertebrados. ed. Rio de Janeiro: v. 2, *Editora Interciência*, 2011.

Clarke, J. M. Fósseis Devonianos do Paraná. Monographias do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, n. 1, 1913, p. 1-353

Cunha P. R. C., Melo J. H. G., Silva O. B. 2007. Bacia do Amazonas**.** *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**: 227-251.

Duarte, L. 1956. Melastomataceae fósseis da Bacia terciária de Fonseca, Minas Gerais. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, Rio de Janeiro.

Duarte, L. 2004. Paleoflórula. In: Rossetti, D. F & GOES, A. M. (eds). O Neógeno da Amazônia Oriental. *Museu Paraense Emílio Goeldi*. Coleção Friedrich Katzer. C6: 169-222.

Emig, Christian C. Ecology of the inarticulated brachiopods. In: KAESLER, R. L. (Ed.) Treatise on Invertebrate Paleontology. Part H - Brachiopoda. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas: Geological Society of America and University of Kansas, 1997. p. 473-495.

Fittipaldi, F.C. & Simões, M.G. 1990. Restos vegetais da formação Pindamonhangaba (Cenozoico, Bacia de Taubaté). In: Reunião de Paleobot. e Palinól., 7, 1990, São Paulo, Paleobot Latinoamericana (Circ. Inform. Da ALLP) Resumo das Comunicações, **9**(1): 18-19.

Fonseca, V. M. M. & L. C. M. O. Ponciano, 2011. Braquiópodes do Devoniano Médio das Bacias do Amazonas e Parnaíba. In: I. S. Carvalho, N. K. Srivastava, O. Strohshoen Jr. & C. C. Lana (Eds.): Paleontologia: cenários de vida: v. 4: 170-190. Interciência, Rio de Janeiro.

Grahn, Y. & Melo, J. H. G. 1990. Bioestratigrafia dos Quitinozoários do Grupo Trombetas nas faixas marginais da bacia do Amazonas. Relatório Interno da Petrobrás, 86p

Hickey, L.J. 1974. Classification de la arquitetura de lashojas de dicotiledôneas. *Boletim de la Sociedad Argentina de Botânica* **16**(1-2): 1-26

Holmer LE, Popov LE. 2000. Class Lingulata. See Kaesler & Selden 1997–2007, Vol. 2, pp. 30–146.

Janvier. P., Melo, J.H.G. Acanthodian fish remains from the Upper Silurian or Lower Devonian of the Amazon Basin, Brazil. Palaeontology, v. 31, n. 3, p. 771- 777, 1988.

Nogueira Neto, I.L.A. 2013. Estratigrafia, Análise de Fácies e Proveniência das Unidades Litoestratigráficas Aflorantes na Região de Presidente Figueiredo – Am, Borda Norte da Bacia Do Amazonas. Belém, CG/UFPA. Dissertação de Mestrado.

Martins, A.B. 2009. Melastomataceae. In: S.E. Martins, M.G.L. Wanderley, G.J. Sheperd, A.M. Giulietti, T.S. Melhem (eds.). Flora fanerogâmica do estado de São Paulo. FAPESP, São Paulo, pp. 1-4.

Melo, J. H. G.,1985. A província Malvinocáfrica no Devoniano do Brasil: estado atual dos conhecimentos. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Moore, Raymond. C. Treatise on Invertebrate Palaeontology. Invertebrate Palaeontology Part H Brachiopoda. *Geological Society of Amer*; Revised edition. November 1997.

Rathbun R. 1878. The Devonian Brachiophoda of the Province of Pará, Brazil. *Boston Society of Natural History*, **20**: 14-39

Rocha P. F. Palinoestratigrafia e Interpretação Paleoambiental da Formação Manacapuru, Região de Presidente Figueiredo (Am), Lochkoviano Da Bacia Do Amazonas. 2018, 82 f. Dissertação (Mestrado Geociências) UFAM, Amazonas, 2018.

Rocha P. F., Silveira R. R., Barbosa R. C. M. 2019. Age and palaeoenvironments of the Manacapuru Formation, Presidente Figueiredo (AM) region, Lochkovian of the Amazon Basin. *Brazilian Journal of Geology*, **49**(4): 1-12.

Steemans, P., Rubinstein, C, Melo, J.H.G. Siluro-Devonian miospore biostratigraphy of the Urubu River area, western Amazon Basin, northern Brazil. Geobios, v.41, n.2, p. 263-282, 2008.

Tomassi, H.Z., Almeida, C.M., Ferreira, B,C., Brito, M.B., Barberi, M., Rodrigues, G.C., Teixeira, S.P., Capuzzo, J.P., Gama-Júnior, J.M., Santos, M.G.K.G. Preliminar results of paleontological salvage at Belo Monte Powerplant construction. *Brazilian Journal of Biology*, v. 75, n.3, p.277-289, 2015.

Zabini C. 2007. Lingulídeos da sucessão devoniana da Bacia do Paraná, região dos Campos Gerais, Brasil: revisão de conceitos biológicos-ecológicos e análise tafonômica básica. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 144 p.

Wang H. Fossil Melastomataceae From The Upper Cretaceous of New Jersey. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação Universidade de Cornell. 2021.

Wanderley-Filho, J.R., Melo, J.H.G., Fonseca, V.M.M., Machado, D.M.C. Bacias sedimentares brasileiras: bacia do Amazonas. *Phoenix*, v.7, n. 82, p. 1-6, 2005.

Williams A., Rowell A. J. 1965. Treatise on invertebrate paleontology. H. Brachiopoda. **1**: 284-286.

FILO BRACHIOPODA E ARTHROPODA REGISTRADO EM DEPÓSITOS DEVONIANOS DA FORMAÇÃO MAECURU, BACIA DO AMAZONAS

Taiane Pinto Coutinho[1]; Geize Carolinne Correia Andrade Oliveira[2]; José Bruno Furtado[3]

Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA

coutinhotp@hotmail.com; geize.oliveira@ufopa.edu.br; josebrunofurtado@gmail.com

RESUMO

A Formação Maecuru datada do Devoniano Médio na Bacia do Amazonas é atribuída pela alta diversidade de braquiópodes, bivalves, crinoides e trilobitas. Neste trabalho, foram identificadas porções bem preservadas da válvula branquial do gênero *Protoleptostrophia* pertencente ao filo Brachiophoda e exoesqueleto de trilobita do gênero *Metocryphaeus.* A ocorrência do primeiro holótipo é recorrente em estratos devonianos da formação estudada. Por outro lado, são raras as aparições do gênero de trilobita, na Bacia do Amazonas. A presença destes espécimes contribuem para interpretações paleobiogeográficas relativas ao modelo de distribuição e rotas migratórias de invertebrados, na porção norte do Gondwana, durante o Devoniano na Bacia do Amazonas.

PALAVRAS-CHAVE: Formação Maecuru; Devoniano; *Protoleptostrophia*; *Metacryphaeus*

INTRODUÇÃO

Os registros sedimentares da Bacia do Amazonas distribuem-se, no Brasil, do Pará ao Amazonas. Seu preenchimento sedimentar é constituído por sequências estratigráficas que se formaram em função das variações eustáticas do nível do mar e a eventos paleozóicos de ruptura do mega-continente gondwânico e mesozóicos com a abertura do Oceano Atlântico (Cunha *et al.,* 2007). Na porção central da sinéclise, a Formação Maecuru estabelece a mais alta diversidade de registros paleontológicos do Devoniano no Brasil constituída por braquiópodes, bivalves, gastrópodes, tentaculitídeos, trilobitas, corais, briozoários, crinoides, icnofósseis, escolocodontes, esporomorfos, acritarcos, e quitinozoários (Machado, 1990a; Cunha *et al*., 1994).

Especificamente no Devoniano médio-inferior, (Emsiano e o Eo-Eifeliano) ocorreu um ciclo transgressivo – regressivo que resultou na deposição da Formação Maecuru. Esta formação aflora nos flancos N-S da Bacia do Amazonas, constituída por arenitos e pelitos flúvio-deltáicos a neríticos, depositados em ambiente marinho com incursões glaciais (Cunha *et al.,* 2007). Ainda no Devoniano, Lima (1989) aponta que ocorreram transgressões marinhas que cobriram grande parte do atual território brasileiro, deixando importantes remanescentes nas bacias sedimentares do Amazonas, Paraná e Parnaíba. No entanto, o distanciamento junto a escassez das exposições deliberaram rigorosas limitações sobre a pesquisa de fósseis devonianos na Bacia do Amazonas. Diante disto, atualmente são poucos os estudos detalhados referentes ao registros fossilíferos dos organismos encontrados e classificados taxonomicamente ao longo deste trabalho.

Portanto, o objetivo deste trabalho é promover a apresentação e descrição taxonômica dos dois exemplares fósseis presentes nos estratos da Formação Maecuru, tratando-se de um único arquétipo de cada filo mencionado na tentativa de aprimorar a compreensão desses organismos e os ambientes deposicionais aos quais sucederam.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a execução deste trabalho, foram desenvolvidos protocolos de campo e laboratório. Na etapa de campo, o fóssil foi precedente de afloramento situado nas proximidades do munícipio de Alenquer, noroeste do Estado do Pará, cujo acesso dirige-se da rodovia PA-254.

O conteúdo fossílifero estava contido numa amostra de arenito. Para a retirada do organismo da matriz rochosa, foi utilizado um martelo geológico e, em seguida, encaminhados ao Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA). Logo após, os espécimes fósseis foram catalogados, medidos com um escalímetro e registrados por meio de fotografia.

A classificação taxonômica do trilobita identificado foi baseada em acervos literários representativos (Lieberman, 1993; Meira, 2016). Para o Brachiopoda, utilizou-se (Ruppert & Barnes, 1996; Hall, 1867; Elisson 1965).

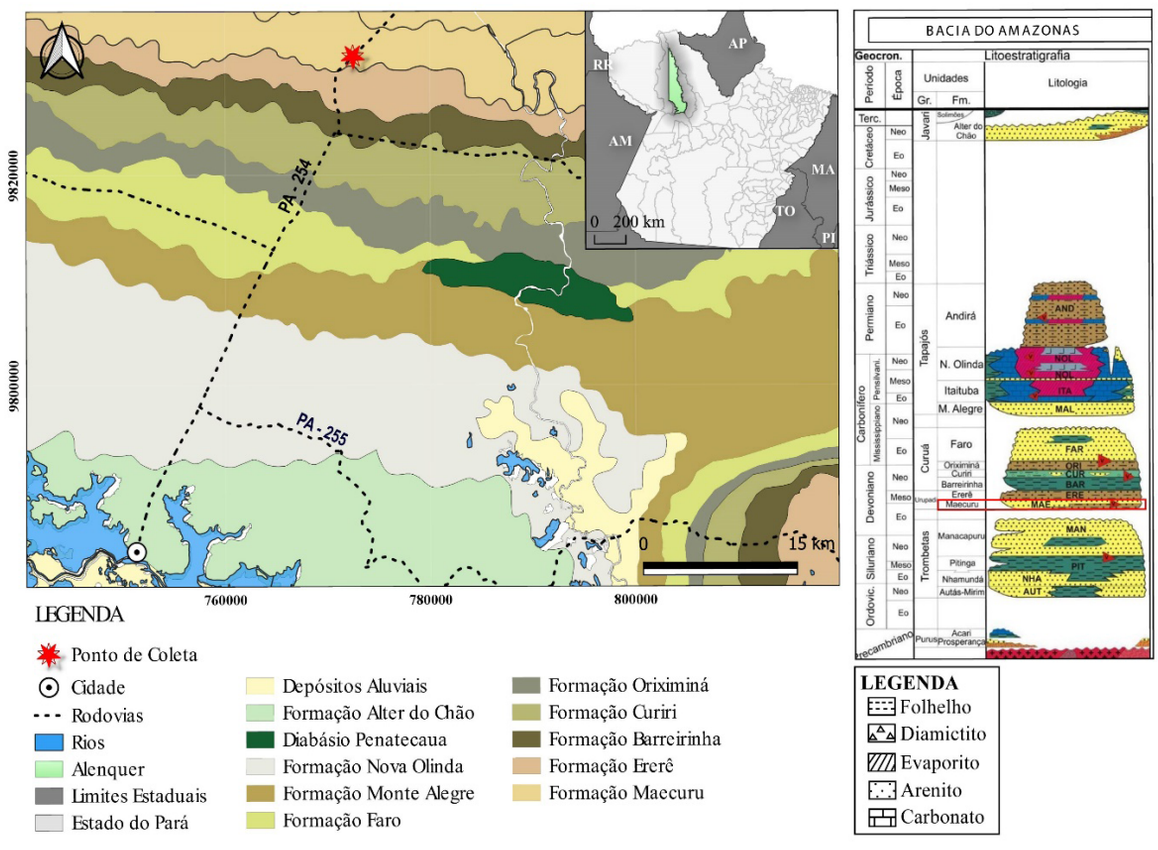


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. Modificado de Silva *et al.* (2023).

RESULTADOS

Reino ANIMALIA Cavalier-Smith, 1981

Filo BRACHIOPODA Cuvier, 1805

Classe STROPHOMENATA Williams *et al.* 1996

Ordem STROPHOMENIDA Opik 1934

Superfamília STROPHOMENOIDEA King 1846

Família LEPTOSTROPHIIDAE Caster, 1939

Gênero *Protoleptostrophia* Caster, 1939

Descrição: Gênero identificado possui padrão semicircular a subquadrado em seu contorno, que se estende da porção basal até a região superior. A concha compreende uma largura de aproximadamente 2,5 cm. A valva branquial está ornada por costelas radiais finamente espaçadas saindo do umbo até a borda da concha. A concha plano-convexa compõe linhas de crescimento concêntricas no seu interior e seu comprimento consiste em cerca de 2cm.

Amplitude estratigráfica: Siluriano ao Devoniano Superior (Sepkoski, 2002).

Distribuição geográfica: Formação Maecuru e Ererê, Bacia do Amazonas (Melo, 1988; Carvalho, 1975).

Reino ANIMALIA Cavalier-Smith, 1981

Filo ARTHROPODA Siebold & Stannius, 1845

Classe TRILOBITE Watch, 1771

Ordem PHACOPIDA Salter 1864

Superfamília ACASTOIDEA Reijers, 1972

Família CALMONIIDAE Delo, 1935

Gênero *Metacryphaeus* Reed, 1907

Descrição: O organismo apresenta região cefálica pouco preservada, no entanto, o seu formato é expansivo. Possui exoesqueleto em contorno subtriangular e moderadamente convexo. A região torácica é composta por 16 segmentos lapelares, com largura constante em toda extensão de seus anéis axiais, levemente curvado, alargando abaxialmente. As pleuras consistem em sulcos pleurais profundos, largos e subangulares confluentes com os sulcos axiais. O pigídio apresenta lobo axial reto em contorno triangular; seus primeiros anéis axiais são arqueados para frente e sua curvatura diminui em direção aos anéis posteriores. As primeiras costelas pleurais estão ligeiramente alongadas e arqueadas para frente e estreitam-se ao longo das costelas posteriores, na região do pigídio. Seu comprimento apresenta cerca de 4,5 cm e sua largura varia de 3cm a 1,8cm.

Amplitude estratigráfica: Devoniano Inferior ao Devoniano Superior (Sepkoski, 2002).

Distribuição geográfica: Formação Ererê, Bacia do Amazonas (Melo, 1988); Formação Pimenteira e Longá, Bacia do Paraíba (Carvalho 1995; Carvalho *et al*., 1997); Formação Ponta Grossa e São Domingos, Bacia do Paraná (Soares *et al*., 2008; Carbonaro et al., 2016).

DISCUSSÕES

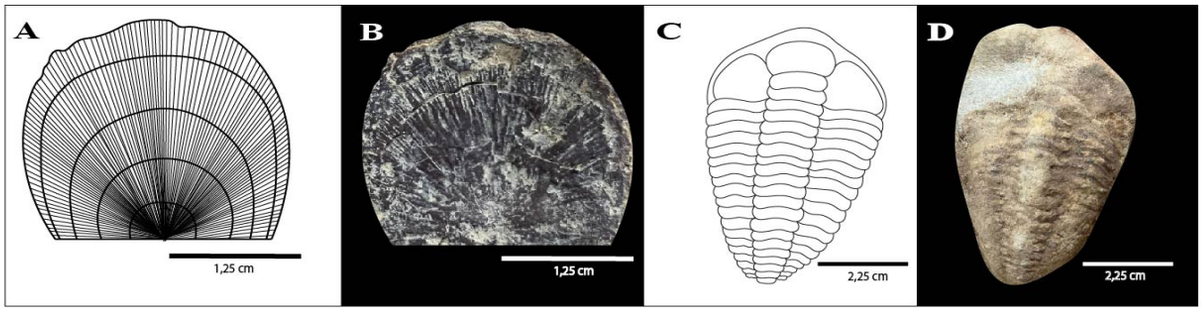


Figura 2. A) vista da valva branquial, B) representação esquemática superficial da valva branquial, C) segmento torácico de trilobite, D) representação esquemática superficial do tórax

O gênero *Protoleptotrophia,* identificado neste trabalho (Figura 2: A, B), apresenta características morfológicas semelhantes ao gênero *Leptostrophia,* ao que tange sua válvula pendicular (Ellison, 1965). Porém, distingue-se deste gênero devido à ausência de placas de soquete e sua proporção relativamente menor. Esta gênero é destacado por seu perfil planar, com numerosas costelas radiais fasciculadas e estreitas, análogas às adjacentes. Apenas alguns espécimes apresentam finas estrias concêntricas e aspecto espinhoso ao longo das costelas (Hall, 1867), as eventuais estrias puderam ser observadas no espécime analisado.

O gênero *Metacryphaeus,* aqui estudado (Figura 2: C, D), evidencia expansão torácica e pigidial interpretadas como lapelas ou espinhos. Os lóbulos pleurais são representativas do corpo achatado com estruturas largas e arredondadas, assim como visto no trabalho de Soares *et al.* (2008). Seus sulcos axiais são caracterizados por serem retos e estão conectados com a borda anterior do anel occipital (Meira *et al.,* 2016). Os lóbulos pleurais prolongam-se até os axis pigidiais, que são compostos por cinco pares de lóbulos pleurais pigidiais (Lieberman, 1993). Sua região cefálica é consideravelmente expandida exibindo forma subarredondada, enquanto o céfalo apresenta contorno subtriangular (Meira, 2016). Todas estas características foram de extrema importância para a identificação do holótipo classificado neste trabalho.

Diante do material fossílifero interpretado, pertencentes a Formação Maecuru, cujo, episódios de transgressões marinhas na Bacia do Amazonas no Emsiano-Eifeliano, cooperaram para sua deposição e consequentemente a distribuição e diversidade de macroinvertebrados, como o gênero *Protoleptostrophia sp.,* este, atualmente tem sua ocorrência limitada em estrados devonianos da formação Maecuru e Ererê em território brasileiro (Melo, 1988; Carvalho, 1975) e em território estrangeiro, com limites regionais com o Brasil, a Bacia de Tarija pertencente a Bolívia, desta forma é possível levantar a hipótese que a disposição desse espécime pode ter sido derivada de conexões marinhas entre a Bolívia e a Bacia do Amazonas na idade Emsiana, com suas respectivas formações Icla, Huamampampa e Iquiri (Boucot, 1988; Isaacson, 1977; Meira, 2016). Em contrapartida, embora o gênero *Metacrypaheus sp.*, obtenha a mesma configuração, visto que há relatos deste nas citadas formações bolivianas, o holótipo pode também ter sua identidade revelada na Bacia do Amazonas por meio de rotas migratórias a nordeste e sudoeste da Bacia, onde estão situadas as demais bacias paleozoicas brasileiras com formações da mesma idade onde encontram-se alojados (Carvalho, 1995; Soares *et al.,* 2008; Meira, 2016; Carbonaro, 2016).

CONCLUSÃO

Embora os estudos paleontológicos dos depósitos fossíliferos do Devoniano sejam escassos no Estado do Pará, principalmente se tratando dos filos braquiópoda e artrópoda, foram identificados neste trabalho dois gêneros: *Protoleptotrophia* e *Metacryphaeus.* A diversidade destes espécimes são recorrentes e abundantemente registrados em outras formações devonianas latino-americanas. Fósseis desse período vêm continuamente sendo encontrados nas últimas décadas na Formação Maecuru fornecendo inéditos dados paleontológicos e estratigráficos que contribuem diretamente para a construção de um acervo faunístico mediante as relações paleobiogeográficas das assembleias fossilíferas e sua explicação paleoecológica e geocronológica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Boucot, A.J. 1988. Devonian biogeography: na update. In: N.L. McMillan, A.F. Embry, O.J. Glass (Eds.) *Devonian of the world* (v.1, 211-227). Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists.

Carbonaro, F.A.; Meira, F. Van E.; Leme, J. De M.; Bossetti, E.P. & Ghilardi, R.P. 2016. Metacryphaeus tuberculatus and Metacryphaeus australis (Trilobita, Phacopida) from the Devonian of the Paraná Basin: Taxonomy and Palaeobiogeography. Ameghiniana, **53**(5):552-564.

Carvalho, M.G.P. 1995. Trilobitas devonianos da Bacia do Parnaiba (formações Pimenteira, Cabeças e Longá). PhD Thesis, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 132 p.. Unpublished1.

Carvalho, M.G.P., Edgecombe, G.D., and Lieberman, B.S. 1997. Devonian calmontid trilobites from the Parnaíba Basin, Piaui State, Brazil. American Museum Novitates 3192: 1- 11.

Cunha, P. R. C., J. H. G. Melo & O. B. Silva, 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras 15(2): 227-251.

Cunha, R.C.P.; Gonzaga, G.F.; Coutinho, F.C.L. & Feijó, J.F. 1994. Bacia do Amazonas, Boletim de Geociências da Petrobrás, **8** (1): 47-55.

Elisson, R. L. 1965. Stratigraphy and Paleontology of the Mahantango Formation in south-central Pennsylvania. Pennsylvania Geological Survey Bulletin G48.

Fonseca, V. M. M. & Ponciano, L. C. M. O. 2011. Braquiópodes do Devoniano Médio das Bacias do Amazonas e Parnaíba. In: I. S. Carvalho, N. K. Srivastava, O. Strohshoen Jr. & C. C. Lana (Eds.): Paleontologia: cenários de vida: v. 4: 170-190. Interciência, Rio de Janeiro.

Hall, J. 1867. Account of some new or little known species of fossils from rocks of the age of the Niagara Group. State of New York in Senate Document 239: 305-410.

Isaacson. P. E., 1977. Devonian stratigraphy and brachiopod paleontology of Bolivia. part A: Orthida and Strophomenida. *Palaeontographica Abteilung A* **155**(5-6):133-192

Lieberman, BS Sistemática e biogeografia do "Grupo *Metacryphaeus*", Calmoniidae (Trilobita, Devoniano), com comentários sobre as radiações adaptativas e a história geológica do Reino Malvinokaffric. *Journal of Paleontology* 67 (4), 549–570 (1993).

Lima, M.R. Fósseis do Brasil. São Paulo: T.A Queiroz Ed. LTDA – EDUSP. 1989.

Machado, D. M. C. 1990 a. Biválvios Devonianos da Bacia do Amazonas (Formações Maecuru e Ererê): Considerações Sistemáticas e Paleoautoecológicas. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 228p.

Meira, F. van E. 2016. Revisão Sistemática e Paleobiogeográfica de Trilobitas Phacopida (Homalonotidae e Calmonidae) do Devoniano das Bacias do Parnaíba e Amazonas, Brasil. Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado.

Meira, F. van E., Carbonaro, F.A., Ghilardi, R.P., and Leme, J. M. 2016. in press. The "*Metacryphaeus tuberculatus* Group" (Trilobita, Calmoniidae) from the Devonian of the Parnaíba Basin

Melo, J.H.G. 1988. The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil. Canadian Society of Petroleum Geologists 14: 669–703.

Racheboeuf, P. R; Gourvennec, R; Deynoux, M.D. 2004. The Devonian of the Hodh area (Islamic Republic of Mauritania): paleontology and stratigraphy. Journal of Paleontology **78**(1): 98-110.

Ruppert E. E.& Barnes, R. D. 1996. Zoologia dos invertebrados. 6ª Edição. São Paulo: Editora Roca. 1028 p

Sepkoski J. J. 2002. A compendium of fossil marine animal genera. *Bulletins of American Paleontology* 363:1-560.

Silva, Y.A., Oliveira, G.C.C.A., Oliveira, R.S. (2023). Caracterização paleoambiental dos depósitos pensilvanianos da Formação Itaituba através da análise de microfácies e invertebrados marinhos, Bacia do Amazonas. *Contribuição à Geologia da Amazônia.* Belém: SBG-Núcleo Norte, 2023. v. 12. p. 187-211

Soares, S.P., Simões, M.G., and Leme, J.M. 2008. Metacryphaeus rotundatus, um novo elemento da fauna de trilobites Calmoniidae (Phacopida) da Formação Ponta Grossa, (Devoniano), Bacia do Paraná, Brasil. Geologia USP - Série Cientifica **8** (1): 15- 24.

DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS ICNOFÓSSEIS SILURO-DEVONIANOS DAS BACIAS DO AMAZONAS E PARNAÍBA

Taynara C.m. Martins[1]; Joelson L. Soares[2]

[1] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará - UFPA;
[2] Programa PET Geologia, Universidade Federal do Pará – UFPA

(taynara.martins@ig.ufpa.br; jlsoares@ufpa.br)

RESUMO

Os icnofósseis das formações siluro-devonianas das bacias do Amazonas e Parnaíba foram avaliados quantitativamente com objetivo de verificar variações em termos de abundância e icnodiversidade ao longo do seu posicionamento estratigráfico. Verificou-se que as formações influenciadas pela glaciação siluriana (formações Nhamundá e Ipu) apresentam uma baixa icnodiversidade e abundância que varia de muito alta (Nhamundá = 324) a muito baixa (Ipu = 58). Enquanto as formações depositadas durante a transgressão pós-glacial exibem icnodiversidade e abundância muito maior que os depósitos diretamente influenciados pela glaciação em ambas as bacias. Estas mudanças no padrão de bioturbação sugerem que não somente fatores locais influenciaram a ocupação do substrato e que eventos regionais como glaciações e transgressões afetaram a fauna bentônica em ambas as bacias no mesmo período.

PALAVRAS-CHAVE: Icnoestratigrafia; Paleoambiente; Grupo Trombetas; Grupo Serra Grande.

INTRODUÇÃO

Icnofósseis são excelentes indicadores de mudanças paleoclimáticas e paleoambientais e, dessa forma, representam parâmetros ambientais e estratigráficos importantes na análise de estratos, principalmente no tocante aos depósitos siliciclásticos, onde o registro fóssil é, em geral, ausente (MacEarchen *et al*. 2010). Durante o Siluriano na América do Sul períodos glaciais seguidos por extensas transgressões marinhas formavam mares rasos que, por sua vez, conectavam muitas das bacias intracratônicas do Gondwana Oeste (Almeida e Carneiro 2004). Na porção mais ao norte do Gondwana Oeste as bacias do Amazonas e do Parnaíba registram espessos depósitos glaciais que são sobrepostos por delgados (entre 70 e 200m de espessura), porém extensos, depósitos marinhos e transicionais (Nogueira *et al*. 1999; Barrera *et al*. 2020).

Na Bacia do Amazonas está sequência é representada pelo Grupo Trombetas que reúne as formações Autás-Mirim composto por arenitos e folhelhos neríticos, Nhamundá composto por arenitos, folhelhos e diamictitos glaciais, Pitinga composto por folhelhos e diamictitos marinhos, e Manacapuru composto por arenitos e folhelhos neríticos. Na Bacia do Parnaíba está sequência é representada pelo Grupo Serra Grande que reúne as formações Ipu composta de diamictitos glaciais e arenitos finos a grossos, Tianguá composta de folhelhos cinza-escuros, sideríticos e carbonáticos, arenitos intercalados com siltitos e folhelhos, e Jaicós composta por arenitos grossos com seixos. Icnofósseis têm sido registrados em ambos os grupos e apresentam significativas mudanças em termos de icnodiversidade. Estas mudanças estão geralmente

relacionadas a fatores locais como variações ambientais (Gingras *et al.* 2011). Esta pesquisa associa dados obtidos de trabalhos publicados e pesquisas de campo recentes com objetivo de analisar o padrão da distribuição estratigráfica desta icnodiversidade nas bacias do Amazonas e do Parnaíba durante o intervalo Siluriano-Devoniano.

MATERIAIS E MÉTODOS

Primeiramente foi feita uma minuciosa pesquisa bibliográfica sobre as ocorrências de icnofósseis nos grupos Serra Grande e Trombetas com objetivo de conseguir um banco de dados robusto para as análises estatísticas. Constatou-se que ainda há poucos, porém muito recentes, trabalhos icnológicos nestas unidades (Nogueira *et al*. 1999; Viana et al. 2005; 2010; Gonçalves *et al.* 2017; Sousa et al. 2019; Memoria *et al.* 2021). Foram realizados trabalhos de campo ao longo do rio Tapajós (Bacia do Amazonas) e nas regiões de Tianguá/CE e Castelo do Piauí (Bacia do Parnaíba), onde foram coletadas amostras com icnofósseis. Estes icnofósseis foram classificados taxonomicamente e quantificados. Os icnofósseis foram identificados pela sua morfologia e comparados com outros já descritos na literatura (Knaust 2012). A abundância foi determinada pela contagem de icnofósseis que ocorrem nos afloramentos, amostras e com base nas quantificações indicadas nas publicações consultadas (quando indicada). A icnodiversidade está diretamente relacionada a quantidade de icnotáxons ou icnogêneros que ocorrem em um nível estratigráfico, formação ou região (Buatois e Mángano 2011).

RESULTADOS

Os icnofósseis siluro-devonianos da Bacia do Amazonas ocorrem principalmente na região de Presidente Figueiredo (AM) e nas margens do Rio Tapajós (PA). A Formação Autás-Mirim é a única do Grupo Trombetas que não apresenta icnofósseis documentados na literatura. Na Formação Nhamundá foram descritos 3 icnogêneros e 5 icnoespécies com uma abundância de 324 icnofósseis. A Formação Pitinga exibe 10 icnogêneros e 12 icnoespécies com um total de 140 icnofósseis. Na Formação Manacapuru foram encontrados 6 icnogêneros e 7 icnoespécies com um total de 469. No geral o Grupo Trombetas possui 9 icnogêneros e 16 icnoespécies, além de tubos indeterminados e traços de artrópodes (Figuras 1A e 1A').

Os icnofósseis da Bacia do Parnaíba são encontrados nas regiões de Ipueiras, Tianguá e Viçosa no Ceará, e Castelo e Buriti dos Montes no Piauí. Na Formação Ipu estão registrados 9 icnogêneros e 9 icnoespécies com um total de 58 icnitos. A Formação Tianguá tem 21 icnogêneros e 25 icnoespécies, foram quantificados 359 icnitos. A Formação Jaicós tem apenas 2 icnogêneros e 5 icnoespécies com um total de somente 5 icnitos. No geral o Grupo Serra Grande possui 24 icnogêneros e 28 icnoespécies (Figuras 1B e 1B').

Nas unidades estudadas as formações Nhamundá, Ipu e Jaicós são as que apresentam a icnodiversidade mais baixa, enquanto as formações Pitinga, Tianguá e Manacapuru apresentam alta icnodiversidade. No Grupo Trombetas, quando se analisa a abundância de icnofósseis é possível constatar que a Formação Nhamundá apresenta uma alta abundância e a Formação Pitinga, apesar que sua alta diversidade, apresenta uma baixa abundância de icnitos. No Grupo Serra Grande os padrões de icnodiversidade e abundância são concordantes.

DISCUSSÕES

Mediante aos dados obtidos, observou-se que alguns icnofósseis são comuns nas duas bacias entre estes se destacam *Arthrophycus* e *Bifungites* que são icnogêneros quase restritos ao intervalo siluriano-devoniano em escala mundial. Outros como *Skolithos*, *Lockeia*, *Planolites* e *Beaconites* tem uma ampla distribuição estratigráfica e temporal, não sendo bons marcadores icnoestratigráficos. Ademais, verificou-se que nos depósitos marinhos pós-glaciais (formações Pitinga, Manacapuru e Tianguá), a ocorrência de icnofósseis é mais abundante e diversificada em ambas as Bacias, enquanto nos depósitos continentais (formações Ipu e Jaicós) e influenciados por glaciação (formações Nhamundá e Ipu), são pouco diversos, porém com abundância muito variada.

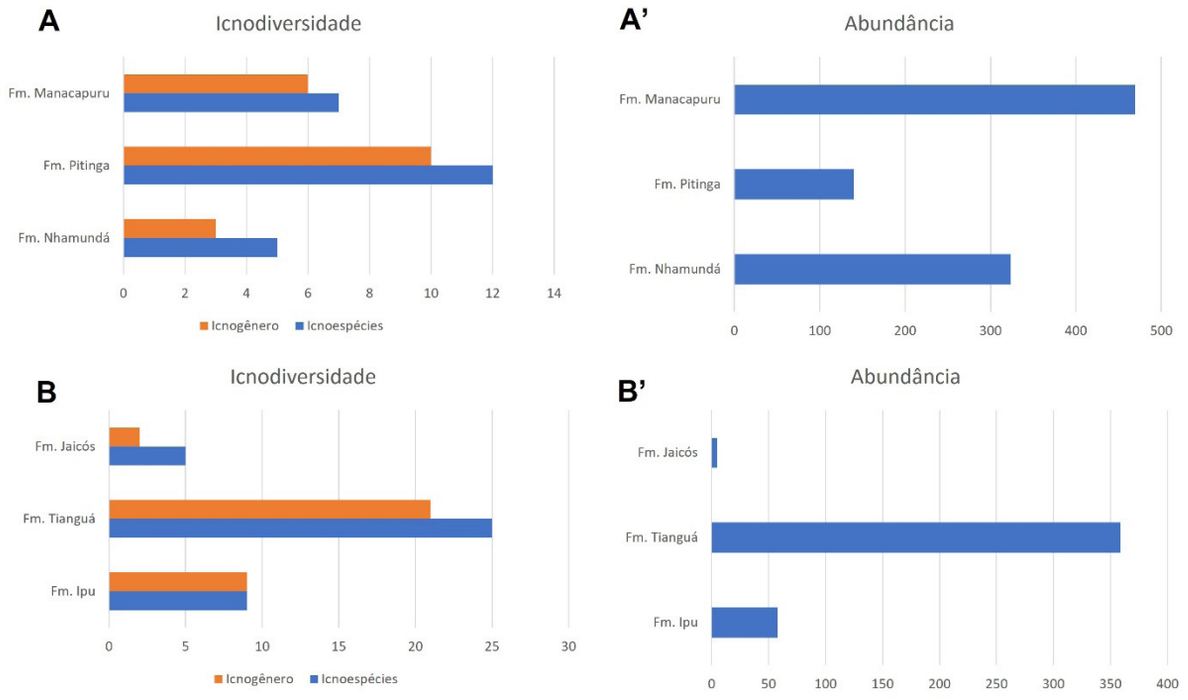


Figura 1. Gráficos de icnodiversidade e abundância de icnofósseis nos grupos Trombetas (A e A') e Serra Grande (B e B').

A baixa diversidade e alta abundância na Formação Nhamundá se deve a grande quantidade de apenas dois icnofósseis, *Arthrophycus* e *Skolithos*. Estes icnofósseis são encontrados em depósitos de *shoreface* influenciados por episódios glaciais o que sugere que apenas uma fauna altamente especializada ocupava a região neste período ou que os traços produzidos na interface água-sedimento não se preservaram devido a ação das ondas. Na Formação Pitinga se observa uma alta icnodiversidade e uma baixa abundância, acreditamos que está diferença se deve a poucos estudos icnológicos nesta unidade. Os icnofósseis contabilizados para esta unidade são de somente um afloramento no rio Tapajós, não sendo encontrada mais do que uma publicação. Outra explicação poderia ser relacionada a fatores ambientais. Na região de Presidente Figueiredo os primeiros metros da Formação Pitinga, logo acima dos depósitos marinhos-glaciais da Formação Nhamundá, não exibem icnofósseis, sendo encontrados somente no topo da unidade. Esta distribuição sugere que eventos de anoxia do fundo marinho podem ter ocorrido durante o início da fase transgressiva pós-glacial. O mesmo padrão de distribuição é observado na Formação Tianguá, onde os primeiros metros são marcados por folhelhos negros a cinzas sem

bioturbações, sendo os icnofósseis observados somente no topo da unidade. A Formação Manacapuru apresenta uma icnodiversidade relativamente baixas, porém uma abundância elevada, o que pode estar relacionada a condições menos estressantes, mas ainda em um ambiente de águas frias.

A Formação Ipu exibe uma icnodiversidade um pouco mais alta que a sua correlata na Bacia do Amazonas, a Formação Nhamundá, porém com uma abundância muito inferior o que sugere condições muito mais estressantes e uma fauna menos especializada. O mesmo ocorre na Formação Jaicós que apresenta icnodiversidade e abundância muito baixas. Contudo, os icnofósseis atribuídos da Formação Jaicós ainda necessitam de um melhor posicionamento estratigráfico para confirmar se realmente pertencem a esta unidade. Uma hipótese a ser discutida, diz respeito ao registro da vida no Paleozoico Inferior ser muito restrito aos ambientes marinhos, assim os ambientes continentais e transicionais (delta, estuários) seriam ambientes mais estressantes (glaciações, baixa salinidade etc.) e poucas formas de vidas deixaram registro de suas atividades (Stanley 2009).

Em resumo, a distribuição de icnofósseis em duas bacias paleozoicas distintas mostram semelhanças que podem indicar os fatores locais e regionais que influenciaram a proliferação da vida marinha e opaleozoica. Fatores climáticos e a paleogeografia do supercontinente Gondwana podem ter fortemente influenciado a ocupação destas bacias durante e após as glaciações eopaleozoicas. O supercontinente Gondwana, durante o Siluriano Inferior estava posicionado em uma zona de baixa temperatura, o que culminou um estresse ambiental, principalmente na fauna bentônica (estes provavelmente especializados nestas condições climáticas), resultando na baixa colonização do substrato como observado na icnodiversidade das formações Ipu e Nhamundá. Com a contínua migração da massa continental em direção a linha do Equador, as geleiras começaram a recuar, o nível do mar se elevou e o clima passou a ser temperado, o que possibilitou maior diversificação e exploração do substrato por organismos bentônicos. Isto se reflete no registro icnofossílifero, no qual observa-se um maior número de icnogêneros e icnoespécies nas formações Pitinga, Manacapuru e Tianguá. Assim, durante o intervalo siluriano devoniano, fatores como anoxia do fundo marinho durante a transgressão e a predominância de águas frias controlaram a distribuição estratigráfica dos icnofósseis.

CONCLUSÕES

A distribuição estratigráfica de icnofósseis em nível regional é difícil devido a diversos fatores locais influenciarem a ocupação do substrato. Assim, esta pesquisa buscou fazer uma análise ampla de icnodiversidade e abundância de icnofósseis, sem fazer um detalhamento icnotaxonômico e sem considerar muito os fatores locais que controlam o posicionamento estratigráfico dos icnitos. Dessa forma, com dados gerais obtidos da quantificação de icnogêneros e da abundância tentou-se verificar se havia uma variação na distribuição estratigráfica dos icnofósseis nas formações que compõem os grupos Trombetas e Serra Grande, nas bacias do Amazonas e Parnaíba, respectivamente. A dados obtidos demonstram que durante as glaciais silurianas as condições estressantes limitaram a ocupação do substrato em ambas as bacias e que somente faunas especializadas proliferaram nestas condições. O início da transgressão marinha pós-glaciação foi marcado por uma anoxia do fundo que não permitiu sua ocupação por uma fauna bentônica em ambas as bacias. Somente com a continuidade da transgressão é que o substrato foi intensamente bioturbado como indicado pelo aumento da icnodiversidade e abundância no topo das formações Pitinga e Tianguá, e na Formação Manacapuru de idade devoniana. Ambientes continentais ainda ofereciam condições limitantes para a sua ocupação por animais bentônicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M. e Carneiro C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, p. 43–58.

Barrera I.A.R., Nogueira A.C.R., Bandeira J. 2020. The Silurian glaciation in the eastern Parnaíba Basin, Brazil: paleoenvironment, sequence stratigraphy and insights for the evolution and paleogeography of West Gondwana. *Sedimentary Geology*, **406**: 105714.

Buatois L.A. e Mángano M.G. 2011. *Ichnology: organism substrate interactions in space and time.* Cambridge, Cambridge University Press, 358 p.

Gonçalves M.A., Soares J.L., Santos H.P., Nogueira A.C.R. 2017. Traços fósseis dos depósitos marinhos rasos da Formação Pitinga, Siluriano Superior da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós, PA, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **20**(2):179-194.

Gingras M.K., MacEachern J.A., Dashtgard S.E. 2011. Process ichnology and the elucidation of physic-chemical stress. *Sedimentary Geology*, **237**:115-134.

Knaust D. 2012. Trace-fossil systematics. In: Knaust D. e Bromley R.G. (eds.), Trace fossils as indicators of sedimentary environments. Developments in Sedimentology Series 64. Amsterdam, Elsevier, p. 79–101.

MacEachern J.A., Pemberton S.G., Gingras M.K., Bann K.L. 2010. Ichnology and facies models. In: Walker R.G. e James N.P. (eds.). Facies Models 4. Geological Association of Canada, p. 19-58.

Memória S.C., Netto R.G., Andrade L.S., Sedorko D., Cisneros J.C., Agostinho S.M. 2021. Ichnofauna from the Silurian-Devonian beds of the Parnaíba Basin at Poti River Canyon (Piauí State, NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **110**:103376.

Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Soares E.A.A. 1999. O icnogênero *Arthrophycus* de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá, (Siluriano Inferior) da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:135–140.

Sousa M.J.G., Viana M.S.S., Moreira J.V.P., Paula F.D.S. 2019. *Arthrophycus alleghaniensis* Harlan, 1831 in the Tianguá Formation, Brazil (Silurian of the Parnaíba Basin). *Journal of South American Earth Sciences*, **92**: 523-530.

Stanley S.M. 2009. *Earth System History*. New York, W.H. Freeman and Company, 551 p.

Viana M.S., Agostinho S., Lima Filho M.F., Leopoldino A.A., Cunha L.L., Rocha L.A. 2005. Considerações icnofaciológicas sobre a Formação Tianguá, Siluriano da Bacia do Parnaíba (Estado do Ceará). In. XIX Congresso Brasileiro de Paleontologia, Aracaju, Anais, CD-ROM.

Viana M.S.S., Oliveira P.V., Sousa M.J.G.; Barroso F.R.G., Vasconcelos V.A., Melo R.M., Lima T.A., Oliveira G.C., Chaves A.P.P. 2010. Ocorrências icnofossilíferas do Grupo Serra Grande (Siluriano da Bacia do Parnaíba), Noroeste de Estado de Ceará. *Revista de Geologia*, **23**(1):77-89.

DIVERSIDADE DEBRAQUIÓPODESDA FORMAÇÃO ITAITUBA,PENSILVANIANO DA PLATAFORMA NORTE DA BACIA SEDIMENTAR DOAMAZONAS

Thalluan Coelho de Oliveira[1]; ElizeteCelestinoHolanda[1]

[1]Laboratório de Paleontologia da Amazônia,Universidade Federal de Roraima-UFRR

thalluanc@gmail.com;elizete.holanda@ufrr.br

RESUMO

A Formação Itaituba da Bacia do Amazonas se destaca por possuir um dos mais importantes e amplos conteúdos fossilíferos marinhos tanto de macrofósseis de invertebrados, como braquiópodes, corais e bivalves, como de microfósseis, como os tracodes, foraminíferos, conodontes, escolecodontes, dentre outros. As amostras analisadas neste trabalho são provenientes dos carbonatos coletados ao longo do Rio Jatapú, no município de Urucará,Amazonas, na Plataforma Norte da Bacia do Amazonas. Foram triados e analisados 89 espécimes fósseis de braquiópodes bem preservados, em sua maioria, dos quais 63 apresentam as duas valvas, tanto ventral quanto dorsal, 20 apenas a valvaventral e 6 somente a valvadorsal. Foram reconhecidos 7 táxons, sendo eles *Compositareedi*, *Compositacaimensis*, *Composita*sp*, Spiriferoliverai, Marginovatia*sp., *Cleitothyridinacasteri* e *Riphidomellapeniana*, sendo que cerca de 72% dos espécimes correspondem ao gênero *Composita*.

PALAVRAS-CHAVE: macrofósseis; invertebrados; Rio Jatapú; Carbonífero.

INTRODUÇÃO

A Bacia do Amazonas possui uma extensa área ocupando mais de 500.000km², englobando um registro sedimentar com espessuras uperior a 5000m com importantes recursos econômicos e uma vasta assembleia fossilífera em seus pacotes sedimentares dofarenozoico (Cunha *et al*., 2007). O GrupoTapajós compreendea sequências e dimentar Neocarbonífero – Permiano da bacia, onde a Formação Itaituba se destaca por possuir um dos mais importantes conteúdos fossilíferos marinho, com registros de braquiópodes, corais, bivalves, ostracodes,f oraminíferos, conodontes, dentre outros (Máximo, 2012)**.**

A maioria dos trabalhos sobre os braquiópodes da Formação Itaituba são do final dadécada de 1950, onde Mendes (1956, 1961) descreveu os espécimes conhecidos para aquelaregião. No entanto, os trabalhos até então são para os registros ocorrentes para Plataforma Sulda Bacia do Amazonas, na região de Itaituba. A proposta deste trabalho é, a partir de novos achados encontrados em rochas correlatas à Formação Itaituba norio Jatapú, Plataforma Norte da bacia, descreveras ocorrências de braquiópodes e comparar com os registros conhecidos para a PlataformaSul.

MATERIAISEMÉTODOS

A samostra sempre gadas neste trabalho foram coletadas na mina de calcário da empresa NASSAU, localizada na margem direita do Rio Jatapú, Município de Urucará, Estado do Amazonas, na plataforma Norte da Bacia do Amazonas (Figura1).

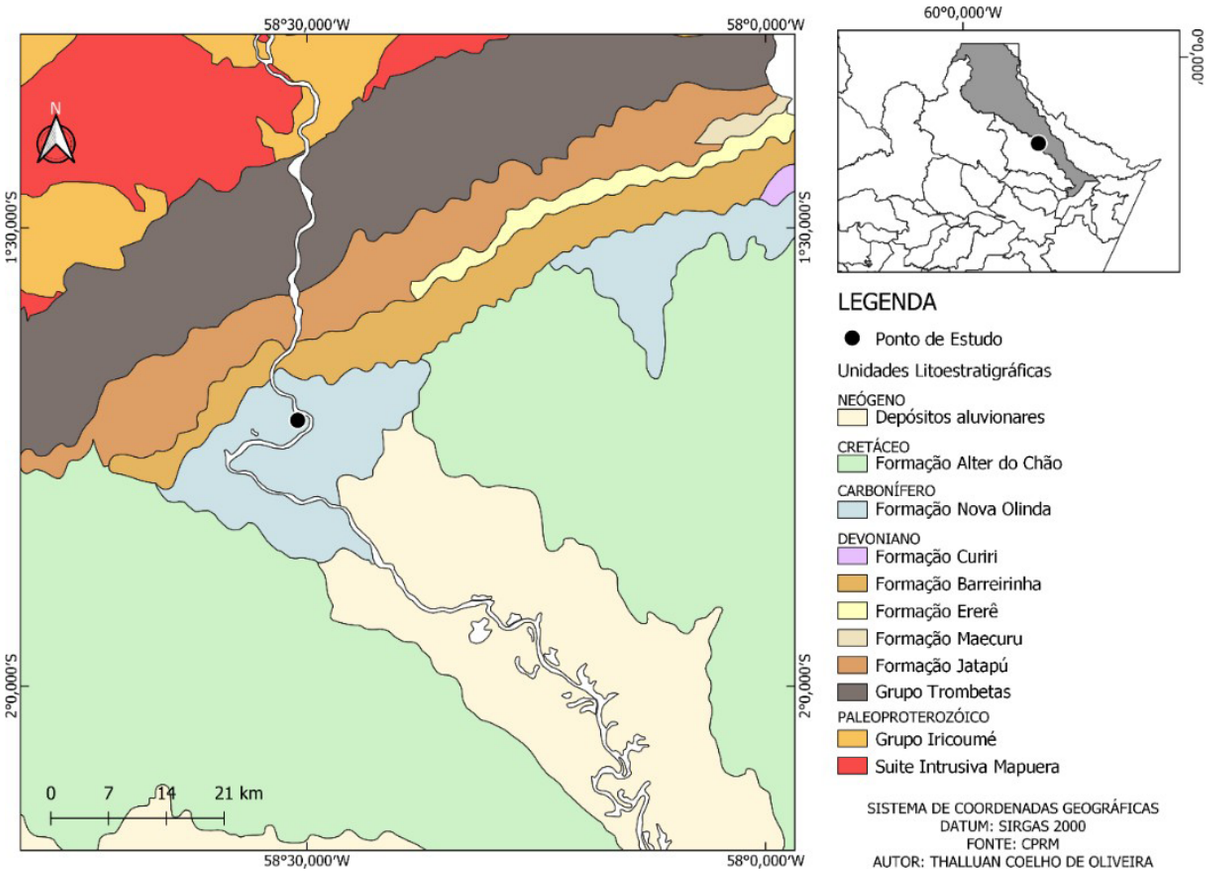


Figura1. Mapa geológico da área de estudo no Município de Urucará, Amazonas.

Os espécimes debraquiópodes estudados provém da fácies de calcarenito comintercalações de argila, aquala presenta coloração verde acinzentada, formada por intercalações de argilitos e calcários ricos em conteúdo fóssil.

Foram triados e catalogados 89 espécimes de braquiópodes depositados na Coleção de Paleo invertebrados do Laboratório de Paleontologia da Amazônia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima.

Os espécimes foram retirados das amostras por meio de equipamentos odontológicos eo uso de solução com ácido acético ou ácido clorídrico, para desagregar os argilominerais eoutras partículas dos fósseis. Após a triagem, os espécimes foram descritos de acordo com oscaracteres diagnósticos, mensurados e comparados com aqueles já descritos na literatura,seguindo a nomenclatura e terminologia do grupo, como Brunton *et al*. (2000) e Williams e Brunton (2000). Os espécimes foram fotografados com o auxílio de uma lupa binocular e câmera de um smartphone.

RESULTADOSEDISCUSSÕES

SistemáticaPaleontológica

Foram triados 89 espécimes de braquiópodes, cuja grande maioria ocorre em bomestado de preservação. Destes, 63 são espécimes completos, 6 somente valvas dorsais e 20valvas ventrais. Ao todo foram coletados 64 espécimes do gênero *Composita*, que perfazem72% de todo o material. Foram identificados 7 táxons distintos, como segue, sendo que 15 espécimes não permitiram a identificação pela ausência de caracteres diagnósticos.

ATHYRIDAE Phillips1841

ATHYRINAE Waagen, 1883

*Cleiothyridina*Buckman,1906.

*Cleiothyridinacasteri*Dresser1954.

Material:IGEO PIV 186,187,340(concha completa)

Descrição: Concha de perfil biconvexo com formato subcircular e tamanho médio; larguramáxima caindo na parte posterior ou média da concha, possui largura maior que o comprimento; há dobras indistintas (Figura 1G). Na valva dorsal podem ser observadas umasériedelamelas,porém,seencontramalteradas.

ATHYRIDIDAEDavidson,1881

SPIRIGERELLINAEGrunt,1965

Composita Brown,1845

*Compositareedi*Mendes,1957

Material: IGEOPIV 174, 184, 188, 190, 232, 235-236, 249, 253-254, 257, 259, 278, 284-285, 324-325, 328, 330, 336, 338, 341(conchacompleta).

Descrição: Concha de perfil biconvexo com formato subpentagonal e tamanho médio; largura ec omprimento desiguais, a largura podendo ser levemente maior que a comprimento, possuindo maior largura na porção posterior da concha; comissura usualmente uniplicada, bem desenvolvida principalmente em indivíduos adultos e em alguns adultos juvenis; extremidades cardinais arredondadas e charneira muito curta (Figura1A).

Valva ventral convexa com bico arredondado, corpulento e bem inclinado; forâmensubar redondado; um boar redondado; deltírio coberto pelo bico dorsal; sulcus media no indistinto no umbo. Valva dorsal convexa com bico levemente acentuado e encurvado; umbolevemente convexo com espessura caindo suavemente para as margens; dobra indistinta noumbo. Parte externa com finas linhas de crescimento bem representadas, especialmente na parte anterior, com constrições distribuídas e espaçadas ao longo da concha.

C. caiamensis Chen *et al*. 2005

Material:IGEOPIV241(valvadorsal),255, 268,331(conchacompleta)

Descrição: Concha de perfilbi convexo com forma subpentagonal; sulcos e dobras indistintos; possui maior largura na porção mediana da concha, a largura podendo ser maior que o comprimento; com issuramo de radamente uniplicada; extremidades cardinais arredondadas (Figura1C).

Valva ventral convexa com bicoarredondado, corpulento e fortemente encurvado; forâmen subcircular; deltírio coberto pelo bico dorsal; sulcus mediano indistinto no umbo.Valva dorsal convexa com bico levemente acentuado e encurvado; umbo levemente convexocom espessura caindo levemente para as margens; dobra próxima a comissura ou indistinta. Superfície apresenta finas linhas de crescimento espaçadas por constrições ao longo da concha.

*Compositas*p

Material: IGEOPIV172 (valvaventral), 175-176, 178, 180, 182, 227, 228, 231, 247-248, 250, 252, 258, 270-271, 275, 277, 292, 295, 327, 339 (concha completa).

Descrição: Concha de perfil biconvexo com formato subpentagonal asuboval; sulcos e do brasidistintos; tamanho médio com largura e comprimento de siguais, possui maior largura na porção mediana a anterior da concha; comissura uniplicada, podendo ser identificada até em indivíduos mais juvenis; extremidades cardinais arredondadas e charneira muito curta (Figura1B).

Valva ventral convexa com bico arredondado, corpulento moderadamente inclinado; forâmen subarredondado; umbo arredondado; deltírio coberto pelo bico dorsal. Valva dorsal convexa com bico levemente acentuado e encurvado; umbo bastante convexo com espessura caindo levemente para as margens. Parte externa com finas linhas de crescimento bem representadas especialmente na parte posterior da concha, próximos a comissura, assumindo um aspecto lamelar.

SPIRIFERIDAE King,1846

SPIRIFERINAE Schuchert,1913

Spirifer Sowerby,1818

Spiriferoliveirai (Mendes1956b)

Material: IGEOPIV 229, 238, 288 (valvaventral), 237(valva dorsalfragmentada)**Descrição:** Concha estrófica, com formato semi-oval, biconvexa, largura máxima na linha de charneira e margem anterior plicada (Figura 1E). Possuem 9 costelas de cada lado da valva, as quais são equidistantes. As costelas dos *inus* são bem marca das em todos os espécimes.

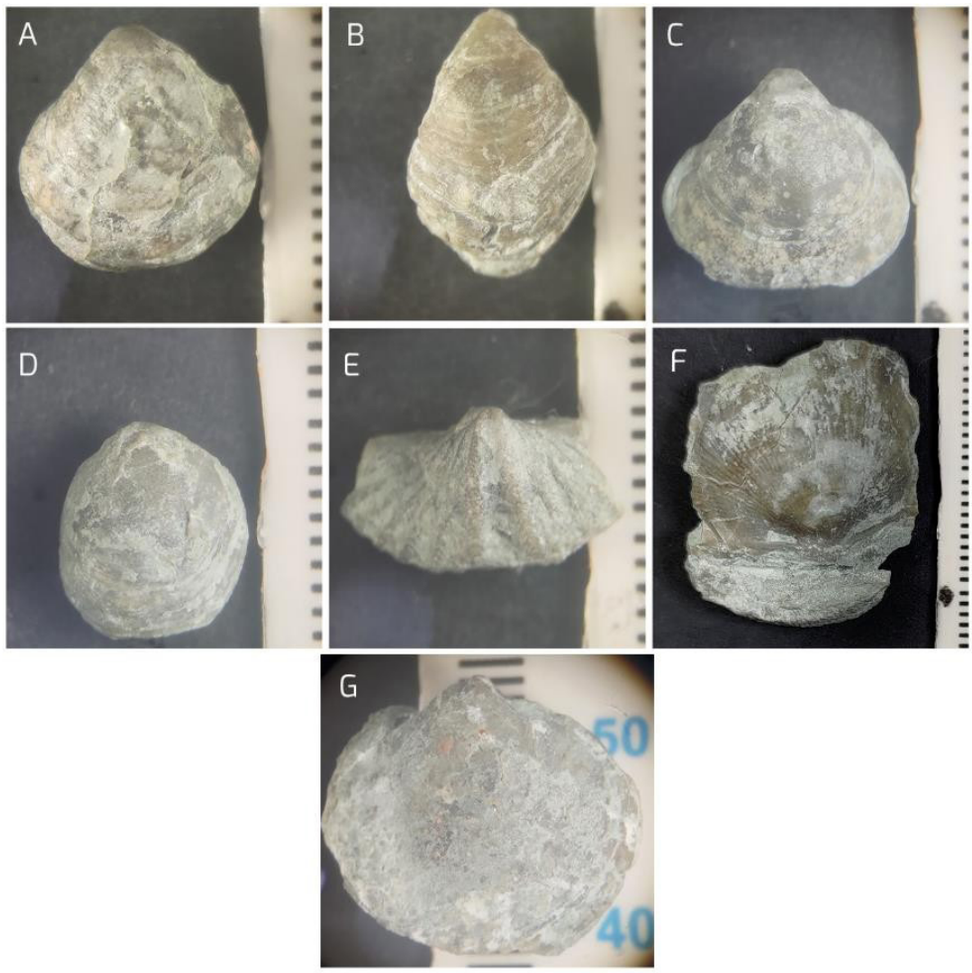


Figura2. Táxons de braquiópodes descritos. A.*Compositare edi*, IGEOPIV254. B. *Composita*sp, IGEOPIV258. C. *Composita caimaensis,* IGEOPIV 268. D. *Rhipidomellapeniana,* IGEOPIV173.

E. *Spiriferoliveirai,* IGEOPIV 238. F. *Marginovatia*sp, IGEOPIV189. G. *Cleiothyridinacasteri,* IGEOPIV 340. A-E e G. vistada valvaventral; F. vistada valvadorsal.

RHIPIDOMELLIDAE Schuchert, 1913

Rhipidomella Oehlert1890

Rhipidomellapeniana (Derby)

Material: IGEOPIV 173 (valvaventral)

Descrição: Concha ventral em formato suboval apresentando forma convexa e umbo pouco elevado; sua largura máxima e comprimento são próximos; possui truncamento na porção posterior próximo ao ápice; apresenta linhas de crescimento bem destacadas na porção anterior da concha (Figura1D).

LINOPRODUCTIDAE Stehli, 1954

LINOPRODUCTINAE Stehli,1954

Marginovatia sp. Gordone Henry, 1990

Material: IGEOPIV 189,262 (valva dorsal)

Descrição: Os espécimes analisados apresentam septomediano afraco; uma superfície coberta por finas costelas sem outras ornamentações aparentes; cristacircularqueé especialmente forte em um ângulodiagonal próximoalinha de dobradiça (Figura 1F). Não foi possível identificar a nível de espécie das amostras, devido ao alto grau de fragmentação e a ausência de valvas ventrais e fósseis completos.

CONCLUSÕES

São conhecidos para a Formação Itaituba na Plataforma Sul da Bacia do Amazonas cerca de 33 táxons de braquiópodes.Muitos dos fósseis analisados apresentam uma boa preservação, o que favorece o reconhecimento de estruturas anatômicas diagnósticas para aidentificação taxonômica dos espécimes. Dos táxons reconhecido saté o momento nas amostras coletas na Plataforma Norte, 6 correspondem aos mesmos táxons já registrados para a Plataforma Sul e há um possível novo táxon de primeira ocorrência para o gênero *Composita.*

REFERÊNCIASBIBLIOGRÁFICAS

Brunton, C. H. et al. Productidina. In: Williams, C. H.; Brunton, C.H.; Carlson, S. J. (Orgs.). 2000. Treatise on Invertebrate Palaeontology, Pt. H, Brachiopoda (revised). Volume 3. Linguliforme a,Crani iformea and Rhynchonelli formea (part). Lawrence: Geological Society of America and The University of Kansas Press, p.424–609..

Cunha, P.R.C.; Melo, J.H.G.; Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociência da PETROBRAS, Rio de Janeiro, v.15,n. 2, p. 227-252.

Máximo, M.S. 2012. Estudo Paleoambiental dos Carbonatos Pensilvanianos da Borda Norte da Bacia do Amazonas – Região do Rio Jatapú. 2012. 114p. Dissertação (Mestrado em Geologia)- Universidade Federal do Amazonas, Instituto de Ciências Exatas-Departamento de Geociências, Manaus.

Mendes, J. C. Spirifercea. 1956. Carbonífero do Rio Tapajós (série Itaituba), Estado do Pará, Brasil. Boletim Fac. Fil. Ciên. Letr, Univ. São Paulo, Ribeirão Preto, v.193,p.23–81.

Mendes, J. C. 1961. Notas Suplementares sobre os Braquiópodes Carboníferos da Amazônia. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo,v. 10, p.5–24.

Williams, A.; Brunton, C. H. 2000. Orthotetidina. In: Williams, C. H.; Brunton, C.H.; Carlson, S. J. (Orgs.).Treatiseon Invertebrate Palaeontology, Pt. H, Brachiopoda (revised). Volume3. Lawrence: Geological Society of America and The University of Kansas Press.p. 644–68.

GEOLOGIA MARINHA E GEOLOGIA DO PETRÓLEO

ANÁLISE DA EROSÃO COSTEIRA NO ARQUIPÉLAGO DO BAILIQUE, FOZ DO RIO AMAZONAS, AMAPÁ

Admilson Moreira Torres[1]; Wagner José Pinheiro Costa[1]; Marcos Henrique de Abreu Martins[1]

[1]Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá (IEPA) - Núcleo de Pesquisas Aquáticas (NuPAq) - Laboratório de Análise de Sedimentos (LASED)

admilson.m.torres@gmail.com; costa.wjp@gmail.com; marcoshenriquedeabreu@gmail.com

RESUMO

Alguns trechos do arquipélago do Bailique, localizado na desembocadura do rio Amazonas, apresentam áreas sob processos erosivos que chegaram a destruir estruturas construídas pelo homem. De um modo geral, os impactos da erosão costeira sobre esta linha de costa estão relacionados a fatores naturais e antrópicos. Neste estudo, foram analisados exemplos de erosão costeira, notadamente, nas ilhas do Curuá, Brigue e Franco, que junto com as ilhas Faustino, do Meio, Marinheiro, Parazinho e Bailique, compõem o arquipélago. Ao todo, em 13 comunidades selecionadas foram instalados marcos topográficos e realizadas medições em campo da distância horizontal entre estes e as margens das ilhas (linha de costa), em janeiro de 2017 e em janeiro de 2018. Para análise espacial, dividiu-se o arquipélago em cinco trechos. Os resultados mostraram que o trecho Central (São Pedro-Vila Progresso-Macedônia), cortado pelos canais Cubana e Marinheiro, foi submetido a erosão muito alta, resultando em um recuo médio da linha de costa de 10,5 m/ano. Esse problema pode ser atenuado com o recuo das ocupações para aproximadamente 50 m da linha costeira.

PALAVRAS-CHAVE: erosão costeira; taxa de erosão; arquipélago do Bailique; foz do rio Amazonas.

INTRODUÇÃO

O arquipélago do Bailique, situado na foz do rio Amazonas (Figura 1), está inserido no distrito homônimo, pertencente a Macapá, capital do estado do Amapá, cerca de 150 Km da sede municipal. O acesso a essa região se dá apenas por meio fluvial.

Abrange oito ilhas estuarinas (Curuá, Faustino, Brigue, Meio, Marinheiro, Parazinho, Franco e Bailique), que abrigam mais de 50 comunidades, possuindo 1.838 domicílios, onde vivem cerca de 7.618 habitantes em uma área de aproximadamente 1.723,5 km^2 (IBGE 2010).

O sistema estuarino do Bailique é formado por diversos canais de maré. Ressaltam-se, a oeste, o canal do Gurijuba, que separa o arquipélago do continente, e, a leste, o Canal Grande do Curuá, que o separa do oceano. Essa região costeira possui complexas interações entre os processos continentais (vazão do canal Norte do rio Amazonas e descarga de sedimentos), oceânicos (mesomarés e Corrente Norte do Brasil - CNB) e meteorológicos (ventos alísios e a Zona de Convergência Intertropical - ZCIT), causando erosão, estabilidade ou acumulação que contribuíram para o desenvolvimento da planície fluviomarinha do Amapá, caracterizada por ser baixa, alagada e composta por sedimentos dominantemente lamosos de idade holocênica.



Figura 1. Área de estudo contendo a distribuição espacial dos processos costeiros e das taxas de erosão nas comunidades estudadas no arquipélago do Bailique.

Alguns desses processos e/ou interferências vêm causando erosão ao longo da zona costeira do Amapá e especialmente na região do arquipélago do Bailique, conforme relatado por Costa *et al* (2018). Essas mudanças ambientais têm acarretado transtornos sociais, econômicos e ambientais, com destruição de casas, escolas, postos de saúde, deixando centenas de pessoas em situação de vulnerabilidade social.

Conforme Torres *et al.* (2018), ao longo do setor costeiro estuarino do Amapá, os processos de erosão (55%) predominam sobre os de acumulação (45%). Determinados trechos do arquipélago do Bailique são áreas erosivas, apresentando taxas de erosão muito altas, que chegam a destruir estruturas construídas pelo homem. De acordo com relatos de ribeirinhos, cerca de 20 anos atrás, os processos erosivos no arquipélago eram bem menores que os atuais.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para plotagem de pontos e linhas de costa, bem como para identificação dos elementos naturais da região, foram utilizadas as imagens de alta resolução geradas com sensor Radar nas Bandas X e P disponibilizadas pelo Projeto Base Cartográfica, sob a coordenação da Secretaria de Estado de Meio Ambiente, capturadas em outubro de 2014. São imagens RGB, 2,5m 24 bit, em escalas de 1:25.000 e 1:50.000.

A caracterização dos processos costeiros responsáveis pela progradação ou recuo da linha de costa iniciou-se em janeiro de 2017 e teve como alvo os flancos das ilhas mais densamente ocupadas (Curuá e Brigue). Outras duas comunidades foram analisadas na ilha do Franco e duas na margem continental. Em locais definidos, foram instalados marcos topográficos e realizados perfis ortogonais à linha de costa (mais antiga) para controle do processo atuante. Em janeiro de 2018, estes locais foram revisitados para realização de novas medições e posterior análise das taxas de recuo da linha de costa mais recente (linha de preamar máxima).

RESULTADOS

Na Figura 1 é possível observar o processo costeiro predominante e na Tabela 1 as taxas anuais de erosão em 13 comunidades monitoradas em cinco trechos do arquipélago do Bailique. Com base nos processos ambientais identificados ao longo de 90,7 Km de linha de costa do arquipélago, nota-se o predomínio dos processos erosivos (56,4%) sob os processos construtivos (43,6%). Valores médios semelhantes foram encontrados por Torres *et al.* (2018).

A Figura 1 apresenta ainda a espacialização das categorias de taxas de erosão. Em geral, no Trecho Sul a taxa de retrogradação da linha de costa, foi muito baixa (0,4 a 1,2 m). Apenas em um ponto, no Igarapé Grande do Curuá, a taxa de erosão chegou a 4,9 m/ano.

No Trecho Sudoeste, especificamente em Itamatatuba, as medidas na área da escola e do posto de saúde apontaram uma taxa de erosão de 5,3 m/ano a 2,6 m/ano, respectivamente. Já na Comunidade Ilhinha, a taxa de variação da linha de costa foi de 4,2 m/ano. Portanto, nesse trecho a taxa erosiva foi baixa a moderada. De qualquer maneira, esses resultados validaram a transferência da escola para uma parte mais interna da comunidade.

O Trecho Oeste apresentou uma taxa de erosão muito baixa, que variou de zero a 1,0 m/ano. Portanto, essas medidas indicam estabilidade costeira, sem avanços da erosão.

No Trecho Central, o ponto monitorado na Comunidade São Pedro atingiu uma taxa de erosão de 10,8 m/ano. Consequentemente vem sofrendo o maior impacto dos processos erosivos. Na Escola Bosque, comunidade de Vila Progresso, localizada na margem direita do canal do Marinheiro, ilha do Curuá, a taxa de erosão foi de 10,2 m/ano. A comunidade apresenta uma margem extensa com aproximadamente 2,5 Km de comprimento. Em virtude de ser uma área sem mata ciliar, muitas residências, comércios e estruturas públicas foram, com facilidade, destruídas pelo processo erosivo. A comunidade de Vila Macedônia, na margem esquerda do canal do Marinheiro, ilha do Brigue, apresentou uma taxa de erosão de 10,6 m/ano. Nessa área, várias residências e estruturas públicas, como escola e estação de tratamento de água, também foram destruídas pelo processo erosivo.

No Trecho Norte a taxa de retrogradação da linha de costa variou de 1,0 m/ano na Comunidade Franco Grande a 2,4 m/ano na Comunidade Ponta da Esperança. Esta comunidade é banhada pelo Canal dos Guimarães, que separa as ilhas do Brigue e do Franco. Com base nos resultados de campo, a comunidade transferiu o prédio da escola para o interior da ilha do Franco. Em Franco Grande, diversas residências e estruturas comunitárias foram instaladas muito próximas à margem do canal e, portanto, sob risco do processo erosivo.

Tabela 1. Taxa anual de erosão para as comunidades monitoradas em cinco trechos no Arquipélago do Bailique.

TRECHO	COMUNIDADE	PONTO DE MONITORAMENTO	TAXA DE EROSÃO (m/ano)
Sul	Igarapé Grande do Curuá	Assembleia de Deus	4,9
		Escola	1,0
	Salmo 121	Assembleia de Deus	0,4
	Limão do Curuá	Frente a Casa 07	1,2
Sudoeste	Ilhinha	Árvore ao lado da passarela	4,2
	Itamatatuba	Posto de Saúde	2,6
		Escola	5,3
Oeste	Foz do Gurijuba	Escola	0,9
	Junco	Escola	1,1
	Andiroba	Casa do Sr. Otoniel	0
Central	Vila Macedônia	Escola	10,6
	Vila Progresso	Escola Bosque	10,2
	São Pedro	Igreja	10,8
Norte	Franco Grande	Entre a Escola e a Casa RI 32 PMM	1,0
	Ponta da Esperança	Escola	2,4

DISCUSSÕES

No Trecho Central observa-se que grande parte da vazão do rio Araguari é despejada no arquipélago do Bailique através do canal do Urucurituba, seguindo pelos canais da Cubana e Marinheiro, que é o trecho mais vulnerável do arquipélago, com as maiores taxas de erosão e alargamento dos canais. Este fato decorre do assoreamento da foz original do rio Araguari, com a intensificação da erosão na planície costeira entre este e o rio Amazonas, acentuando o número de canais de ligação entre eles e expressivo alargamento sobretudo dos canais do Urucurituba e Gurijuba, cerca de 50 km a sudoeste da antiga foz. Portanto, o processo de assoreamento do rio Araguari e o desencadeamento do processo erosivo são evidências do complexo reajustamento da morfologia do Urucurituba em busca de um novo equilíbrio dinâmico.

No Trecho Oeste, a estabilidade costeira pode ser confirmada pela ocorrência de bancos lamosos não vegetados que evoluíram, em menos de um ano, para novas ilhas, mostrando estratos de espécies pioneiras, sucedidos por bosques jovens e adultos. A dificuldade na navegabilidade confirma o avanço dos processos deposicionais no canal do Gurijuba.

De acordo com Allison *et al.* (1995), no setor costeiro oceânico do Amapá, ao sul do Cabo Cassiporé, a taxa média de recuo da costa foi de 0,5-1,0 m/ano. Valores idênticos foram encontrados nos trechos Sul e Oeste do arquipélago.

CONCLUSÕES

Os resultados obtidos mostraram que, no arquipélago do Bailique, o trecho mais vulnerável à erosão foi o Central, com um recuo médio das margens de 10,5 m/ano. Por outro lado, o trecho Oeste foi submetido à menor erosão, com uma taxa de recuo em torno de 1,0 m/ano.

Verificou-se que, além da subida do nível do mar, de inundações e macromarés, as possíveis causas principais para o aumento da erosão costeira no arquipélago foram: I) intensa descarga do Canal do Norte do rio Amazonas; II) colmatação da foz do rio Araguari, com consequente fim do fenômeno da pororoca; III) captura do rio Araguari pelo rio Amazonas, através do canal do Urucurituba (Santos *et al.* 2018); IV) forte influência da descarga do rio Araguari somado ao fluxo de reversão da maré para o rio Amazonas através dos canais do Urucurituba, da Cubana e do Marinheiro; e, por último, V) a interferência humana através da retirada da mata ciliar; ocupação desordenada das margens dos canais; abertura de valas pelo homem e pelos búfalos; e "desequilíbrio" provocado pela(s) hidrelétrica(s), como o efeito da vazão do rio Araguari sobre a propagação da maré até o trecho final do estuário.

Para o trecho mais vulnerável à erosão, recomenda-se que a cada 5 anos seja feita a relocação da população ribeirinha para uma área afastada da margem cerca de 50 m, removendo o mínimo possível da mata ciliar e recuperando áreas que tiveram a vegetação removida pela ação antrópica ou forças da natureza. Outra recomendação é que os gestores estadual e municipal implementem, como política pública, um programa de monitoramento das áreas mais vulneráveis à erosão costeira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allison, M.A.; Nittrouer, C.A.; Faria, L.E.C. 1995. Rates and mechanisms of shoreface progradation and retreat downdrift of the Amazon river mouth. Marine Geology, 125 (3–4), 373– 392.

Costa, W.J.P.; Martins, M.H.A.; Torres, A.M.; Takiyama, L.R. 2018. Caracterização Ambiental de Comunidades Costeiras no Distrito de Bailique: Campanha de Janeiro de 2018. Relatório Interno. Núcleo de Pesquisas Aquáticas, IEPA, 26 p.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. 2010. Sinopse do Censo Demográfico 2010. Amapá.

Santos, E.S. dos; Lopes, P.P.P.; Pereira, H.H. da S.; Nascimento, O. de O.; Rennie, C.D.; Sternberg, L. da S. L.O.; Cunha, A.C. da. 2018. The impact of channel capture on estuarine hydro-morphodynamics and water quality in the Amazon delta. The Science of the Total Environment, 624, 887–899.

Torres, A.M.; El-Robrini, M.; Costa, W.J. P. 2018. Panorama da Erosão Costeira no Brasil: Amapá. In: Dieter Muehe. (org). Panorama da Erosão Costeira no Brasil. 1ed. Brasília: MMA, 2018, v. 1, p. 19-63.

ANÁLISE DE SEDIMENTOS DA BACIA HIDROGRÁFICA PARÁ-MARANHÃO A PARTIR DE TESTEMUNHADOR PISTON CORER[1]

SEDIMENT ANALYSIS OF THE PARÁ-MARANHÃO WATERSHED USING A PISTON CORER TESTIMONIAL

Lucas Sousa da Cruz[2] , Maamar El-Robrini[3]

[1]Resumo expandido desenvolvido no âmbito do projeto de pesquisa GEMC, grupo de estudos marinhos e costeiros

[2]Acadêmico do curso de graduação em geologia da UFPA, integrante do PET geologia e membro do GEMC

[3]Trabalho realizado sob orientação do professor Dr. Maamar El-Robrini.

lucas.cruz@ig.ufpa.br

RESUMO

O presente resumo expandido busca apresentar uma análise laboratorial de sedimentos da região costeira brasileira, em especifico a bacia Pará-Maranhão. Por conseguinte, apresenta uma visão ampla de eventos geológicos que influenciaram a área, como foi o caso da formação dos riftes e bacias sedimentares durante o jurássico e cretáceo.

Estudo foi realizado a partir de testemunhos de sondagem fornecidos pela ANP (Agência nacional do petróleo) tendo como princípio de trabalho ver a riqueza mineral presente na chamada Amazônia azul. Nesse sentido, vale ressaltar que os sedimentos foram retirados de taludes continentais em áreas não tão profundas sendo possível observar não só a presença de matéria orgânica, mas também de carbonatos, ou seja, há possibilidade da presença de micro fósseis, tanto de animais quanto de vegetais.

PALAVRAS-CHAVES: geologia marinha, talude continental e sedimentação.

INTRODUÇÃO

A Geologia estuda a Terra quanto à sua origem, composição, estrutura e evolução, por meio do entendimento dos processos internos e externos responsáveis por suas transformações (UFES-2013), nesse sentido a base geológica são as rochas, as quais basicamente são divididas em três grandes grupos: ígnea, metamórfica e sedimentar, sendo a última o foco do trabalho apresentado, pois se trata de sedimentos do talude continental brasileiro, mais especificamente da bacia hidrológica Pará-Maranhão.

O talude continental compreende a porção da margem continental entre o limite da plataforma continental externa até a região com abrupta queda na declividade, localizada entre 1.300 e 3.500 m. Por ser um ambiente de transição que sofre influência tanto do continente como da bacia oceânica, representa uma porção de dinâmica forte, com uma variedade estratigráfica e estrutural complexa. A quebra da plataforma continental seguido do talude continental

superior é uma região de alta turbulência em comparação com áreas mais profundas. O padrão de sedimentação no talude continental, sopé continental e bacia oceânica são controlados por processos e mecanismos distintos daqueles que atuam na plataforma continental, dentre eles pode-se destacar a dinâmica de ressedimentação, correntes de fundo, deposição pelágica e processos antigênicos (Neto et al. 2004).

O Brasil compreende uma área de aproximadamente 8.510.000 km², sendo um dos maiores país do planeta, com 7,4 mil quilômetros de costa, o Brasil tem, sob sua jurisdição, 3,5 milhões de quilômetros quadrados (km2) de espaço marítimo. Zona de exploração econômica do Brasil pode explorar economicamente e que, por conta das riquezas naturais e minerais abundantes, é chamada de Amazônia Azul, numa comparação à importância da floresta amazônica para o país. Área também conhecida como Zona Econômica Exclusiva (ZEE). Além disso, na área da Amazônia Azul estão as reservas do pré-sal e dele se retira cerca de 85% do petróleo, 75% do gás natural e 45% do pescado produzido no país. Via rotas marítimas são escoados mais de 95% do comércio exterior brasileiro. Nessa área existem recursos naturais e uma rica biodiversidade ainda inexplorados (www.marinha.mil.br).

Sendo assim, a base do trabalho apresentado é a geologia marinha o qual é uma área de conhecimento que integra os aspectos geológicos do fundo oceânico, dentro do contexto da tectônica global, abordando ainda os processos sedimentares e oceanográficos que atuam sobre o fundo submarino e a linha de costa. Este campo do conhecimento evoluiu principalmente nos últimos 30 anos em consequência dos avanços das técnicas de investigação geofísica e com o aumento da exploração dos recursos submarinos, com ênfase para o setor de petróleo e gás.

METODOLOGIA

A gênese do trabalho foi a análise de testemunho de sondagem fornecido pela ANP (Agência Nacional do Petróleo), que foi retirado do substrato a partir de testemunhadores do tipo piston corer (normalmente usados em solos de baixo grau de dureza).

Inicialmente o testemunho foi aberto por uma serra elétrica e iniciou-se o processo de hidratação dos sedimentos, após isso foi executado o chamado bandamento do testemunho que consiste em dividir verticalmente o material. Em seguida, o testemunho foi quarteado com distanciamento de 10cm, resultando em 9 partes e aproximadamente 5cm de sobra, logo depois iniciou o processo de desidratação dos sedimentos para em dias posteriores iniciar a maceração.

Nesse sentido, foi iniciado o processo de pesagem tanto das amostras para estipular a porcentagem tanto de matéria orgânica presente quanto de carbonatos.

RESULTADOS

As amostras foram divididas em nove partes (A-1 a A-9), em cada divisão foi realizada uma subdivisão em que foi utilizado cerca de 1g de cada amostra para o procedimento de análise da matéria orgânica utilizando a mufla a uma temperatura próxima de 600ºC, que variou de 0,5471% até 0,6852%, isto é, se um 1g equivale a 100%, a presença de matéria orgânica foi menos de 1% desse todo.

Após a conclusão no que diz respeito a matéria orgânica, novamente foi realizada uma subdivisão das amostras, também utilizando cerca de 1g de cada amostra e utilizando a mufla, entretanto a temperatura foi superior, chegando a 900ºC, levando a uma variação de da porcentagem de carbonatos presentes de 0,1134 até 0,1755, levando a conclusão que em média das amostras apresentam menos de 0,5% dos carbonatos.

CONCLUSÃO

Uma baixa porcentagem de matéria orgânica e de carbonatos nos sedimentos pode indicar diferentes condições e processos no ambiente de deposição. Como são os casos de ambientes oligotróficos, com baixa porcentagem de matéria orgânica pode sugerir um ambiente pobre em nutrientes, com uma baixa disponibilidade de matéria orgânica para alimentar os organismos marinhos. Isso pode ocorrer em áreas com baixa produtividade primária, como regiões oceânicas afastadas da costa ou em profundidades maiores, como são os casos dos processos diagenéticos que envolvem alterações químicas e físicas dos sedimentos após a deposição. A dissolução dos carbonatos pode ocorrer em ambientes com pH ácido ou em regiões de circulação de águas ricas em CO2, resultando em uma diminuição na quantidade de carbonatos nos sedimentos.

Essa variedade de interpretações ocorre devido ao grande número de eventos geológicos ocorridos na região estudada, como são os casos:

Orogenia Brasiliana (Neoproterozoico), durante o final do Neoproterozoico, a região da bacia hidrográfica Pará-Maranhão foi afetada pela Orogenia Brasiliana. Esse evento tectônico resultou na colisão de blocos continentais e na formação de cadeias montanhosas. Essa orogenia foi responsável pela geração de dobramentos, falhas e metamorfismo regional na região.

Riftes e Bacias Sedimentares (Jurássico a Cretáceo), durante o Jurássico e o Cretáceo, a plataforma Pará-Maranhão foi afetada por atividades tectônicas relacionadas à abertura do Oceano Atlântico. Nessa época, ocorreram processos de rifting, nos quais a crosta terrestre se fragmentou e permitiu a formação de bacias sedimentares. Essas bacias foram preenchidas por sedimentos depositados em ambientes marinhos, formando sequências sedimentares que hoje são alvos de exploração de petróleo e gás natural.

Evolução Costeira (Quaternário), durante o período Quaternário, ocorreram mudanças significativas na linha costeira da plataforma Pará-Maranhão devido a processos de transgressão e regressão marinha. Flutuações no nível do mar e a influência de rios contribuíram para a formação de novos ambientes costeiros, como deltas, manguezais e praias. Essas mudanças ainda estão em curso e influenciam a dinâmica costeira da região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Livro: introdução à geologia marinha Livro: Geologia Sedimentar – Kenitiro Suguio SEDIMENTATION OF THE CONTINENTAL SLOPE OF THE AMAZON AND PARA MARANHÃO BASINY MAMAR EL-ROBRINI

Site:https://www.marinha.mil.br/economia-azul/noticias/o-que-%C3%A9amaz%C3%B4nia-azul-e-por-que-o-brasil-quer-se-tornar-pot%C3%AAncia-militar-no atl%C3%A2ntico.

Site: https://geologia.ufes.br/isto-%C3%A9-geologia

Artigo: Caracterização de ecofácies na margem continental norte brasileira – Arhur Ayres Neto, Lívia Carvalho Falcão e Pedro Jonas Teixeira Amaral.

PIRITIZAÇÃO EM TRAÇOS FÓSSEIS E RAÍZES DE MANGUEZAIS DEDEPÓSITOS MIOCÊNICOS DA FORMAÇÃO PIRABAS: ORIGEM E SIGNIFICADO

Meireanny de Albuquerque Gonçalves Aquino[1]; Joelson Lima Soares [1,2] Pedro AugustoSantos da Silva[1]

[1] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará – UFPA; [2]PET Geologia – UFPA

meireanny.goncalves@ig.ufpa.br; jlsoares@ufpa.br; pedro.silva@ig.ufpa.br

RESUMO

Traços fósseis e raízes da Formação Pirabas foram analisados com o objetivo de avaliar os tipos de preenchimentos, as formas das piritas, e as condições paleoambientais que possibilitaram a precipitação deste mineral. As análises também auxiliaram no sequenciamento diagenético das fácies que representam os depósitos miocênicos de manguezais.

PALAVRAS-CHAVE: Diagênese; Pirita; Icnologia; Formação Pirabas.

INTRODUÇÃO

A Formação Pirabas é caracterizada por conter depósitos carbonáticos ricamente fossilíferos que ocorrem no norte do Brasil (Távora et al., 2010; Nogueira *et al*., 2023). As interpretações de fácies realizadas nesta unidade indicam que o paleoambiente era lagunar ou estuarino interpretado como uma plataforma rasa constituída por subambientes de laguna, *shoreface/ foreshore* e depósitos de mangue/lama (Góes *et al*., 1990; Nogueira *et al*., 2021). O padrão deposicional é progradacional e mostra uma intercalação de depósitos de plataforma interna/ intermediária, representada por depósitos de *tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal*, e plataforma interna, composta por depósitos de *tidal flats* e laguna (rasa e profunda) formando ciclos de raseamento ascendente de alta frequência (Amorim 2016; Nogueira *et al*., 2021).

Nas fácies relacionadas aos depósitos de manguezais ocorrem os registros de traços fósseis que em geral são atribuídos aos crustáceos decápodes (Fernandes e Assis 1980; Gonçalves 2019; Soares *et al*., 2020). As galerias produzidas por crustáceos decápodes ocorrem nas fácies de depósitos de baixa energia e indicam a presença de condições redutoras no paleoambiente, pois apresentam preenchimentos rico em material piritizado e ao seu redor ocorrem restos de madeira e raízes que também foram piritizados (Nogueira *et al.*, 2023, Gonçalves 2019). O objetivo deste trabalho é analisar o preenchimento dos traços fósseis edas raízes presentes nas fácies pertencentes aos depósitos de manguezais da Formação Pirabase explicar como foi o processo de formação destas mineralizações e o que elas significam parao paleoambiente bem como seu desenvolvimento durante a diagênese.

MATERIAIS E METODOS

O afloramento estudado está localizado no município de Salinópolis, praia do Atalaia de coordenadas 0°35’37.48”S/47°18’50.49”W (Figura 1). Os trabalhos de campo permitiram a

confecção do perfil estratigráfico, descrições e coleta sistemática dos traços fósseis e das raízes. Foram coletadas 4 amostras (ICGEO-210-213) de traços fósseis e duas amostras de raízes (FG-IG-231 a, b) depositadas no acervo do Laboratório de Sedimentologia da Universidade Federal do Pará. As principais técnicas utilizadas para a análise do material foram as descrições petrográficas com confecções de duas lâminas delgadas para análise otipo de preenchimento dos traços fósseis. As análises cristalográficas de DRX foram realizadas através do método *back-loading* a partir da utilização do difratômetro X'Pert MPDPRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu (λ=1,5406) no Laboratório de Caracterização Mineral da Universidade Federal do Pará (LCM – UFPA), enquanto as análises de MEV/EDS foram realizadas nas amostras de *Thalassinoides* (ICGEO-210, 211 e 213) e *Gyrolithes* (ICGEO-212), em amostras de mão (ICGEO-210 ,211, 213) e lâminas delgadas (FG-IG-247a, b). As amostras de mão foram metalizadas com carbono e as lâminas delgadas com ouro. As imagens de elétrons secundários e os dados de EDS foram obtidas através do equipamento MEV Zeiss modelo SIGMAVP no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA.

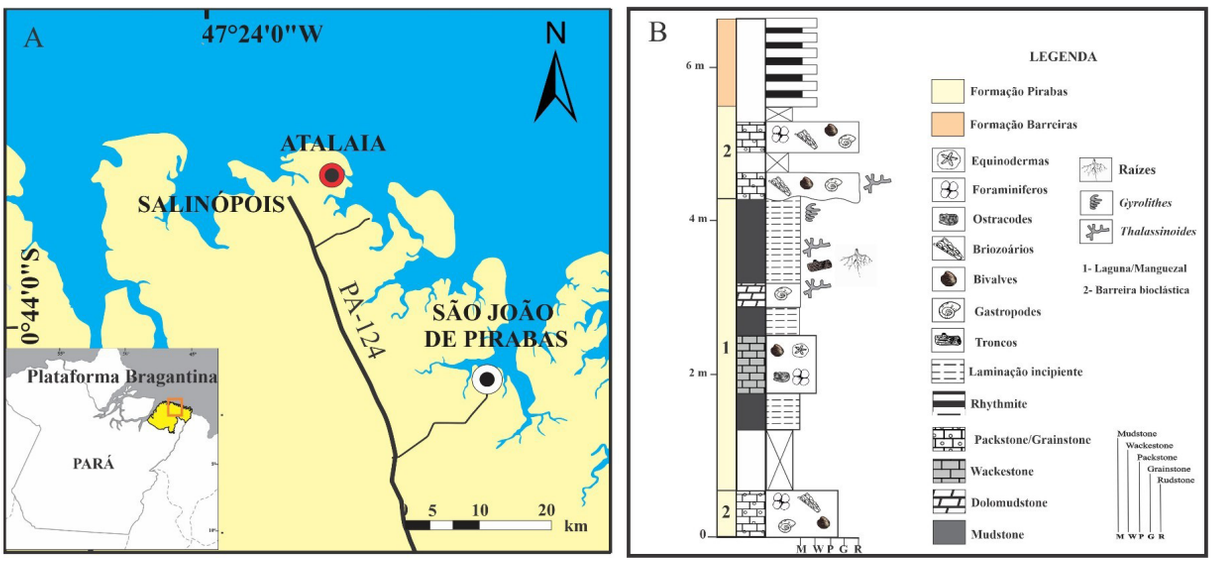


Figura 1. Mapa de localização e perfil estratigráfico da área de trabalho. (A) Em vermelho e preto localização do afloramento estudado no município de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. (B) Perfil estratigráfico com as principais microfácies presentes na Formação Pirabas e os níveis onde ocorrem os traços fósseis e raízes.

RESULTADOS

A análise do material permitiu a distinção de dois tipos de preenchimentos para os traços fósseis: a) totalmente piritizados, apresentam conteúdo fossilífero com fragmentos de bivalves, gastrópodes, moluscos e bioclastos indiferenciados piritizados com cristaiseuédricos e formas que variam entre piritoédricas e formas intermediárias entre cubos e piritoédros de tamanhos de 10µm a 40µm (Figura 2A-2C); e b) parcialmente piritizados, que podem apresentar conteúdo fossilífero ou ser composto somente por matriz micrítica de ankerita e siderita. Os traços fósseis são preenchidos por material fossilífero intensamente fragmentado, com predominância de foraminíferos, bivalves, equinodermas, gastrópodes, briozoários, moluscos e bioclastos indiferenciados envoltos por uma matriz micrítica decalcita, ankerita e siderita.

As piritizações pontuais são representadas por cristais euédricos a subédricos de pirita com formas octaédricas e tamanhos de micrométricos a 1µm que formam conjuntos framboidais de aproximadamente 10 µm e cristais isolados entre os framboides com forma octaédrica e tamanho médio de 5µm (Figura 2D-2F). As raízes são totalmente piritizadas (Figura 2G) e apresentam formas octaédricas com tamanhos médio de 10 µm (Figura 2H), formas intermediárias entre cubos e octaedros com tamanhos de 50-60 µm (Figura 2I) e agregados de piritoédros com tamanhos menores que 2 µm que ocorrem entre os cristais maiores de pirita (Figura 2J). Em algumas porções da amostra é possível notar que embora a composição seja de pirita a identificação da forma deste mineral não é possível, porém nota-selinhas que podem estar relacionadas com as fases de crescimento deste mineral (Figura 2L).

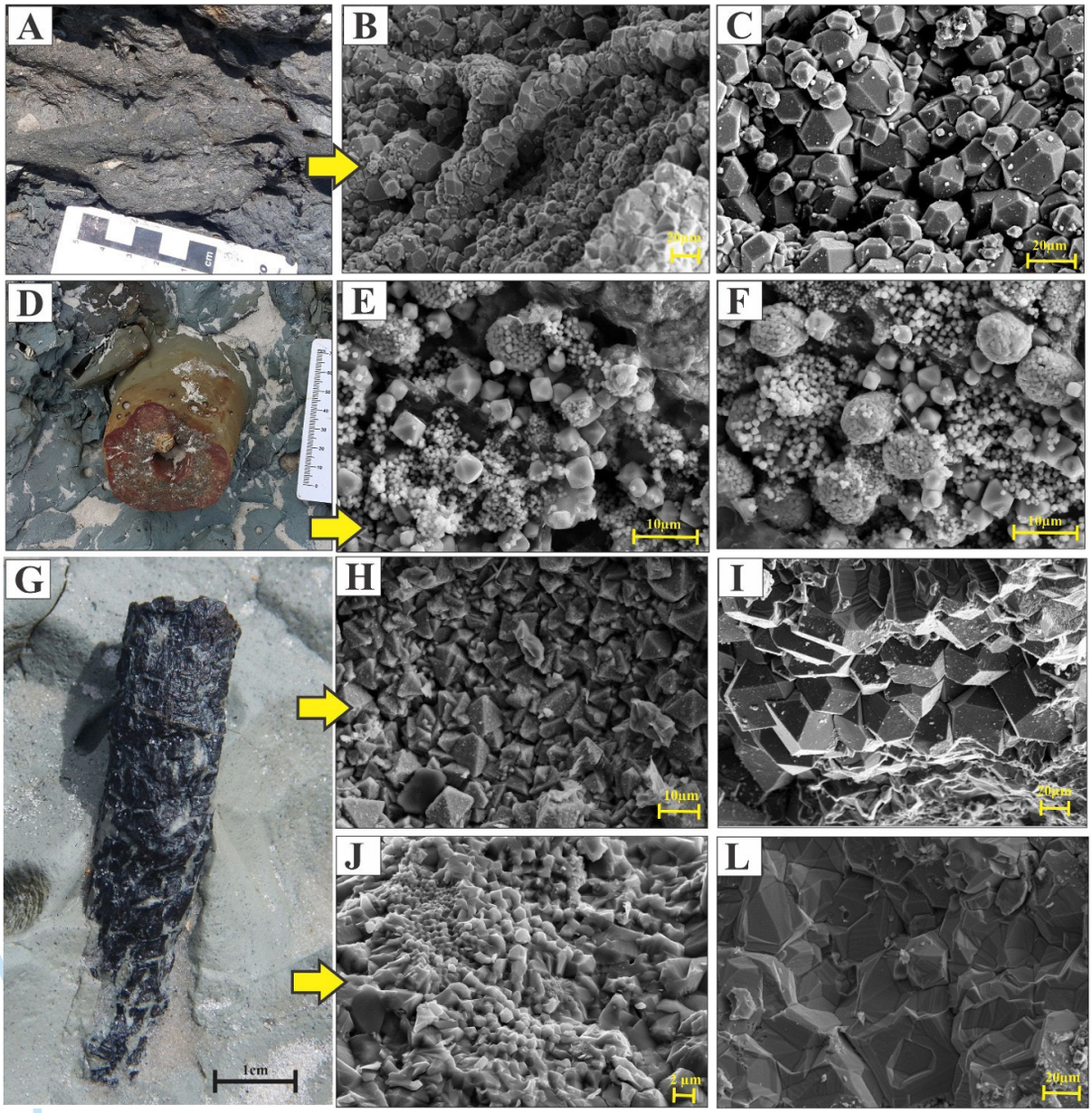


Figura 2. Tipos de piritas na Formação Pirabas. (A) *Thalassinoides* totalmente piritizados. (B-C) Preenchimento de piritas com formas piritoédricas e intermediárias entre cubo e piritoédro. (D) *Thalassinoides* com preenchimento composto predominantemente por ankerita e siderita e localmente piritizados. (E-F) Piritas framboidais e cristais octaedros isolados que ocorrem dentro dos tubos. (G) Raiz piritizada. (H) Piritas octaédricas presente nas raízes. (I) Piritas com formas intermediárias entre cubo e octaédros. (J) Aglomerados de piritas piritoédricas. (L) Linhas de crescimento dos cristais de pirita.

DISCUSSÕES

A composição química do preenchimento dos traços fósseis e raízes da Formação Pirabas sugerem ambientes reduzidos com pouca disponibilidade de oxigênio. Esta configuração associada a intensa atividade microbiana mostra possíveis oscilações na lâmina d'água com flutuações de oxigênio dentro dos tubos formando ambientes redutores e oxidantes (Gingras *et al*., 2004). Similarmente aos depósitos recentes da Austrália cujasflutuações de maré geram microambientes nas paredes das bioturbações permitindo a proliferação de uma comunidade microbiana diversa com organismos aeróbicos e anaeróbicos (Bird *et al*. 2001). A pirita que ocorre nos traços fósseis é indicativa de condições eodiagenéticas com formação de microambientes reduzidos (Canfield e Raiswell 1991; Bird *et al.,* 2001).Os microambientes se formaram partir da presença de matéria orgânica que ocorria principalmente na flora típica de mangue que está preservada em associação com os traços fósseis e foi incorporada no preenchimento das escavações sendo utilizada comosubstrato por microorganismos que geraram nucleações e crescimento dos cristais de pirita a partir da redução de sulfato para sulfeto (Schieber 2002 a,b; Gabbott *et al*., 2004).

As concentrações de núcleos de pirita dentro das escavações permitiram a formação dos framboides (Gabbott *et al*., 2004) e posteriormente a difusão dos constituintes para fácies crescente dos núcleos framboidais geraram o crescimento de redes de cristais piritoédricos e formas intermediárias entre cubo e piritoédro (Gabbott *et al*., 2004, Chang *et al*., 2022). Já nas raízes não foi observado piritas framboidais somente os cristais octaédricos, piritoédricose formas intermediárias ente cubo e octaédros que indicam condições disoxídas em suaformação apontando para eodiagênese (Chang *et al*., 2022). A disponibilidade de altasconcentrações de bicarbonato e baixa concentração de sulfatos na água dos poros das escavações produzidas no topo da Formação Pirabas permitiu a precipitação da ankerita (Coleman *et al*., 1993). Enquanto a siderita é indicativa da alta disponibilidade de Fe em condições redutoras nos espaços porosos intersticiais (Rodrigues *et al.,* 2015) e sugereinfluência de águas doces no topo da Formação Pirabas que corrobora com a interpretação de um maior influxo de terrígeno observado no contato com os depósitos da Formação Barreiras (Goés *et al.,* 1990; Nogueira *et al*., 2021).

CONCLUSÕES

A partir da caracterização mineral dos traços fósseis e raízes de depósitos de manguezais da Formação Pirabas foi possível reconhecer diferentes tipos de piritas: framboidais, octaédricas, piritoédricas e formas intermediárias entre cubo e octaedro e cubo e piritoédros cujas características são típicas de ambientes reduzidos. Os tamanhos e formas daspiritas são típicas de eodiagênese e sua precipitação está relacionada com a interação de microorganismos com a matéria orgânica disponível nas raízes dos mangues e aquelas incorporadas nos traços fósseis através de muco, restos de animais ou vegetais que permitirama redução do Fe^{2+}para o Fe^{3+} e precipitação da pirita em um paleoambiente estuarino da Formação Pirabas onde havia intensa circulação de oxigênio. As análises também permitiram o reconhecimento dos minerais ankerita e siderita que indicam uma fase com enriquecimento de Fe indicando a presença de águas doces no topo da Formação Pirabas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amorim K.B, 2016, *Paleoambiente, paleogeografia e isótopos de carbono e oxigênio de depósitos carbonáticos miocenos da Plataforma Bragantina, Nordeste do estado do Pará, Brasil*. Doctoral thesis: Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 130 p.

Bird D.F., Juniper S.K., Ricciardi-Rigault M., Martineu P., Prairie Y.T., Calvert S.E. 2001. Subsurface viruses and bacteria in Holocene/Late Pleistocene sediments of Saanich Inlet, B.C.: ODP Holes 1033B and 1034B, Leg 169S. *Marine Geology*, **174**:227–239.

Canfield D.E. e Raiswell R. 1991. Pyrite formation and fossil preservation. In: Allison P.A. e Briggs D.E.G. (eds.). Taphonomy: Releasing the data locked in the fossil record. *Plenum Press*, New York, p. 338–388.

Chang J., Li Y., Lu H. 2022. The Morphological Characteristics of Authigenic Pyrite Formed in Marine Sediments. *Journal of Marine Science and Engineering*, **10**:1533

Coleman M., Hendrick D.B., Lovely D.R., White D.C., Pye K. 1993. Reduction of Fe (III) in sediments by sulphate-reducing bacteria. *Nature*, **361**:436–438.

Fernandes A.C.S e Assis J.F.P. 1980. Sobre a ocorrência de icnofósseis na Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no estado do Pará. A*nais da academia brasileira de ciências*, **52**:327-334.

Gabbott S. E., Xian-guang H., Norry M.J; e Siveter D.J. 2004. Preservation of Early Cambrian animals of theChengjiang biota. *Geology*, **32**: 901–904.

Gonçalves, M.A. 2019.*Traços Fósseis de crustáceos da Formação Pirabas , Mioceno da Plataforma Bragantin, NE do Pará.* MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 65 p.

Góes A.M., Rossetti D.F., Nogueira A.C.R., Toledo P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **2**:3-15

Gingras M.K., Pemberton S.G., Muchlenbachs K., Machel H. 2004. Conceptual models for burrow related, selective dolomitization with textual and isotopic evidence from the Tyndall stone, Canada. *Geobiology*, **2**:21-30.

Nogueira A.C.R., Bandeira J., Bezerra, I.S.A.A., Araújo R.N., Domingos F.H.G., Truckenbrodt W., Góes A.M., Nogueira A.A.E., Petri S., Aguilera A.O., Soares J.L., Amorin K. B., 2021, Upper Oligocene-Miocene deposits of Eastern Amazonia: implications for the collapse of the Neogene carbonate platforms along the coast of Northern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **563**: 110-178.

Nogueira A.A.E., Nogueira A.C.R., Neita J.S.G., Soares J.L., Silva Júnior J.B.C., Amorim K.B., Romero

G.R. 2023, Taphonomic feedback, paleoecology, and ostracod biostratigraphy of the Oligocene-Miocene carbonate deposits in the onshore Para-Maranhão Basin, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences,* **122**:104-189.

Rodrigues, A. G., De Ros, L. F., Neuman, R., Borghi, L., 2015, Paleoenvironmental implications of early diagenetic siderites of the Paraíba do Sul Deltaic Complex, eastern Brazil. Sedimentary Geology, **32**:15-30.

Soares J.L, Santos H.P., Brito A.S., Nogueira A.A.E., Nogueira A.C.R., Amorim K.B. 2020. The crustaceans burrow *Sinusichnus sinuosus* from the Oligocene-Miocene carbonate deposits of eastern Amazonia. *Ichnos*, **27**(2):97-106.

Schieber J. 2002a. Sedimentary pyrite: a window into the microbial past. *Geology*, **30:** 531-534.

Schieber J. 2002b. The role of an organic Slime Matrix in the Formation of pyritized burrow trails and pyrite concretions. *Palaios*, **17**:104-109.

Távora V.A., Santos A.A., Araújo R.N. 2010. Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (MiocenoInferior). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Cienc. Nat*. **5**: 207–224.

MINERALOGIA MARINHA E GEOLOGIA DO PETRÓLEO

SUÍTE GNÁISSICO-MIGMATÍTICA CARACOL: NOVOS DADOS ISOTÓPICOS (U-Pb-Hf-Nd-Sr) E IMPLICAÇÕES PARA O SIGNIFICADO TECTONO-METAMÓRFICO DO EMBASAMENTO MESOARQUEANO DO TERRENO SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS

Aline Costa do Nascimento[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]; Eleilson Oliveira Gabriel[1,2,3]; Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Roberto Dall'Agnol[1,2,3]; Pablo José Leite Santos[1,2,3]; João Orestes Schneider Santos[3]; Jean Ricardo Mesquita Machado[1,2,3]; Marco Antonio Galarza Toro[1,2]; Fabriciana Vieira Guimarães[3]

[1] Universidade Federal do Pará - UFPA; [2] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica; [3] Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides

aline.nascimento@ig.ufpa.br; davis@ufpa.br; eleilson@ufpa.br; lucianor@ufpa.br; robdal@ufpa.br; pablosleite@hotmail.com; orestes1@uol.com.br; jeanmachado@ufpa.br; antogt@ufpa.br; fabricia@ufpa.br

RESUMO

Nas últimas décadas, pouca atenção tem sido dada às feições pervasivas de migmatização e metamorfismo do embasamento TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) do Terreno Sapucaia. Visando preencher uma lacuna existente no conhecimento sobre o papel destes processos para a evolução da Província Carajás, este trabalho descreve pela primeira vez o modo de ocorrência, a morfologia e os aspectos petrográficos dos migmatitos relacionados aos ortognaisses Caracol e Colorado, e do Complexo Gnáissico Água Azul, aqui agrupados na Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol. Além disso, são apresentados dados inéditos de isótopos de U–Pb–Hf–Nd–Sr para esta suíte. Uma reavaliação dos dados de campo mostrou que estas rochas são formadas por metatexitos estromáticos, *dilatant* a *net-structured* metatexitos, *schollen* e *schlieren* diatexitos, e raras ocorrências de *patch* metatexitos. Esses migmatitos apresentam paleossoma composto por ortognaisse e anfibolito, leucossoma quartzo-feldspático e melanossoma rico em biotita orientado ao longo da foliação gnáissica de direção NE-SW a NW-SE, que mergulha em baixo ângulo. Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão *in situ* indicam que os magmas geradores dos protólitos desses gnaisses foram cristalizados//colocados entre 2,95–2,93 Ga, enquanto o pico de metamorfismo regional foi datado entre 2,89–2,84 Ga, que é coevo ao pico de metamorfismo regional registrado pelos granulitos de Carajás. Em geral, essas rochas apresentam valores supracondríticos de $\varepsilon_{Hf(t)}$ entre +1,5 a +2,9, com Hf-T_{DM}^{C} mesoarqueano, entre 3,2–3,1 Ga, o que indica natureza juvenil para os zircões e suas rochas hospedeiras. Dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total forneceram idade modelo (Nd-T_{DM}) entre 3,0–2,9 Ga, $\varepsilon_{Nd(t)}$ de +0,6 a +3,0, e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ entre 0,701208 e 0,701098, que também apontam uma origem juvenil, coincidindo com o registro de isótopos de Hf em zircões dessas rochas. Isto sugere que os mecanismos de extração crustal foram seguidos por fusão parcial da crosta oceânica em um curto intervalo de tempo, provavelmente em um cenário de subducção, dando origem aos protólitos desses gnaisses (2,95–2,93 Ga). Após 40 Ma de quiescência magmática, essas rochas foram submetidas a metamorfismo regional em um cenário colisional (2,89–2,84 Ga).

PALAVRAS-CHAVE: Migmatitos; Geocronologia; Mesoarqueano; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC), localizada no sudeste do Estado do Pará, é considerada o principal núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981). Vasquez e Rosa-Costa (2008) formalizaram sua subdivisão em Domínio Rio Maria a sul, de idade Mesoarqueana, e Domínio Carajás a norte, de idade Meso- a Neoarqueana. Recentemente, Oliveira *et al*. (2022) e Silva et al. (2022) propuseram que o Domínio Carajás fosse subdividido em terreno Sapucaia, terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás, a partir de uma reestruturação da proposta de Dall'Agnol *et al*. (2013) (Fig. 1). Tais terrenos são formados por rochas moderada a intensamente deformadas e, por vezes, com exposições de rochas submetidas ao metamorfismo de médio a alto grau, cujos aspectos também contrastam com a crosta preservada do Domínio Rio Maria. A localização limítrofe do Terreno Sapucaia entre o Domínio Rio Maria e o Terreno Canaã dos Carajás ganha significativa relevância já que as feições de migmatização identificadas nesta região não foram adequadamente detalhadas em estudos anteriores (Leite *et al*. 2004; Santos et al. 2013; Silva & Oliveira 2013; Santos *et al.* 2018). A partir disto, este trabalho propõe uma reavaliação das relações de campo e petrografia das rochas anteriormente classificadas como Trondhjemito Colorado, Tonalito Caracol e TTG de Água Azul do Norte. Os termos litológicos do Trondhjemito Colorado e Tonalito Caracol foram reclassificados como ortognaisses, ao passo que os TTGs de Água Azul foram redefinidos como Complexo Gnáissico Água Azul. Neste estudo, pela primeira vez são descritas as feições de migmatização de acordo com as terminologias apropriadas para rochas metamórficas (Sawyer 2008), onde propomos a criação da Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol para agrupar tais unidades, conforme o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986). Além disso, dados isotópicos inéditos de U–Pb–Hf–Nd–Sr são utilizados para discutir a natureza e o período de formação dos protólitos dos gnaisses estudados, bem como definir o pico de metamorfismo regional da Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol. Ainda, o estudo visa investigar o significado tectônico-metamórfico do Terreno Sapucaia.

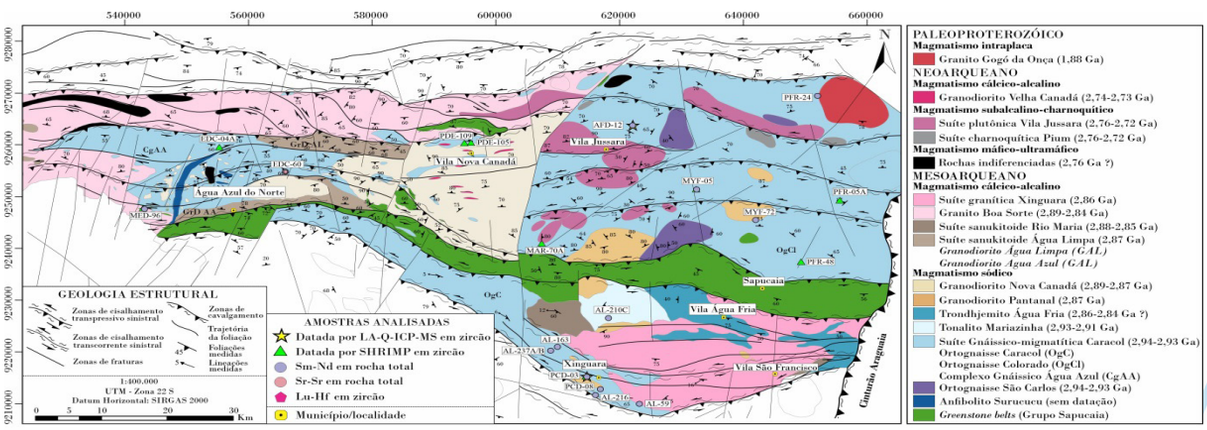


Figura 1. Mapa geológico do Terreno Sapucaia com a localização das amostras analisadas.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para este estudo foi realizada uma reavaliação dos dados de campo obtidos durante diversas etapas de mapeamento geológico em escala de semi-detalhe ao longo dos últimos 10 anos por pesquisadores do GPPG–UFPA. A sistemática de descrição e classificação das morfologias dos

migmatitos é baseada em Sawyer (2008). A datação de 8 amostras (3 do Ortognaisse Colorado, 3 do Complexo Gnáissico Água Azul e 2 do Ortognaisse Caracol) pelo método U-Pb em zircão *in situ* por SIMS (*sensitive high-resolution ion microprobe*) foi realizado no Laboratório GeoLab/IGc/USP (Universidade de São Paulo) usando um espectrômetro de massa de íons secundários acoplado a uma Microssonda Iônica de Alta Resolução e Sensibilidade, do tipo SHRIMP IIe/MC. As análises de Hf em zircão *in situ* foram obtidas no mesmo domínio de idade U-Pb concordante, no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA (PARAISO/UFPA) por um LA-MC-ICP-MS (*Laser ablation multicolletor inductively coupled plasma mass spectrometry*) de alta resolução, modelo Neptune, marca Thermo Finnigan, equipado com uma sonda laser Nd:YAG 213nm, modelo LSX-213 G2 da marca CETAC. Os dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total foram realizados na Universidade de Brasília e no PARAISO/UFPA, respectivamente. A preparação das amostras envolveu processos de britagem, pulverização e homogeneização no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da UFPA.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os aspectos de campo que denotam migmatização estão expostos principalmente em extensos lajedos e blocos *in situ* que compõem o embasamento ortognáissico do Terreno Sapucaia. As partes constituintes dos migmatitos identificadas são: i) paleossoma formado por ortognaisse de composição tonalítica-trondhjemítica; ii) paleossoma de anfibolito; iii) leucossoma de composição tonalítica e leucogranítica; iv) biotita melanossoma; v) neossoma segregado de composição granítica; vi) neossoma não segregado de composição tonalítica-trondhjemítica. As principais morfologias reconhecidas são: i) *patch* metatexito; ii) *stromatic* metatexito; iii) *dilation* a *net-structured* metatexito; iv) *schollen* e *schlieren* diatexito.

Há dois tipos de paleossoma: o primeiro é representado por um ortognaisse cinza escuro, mesocrático, de granulação média (3–6 mm), com conteúdo de máficos (M) variando entre 8–30%. Biotita ± anfibólio (~13–20%) constituem as principais fases máficas, enquanto titanita, zircão, allanita, opacos, epídoto, apatita e zoisita compõem a mineralogia acessória primária (~ 7%). O epídoto secundário, muscovita, clorita, escapolita e carbonato formam a mineralogia secundária (~ 3%); o segundo é representado por um anfibolito, mesocrático, granulação média (2–6 mm), textura granoblástica a granonematoblástica, composto por hornblenda ± biotita e plagioclásio, e menor proporção de titanita, opaco, epídoto e apatita. O neossoma é composto de um leucossoma de coloração cinza claro a rosado, de granulação média a grossa (4–10 mm), cuja mineralogia é mais rica em minerais quartzo-feldspáticos. O resíduo máfico ocorre como melanossoma com mineralogia formada principalmente por hornblenda e biotita. A paragênese mineral indica metamorfismo regional de médio a alto grau, compatível com fácies xisto verde alto a anfibolito. A associação espaço-temporal da Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol com zonas de cisalhamento dúcteis indica a participação de deformação durante a fusão parcial, segregação, migração e alojamento dos magmas geradores dos protólitos desses gnaisses, sob um regime transpressivo sinistral. Os processos de retrabalhamento e diferenciação da crosta são principalmente devido à anatexia crustal, que é responsável pelas principais diferenças entre as unidades gnáissicas tipo-TTG do Terreno Sapucaia e os granitoides tipo-TTG do Domínio Rio Maria (considerado uma crosta preservada, que até então não foram identificadas feição de migmatização).

Dados geocronológicos inéditos U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão *in situ* forneceram idade por intercepto superior em 2944±4 Ma (MSWD = 1,5), 2948±9 Ma (MSWD = 1,40) e 2936±5 (MSWD = 0,29), para o Ortognaisse Caracol, Ortognaisse Colorado e para o Complexo Gnáissico Água Azul, respectivamente (todos com erro à 2σ). Essas idades são in-

terpretadas como representativas da idade de cristalização do protólito dessas rochas. Também foram identificadas populações de cristais de zircão datados entre 2890±5 Ma e 2843±8 Ma, que são representativas do pico de metamorfismo regional do Terreno Sapucaia, o que coincide com o pico de metamorfismo regional definido a partir dos granulitos de Carajás (Marangoanha et al. 2019). Esse período também é coevo ao pico de metamorfismo registrado em gnaisses migmatizados que foram descritos em outras áreas do Domínio Carajás (2,87–2,85 Ga; Silva et al. 2021; Machado et al. 1991). De modo geral, os dados de Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS mostraram valores positivos de εHf(2,93) (+1,5 a +2,9) e Hf-T_{DM}^{C} mesoarqueano (3,2–3,1 Ga), indicando uma natureza juvenil para os zircões analisados. Em termos dos dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total, os ortognaisses estudados apresentam valores $\varepsilon_{Nd(t)}$ de +0,6 a +3,0, idade modelo (Nd-T_{DM}) de 3,0 a 2,9 Ga e ($^{87}Sr/^{86}Sr$) inicial de 0,701208 a 0,701098, o que sugere uma origem juvenil, em que os processos de extração crustal foram seguidos por fusão parcial da crosta oceânica em um curto intervalo de tempo, possivelmente em um cenário de subducção, dando origem aos protólitos dessas rochas (2,95–2,93 Ga). Após 40 Ma de quiescência magmática, elas foram submetidas a metamorfismo regional em um cenário colisional (2,89–2,84 Ga), similar às propostas de outros estudos na Província Carajás (e.g., Marangoanha et al. 2019; Silva et al. 2022). As similaridades geoquímicas e geocronológicas entre os TTGs do Terreno Sapucaia e do Domínio Rio Maria aproximam a história evolutiva desses dois segmentos crustais. No entanto, o Terreno Sapucaia registra a atuação de intensos processos deformacionais e feições de migmatização, bem como de um pico de metamorfismo regional que afetou largamente o Domínio Carajás, mas que parece ser ausente ou desconhecido para o Domínio Rio Maria.

CONCLUSÃO

Uma reavaliação dos dados de campo obtidos em estudos prévios do GPPG da UFPA mostrou que as unidades que compõem o embasamento TTG do Terreno Sapucaia, antes classificadas como rochas de caráter ígneas variavelmente deformadas, na verdade mostram inúmeras evidências de migmatização, o que implica de modo inequívoco que essas unidades foram afetadas por metamorfismo regional, sendo aqui reclassificadas como ortognaisses e agrupados na Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol. As principais morfologias descritas nas porções migmatizadas são: *patch* metatexitos (mais raro); metatexitos estromáticos (mais comum); *net-structured* a *dilatant* metatexitos; *schollen* e *schlieren* diatexitos. Esses migmatitos apresentam paleossoma composto por ortognaisse e anfibolito, leucossoma quartzo-feldspático e melanossoma rico em biotita orientado ao longo da foliação gnáissica de baixo ângulo de direção NE-SW a NW-SE. A paragênese dessas rochas sugere metamorfismo em condições de fácies xisto verde alto a anfibolito superior. Os dados geocronológicos U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão *in situ* indicam que os magmas que deram origem aos protólitos desses gnaisses foram formados entre 2,95–2,93 Ga, ao passo que, o pico de metamorfismo regional é restrito entre 2,89–2,84 Ga, intervalo que **é contemporâneo ao pico de metamorfismo regional registrado pelos** granulitos de Carajás. Em geral, o registro de isótopos de Hf em zircão dessas rochas fornece valores supracondríticos de $\varepsilon_{Hf(t)}$ (+1,5 a +2,9), com Hf-T_{DM}^{C} mesoarqueano (3,2–3,1 Ga), sugerindo uma origem juvenil para os cristais de zircão e suas rochas hospedeiras. Dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total forneceram idade modelo (Nd-T_{DM}) entre 3,0–2,9 Ga, $\varepsilon_{Nd(t)}$ entre +0,6 a +3,0, e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ entre 0,701208 e 0,701098, o que também indica uma origem juvenil, similar ao registro dos isótopos de Hf em zircão. Isto sugere que a extração a partir do manto das rochas precursoras (crosta oceânica) desses gnaisses foi seguida de fusão

parcial em um curto intervalo de tempo, provavelmente em um cenário de subducção, dando origem aos protólitos dessas rochas (2,95–2,93 Ga), e após 40 Ma de quiescência magmática, as mesmas foram submetidas ao metamorfismo regional em um cenário colisional (2,89–2,84 Ga).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**(1-2):1-29.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. *In*: 13° Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Anais*, CD-rom.

Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**:447-458.

Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B. 2022. Geologia Regional do Provínica Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: Proposta litoestratigráfica e implicações para a compartimentação tectônica. In: II Congresso Amzônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá (PA), *Anais,* CD-rom.

Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Guimarães A.V. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **8**(3):257-290.

Santos M.S., Oliveira D.C., Gabriel E.O. 2018. Granitoides TTG de Água Azul do Norte (PA): implicações tectônicas para a Província Carajás. *Geologia USP-Série científica*, **18**:119-148.

Sawyer E.W. 2008. *Atlas of Migmatites*. 1st ed. Canadian Science Publishing.

Silva, L.R., Oliveira, D.C., Nascimento, A.C., Lamarão, C.N., Almeida, J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: Petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, 432-433:106901.

Silva C.R.P. & Oliveira D.C. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTGs e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **8**(3): 383-415.

Silva M.A.D, Monteiro L.V.S., Santos T.J.S., Moreto C.P.N., Sousa S.D., Faustinoni J.M., Melo G.H.C., Xavier R.P., Toledo B.A.M. 2021. Mesoarchean migmatites of the Carajás province: from intra-arc melting to collision. *Lithos*, **388-389**:106078.

Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research,* **49***:*329-354.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350-351**:105275.

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A.O., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):370–415.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará*: Programa Geologia do Brasil (PGB), CPRM, Belém, 329 p.

SUÍTE SANUKITOIDE ÁGUA LIMPA: ORIGEM E SIGNIFICADO TECTÔNICO DE GRANITOIDES DE ALTO-Mg DO TERRENO SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS

Aline Costa do Nascimento[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]; Eleilson Oliveira Gabriel[1,2,3]; Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Pablo José Leite Santos[1,2,3]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides

aline.nascimento@ig.ufpa.br; *davis@ufpa.br*; *eleilson@ufpa.br*; *lucianor@ufpa.br*; *pablosleite@hotmail.com*

RESUMO

Dados isotópicos inéditos de U–Pb–Hf em zircão e Nd–Sr em rocha total foram obtidos para os plutons Água Limpa (GAL) e Água Azul (GAA), que afloram no Terreno Sapucaia (extremo sul do Domínio Carajás), como dois corpos alongados segundo o *trend* regional E-W. Tais unidades são formadas por granodioritos e subordinados tonalitos e monzogranitos, e mostram textura porfirítica e variáveis proporções de biotita, anfibólio e epídoto. Eles apresentam assinatura geoquímica caracterizada por altos conteúdos de Mg, Cr e Ni bem como de K, Ba e Sr, o que caracteriza a afinidade sanukitoide (SNK) dessas rochas. Neste estudo elas são agrupadas na Suíte Sanukitoide Água Limpa. Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão indicam que os magmas geradores dos SNKs estudados foram colocados em 2,87 Ga, com xenocristais datados em 2,92, 2,96 e 2,99 Ga. A partir dos isótopos de Hf em zircão, o GAL forneceu valores subcondríticos a supracondríticos de $\varepsilon_{Hf(2,87)}$ (–3,3 e +2,0) e idades modelos crustais (Hf-T_{DM}^{C}) paleoarqueanas (3,0–3,2 Ga), indicando uma origem juvenil em 2,87 Ga (componente supracondrítico), mas com a participação de materiais crustais reciclados (componente subcondrítico). O GAA forneceu valores exclusivamente supracondríticos [$\varepsilon_{Hf(t)}$ = +0,1 e +2,1], o que indica uma origem juvenil para estes cristais, além de um menor tempo de residência crustal (Hf-T_{DM}^{C} = 2,9–3,0 Ga) em relação ao GAL. Dados isotópicos de Nd e Sr forneceram idade modelo (T_{DM}^{Nd}) entre 2,9–3,1 Ga, $\varepsilon_{Nd(t)}$ entre –0,6 e +2,9 e razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ entre 0,698669 a 0,701799, o que corrobora com a origem juvenil para essas rochas, mas com o envolvimento de um componente crustal. A integração dos dados adquiridos neste estudo com aqueles gerados em trabalhos anteriores indica que os magmas geradores da Suíte Sanukitoide Água Limpa foram colocados sintectonicamente a partir de zonas de cisalhamento de escala regional em um cenário colisional (pós-subducção), definido pelo pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84 Ga). Este cenário envolveu espessamento crustal e *slab break-off*, que permitiu fusão parcial da cunha do manto previamente enriquecida para gerar os magmas da Suíte Água Limpa.

PALAVRAS-CHAVE: Sanukitoides; Geocronologia; Mesoarqueano; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC), localizada no sudeste do Estado do Pará, é considerada o principal núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico (Almeida et al. 1981; Fig. 1a). Santos (2003) formalizaram sua subdivisão em Domínio Rio Maria a sul, de idade mesoarqueana, e Domínio Carajás a norte, de idade meso- a neoarqueana. Recentemente, Oliveira et al. (2022) e Silva et al. (2022) reformularam a proposta de Dall'Agnol et al. (2013), sugerindo que o Domínio Carajás pode ser subdividido em Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás (Fig. 1b). Mapeamento geológico em escala de semidetalhe na área de Água Azul do Norte (Terreno Sapucaia), permitiu a identificação de dois batólitos de afinidade sanukitoide (SNK) formados por granodioritos com tonalitos e monzogranitos subordinados, dispostos ao longo de extensas zonas de cisalhamento E-W que marcam limites entre terrenos (Gabriel & Oliveira 2014; Fig. 1c). O Granodiorito Água Azul (GAA) ocorre na porção sul da área e separa o Terreno Sapucaia do Domínio Rio Maria, enquanto que o Granodiorito Água Limpa (GAL) ocorre a norte, delineando o limite entre os terrenos Sapucaia e Canaã dos Carajás. Ambos são intrusivos no embasamento formado pelo *greenstone belt* Sapucaia e unidades TTG migmatizadas, e são seccionados por biotita granitos (BG). A afinidade geoquímica existente entre estes batólitos permite que tais rochas sejam agrupadas na Suíte Sanukitoide Água Limpa. Nesse trabalho, dados isotópicos inéditos de U–Pb–Hf em zircão e Nd–Sr em rocha total são integrados a uma revisão petrográfica e geoquímica dessas rochas, com o objetivo de revisar o posicionamento estratigráfico, bem como discutir a origem e o significado tectônico do magmatismo tipo-SNK do Terreno Sapucaia.

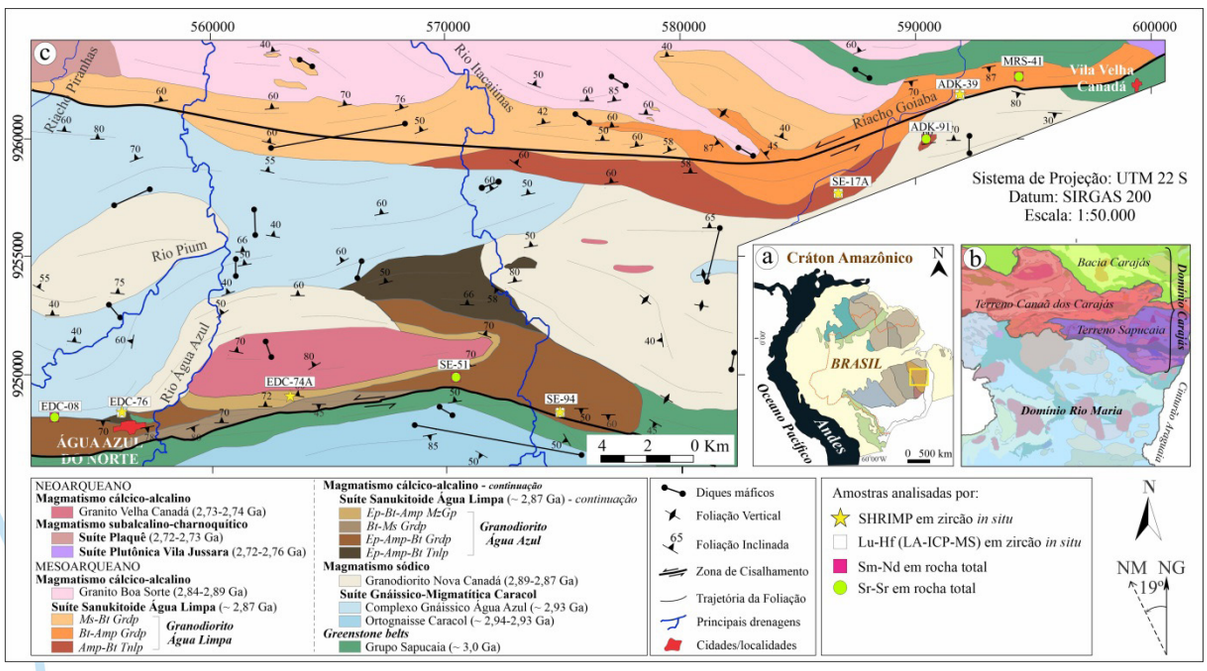


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. (a) Localização da Província Carajás em relação ao Cráton Amazônico (Vasquez et al. 2018). (b) Compartimentação da Província Carajás em Domínio Carajás (Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás) e Domínio Rio Maria (Oliveira et al. 2022; Silva et al. 2022). (c) Mapa local de semidetalhe da região de Água Azul do Norte (sudeste do Pará; modificado de Gabriel & Oliveira 2014).

MATERIAIS E MÉTODOS

4 amostras (2 do GAA e 2 do GAL) foram analisadas pelo método U-Pb em zircão *in situ* por SIMS (*secondary ion mass spectrometry*), modelo SHRIMP IIe (*sensitive high-resolution ion microprobe*), no Laboratório GeoLab/IGc/USP (Universidade de São Paulo). Os procedimentos analíticos estão descritos em Sato et al. (2014). As análises de Hf em zircão foram obtidas no mesmo *spot* ou domínio de idade U-Pb concordante, no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso/UFPA) do Instituto de Geociências da UFPA por um LA-MC-ICP-MS (*Laser ablation multicolletor inductively coupled plasma mass spectrometry*) de alta resolução, modelo Neptune, marca Thermo Finnigan, equipado com uma sonda laser Nd:YAG 213nm, modelo LSX-213 G2 da marca CETAC. Os dados isotópicos Nd e Sr em rocha total foram obtidos no Laboratório Pará-Iso/UFPA. Foi utilizado um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 dotado de sete coletores tipo copo Faraday móveis e uma multiplicadora de elétrons central. A preparação das amostras envolveu processos de britagem, pulverização e homogeneização no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da UFPA.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Aqui a Suíte Sanukitoide Água Limpa é proposta para agrupar os granodioritos alto-Mg do Terreno Sapucaia, representados pelo Granodiorito Água Limpa (GAL) e Granodiorito Água Azul (GAA). Em termos mineralógicos esses granitoides são compostos por plagioclásio, quartzo e álcali-feldspato. Biotita e anfibólio são os principais minerais ferromagnesianos. Os minerais acessórios primários são constituídos por epídoto, opacos, titanita, allanita, zircão, apatita, muscovita e restritamente turmalina. Os acessórios secundários são clorita, escapolita, mica branca, carbonato e epídoto (Gabriel & Oliveira 2014).

Em termos geoquímicos, os SNKs estudados são predominantemente metaluminosos, com altos valores de #Mg, Cr e Ni, que os distinguem das séries cálcico-alcalinas de margens continentais, e os aproximam dos granodioritos arqueanos ricos em Mg de outros crátons arqueanos. Mostram comportamento distinto dos TTGs e BGs do Domínio Rio Maria, embora seus padrões de ETR sejam similares, com altos conteúdos de ETRL e um forte a moderado fracionamento de ETRP (alta razão La_N/Yb_N), associado a ausentes ou discretas anomalias negativas de Eu (Gabriel & Oliveira 2014). As afinidades petrográficas e geoquímicas existentes entre as rochas estudadas e as demais ocorrências de SNKs na Província Carajás (suítes Rio Maria e Ourilândia) sugerem que tanto o GAA quanto o GAL possam fazer parte de uma suíte SNK análoga, com uma origem envolvendo fusão parcial do manto enriquecido.

Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão de quatro amostras (duas no GAL e duas no GAA) forneceram idades concordantes em ~2,87 Ga, admitida como idade de cristalização de ambas as unidades, o que coincide dentro da margem de erro com a idade de 2,88 Ga obtida em estudos anteriores por evaporação de Pb em zircão (Gabriel et al. 2010). Além disso, alguns *spots* forneceram idades em 2,92, 2,96 e 2,99 Ga, que são interpretadas como idade de xenocristais incorporados das rochas encaixantes durante a ascensão dos magmas. Os dados de Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS para o GAL forneceu valores subcondríticos a supracondríticos de $\varepsilon_{Hf(2,87)}$(–3,3 e +2,0) e idades modelos crustais (Hf-$T_{DM}{}^{C}$) paleoarqueanas (3,0–2,9 Ga), indicando uma origem juvenil mesoarqueana em 2,87 Ga (componente supracondrítico), mas com o envolvimento de crosta reciclada paleoarqueana (componente subcondrítico). Por outro lado, as populações de cristais de zircão do GAA forneceram assinaturas restritamente supracondríticas de $\varepsilon_{Hf(2,87)}$ variando entre +0,1 e +2,1, o que indica uma natureza juvenil para esses zircões e

um menor tempo de residência crustal (Hf-T_{DM}^{C} 2,9–3,0 Ga) em relação ao GAL. Para o GAL, os dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total forneceram valores de $\varepsilon_{Nd(t)}$ supracondríticos (+2,9), idade modelo mesoarqueana (Nd-T_{DM} = 2,8 Ga) e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ variando entre 0,698669 a 0,700710. Já o GAA forneceu $\varepsilon_{Nd(t)}$ variando de –0,6 a +2,8, idade modelo mesoarqueana (Nd-T_{DM} = 3,1–2,9 Ga) e razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ de 0,701799 a 0,700342, sugerindo uma origem juvenil, mas com a participação de crosta reciclada no manto, o que corrobora com os dados isotópicos de Hf em zircão dessas rochas. A baixa razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ ($f_{Sm/Nd}$ < –0,61 a –0,46) obtida tanto para o GAL quanto para o GAA é atribuído ao enriquecimento prévio do manto que serviu de fonte para essas rochas. De fato, subducção é um cenário tectônico apropriado para o enriquecimento do manto e formação de SNKs (e.g., Heilimo et al. 2010), no entanto, os magmas da Suíte Água Limpa (2,87 Ga) foram colocados sintectonicamente durante o pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.* 2019). Isto implica que a formação dessas rochas pode ser melhor atribuída a um cenário de colisão (pós-subducção), envolvendo espessamento crustal e *slab break-off*, que foi responsável pela fusão parcial da cunha do manto previamente metassomatizado para a geração dos magmas tipo-SNK, similar à proposta de formação dos SNKs de Ourilândia do Norte (Silva *et al.* 2022).

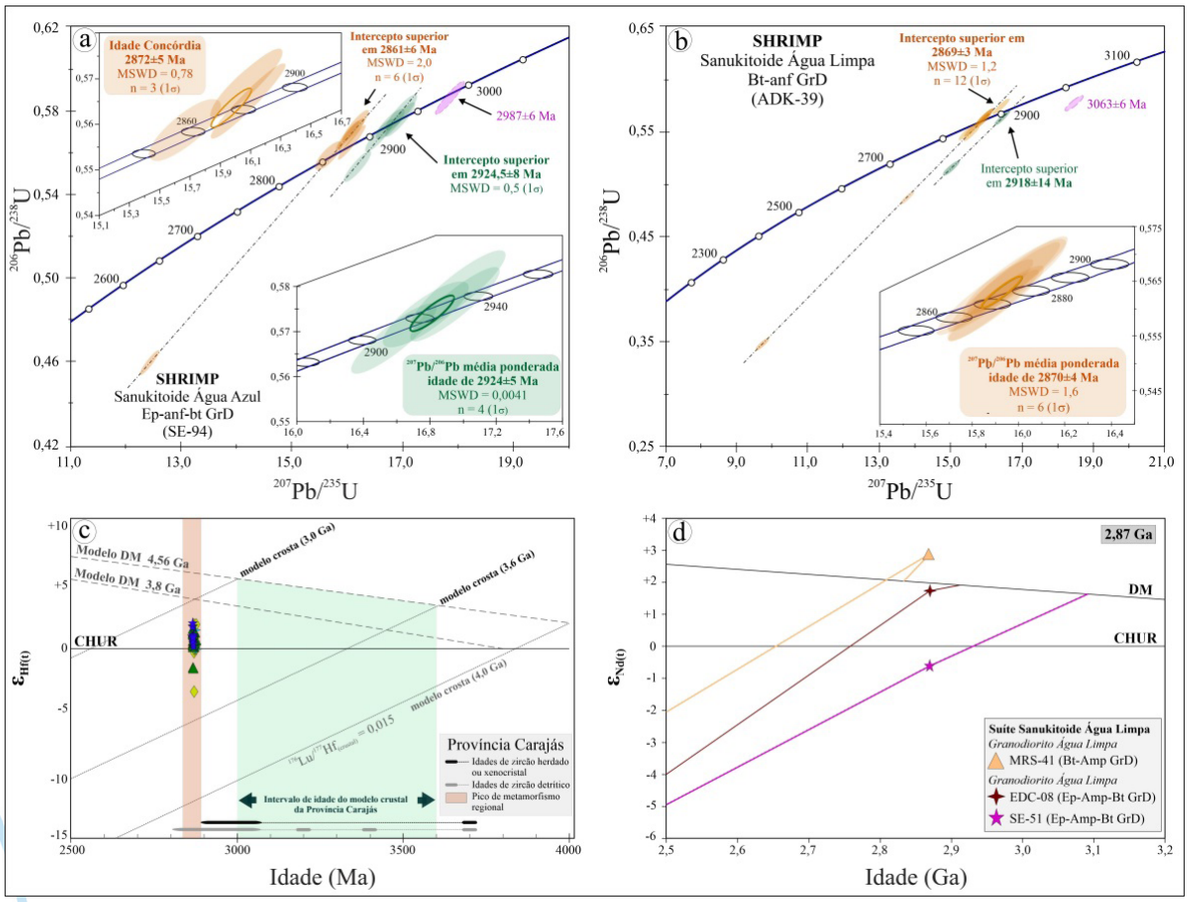


Figura 2. Dados isotópicos U-Pb-Hf em zircão e Nd em rocha total das rochas da Suíte Sanukitoide Água Limpa: (a-b) diagrama concórdia U-Pb SHRIMP para amostras representativas do Granodiorito Água Limpa e Granodiorito Água Azul, respectivamente; (c-d) diagramas de evolução $\varepsilon_{Hf(t)}$ *versus* Idade (Ma) (modificado de Silva et al. 2022) e $\varepsilon_{Nd(t)}$ *versus* Idade (Ga).

CONCLUSÕES

Os dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão para os SNKs da Suíte Água Limpa forneceram idades de cristalização de ~2,87 Ga, que dentro do erro está de acordo com análises obtidas por evaporação de Pb em zircão. Idades mais antigas de 2,92, 2,96 e 2,99 Ga são atribuídas à xenocristais incorporados das rochas encaixantes durante a ascensão dos magmas. Os dados isotópicos de U–Pb–Hf em zircão e Nd–Sr em rocha total sugerem uma origem juvenil (componente supracondrítico) em 2,87 Ga, mas com a participação de materiais crustais reciclados no manto (componente subcondrítico), em um cenário de colisão definido pelo pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga; Marangoanha et al. 2019), que envolveu espessamento crustal, *slab break-off*, e consequente fusão da cunha do manto previamente enriquecida para a formação da Suíte Água Limpa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**(1-2):1-29.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. *In*: 13° Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Anais*, CD-rom.

Gabriel E.O., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi Ciências Naturais*, **9**(3):533-564.

Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza M.A. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte – PA, Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, 45º Congresso brasileiro de geologia. Belém, *Anais,* CD-rom.

Heilimo E., Halla J., Holtta P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115** (1–4), 27–39.

Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B. 2022. Geologia Regional da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: Proposta litoestratigráfica e implicações para a compartimentação tectônica. *In*: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá (PA), *Anais,* CD-rom.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350-351**:105275.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In*: Bizzi L.A. *et al.* (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG. Brasília. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 169-226 p.

Sato K., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S., Siga Júnior O., Onoe A.T., Souza M.D. 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the

University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP-Série Científica,* **14**(3):3-18.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: Petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, 432-433:106901.

Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará*: *Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará.* CPRM, Belém, 329 p.

GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP E LA-ICP-MS EM ZIRCÃO DE TTGs DO TERRENO SAPUCAIA: IMPLICAÇÕES PARA EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Aline Costa do Nascimento[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]; Roberto Dall'Agnol[1,2,3]; Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; João Orestes Schneider Santos[3]; Marco Antonio Galarza[1,2]; Jean Ricardo Mesquita Machado[1,2,3]; Fabriciana Vieira Guimarães[3];

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides

aline.nascimento@ig.ufpa.br; davis@ufpa.br; robdal@ufpa.br; lucianor@ufpa.br; orestes1@uol.com.br; antogt@ufpa.br; jeanmachado@ufpa.br; fabricia@ufpa.br

RESUMO

O embasamento do Terreno Sapucaia é constituído por *greenstone belts*, ortognaisses tipo-TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) migmatizados e TTGs bem preservados, intrudidos por sanukitoides, biotita granitos e rochas híbridas mesoarqueanas. O Tonalito São Carlos, Tonalito Mariazinha e Trondhjemito Água Fria, alvo deste estudo, representam as unidades TTG do Terreno Sapucaia que até então não haviam sido identificadas feições de migmatização. Este trabalho apresenta novas datações U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão *in situ* para essas três unidades e visa uma reavaliação litoestratigráfica. O Tonalito São Carlos está inserido no mesmo contexto geológico do Ortognaisse Colorado e é redefinido como Ortognaisse São Carlos, que forneceu idade de cristalização do protólito em 2946±14 Ma. Já o domínio de ocorrência do Tonalito Mariazinha nos arredores do município de Xinguara é melhor correlacionado com o Ortognaisse Caracol, e forneceu idade de cristalização do protólito em 2936±8 Ma e idade do pico de metamorfismo regional em 2877±12 Ma. Enquanto isso, o Trondhjemito Água Fria mostra feições ígneas bem preservadas, assim como relações de contemporaneidade com o Granito Xinguara e forneceu idade de cristalização de 2884,7±8 Ma. Tais idades sugerem que os protólitos dos ortognaisses (São Carlos e Caracol) foram gerados em um mesmo evento magmático (2,94±0,01 Ga) e que a população mais jovem (2,88±0,01 Ga) fornecida pelo Ortognaisse Caracol representa o evento de metamorfismo regional da Província Carajás, que é coevo com a colocação dos TTG mais jovens (e.g., Água Fria) e com inúmeros batólitos de afinidade sanukitoides e biotita granitos, em escala regional.

PALAVRAS-CHAVE: Geocronologia; TTG; Terreno Sapucaia; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC) é constituída principalmente por unidades arqueanas e foi dividida por Santos (2003) em dois domínios distintos: o Domínio Rio Maria a sul, de idade Mesoarqueana, e Domínio Carajás a norte, de idade Meso- a Neoarqueana. Recentemente, Oliveira *et al.* (2022) e Silva *et al*. (2022) reformularam a proposta de Dall'Agnol *et al*. (2013), sugerindo as denominações de Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás como subdivisões do Domínio Carajás. A área de estudo está inserida dentro do contexto

geológico do Terreno Sapucaia, sudeste do Estado do Pará, caracterizada por um embasamento composto pelo *greenstone belts* do Grupo Sapucaia e diversas unidades tipo-TTG, das quais os ortognaisses da Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol apresentam inúmeras evidências de migmatização (Nascimento *et al.,* este volume). Por outro lado, o Tonalito São Carlos, o Tonalito Mariazinha e o Trondhjemito Água Fria representam unidades estratigráficas tipo-TTG que até então não haviam sido identificadas feições de migmatização (Almeida *et al*. 2011; Silva *et al*. 2014). Almeida et al. (2011) distinguiram três eventos principais de geração de TTG na Província Carajás: 2,96 ± 0,02 Ga (Trondhjemito Mogno e as rochas mais velhas do Tonalito Arco Verde), 2,93 ± 0,02 Ga (Ortognaisse Caracol, Tonalito Mariazinha e as rochas mais jovens do Tonalito Arco Verde), e 2,86 ± 0,01 Ga (Trondhjemito Água Fria). Ressaltaram, ainda, que não há correspondência estrita entre os três grupos identificados com base na geocronologia e aqueles distinguidos geoquimicamente. Neste trabalho são apresentados dados geocronológicos inéditos U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão de amostras representativas do Tonalito São Carlos, Tonalito Mariazinha e Trondhjemito Água Fria, que são unidades TTG que ocorrem nos arredores do município de Xinguara. Este estudo visa uma reavaliação da classificação litoestratigráfica dessas unidades, bem como investigar e restringir os principais eventos de formação e metamorfismo do embasamento arqueano do Terreno Sapucaia.

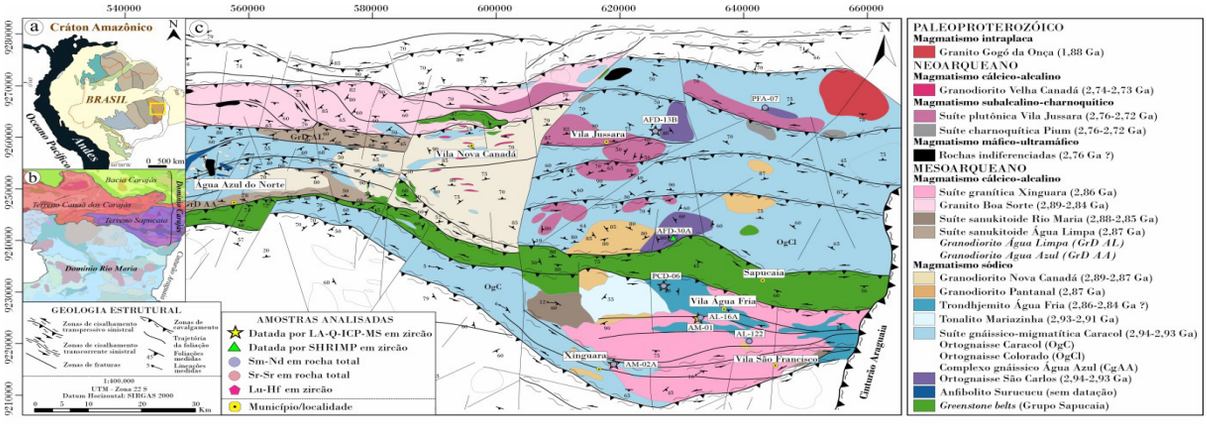


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. (a) Localização da Província Carajás em relação ao Cráton Amazônico (Vasquez et al. 2008). (b) Compartimentação da Província Carajás em Domínios Carajás (Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás) e Domínio Rio Maria (Oliveira et al. 2022; Silva *et al*. 2022). (c) Mapa de detalhe do Terreno Sapucaia (sudeste do Pará), com as amostras analisadas.

MATERIAIS E MÉTODOS

A datação U-Pb em zircão *in situ* por SHRIMP (*sensitive high-resolution ion microprobe*) foi realizada no Laboratório John de Laeter Center (Universidade Curtin na Austrália) em 1 amostra do Tonalito São Carlos usando um espectrômetro de massa de íons secundários acoplado a uma Microssonda Iônica de Alta Resolução e Sensibilidade, do tipo SHRIMP IIe/MC. Esta amostra foi cedida por Dall'Agnol R., Schneider O., Guimarães F.V. Já as análises por LA-ICP-MS (*Laser ablation multicolletor inductively coupled plasma mass spectrometry*) em 1 amostra do Trondhjemito Água Fria e 1 do Tonalito Mariazinha foram realizadas no Laboratório Pará-Iso (UFPA) usando um espectrômetro de massa multicoletor com fonte de plasma indutivamente acoplado, modelo Neptune da marca Thermo Finnigan, e microssonda de

ablação a laser modelo LSX-213 G2 da marca CETAC. O espectrômetro de massa é dotado de sete coletores tipo copo Faraday móveis e uma multiplicadora de elétrons central. A preparação das amostras envolveu processos de britagem, pulverização e homogeneização no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da UFPA. Imagens de elétrons retroespalhados (ERE) foram obtidos usando um Microscópio Eletrônico de Varredura Zeiss, modelo Sigma VP do Laboratório de Microanálises da UFPA.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Diferente da Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol, nas unidades tipo-TTG alvo deste trabalho, não foram identificados até o momento estruturas de migmatização, e são caracterizadas por texturas ígneas bem preservadas (Almeida *et al*. 2011; Silva *et al*. 2014). Essas rochas são classificadas no diagrama Q-A-P como tonalitos e trondhjemitos, e raros granodioritos, com conteúdo de máficos (M) variável, desde valores inferiores a 5% nos granodioritos, 8% no trondhjemito e superiores a 14% nos tonalitos. Biotita constitui o mineral ferromagnesiano principal, sendo o anfibólio uma importante fase máfica apenas no Tonalito São Carlos (1–7%). Opacos, allanita, titanita, zircão e apatita representam os acessórios primários (8–9%), sendo as fases secundárias pouco expressivas, caracterizadas pela formação de epídoto, carbonatos, muscovita, clorita e rara escapolita (~1%). No geral, apresentam textura inequigranular hipidiomórfica, com foliação incipiente, marcada pela orientação de biotita e/ou anfibólio. Bandamento composicional é observado especialmente no Tonalito Mariazinha, com alternância de camadas quartzo-feldspáticas e camadas ricas em minerais máficos. Já no Tonalito São Carlos e Trondhjemito Água Fria, esse bandamento fica restrito as proximidades da zona de cisalhamento (Almeida et al. 2011; Silva *et al*. 2014).

Uma reavaliação das informações disponíveis sugere que o Tonalito São Carlos está inserido no mesmo contexto geológico do Ortognaisse Colorado (Fig. 1), e aqui ele é redefinido como Ortognaisse São Carlos. Dados geocronológicos U-Pb em zircão desta unidade (amostra PFA-07) forneceu uma idade de intercepto superior em 2954±5 Ma (MSWD = 1,3; n = 8; 2σ), considerando 23 análises no núcleo e borda de cristais selecionados. Os cristais (3-1, 6-1, 5-1) forneceram idade pela média ponderada $^{207}Pb/^{206}Pb$ em 2946±14 Ma (MSWD = 1,7; n = 3; 2σ), interpretada como idade de cristalização do protólito do Ortognaisse São Carlos (Fig. 2a).

Nossas investigações indicam que o domínio de ocorrência do Tonalito Mariazinha, nos arredores do município de Xinguara, é melhor correlacionado com o Ortognaisse Caracol. Neste estudo foram analisados 33 *spots* por U-Pb LA-ICP-MS em núcleos de zircões selecionados (amostra AM-02a), sendo que 13 *spots* foram desconsiderados para os cálculos de idade. As demais foram divididas em duas populações: (i) população A – 16 *spots* forneceram uma reta discórdia com intercepto superior em 2931±5 Ma (MSWD = 0,48; 2σ), dos quais 14 forneceram uma idade média ponderada $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 2930±8 Ma (MSWD = 0,15; 2σ) e 4 forneceram uma idade concordante de 2936±8 Ma (MSWD = 0,0001; 2σ), interpretada como idade de cristalização da rocha (Fig. 2c); (ii) população B – 4 *spots* forneceram uma reta discórdia com intercepto superior em 2877±12 Ma (MSWD = 0,47; 2σ). Esta mesma amostra já tinha sido datada por evaporação de Pb e LA-MC-ICP-MS em zircão por Almeida et al. (2011) fornecendo uma idade de 2917±2 Ma (MSWD = 0,014; n = 2; 2σ) e 2912±5 Ma (MSWD = 1,4; n = 6; 2σ),

respectivamente. A população datada em 2,94±0,01 Ga corresponde à idade de cristalização do protólito do Ortognaisse Caracol, enquanto a idade da população datada em 2,88±0,01 Ga pode ser adequadamente interpretada como representativa do pico de metamorfismo regional do Terreno Sapucaia, que é contemporâneo aquele do Terreno Canaã dos Carajás (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.* 2019), extrapolando a sua área de ocorrência no município de Xinguara.

Para a amostra PCD-06 representativa do Trondhjemito Água Fria foram analisados 43 *spots* em núcleo e borda de zircões selecionados, sendo que 19 *spots* foram descartados devido aos elevados conteúdo de Pb comum (f_{206} > 1%) e/ou imprecisão da razão $^{207}Pb/^{235}U$ (> 3%). Os 24 *spots* remanescentes foram divididos em duas populações de idades: (i) 19 *spots* forneceram uma reta discórdia com intercepto superior em 2879,2±4 Ma (MSWD = 1,3; 2σ), sendo que 5 deles apresentam média ponderada $^{207}Pb/^{206}Pb$ em 2884,7±8 Ma (MSWD = 0,17; 2σ), considerada a idade de cristalização da rocha; (ii) os outros 5 cristais formam a segunda população que forneceu uma reta discórdia com intercepto superior em 2947,2±6 Ma (MSWD = 1,3; 2σ), considerada como idade de xenocristais assimilados durante a ascensão e colocação dos magmas do Trondhjemito Água Fria.

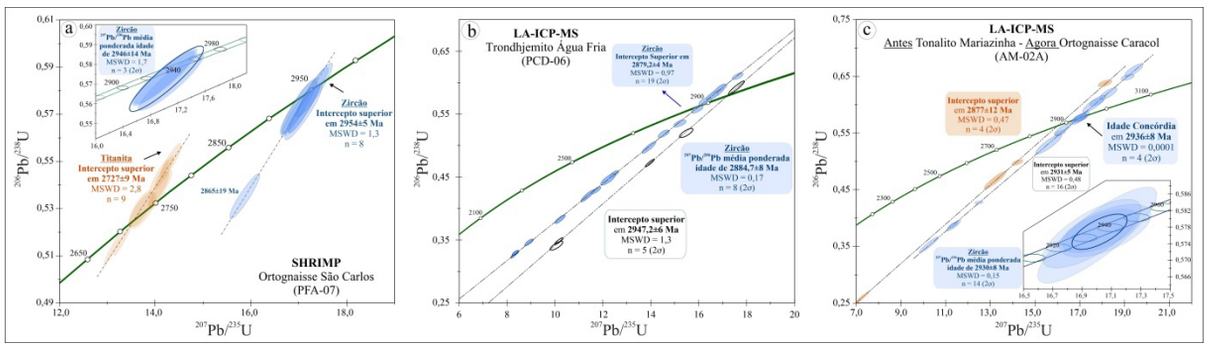


Figura 2. Diagramas Concórdia para as rochas de afinidade-TTG do Terreno Sapucaia: (a) Ortognaisse São Carlos - amostra PFA-07; (b) Trondhjemito Água Fria – amostra PCD-06; (c) Ortognaisse Caracol – amostra AM-02A.

CONCLUSÕES

1. O Tonalito São Carlos, Tonalito Mariazinha e Trondhjemito Água Fria são unidades tipo-TTG do Terreno Sapucaia que até então não haviam sido identificadas feições de migmatização.
2. O Tonalito São Carlos está inserido no mesmo contexto geológico do Ortognaisse Colorado e é redefinido como Ortognaisse São Carlos, com idade de cristalização do protólito em 2946±14 Ma. Já o domínio de ocorrência do Tonalito Mariazinha, nos arredores do município de Xinguara, é melhor correlacionado com o Ortognaisse Caracol, e forneceu idade de cristalização do protólito em 2936±8 Ma e idade do pico de metamorfismo regional em 2877±12 Ma. O Trondhjemito Água Fria mostra feições ígneas bem preservadas, assim como relações de contemporaneidade com o Granito Xinguara e forneceu idade de cristalização de 2884,7±8 Ma. Neste estudo pode-se concluir que o Trondhjemito Água Fria representa a única unidade tipo-TTG do Terreno Sapucaia que realmente poderia ser considerada como livre de metamorfismo, de modo que suas feições de deformação e recristalização são atribuídas a sua origem sintectônica.

3. As idades de cristalização dos protólitos dos ortognaisses (São Carlos e Caracol) sugerem que eles foram formados durante um mesmo evento magmático em 2,94±0,01 Ga e que a população mais jovem 2,88±0,01 Ga fornecida pelo Ortognaisse Caracol é representativa do evento de metamorfismo regional da Província Carajás, que é contemporâneo com a colocação dos TTG mais jovens (e.g., Água Fria), assim como de vários batólitos de sanukitoides e biotita granitos, em nível regional.
4. Os dados apresentados neste trabalho permitem que se tenha uma visão mais clara sobre a evolução da crosta arqueana do Terreno Sapucaia. Além da típica assinatura geoquímica de TTGs arqueanos, a similaridade geocronológica com os TTGs do Domínio Rio Maria aproxima a história evolutiva desses dois segmentos crustais, confirmando que o Terreno Sapucaia seja uma extensão de Rio Maria. No entanto, ele foi afetado de forma mais efetiva por deformação Meso- e Neoarqueana, e registra o pico de metamorfismo regional do Domínio Carajás, que até então não foi identificado nos granitoides do Domínio Rio Maria.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambriam Research*, **187**(1- 2):201-221.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. *In*: 13° Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Anais*, CD-rom.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350-351**:105275.

Nascimento A.C., Oliveira D.C., Gabriel E., Dall'Agnol R., Silva L.R., Santos J.O.S., Machado J.R.M., Guimarães F.V. este volume. Suíte Gnáissico-Migmatítica Caracol: novos dados isotópicos (U–Pb–Hf–Nd–Sr) e implicações para o significado tectono-metamórfico do embasamento Mesoarqueano do Terreno Sapucaia, Província Carajás.

Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B. 2022. Geologia Regional do Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: Proposta litoestratigráfica e implicações para a compartimentação tectônica. *In*: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá (PA), *Anais,* CD-rom.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In*: Bizzi L.A. *et al.* (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG. Brasília. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 169-226 p.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: Petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **432-433**:106901.

Silva A.C., Dall'Agnol R., Guimarães F.V., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **9**(1):13-46.

Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará*: *Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará.* CPRM, Belém, 329 p.

SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES MESO A NEO ARQUEANAS DO OESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS (PA)

Ana Paula Justo[1]; Marcos Luiz do E. Santo Quadros[1]; Cintia Maria Gaia da Silva[1]; Ulisses Antônio Costa[1]; André Menezes Saboia[1]; Ciro Duarte de Carvalho[1]; Lívio Wagner C. Correa[1]; Regina Célia dos Santos Silva[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil – SGB-CPRM

ana.justo@sgb.gov.br

RESUMO

Na zona de contato entre os domínios tectônicos Rio Maria e Carajás, faixas de rochas metavulcanos sedimentares meso a neoarqueanas se distribuem ao longo de uma trama estrutural condicionada por descontinuidades crustais profundas, geralmente bem marcadas em produtos aerogeofísicos, por baixos valores gamaespectrométricos e altos magnéticos e gravimétricos. Este conjunto de rochas supracrustais acompanha a tendência regional anastomosada E-W da Zona de Cisalhamento Canaã dos Carajás e inflete para a direção N-S próximo ao limite com o Domínio Iriri-Xingu, no oeste da Província Carajás. Durante o mapeamento geológico na escala 1:100.000 foram individualizadas rochas metavulcânicas ultramáficas, máficas e félsicas intercaladas a rochas metassedimentares químicas e siliciclásticas, dispostas em uma faixa N-S, na extremidade oeste do Domínio Carajás. A cartografia geológica disponível para a região interpreta esse conjunto de rochas como parte das sequências metavulcanossedimentares neoarqueanas do Supergrupo Itacaiúnas, justapostas a gnaisses migmatíticos e granitoides TTG mesoarqueanos, intercortados e sobrepostos pelo Magmatismo Paleoproterozoico Uatumã. No entanto, dados de campo preliminares e ainda inéditos, quanto à relação entre a associação litológica mapeada, seu arcabouço estrutural e assinaturas aerogeofísicas, sugerem que parte dessas sequências metavulcanossedimentares correspondam a *greenstone belts* mesoarqueanos do Domínio Rio Maria.

PALAVRAS-CHAVE: *Greenstone belts*; Rio Maria; Carajás; Aerogeofísica.

INTRODUÇÃO

O Projeto Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás, do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), vem desenvolvendo mapeamento geológico sistemático, na escala 1:100.00, na região de Carajás. O presente trabalho aborda os avanços de cartografia geológica das folhas São Felix do Xingu (SB.22-Y-B-V) e Igarapé São Sebastião (SB.22-Y-B-II), região que abrange os limites entre as províncias Carajás (domínios Rio Maria e Carajás) e Amazônia Central (Domínio Iriri-Xingu) (Figura 1.)

No Domínio Rio Maria, localizado na parte sul da Província Carajás, as sequências *greenstone belts* (GB) de 3,0 Ga ocorrem em conjunto a complexos máfico-ultramáficos, trondhjemitos e tonalitos tipo TTG, sanukitoides, granodioritos e granitos potássicos (Silva et al., 2021). A norte da província, no Domínio Carajás, sequências de rochas metavulcanossedimentares neoarqueanas ocorrem justapostas ao embasamento gnáissico migmatítico de composição TTG e às suas intrusões diversas do final do Mesoarqueano (~2,85 Ga). Os principais eventos magmáticos que afetaram as rochas supracrustais neoarqueanas no Neoarqueano (~2,76 Ga), consistem em intrusões máfica-ultramáficas a graníticas, além de intrusões graníticas no

Paleoproterozoico (~1,88 Ga); (DOCEGEO, 1988; Vasquez e Rosa-Costa, 2008 e referências). No Domínio Iriri-Xingu predominam registros do Magmatismo Paleoproterozoico Uatumã (1,88 Ga), caracterizado como uma *Silicic Large Igneous Province (SLIP)* (Juliani e Fernandes, 2010; Klein et al., 2012), (Figura 1).

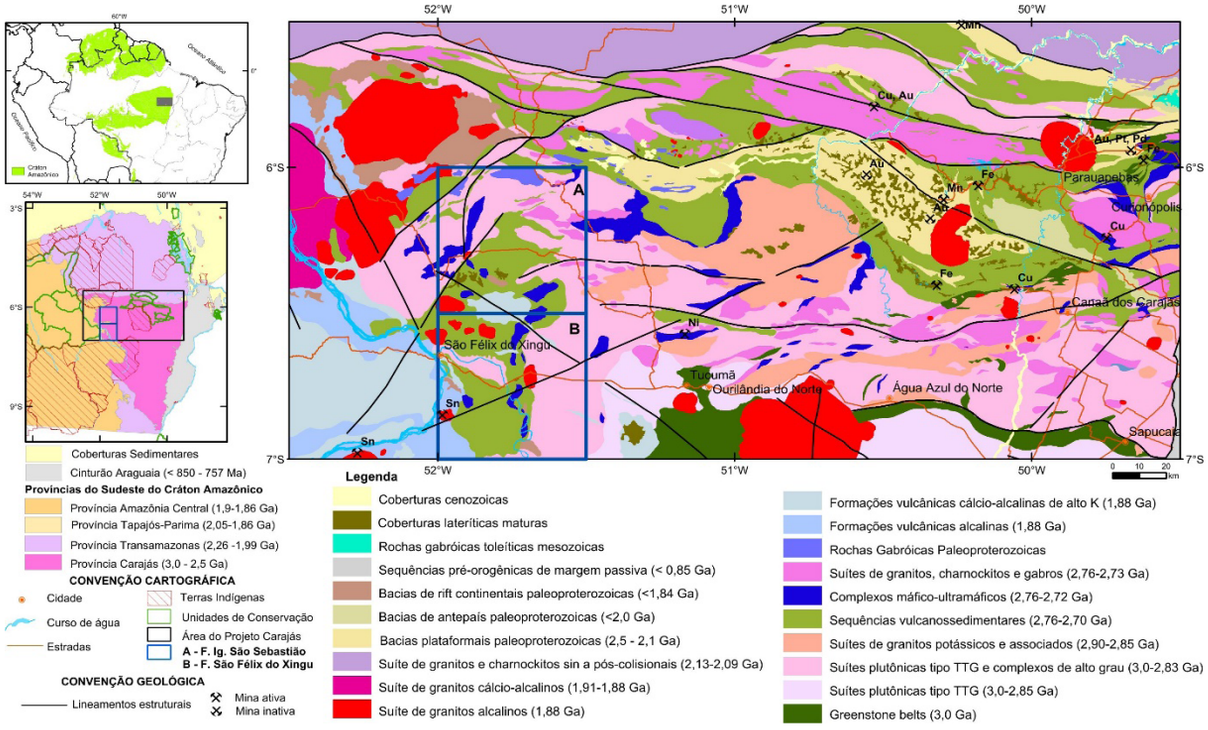


Figura 1. Mapa de associações litológicas e tectônicas da região do Domínio Carajás. Fonte: Equipe do Projeto Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás.

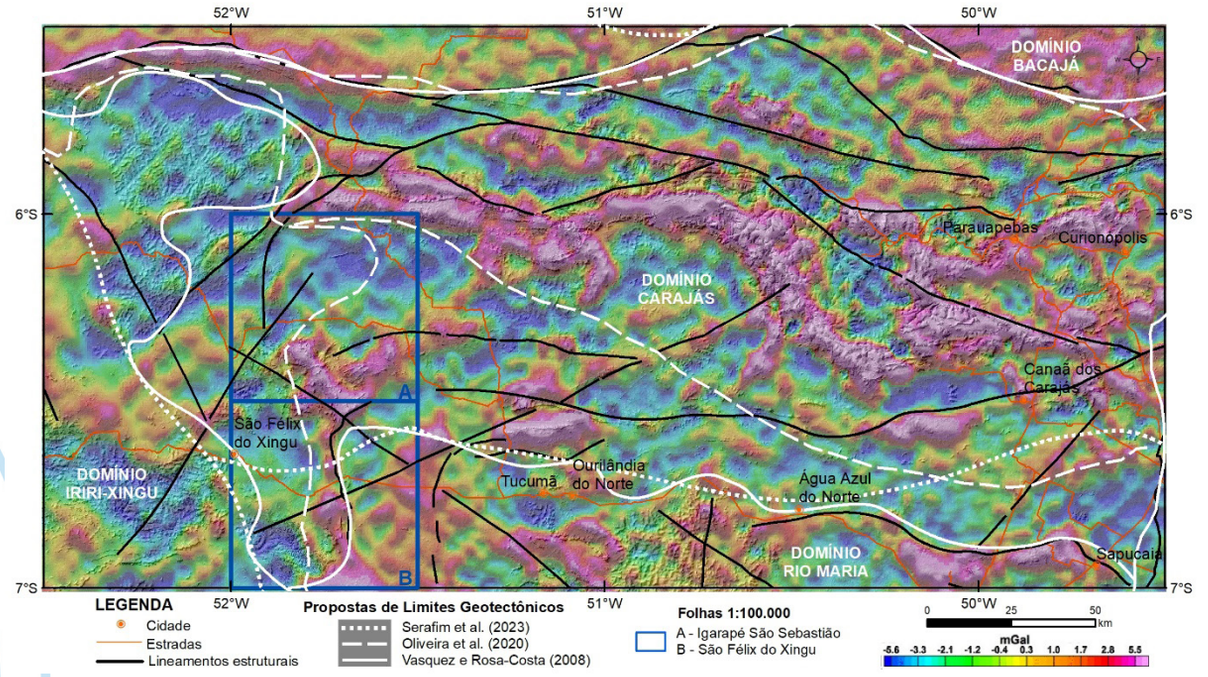


Figura 2. Mapa da primeira derivada vertical da anomalia de Bouguer sobre modelo digital de terreno (SRTM), com os traçados dos limites entre os domínios tectônicos Bacajá, Carajás, Rio Maria e Iriri-Xingu. A seta vermelha indica a faixa de rochas supracrustais em discussão e a seta preta aponta o local de uma faixa menor, descrita nos resultados (Figura 3A). Os traços pretos correspondem aos principais lineamentos estruturais, com destaque para a Zona de Cisalhamento Canaã e a Zona de Falha Carapanã.

O limite entre os domínios Rio Maria e Carajás não é consenso (Vasquez e Rosa-Costa, 2008; Dall´Agnol *et al.*, 2013; Oliveira et al., 2020 e Serafim *et al*., 2023), sendo seu traçado e implicações geotectônicas ainda em aberto (Fig. 02). Na zona limítrofe entre esses domínios, ocorrem faixas de rochas metavulcanossedimentares meso a neoarqueanas, com distribuição espacial condicionada por descontinuidades crustais profundas, expressas por baixos valores gamaespectrométricos e altos aeromagnéticos e aerogravimétricos. Essas faixas de rochas metavulcanossedimentares seguem uma trama estrutural anastomosada, de direção geral E-W, concordante à Zona de Cisalhamento Canaã dos Carajás, definida na porção leste de Carajás. Na região estudada, essa trama E-W inflete para N-S, e se estende pela porção central da Folha São Felix do Xingu, entre a sede municipal homônima e a Vila Carapanã (seta vermelha, Figura 02). Em afloramentos, foram identificadas ao longo desse *trend* orientado segundo N-S / NNE-SSW, rochas metavulcânicas ultramáficas, máficas e félsicas, rochas metassedimentares químicas e siliciclásticas; além de uma segunda faixa, com dimensões menores e direção NNE-SSW, no limite nordeste entre as folhas São Félix do Xingu e Igarapé São Sebastião.

MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho utilizou técnicas de mapeamento geológico na escala 1:100.000, seguido por análises petrográficas e estrutural dos dados coletados em campo. Os dados aerogeofísicos magnetométricos, gamaespectrométricos e gravimétricos foram executados pelo Serviço Geológico do Brasil (Projetos Oeste de Carajás e Levantamento Aerogravimétrico Carajás).

RESULTADOS

No limite norte entre as folhas São Félix do Xingu e Igarapé São Sebastião, ao longo de uma faixa estruturada na direção N-S, com cerca de 6 km de comprimento e menos de 1 km de largura, ocorrem rochas metavulcânicas ultramáficas com textura *spinifex*, intercaladas a rochas metassedimentares e rochas metavulcânicas máficas (Figuras 2 e 3A). Entretanto, a faixa mais expressiva de rochas metavulcanossedimentares com características de GB ocorre concordante às anomalias aerogeofísicas comentadas acima, estende-se na direção N-S por cerca de 40 km de comprimento, com cerca de 3 km de largura, até infletir para a direção NNE-SSW, alongando-se pelo sudeste da Folha Igarapé São Sebastião por aproximadamente mais 25 km (Figura 2). As rochas metavulcanossedimentares que constituem essa faixa central à folha São Félix do Xingu, ocorrem justapostas ao embasamento gnáissico migmatítico mesoarqueano de composição TTG e recortadas por diques riolíticos do Magmatismo Paleoproterozoico Uatumã.

Nesta faixa, coincidente a baixos gamaespectrométricos e altos magnéticos e gravimétricos, ocorre, tremolita-talco-clorita xisto com abundante magnetita secundária (Figura 3B) e rochas metavulcânicas **básicas** a intermediárias com *pillow lavas* (Figura 3C), intercaladas a formações ferríferas bandadas, (Figura 3D), fuchsita quartzitos (Figura 3E), metaperidotito com textura cumulática e alteração para serpentina e garnierita (Figura 3F). Onde mais preservado é possível o reconhecimento de pseudomorfos de olivina serpentinizados no metaperidotito (Figura 3G-H).



Figura 3. Rochas metavulcanossedimentares aflorantes ao longo da anomalia N-S: (A) textura *spinifex* em rocha ultramáfica; (B) rocha metavulcânica ultramáfica fina com magnetita euédrica secundária; (C) *pillow lavas* em rocha metavulcânica básica a intermediária; (D) BIFs; (E) fuchsita quartzito; (F) metaperidotito *cumulus* alterado para serpentina e garnierita; (G) metaperidotito *cumulus* serpentinizado; (H) Fotomicrografia (nicóis cruzados sob luz transmitida) de pseudomorfos de olivina serpentinizada em metaperidotito *cumulus*.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A associação litológica, reconhecida neste trabalho **é** estruturalmente controlada e coincidente a anomalias aerogeofísicas translitosféricas, com direç**ões** N-S e NNE-SSW, alto magnetismo e alta densidade. Esse conjunto de rochas que aflora no extremo oeste da Província Carajás pode corresponder ao registro da inflexão para N-S do limite entre os domínios Rio Maria e Carajás, com orientação geral E-W na porção leste da província, compatível com o limite de domínios proposto por Vasquez e Rosa-Costa (2008).

No presente trabalho destaca-se a ocorrência de uma sequência de rochas metavulcânicas ultramáficas, máficas e félsicas intercaladas a rochas metassedimentares químicas e siliciclásticas, como sendo correlacionáveis aos *greenstone belts* do Domínio Rio Maria, inéditos na região. O registro de faixas *greenstone belts* do Domínio Rio Maria neste entorno, vem a contribuir para o entendimento da configuração e do significado geotectônico dos limites entre os domínios Rio Maria e Carajás, especialmente levando em conta a distribuição de massa destacada por rochas de alta densidade que ressaltam o *trend* N-S / NNE-SSW nos produtos aerogravimétricos.

A presença de um metaperidotito *cumulus* ainda não está bem compreendida e carece de mais estudos para o entendimento do que representaria a fácies *cumulus* desse metaperidotito, já serpentinizado e localmente garnieritizado. Podem representar fundos de câmaras magmáticas de complexos máfico-ultramáficos acamadados ou corresponder a centros de derrames vulcânicos associados às faixas GB mesoarqueanas do Domínio Rio Maria.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Costa U.A.P, Paula R.R., Silva D.P.B., Barbosa J.P.O., Silva C.M.G., Tavares F.M., Oliveira J.K.M., Justo A.P. 2016. Programa Geologia do Brasil-PGB. Mapa de integração geológico-geofísica da ARIM Carajás. Estado do Pará, Belém: CPRM, Escala 1:250.000.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P, Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás - Pará. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, 2013, Anais... Belém, 2013.

DOCEGEO. Rio Doce Geologia e Mineração S.A., 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, v.35, pp. 11–54.

Juliani C. e Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Cráton, Brazil. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Amsterdam, v. 191, n. 3-4, p. 167-179, Apr. 2010.

Klein E.L., Almeida M.E., Rosa-Costa L.T. 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. Large Igneous Provinces Commission, International Association of volcanology and Chemistry of the Earth's interior.

Oliveira R.G. de, Teixeira N.A., Costa I.S.L.C., Tavares F.M., Domingos N.R.R. 2020. Levantamento aerogravimétrico Carajás: contribuição à geotectônica e metalogenia da porção leste do Cráton Amazônico. Recife: CPRM, 2020. 1 recurso eletrônico; PDF. – (Informe de geofísica aplicada, 2).

Silva R.C. dos S., Sabóia A.M.; Polo H.J. de O. (org.). 2021. Projeto integração geológica-geofísica metalogenética das sequências de greenstone belts do domínio Rio Maria, Novas Fronteiras Rio Maria: escalas 1:250.000 e 1:100.000, estado do Pará. Belém: CPRM, 2021. 269 p.

Serafim I.C.C.O., Correa R.T., Costa I.S.L., Silva C.M.G. da, Sousa C.S. de. 2023. Atlas Aerogeofísico da Província Carajás e seus limites. Belém: SGB/CPRM, 2023. 99 p.

Vasquez, M.L. e Rosa–Costa L.T., 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. CPRM, Belém, p. 328.

PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION OF THE COLÍDER GROUP IN UNIÃO DO NORTE, EAST OF THE ALTA FLORESTA MINERAL PROVINCE

André Massanobu Ueno Kunifoshita[1]; Maria José Mesquita[1]; Felipe Holanda dos Santos[1,2]

[1]Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP; [2]Universidade Federal do Ceará - UFC

andrekunifoshita@gmail.com; majo@unicamp.br; fhfelipeh@gmail.com

ABSTRACT

In the União do Norte region, east of the Alta Floresta Mineral Province (AFMP), Colíder Group volcanism includes effusive/subvolcanic, explosive, and epiclastic rocks. The effusive/subvolcanic phase includes massive porphyritic rhyolite with different degrees of crystallinity, porphyritic rhyolite with flow structure, and microcrystalline rhyolite. The explosive phase comprises welded lapilli tuff, lapilli tuff with flow structure, layered lapilli tuff, and tuff with accretionary lapilli. Sandstones and siltstones composse the epiclastic rocks. There are porphyritic rhyolite dykes that cut the volcanic succession. The welded lapilli tuff rocks have U-Pb ages of 1817 ± 2 and 1838 ± 17 Ma and are the oldest explosive phases of the Colíder volcanism. The effusive/subvolcanic phase has U-Pb ages of 1800 ± 3 Ma and 1792 ± 3 Ma, derived from the massive porphyritic rhyolite. The age interval of about 45 Ma suggests two or more distinct volcanic cycles or volcanic events. Based on the interpretation of the volcanic and epiclastic deposits and remote sensing products, the paleoenvironmental reconstruction is characterized as subaerial with effusive/subvolcanic and explosive phases in a likely eroded volcanic caldera system with epiclastic rocks from a fluvial depositional system. This volcanic landscape provides more information about the Colíder-Teles Pires volcanic-plutonic event, which has been mapped exclusively in the AFMP. It offers new insights into the tectonic structure of the Amazonian Craton.

KEYWORDS: Paleoproterozoic volcanism; eroded volcanic caldera; Colíder Group; Amazonian Craton.

INTRODUCTION

The southern center of the Amazonian craton hosts an extensive Paleoproterozoic felsic volcanism (1.79 Ga) of about 55.000 km^2 called the Colíder Group. The volcanic rocks overlie rocks from the Cuiú-Cuiú magmatic arc (2045-1970 Ma) in the Tapajós-Parima geochronologic province, Peixoto de Azevedo Domain, and older rocks from the Juruena magmatic arc (1850 - 1750 Ma) in the Rondonia - Juruena geochronologic province. In this tectonic scenario, the granitoids of the Teles Pires Intrusive Suite intrude the above older units and are plutonic equivalents of the Colíder- Teles Pires event (Alves *et al.*, 2019; Duarte *et al.*, 2019; Santos

et al., 2019). The Colíder-Teles Pires volcano-plutonism (ca. 1.78 Ga) is mapped exclusively in the Alta Floresta Mineral Province (AFMP) and has recently been treated as a Silicic Large Igneous Province (SLIP) (Rizzotto *et al*., 2019b; Saar *et al*., 2022). However, the tectonic setting is still controversial, whether it is a magmatic arc (Duarte et al., 2019), post-collision (Santos *et al*., 2019), or extensional (Alves et al., 2019; Rizzotto *et al*., 2019b). On the other side, the Colíder-Teles Pires volcano-plutonism is of economic importance as it has the same age as the PMAF Au-Cu mineralization (ca. 1825 - 1782 Ma), associated with porphyry and epithermal deposits (Juliani *et al*., 2021; Mesquita *et al*., 2022). These deposit models are characteristic of a magmatic arc environment and deciphering the tectonic and volcanism type is fundamental for the exploration models.

On this basis, we provide new data on the Colíder group in the AFMP União do Norte region, improving the interpretation of the eruptive style (effusive/subvolcanic vs. explosive) and supporting the volcanoes process definition and their paleogeographic reconstruction. To this end, geologic mapping focused on volcanic lithofacies analysis was integrated with petrographic data. In addition, new U-Pb geochronologic data for volcanism were obtained to strengthen the volcanic stratigraphic analysis of the Colíder group.

MATERIALS AND METHODS

Lithofaciological analyzes were carried out during the geological mapping and petrographic investigation. Microanalyses on forty thin sections prioritized mineralogical composition, textures, and structures according to volcanic lithofacies concepts of Fisher and Schmincke (1984), Cas and Wright (1987), and McPhie et al. (1993). Four (04) samples were selected for U-Pb isotopic analysis via LA - SF-ICP-MS at the Laboratory of Isotope Geochemistry at the University of Campinas (UNICAMP).

RESULTS

Geology and petrography of the Colíder Group in the União do Norte region

Geological mapping combined with remote sensing image analysis revealed that the União do Norte area is composed of subvolcanic and effusive volcanic rocks, subordinated to pyroclastic and epiclastic rocks. Pyroclastic rocks are characterized by welded lapilli tuff (*wLt*) (Fig. 1A), lapilli tuff with flow structures (*Ltf*) (Fig. 1B), stratified lapilli tuff (*sLt*) (Fig. 1C), stratified tuff (*sT*) (Fig. 1D), tuff with lapilli accretionary (*Ta*) (Fig. 1E). The effusive rocks consist of rhyolite with flow structure (*Rfs*) (Fig. 1F) and massive microporphyritic rhyolite (*mmR*) (Fig. 1G), while the subvolcanic rocks consist of massive porphyritic rhyolite, ranging from holocrystalline to hypocrystalline (*mpR*) (Fig. 1H, I) and rhyolite dykes (*Rd*) (Fig. 1J). Epiclastic rocks are characterized by sandstone with massive structure, plane-parallel bedding, or low-angle cross-bedding (*Spb*), and laminated siltstone (*lS*). (Fig. 1L, M).

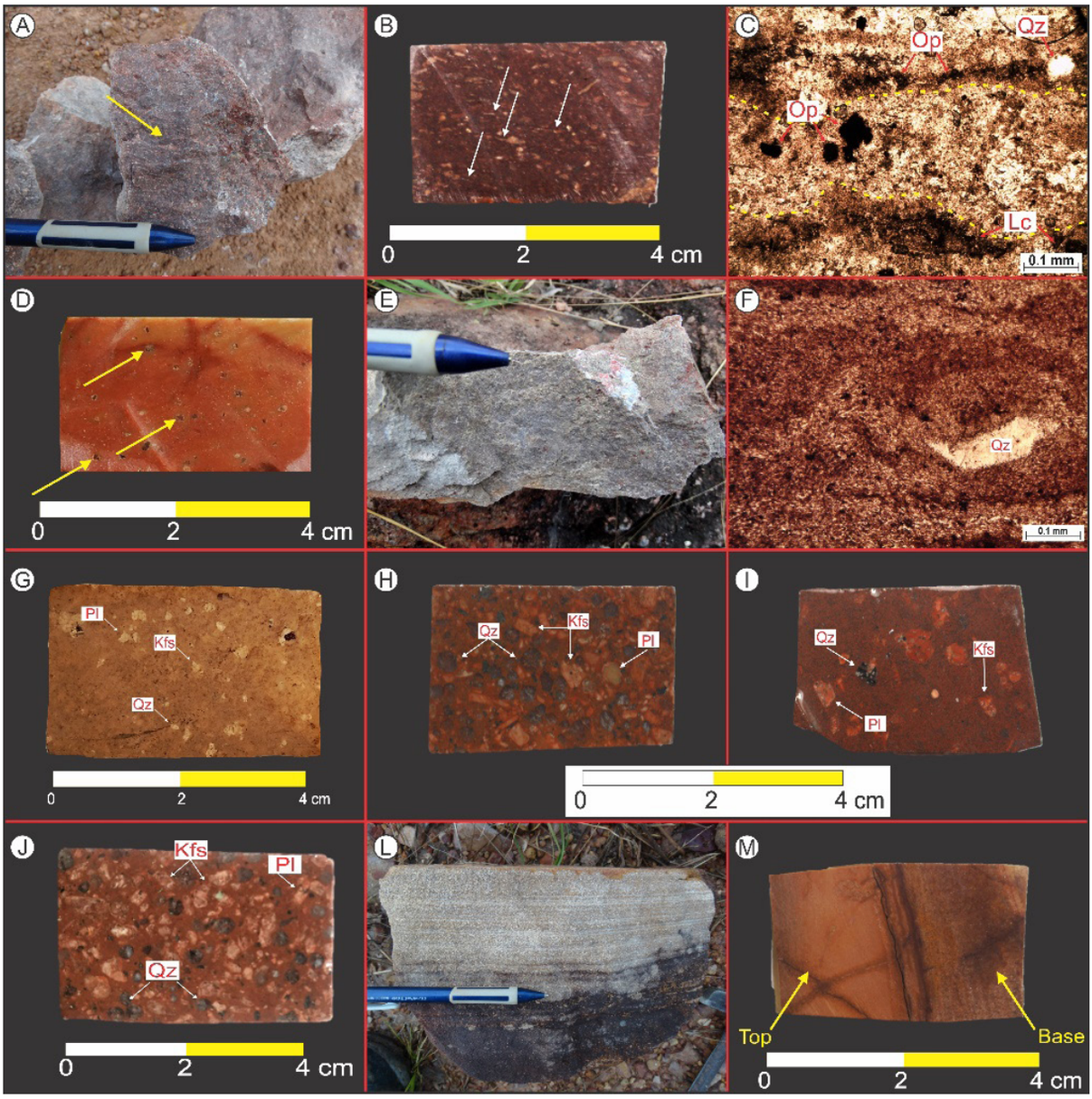


Fig. 1. Characteristics of the Colíder Group rocks. A) welded lapilli tuff (yellow arrow - eutaxitic texture defined by thin fiamme lenses); B) lapilli tuff with flow structure (white arrow - eutaxitic texture); C) stratified lapilli tuff; D) stratified tuff; E) tuff with lapilli accretionary; F) rhyolite with flow structure with rotated quartz; G) massive microporphyritic rhyolite; H and I) holocrystalline to hypocrystalline massive porphyritic rhyolite; J) porphyritic rhyolite dyke; L) stratified sandstone and M) laminated siltstone. Qz – quartz, Pl – plagioclase, Kfs - alkaline feldspar, Lc - lithic clasts, Op - opaque mineral.

U-Pb geochronology

Four samples were selected for geochronologic analysis, two subvolcanic and two pyroclastic rocks. Samples AGU-16 and AGU-37 (subvolcanic) are classified as massive porphyritic rhyolite and have crystallization ages of 1800 ± 3 Ma and 1792 ± 3 Ma, respectively (Fig. 2A and B). Samples AGU-24 and AGU-32 (pyroclastic) are classified as welded lapilli tuff and have crystallization ages of 1817 ± 2 Ma and 1838 ± 17 Ma, respectively (Fig. 2C and D).

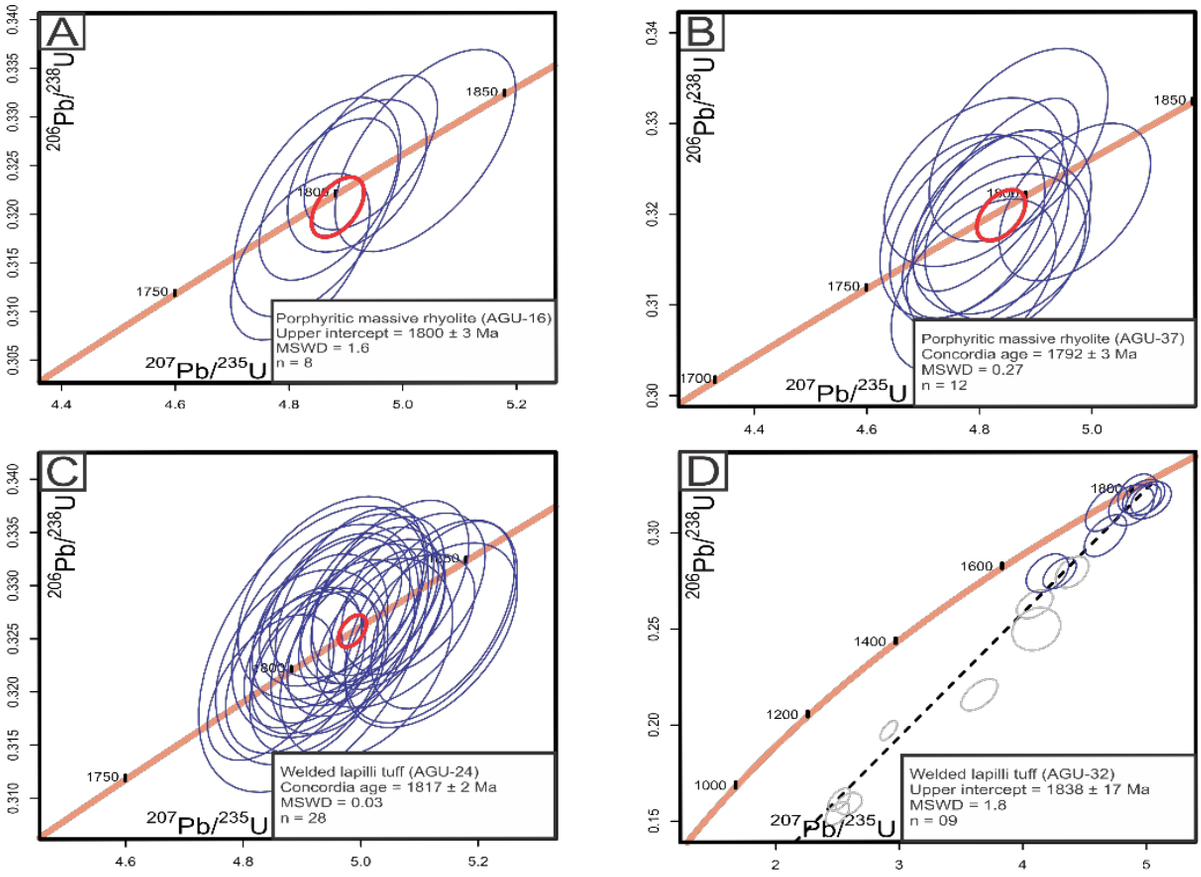


Fig. 2. Concordia diagram of 207 Pb/235U vs. 206Pb/238 U. A) AGU-16; B) AGU-37; C) AGU-24 and D) AGU-32.

DISCUSSIONS AND CONCLUSIONS

In the União do Norte region, east of the PMAF, the integration of data obtained through the field-phase data, petrography, and U-Pb geochronology in zircon allowed the characterization of Colíder Group volcanism in effusive/subvolcanic and explosive styles with associated epiclastic rocks. In this geologic context, explosive volcanism is associated with pyroclastic density currents (*PDCs*) (lithofacies – *wLt, Ltf, Slt and sT*) (Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993). The presence of eutaxitic texture in *Ltf* and *wLt* lithofacies reinforces this. Lithofacies *Ta* is interpreted as a deposit of pyroclastic fall because of the high proportion of accretionary lapilli and the lack of stratification (Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993). Effusive rocks are characterized by *mmR* and *Rfs* lithofacies due to the flow structure and the absence of fragmented phenocrysts, lithic fragments or glass shards (Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993). Subvolcanic rocks are also described in the *mpR* and *Rd* lithofacies and the geomorphological and petrological features suggest an origin associated with rhyolitic domes (Fisher and Schmincke, 1984; Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993). Epiclastic rocks are characterized by *Spb* an *lS* lithofacies and suggest formation by erosion and reworking of primary volcanic deposits in a fluvial environment (Fisher and Schmincke, 1984; Cas and Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993). U-Pb geochronology in zircon has identified an older explosive phase in the study area, with U-Pb ages of welded lapilli tuff of 1817 ± 2 Ma and 1838 ± 17 Ma. The effusive/subvolcanic volcanic phase has U-Pb ages of 1800 ± 3 Ma and

1792 ± 3 Ma. The age divergence (~45 Ma) suggests the presence of two or more volcanic cycles or distinct volcanic events.

The paleoenvironmental reconstruction based on the interpretation of the volcanic and epiclastic deposits of União do Norte, combined with remote sensing products, allows the characterization of subaerial volcanism with effusive/subvolcanic and explosive phases in a probable caldera-type volcanic system, with epiclastic rocks formed in an environment river.

REFERENCES

Almeida, B.S., Sommer, C.A., Chemale, F., Paes de Barros, A.J., Geraldes, M.C., 2022. The 1800-1770 Ma Colider silicic large igneous province in the Amazonian craton: crustal evolution using zircon in situ REE compositions, U-Pb ages and Hf isotope analyses. Int. Geol. Rev. 00, 1–17. https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2056717

Alves, C.L., Rizzotto, G.J., Rios, F.S., Gonçalves, G.F., 2019. Áreas de Relevante Interesse Mineral: Projeto Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles-Pires. Brasília: CPRM. Serviço Geológico do Brasil. (in Portuguese).

Cas, R.A.F., Wright, J. V., 1987. Volcanic Successions Modern and Ancient: a geological approach to processes, products and successions., Volcanic Successions Modern and Ancient: a geological approach to processes, products and successions.

Duarte, T., Xavier, R., Rodrigues, J., 2019. A review of the geodynamic setting of the Volcanic Domain in the Juruena Magmatic Arc, southwestern Amazon Craton, Brazil, based on geochemical, U-Pb and Sm-Nd data. J. Geol. Surv. Brazil 2, 37–73. https://doi.org/10.29396/jgsb.2019.v2.n1.4

Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984. Pyroclastic rocks. Pyroclastic rocks. https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90056-3.

Juliani, C., Rodrigues de Assis, R., Virgínia Soares Monteiro, L., Marcello Dias Fernandes, C., Eduardo Zimmermann da Silva Martins, J., Ricardo Costa E Costa, J., 2021. Gold in paleoproterozoic (2.1 to 1.77 ga) continental magmatic arcs at the tapajós and juruena mineral provinces (amazonian craton, brazil): A new frontier for the exploration of epithermal–porphyry and related deposits. Minerals 11. https://doi.org/10.3390/min11070714

McPhie, J.; Doyle, M. & Allen, R., 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks, Hobart, Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, Tasmania. https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)90002-0

Mesquita, M.J., Boscato, G.M.E., Camargo, M.I. de, Sampaio, P.R.A., Silva, M.H.E. da, Henrique, M.J., Alberto, R., Guilherme, P., Fernando, D.D., Luciano, P., Vanessa, P., Zanchetta, de L.L., Kunifoshita, A.M.U., 2022. Paleoproterozoic gold deposits at Alta Floresta Mineral Province, Brazil: two overprinted mineralising events? Geol. Soc. London, Spec. Publ. 516, SP516-2021–64. https://doi.org/10.1144/SP516-2021-64

Rizzotto, G.J., Alves, C.L., Rios, F.S., Aparecida de Sant'Ana Barros, M., 2019a. The Western Amazonia Igneous Belt. J. South Am. Earth Sci. 96, 102326. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102326

Santos, F.S., Pierosan, R., Aparecida de Sant'Ana Barros, M., Geraldes, M.C., Faustino de Lima, M., 2019. Petrology of the Colíder Group volcanic successions in the northernmost Mato Grosso, Brazil: A contribution to the knowledge of the felsic volcanism of the Alta Floresta Gold Province. J. South Am. Earth Sci. 89, 10–29. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.10.007

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR DA SERRA ARQUEADA, REGIÃO DE TUCUMÃ, PROVÍNCIA CARAJÁS

André Menezes Saboia[1]; Livio Wagner C. Correa[1]; Regina Célia dos Santos Silva[1]; Rodolfo Reis de Paula[1]; Ciro Duarte de Carvalho[1]; Cintia Maria Gaia da Silva[1]; Joseneusa Brilhante Rodrigues[1]; Raphael Teixeira Corrêa[1]

[1] Serviço Geológico do Brasil – SGB-CPRM

andre.saboia@sgb.gov.br; livio.correa@sgb.gov.br; regina.santos@sgb.gov.br; rodolfo.paula@sgb.gov.br; ciro.carvalho@sgb.gov.br; cintia.gaia@sgb.gov.br; joseneusa.brilhante@sgb.gov.br; raphael.correa@sgb.gov.br

RESUMO

A sequência metavulcanossedimentar da Serra Arqueada, localizada na região de Tucumã e inserida na Província Carajás, compreende uma sucessão basal com predomínio de rochas máficas que é sobreposta por uma expressiva ocorrência de rochas félsicas. A formação de topo da sequência são rochas metassedimentares representadas por Formações Ferríferas Bandadas e quartzo-xistos. Possui estruturação com dobras e zonas de cisalhamento de orientação geral E-W, dobras com eixos N-S e falhas transcorrentes NW-SE e NE-SW, além de falhas rúpteis em torno de N-S tardias. Uma idade de cristalização de 2751 ± 6.5 Ma obtida a partir de metadacito permite o posicionamento da porção metavulcânica basal da sequência no Neoarqueano e sua correlação temporal com o Grupo Grão Pará da Bacia Carajás, além de sua inserção no Domínio Carajás.

PALAVRAS-CHAVE: Serra Arqueada; Sequência vulcanossedimentar; U-Pb em zircão; Neoarqueano; Província Carajás

INTRODUÇÃO

A Serra Arqueada (~ 30 km de extensão na área estudada) **é constituída por uma** sequência metavulcanossedimentar de orientação geral E-W que aflora a norte da cidade de Tucumã (Fig. 1) na Província Carajás, próximo ao limite geotectônico norte do Domínio Rio Maria (Vasquez & Rosa-Costa, 2008). A geologia desta sequência, e de seu entorno, foi mapeada, caracterizada, e correlacionada ao Grupo Sapucaia de idade Mesoarqueana principalmente pelos trabalhos anteriores de Avelar *et al*. (1999), Macambira & Vale (1997) e Silva-Silva *et al*. (2020). A contextualização tectônica regional sobre as falhas e zonas de cisalhamento, do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, e dos eventos deformacionais do Paleoproterozoico, são abordados nos trabalhos de Araújo *et al*. (1988) e Tavares *et al*. (2018).

Na porção norte da Serra Arqueada afloram rochas subvulcânicas félsicas portadores de corpos hidrotermais (~ 1 a 2 km) com formatos lenticulares mineralizados em níquel de estruturação WNW (Depósito de Ni do Jaguar) com recursos da ordem de 58.9 Mt @ 0.95% Ni (Mansur *et al*., 2023). Atualmente a empresa australiana *Centaurus Metals Limited* possui um pros-

pecto para níquel (Fig. 1), o *Jaguar Nickel Sulphide Project*, com reserva estimativa de 109.2 Mt @ 0.87% Ni (https://www.centaurus.com.au/site/projects/jaguar-nickel-sulphide-project).

Este trabalho mostra os dados preliminares do mapeamento geológico da Folha Rio Branco (SB-22-Y-B-VI) em escala 1:100.000, como parte do Projeto Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás, do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM) e discorre sobre a litoestratigrafia, geologia estrutural e geocronologia (U-Pb) da Serra Arqueada (Fig. 2), com intuito de avançar sobre o conhecimento geotectônico da região.

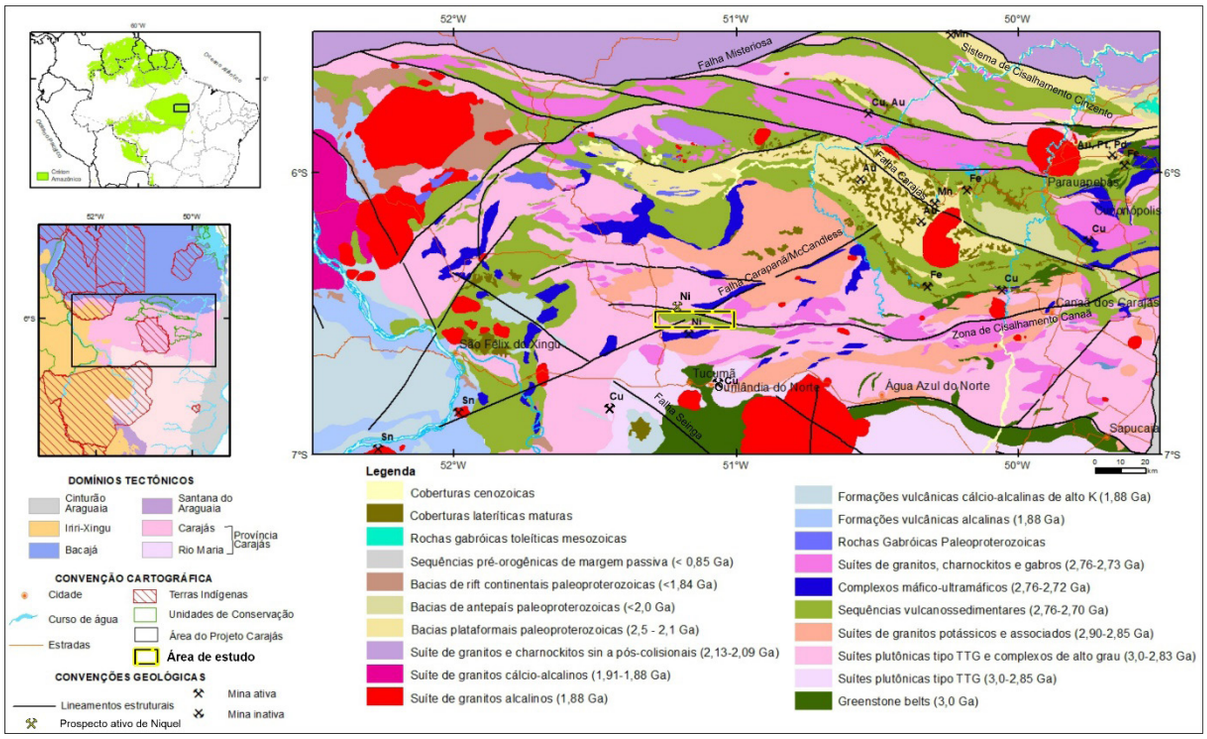


Figura 1. Mapa de associações litológicas e tectônicas de Carajás com destaque para a região da Serra Arqueada. Fonte: Projeto Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás.

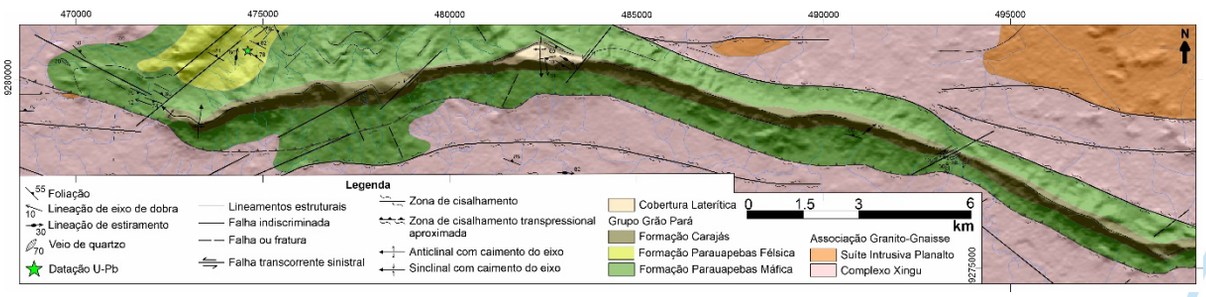


Figura 2. Mapa geológico simplificado da região da Serra Arqueada.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A presente proposta estratigráfica compreende uma sucessão basal composta por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas restritas com intercalações de metavulcânicas félsicas que gradam lateralmente e verticalmente para um conjunto essencialmente de metavulcânicas félsicas. O topo da sequência é constituído por rochas metassedimentares com predomínio de formações ferríferas bandadas e de forma subordinada níveis de quartzo-xistos (Figura 3A).

Devido ao elevado grau de intemperismo dos afloramentos as rochas metamáficas e metaultramáficas limitadas, foram reconhecidas compondo saprólitos xistosos de cor verde-avermelhada característica e aspecto sedoso/untuoso ao tato. Metadacitos de cor cinza-esverdeada, magnéticos e foliados, formados por ±anfibólio-magnetita/minerais opacos-biotita-quartzo-plagioclásio, de granulação muito fina a fina e pouco porfiríticos (fenocristais no geral ≤ 1 mm) foram observados como níveis no pacote basal da sequência.

Uma camada expressiva (~ 2.5 km de largura) com predomínio de metadacitos foliados e subordinados metarriodacitos ocorre na porção norte da Serra Arqueada, sobrepondo o pacote da base. São rochas de cor cinza escura, de granulação fina a média, magnéticas, porfiríticas e com fenocristais (geralmente ≤ 5 mm) subédricos a prismáticos de plagioclásio e de quartzo azul subarredondados, com paragênese mineral de magnetita/minerais opacos-anfibólio-biotita-quartzo-plagioclásio (Figuras 3B, 3C e 3D). Na petrografia, as rochas metavulcânicas félsicas apresentam minerais secundários de clorita pela alteração da biotita e anfibólio, e processos de sericitização e saussuritização dos plagioclásios e da matriz felsítica microcristalina. As feições observadas são compatíveis com metamorfismo na fácies xisto-verde.

As formações ferríferas bandadas (*BIFs*) foram a litologia de maior volume observada no pacote metassedimentar de topo da sequência. Variam de acordo com as texturas laminares (mm) a estratificadas (cm), e com a quantidade de óxidos de ferro (hematita e magnetita) e sílica, e raramente de metapelitos (Figuras 3E e 3F).

As principais estruturas geológicas aqui sugeridas correspondem a 5 fases deformacionais, onde tem-se as os seguintes conjuntos estruturais: (i) a fase inicial dobrou o acamamento sedimentar (S0), gerando dobras (F1) e foliações (S1) de direção média E-W (Fig. 3E); (ii) a segunda fase é representada por foliações miloníticas (S2), no geral paralelas a S0 e S1, associadas com zonas de cisalhamento transpressionais. Estas zonas de cisalhamento ainda apresentam geometria anastomosada com direções variando entre WNW e ENE; (iii) a terceira fase gera dobras (F2) e foliações (S3) de direção média N-S (Figuras 3G e 3H); (iv) a quarta fase é caracterizada por foliações (S4) desenvolvidas por falhas transcorrentes dúcteis a rúpteis dextrais, de orientação entre N60°-40°W. A foliação S4 gera uma crenulação muito bem observada nas superfícies das dobras F2, além de reativar e reorientar as estruturas mais antigas. Falhas transcorrentes sinistrais de direção NE também são formadas nesta segunda fase, estas deslocam e ainda redirecionam as estruturas prévias. O par de falhas transcorrentes NW e NE pode ter originado o conjunto de veios e venulações observados em alguns afloramentos de *BIFs* e hidrotermalitos, com feições de brechação e *box-works* contendo minerais metálicos alterados (Figura 3I); (v) a última fase produziu falhas/fraturas rúpteis e extensionais de direções entre NNW a N e NNE que reativam algumas estruturas pré-formadas.

Zircões de metadacito (Figuras 3B, 3C e 3D), amostra RF-14 (UTM: 0474549 E; 9280810 N), foram analisados pelo método U-Pb por LA-MC-ICP-MS na Universidade de São Paulo. No diagrama da Concórdia (Figura 4) foram plotados todos os pontos analíticos e a partir da distribuição dos mesmos foram selecionados os dados mais concordantes para calcular a *Concordia Age*. Seis pontos apresentaram parâmetros aceitáveis para o cálculo que gerou a idade de 2751 ± 6.5 Ma e interpretada como a idade de cristalização magmática.

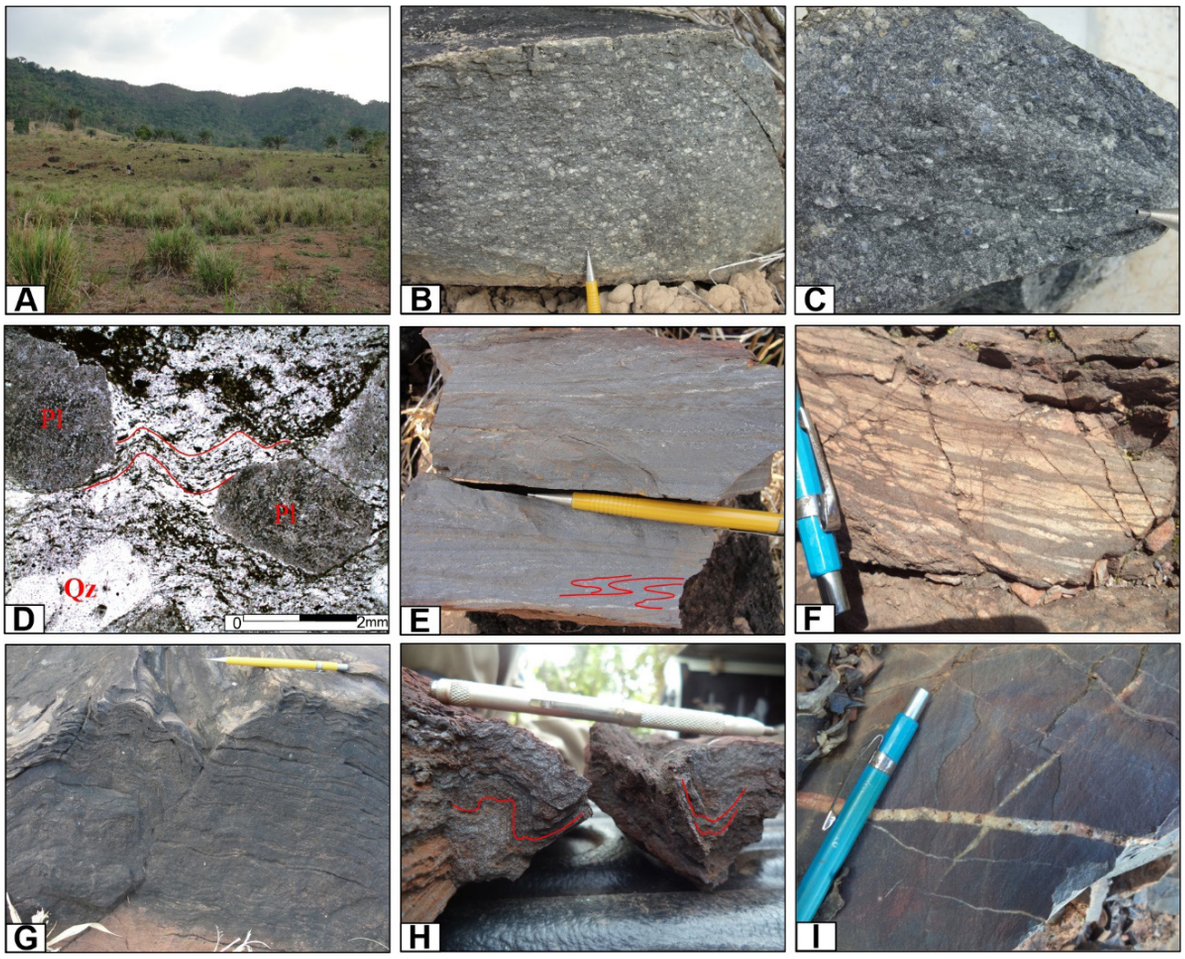


Figura 3. **(A)** Vista da crista de metassedimentos que compõem o topo da sequência da Serra Arqueada. **(B)** Metadacito porfirítico e foliado da camada de vulcânicas félsicas. **(C)** Detalhe dos fenocristais de quartzo azul do metadacito em (B). **(D)** Fotomicrografia do metadacito em (B e C) mostrando os fenocristais de quartzo-Qz e de Plagioclásio-Pl saussuritizado e a matriz felsítica dobrada. **(E)** *BIFs* laminados e com dobras intrafoliais. **(F)** *BIFs* estratificados. **(G)** *BIFs* com destaque para as dobras suaves a abertas mesoscópicas. **(H)** *BIFs* com destaque para as dobras abertas a fechadas e crenuladas, com aspecto de dobras policiclinais. **(I)** *BIFs* cortados por sistemas de veios e venulações com box-work de minerais metálicos alterados. As linhas avermelhadas destacam os padrões de dobramentos observados.

CONCLUSÕES

A Serra Arqueada é uma sequência metavulcanossedimentar composta por uma porção basal com domínio de rochas máficas, sobreposta por uma expressiva sucessão de rochas félsicas. A porção superior são metassedimentos representados essencialmente por Formações Ferríferas bandadas. Sua estruturação é caracterizada por dobras e zonas de cisalhamento de orientação geral E-W. Também apresenta dobras com eixos N-S e um conjunto de falhas transcorrentes NW-SE e NE-SW, além de falhas rúpteis tardias próximas de N-S.

A idade de cristalização de 2751 ± 6.5 Ma obtida a partir de um metadacito permite a correlação das rochas metavulcânicas com o período de geração do vulcanismo do Grupo Grão Pará (2759 ± 2 Ma, U-Pb em zircão) da Bacia Carajás (Machado *et al.* 1991), posicionando a

porção basal da sequência da Serra Arqueada no Neoarqueano no contexto da Província Carajás. Assim, as rochas da Serra Arqueada se inserem mais adequadamente no Domínio Carajás onde são reconhecidas gerações de rochas neoarqueanas máficas e granitoides, ausentes no Domínio Rio Maria.

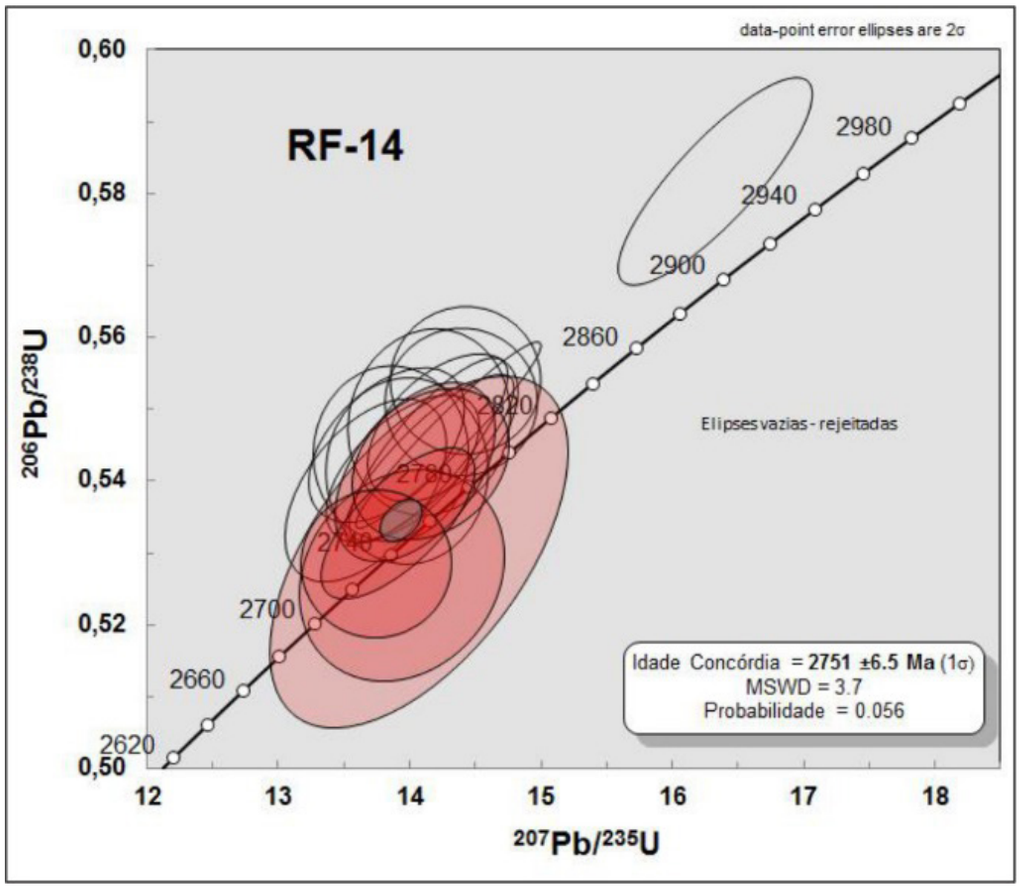


Figura 4. Diagrama da Concórdia apresentando a distribuição dos pontos analisados com intercepto de 2.751 ± 6,5 Ma (LA-MC-ICP-MS). As elipses preenchidas representam os dados concordantes e as elipses vazias os discordantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação da Serra dos Carajás. In: SBG, Congr. Latinoamer. Geol., 7, Belém, Anais, 1:324-338.

Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr, F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. Revista Brasileira de Geociências 29: 453–460.

Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. São Félix do Xingu: folha SB. 22-YB, Estado do Pará, escala 1: 250.000. Brasília, DF, CPRM 344p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB).

Machado, N., Lindenmayer, Z.G., Krogh, T.E., Lindenmayer, D., 1991. U–Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. Precambrian Res. 49, 329–354.

Mansur, E. T., Dare, S. A., Ferreira Filho, C. F., Miranda, A. C. R., Monteiro, L. V. S. (2023). The distribution of trace elements in sulfides and magnetite from the Jaguar hydrothermal nickel deposit: exploring the link with IOA and IOCG deposits within the Carajás Mineral Province, Brazil. Ore Geology Reviews, 105256.

Silva-Silva L.C., Oliveira D.C., Barbosa S.D. 2020. Geology and geochemical constraints on the origin of the Mesoarchean granitoids from Carajás province, Amazonian craton. Journal of South American Earth Sciences, 100: 102568.

Tavares, F. M., Trouw, R. A. J., da Silva, C. M. G., Justo, A. P., & Oliveira, J. K. M. (2018). The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. Journal of South American Earth Sciences, 88, 238-252.

Vasquez, M.L., Rosa–Costa, L.T., 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. CPRM, Belém, p. 328.

SUÍTE GRANULÍTICA CHICRIM-CATETÉ: DA FORMAÇÃO DA CROSTA CONTINENTAL MAIS ANTIGA AO METAMORFISMO REGIONAL DE ALTO GRAU NA PROVÍNCIA CARAJÁS

Bhrenno Marangoanha[1]; Davis Carvalho de Oliveira[1]; Luciano Ribeiro Silva[1]

[1] Universidade Federal do Pará - UFPA

bhrenno@ufpa.br; davis@ufpa.br; lucianor@ufpa.br

RESUMO

As rochas granulíticas da Província Carajás são agrupadas na Suíte Granulítica Chicrim-Cateté (SGCC) que, ao longo de décadas, desde seus primeiros registros no início da década de 80, foram de certa forma negligenciadas, principalmente pelo difícil acesso a seus afloramentos e pela ausência de mapeamento em escala de semidetalhe. A partir do estudo detalhado em campo e delimitação destas ocorrências, aliado a dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, foi possível fazer avanços significativos na compreensão destas rochas no contexto tectônico da Provincia Carajás. Neste contexto, a suíte registra dois eventos marcantes na evolução da província. O primeiro, entre 3,06 a 2,93 Ga, marca o período de formação dos protólitos e representa o crescimento da crosta continental mais antiga até então registrada em Carajás, que apresentaria composição TTG e teria sido formada em ambiente de subducção. Já o segundo, entre 2,89 e 2,84 Ga, marca o pico de metamorfismo regional e define o cenário colisional na Província Carajás.

PALAVRAS-CHAVE: Granulito; Mesoarqueano; Chicrim-Cateté; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A crosta da Província Carajás é formada por grupos de rochas com amplo espectro composicional, e que marcam vários eventos de magmatismo, metamorfismo e deformação. Entender sua evolução é uma tarefa complexa, embora um grande esforço venha sendo realizado ao longo das últimas décadas para compreender sua evolução. Apesar de um grande avanço no conhecimento sobre o magmatismo do paleoproterozoico neste período, outros eventos ainda não são completamente compreendidos, uma vez que algumas unidades litoestratigráficas ainda carecem de estudos em escalas de detalhe. Nesse sentido, esse trabalho visa reunir informações das rochas que seriam representantes da crosta continental mais antiga até então registradas na Província Carajás (Marangoanha *et al*. 2019). Tais rochas marcam um evento colisional responsável pelo metamorfismo regional de alto grau de fácies granulítica no Mesoarqueano. Embora, historicamente, as rochas granulíticas da província tenham sido inseridas e/ou retiradas de unidades geológicas já existentes – provavelmente pela escassez de trabalhos de mapeamento de maior detalhe – trabalhos mais recentes, desenvolvidos com ênfase na mineralogia, geoquímica, e em informações geocronológicas e isotópicas, deram maior suporte ao refinamento dos dados e embasamento para responder questões que ainda estavam em aberto desde os primeiros registros destas rochas na Província Carajás.

ESTUDOS ANTERIORES

Os primeiros registros de rochas granulíticas na Província Carajás foram feitos por Hirata *et al*. (1982), a sul da Serra dos Carajás, as quais DOCEGEO (1988) agrupou-as como granulitos máficos na unidade denominada Complexo Pium. Posteriormente, Araújo e Maia (1991) registraram rochas granulíticas ao longo do Rio Cateté, nas redondezas da área indígena Chicrim-Cateté, os quais também as inseriram no Complexo Pium. Pidgeon *et al*. (2000) dataram um granulito félsico, próximo ao Rio Pium, tido como uma variedade pertencente ao Complexo (máfico) Pium, obtendo dois padrões de idade para essas rochas, sendo uma mais antiga, de 3,0 Ga, interpretada como idade de cristalização do protólito, e uma de 2,85 Ga, marcando a idade de metamorfismo de fácies granulito. No que diz respeito às rochas máficas do Complexo Pium, Ricci e Carvalho (2006) e Santos *et al*. (2013) atribuíram caráter ígneo à tais litologias, sendo reclassificadas como noritos e gabros, descartando a classificação de granulito máfico como previamente definido por DOCEGEO (1988). Além disso, Ricci e Carvalho (2006) interpretaram o granulito félsico datado por Pidgeon *et al*. (2000) como um xenólito do Granulito Chicrim-Cateté hospedado no Complexo Pium.

Estudos mais recentes realizados por Marangoanha et al. (2019) e Silva *et al*. (2021) sobre as rochas granulíticas félsicas e máficas da área da Vila Ouro Verde na Província Carajás, que envolveu mapeamento de semidetalhe (1:50.000) e um banco de dados de petrografia, química mineral, geoquímica em rocha total, geocronologia (U-Pb *in situ* em zircão) e geoquímica isotópica (Hf em zircão), mostraram resultados que corroboraram com os eventos de magmatismo e metamorfismo em ~3,0 e 2,85 Ga, respectivamente, definidos previamente por Pidgeon *et al*. (2000). Em uma prévia revisão da estratigrafia da Província Carajás, Oliveira *et al.* (2022) propõem a denominação de Suíte Granulítica Chicrim-Cateté (CGCC) para agrupar os corpos granulíticos mesoarqueanos da Província Carajás, representados pelos granulitos Chicrim-Cateté (Araújo e Maia 1991) e Ouro Verde (Marangoanha *et al*. 2019). Neste trabalho, será adotada esta classificação estratigráfica e a seguir será realizada uma revisão dos principais resultados e discussões a respeito da extensão de ocorrência dessas rochas, bem como uma caracterização dos protólitos e de suas transformações metamórficas.

RESULTADOS

O Granulito Chicrim-Cateté, que dá nome à SGCC, perfaz um corpo de aproximadamente 30 x 20 km, com disposição E-W, localizado dentro da reserva indígena homônima (Araújo e Maia 1991). Já o Granulito Ouro Verde foi definido por Marangoanha *et al.* (2019), que escolheram o nome como termo geográfico para a unidade devido à proximidade com a Vila Ouro Verde, seguindo as recomendações do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986). O Granulito Ouro Verde representa a unidade mais estudada da SGCC e aflora como dois corpos alongados segundo o *trend* regional E-W, bordejando o Diopsídio-Norito Pium. O corpo norte tem formato lenticular, com dimensões de ~25 x 5 km, e o corpo sul tem forma sigmoidal, de ~10 x 8 km (Figura 1). Essas rochas são cortadas por magmatismo bimodal neoarqueano, representado pelo Diopsídio-Norito Pium, Suíte Vila União e Enderbito Café. É importante destacar que a grande maioria dos dados levantados a respeito dessas rochas estão restritas à área de Ouro Verde, já que o acesso ao Granulito Chicrim-Cateté é bastante restrito por estar localizado em reserva indígena, sendo sua abordagem restrita aos dados aerogeofísicos.

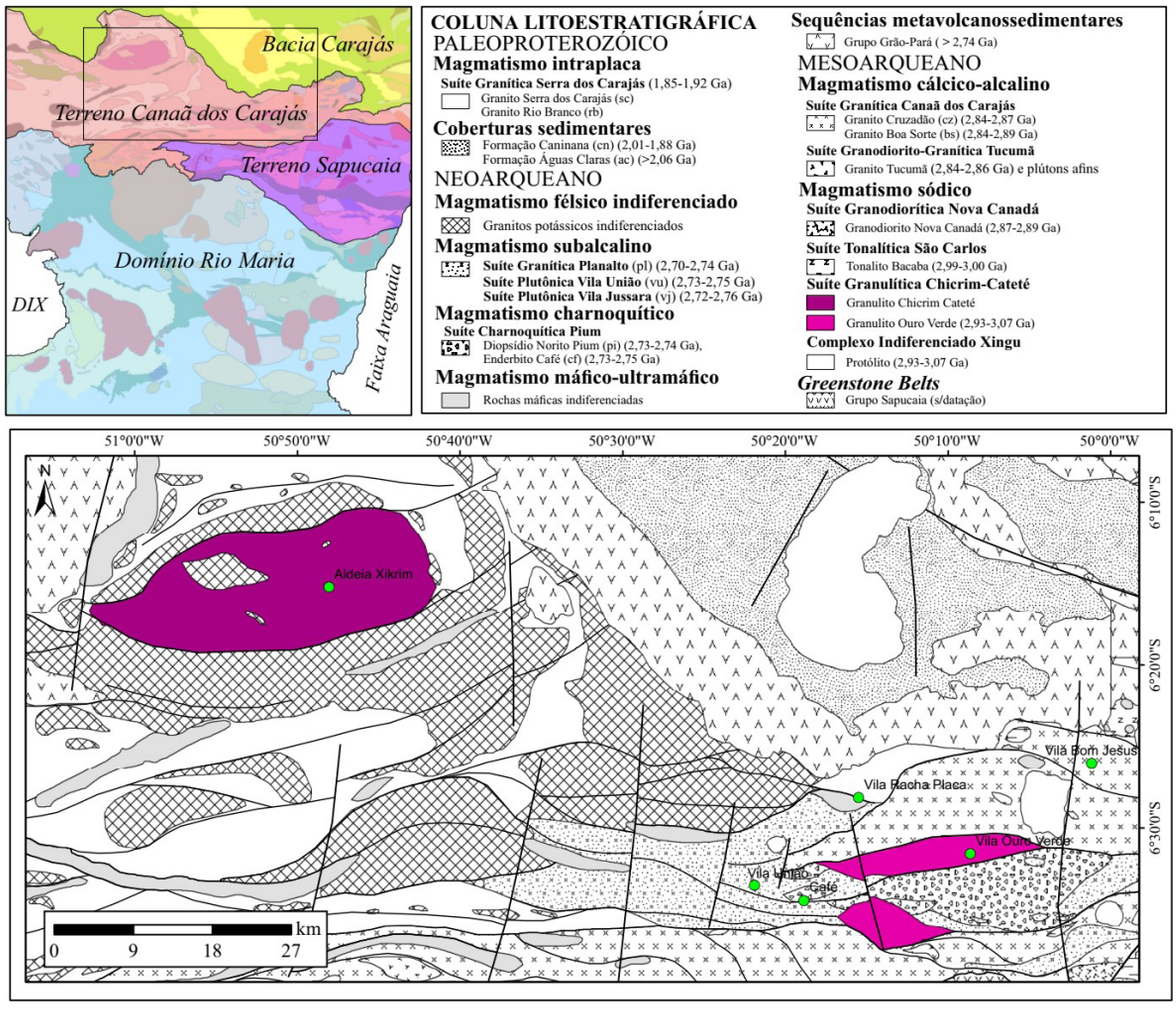


Figura 1. (A) Mapa da Província Carajás, com destaque para sua subdivisão em terrenos.(B) Localização dos corpos pertencentes à Suíte Granulítica Chicrim-Cateté.

Microscopicamente, estas rochas são homogêneas, de coloração cinza clara a escura, com textura porfiroclástica média, e matriz granoblástica fina. Sua mineralogia compreende plagioclásio, quartzo, biotita, clino e ortopiroxênio, e anfibólio. Quanto à trama, apresentam elementos com orientações preferenciais, como quartzo fitados e minerais máficos (especialmente biotita), além de bandamentos composicionais máficos/félsicos. Do ponto de vista geoquímico, apresentam caráter levemente pera/metaluminoso, são cálcico-alcalinos, sódicos (baixo potássio), com conteúdo de SiO_2 restrito, entre 68 e 71% (% em peso). Mostram enriquecimento em elementos terras raras (ETR) leves em relação aos pesados, resultando em um padrão de fracionamento moderado a alto, com La_N/Yb_N entre 1,5 e 34, e anomalia de Eu variando de levemente positiva a moderadamente negativa ($Eu/Eu^* = 0,5 – 2,0$). Marangoanha *et al.* (2019) indicam que o Granulito Ouro Verde mostra afinidades geoquímicas com os TTG arqueanos de média pressão, como Al_2O_3> 15%, natureza sódica, com baixa razão K_2O/Na_2O (<0,5), índice A/CNK entre 0,9 e 1,1 e padrões ETR fracionados (Martin, 1994; Moyen, 2009; Moyen and Martin, 2012). Essas características fizeram com que tais autores assumissem rochas do tipo TTG como protólitos dos granulitos félsicos da Suíte Chicrim-Cateté. Modelamento geoquímico sugere que o protólito desses granulitos félsicos (TTG) seriam formados por fusão parcial de ~15% de uma fonte basáltica (granada anfibolito) enriquecida em LILE.

Dados geocronológicos de U-Pb em zircão obtidos por Pidgeon et al. (2000), Marangoanha et al. (2019) e Silva et al. (2021), identificaram dois padrões de idades para os granulitos félsicos (Tabela 1): 3,06–2,93 Ga correlacionados às idades de cristalização do protólito; e 2,89–2,84 Ga, que marca o evento de metamorfismo regional de alto grau. Esses autores definiram, com base nos isótopos de Hf em monocristais de zircão, idade modelo para os protólitos dessas rochas entre ~3,4 e 3,2 Ga, com εHf(t) entre –2,2 e +3,0, que mostra baixa idade de residência crustal (entre 200 e 400 Ma), sugerindo fonte juvenil.

Quanto ao metamorfismo em 2,89–2,84 Ga, Silva (2018) e Silva et al. (2021) propõem, através de cálculos geotermobarométricos, condições P-T de ~14 a 8 kbar e 1130 a 900°C para o pico metamórfico (fácies granulito), e 5–4 kbar e 900°C para retrometamorfismo, definindo, assim, condições de metamorfismo de ultra alta temperatura (*ultrahigh-temperature* – UHT) para as rochas da SGCC.

Tabela 1. Dados geocronológicos da Suíte Granulítica Chicrim-Cateté compilados de Pidgeon et al. (2000), Marangoanha *et al*. (2019) e Silva et al. (2021).

Litologia	Idade (Ma)	Concórdia	Evento	Método	Referência
Granulito félsico	3002	X	Cristalização do protólito	U-Pb SHRIMP	Pidgeon et al. (2000)
	2859	X	Metamosrfismo		
Granulito félsico	3055	X	Cristalização do protólito	U-Pb SHRIMP	Marangoanha et al. (2019)
Granulito félsico	2951	X	Cristalização do protólito	U-Pb SHRIMP	Marangoanha et al. (2019)
	2930		Cristalização do protólito		
	2898		Metamosrfismo		
	2865	X	Metamosrfismo		
Granulito félsico	2946	X	Cristalização do protólito	U-Pb ICP-MS	Marangoanha et al. (2019)
	2847		Metamosrfismo		
Migmatito (neossoma)	2979		Cristalização do protólito	U-Pb SHRIMP	Silva et al. (2021)
Migmatito (neossoma)	2932		Cristalização do protólito	U-Pb SHRIMP	Silva et al. (2021)
Migmatito (neossoma)	3055		Cristalização do protólito	U-Pb ICP-MS	Silva et al. (2021)
Migmatito (neossoma)	3066	X	Cristalização do protólito	U-Pb SHRIMP	Silva et al. (2021)
Migmatito (neossoma)	2984		Cristalização do protólito	U-Pb SHRIMP	Silva et al. (2021)
Migmatito (neossoma)	2963		Cristalização do protólito	U-Pb SHRIMP	Silva et al. (2021)
Migmatito (neossoma)	2935	X	Cristalização do protólito	U-Pb ICP-MS	Silva et al. (2021)
Migmatito (neossoma)	2955		Cristalização do protólito	U-Pb SHRIMP	Silva et al. (2021)
	2853		Metamosrfismo		

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As rochas granulíticas da Província Carajás teve seus primeiros registros no início da década de 80 e, desde então, poucos trabalhos se dedicaram ao estudo das rochas granulíticas da Província Carajás, com diversas interpretações divergentes e não esclarecedoras. Desta forma, este trabalho tem o propósito de integrar os dados e interpretações produzidos até o momento sobre os granulitos da Província Carajás, com intuito de propor um modelo de formação destas rochas e contribuir para a proposta de um modelo de evolução para Província.

As rochas granulíticas da Província Carajás são representadas pela SGCC, composta por rochas dominantemente félsicas (protólito de composição tonalítica), com ocorrência restrita de granulitos máficos (xenólitos). Esta suíte é composta por dois granulitos: o Granulito Chicrim-Cateté, localizado dentro da reserva indígena homônima, e o Granulito Ouro Verde, localizado à oeste da cidade de Canaã dos Carajás, que aflora como dois corpos dispostos segundo o *trend* regional E-W. Esses granulitos félsicos registram dois eventos bem definidos: (i) entre 3,06 e 2,93 Ga, é definido como idade de cristalização de seu protólito, de composição TTG, formado em ambiente de subducção, por 15% de fusão parcial de um granada anfibolito enriquecido em elementos incompatíveis e; (ii) entre 2,89 e 2,84 Ga, período que marca o pico de metamorfismo regional na Província Carajás, ocorrido em um cenário colisional que envolveu espessamento crustal, atingindo metamorfismo em condições de ultra alta temperatura.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília, DF, CPRM- Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para área do Programa Grande Carajás, 135 p.

DOCEGEO E.D.A. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, CVRD, Belém, Anais [...], p.10–54.

Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais […], 1:100–110.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): origin and implications for crustal growth and cratonization. Lithos, 350–351:105275.

Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., et al. em preparação. Contribuições à estratigrafia e compartimentação tectônica da Província Carajás.

Oliveira, D.C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B., 2022. Geologia regional da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *In*: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá-PA, CD- rom.

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A.O., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. de Geociências*, **16**(4):370–415.

Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. Chemical Geology, 166:159–171.

Ricci, P.S.F., Carvalho, M.A., 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil e a deep seated high-T gabbroic pluton (charnockitoid-like) with xenoliths of enderbitic gneisses dated at 3002 Ma e the basement problem revisited. In: Anais do 8º Simpósio de Geologia da Amazônia. SBG, Manaus, CD-ROM.

Silva M.A.D. 2018. "Evolução tectono-metamórfica do embasamento mesoarqueano do Domínio Carajás, Província Carajás". Tese de doutorado, Universidade de São Paulo (USP). São Paulo (SP).

Silva M.A.D., Monteiro L.V.S., Santos T.J.S., Moreto C.P.N., Sousa S.D., Faustinoni J.M., Melo G.H.C., Xavier R.P., Toledo. B.A.M. 2021. Mesoarchean migmatites of the Carajás Province: From intra-arc melting to collision. Lithos, 388–389:106078.

Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Santos J.O.S., Kemp A., Evans N. 2019. Petrogenesis of the Paleoproterozoic (Orosirian) A-type granites of Carajás Province, Amazon Craton, Brazil: combined in situ Hf-O isotope of zircon. Lithos, 332–333:1–22.

Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira,

E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C., Silva, H.R., 2008. Escala 1:1.000.000. In: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Eds.), Geologia e Recursos Minerais do Estado do Para: Sistema de Informações Geográficas e SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. CPRM, Belém, p. 328.

GRANITOGENESE TIPO A DO NOROSTE DE RONDONIA: GEOQUIMICA E GEOCRONOLOGIA

Carlos Eduardo Santos de Oliveira[1]; Dalton Rosemberg Valentim da Silva[1]; Jaime Estevão Scandolara[1]; Joseneusa Brilhante Rodrigues[1]; Raissa Beloti de Mesquita[1]

[1] **Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM**

carlos.oliveira@sgb.gov.br; dalton.rosemberg@sgb.gov.br; jaime.scandolara@sgb.gov.br; joseneusa.rodrigues@sgb.gov.br; raissa.mesquita@cprm.gov.br

RESUMO

O presente trabalho reúne informações geológicas, geoquímicas e geocronológicas a respeito da granitogênese mesoproterozoica do tipo A, no noroeste do estado de Rondônia, SW do Cráton Amazônico, durante a execução do projeto Noroeste de Rondônia, executado pelo Serviço Geológico do Brasil.

PALAVRAS-CHAVE: Granitogênese mesoproterozoica; Cráton Amazônico

INTRODUÇÃO

A Suíte Serra da Providência representa um evento magmático tipo-A, pós-orogênico, de grande extensão, presente em grande parte do Orógeno Juruena, desde a porção oeste do estado do Mato Grosso, verificado na região centro norte de Rondônia, até sul do estado do Amazonas. As idades de cristalização U-Pb variam de 1573 ± 24 Ma a 1532 Ma (SCANDOLARA *et al.,*1999; BETTENCOURT *et al*., 1999; QUADROS; RIZZOTTO, 2007).

Inicialmente o Granito Serra da Providencia foi instituído como unidade litoestratigráfica por Leal et al. (1976) para designar os granitos rapakivi na região da serra homônima. Posteriormente, os Rizzotto *et al.* (1995) e Scandolara *et al*. (1999) incluíram respectivamente mangeritos e charnoquitos da região de Ouro Preto do Oeste, além de vários stocks intrusivos no Complexo Jamari.

Neste trabalho foram identificadas seis grandes grupos de granitos relacionados a este plutonismo calimiano Tipo-A: metagranitos do Domínio Jamari, metagranitos do Domínio Nova Mamoré, Granito Serra da Muralha, Granitos da Pedreira Fortaleza, Granito Rio Taquara e Suíte Rio Crespo.

Os metagranitos da Suíte Serra da Providência mapeados no Domínio Jamari ocorrem nas folhas Abunã e Mutum-Paraná, de forma restrita entre extensas áreas cobertas por sedimentos cenozoicos e material laterítico. Esses granitos deformados apresentam grande variação litológica, como: (1) monzogranito porfirítico cataclástico; (2) monzogranito milonítico; (3) micromonzogranito epidotífero e epidoto-biotita metagranito; (4) sienogranito milonítico e protomilonítico; (5) tonalito protomilonítico e (6) magnetita biotita granito. Ocorrem dominantemente deformados com estrutura protomilonítica, milonítica, gnáissica e augen. Em zonas com altas taxas de deformação, ocorrem gnaisses quartzo-feldspáticos e ortognaisse granítico com bandamento tectônico e segregação metamórfica.

Granitos do domino Nova Mamoré apresentam indicativos de metamorfismo de alto grau (anfibolito médio à alto) em rochas graníticas. Aparentemente essas rochas são os termos crustais nos quais foi desenvolvida a deformação da orogênese que formou as rochas do Complexo Nova Mamoré. De forma geral, os granitos são leucocráticos, de cor cinza-claro, granulação fina à média e equigranulares. Compostos por minerais félsicos (quartzo-feldspáticos) e máficos como piroxênio, hornblenda e biotita. A foliação, é marcada pela orientação de cumulatos máficos (piroxênio-anfibólio e biotita) entre faixas ricas em minerais félsicos (quartzo-feldspáticos).

O Granito Serra da Muralha é formado principalmente por hornblenda-biotita monzogranitos de cor cinza a rosa de granulação média a grossa. Apresenta uma foliação protomilonítica a milonítica, zonas com textura tipo augen gnaisse, sombra de pressão e foliação "SC" indicando cinemática sinistral. Estes granitos são constituídos essencialmente por biotita, hornblenda, K-feldspato, oligoclásio e quartzo, tendo como acessórios allanita, zircão e apatita.

Os corpos graníticos desta unidade afloram na região de Fortaleza do Abunã, e os melhores afloramentos são observados na região da Pedreira Fortaleza, a oeste do limite da Folha Abunã. Também são observados outros afloramentos na mesma região, na forma de pequenas lajes as margens da BR-364, próximo a pedreira e no distrito de Fortaleza do Abunã. A principal característica desta unidade é o caráter isotrópico em rochas de idade Serra da Providência. Esta unidade inclui granitos e anfibolito.

MATERIAIS E MÉTODOS

Durante as atividades de mapeamento geológico foi realizada a amostragem de rochas para analise litogeoquímica e geocronologia com o intuito de analisar de forma concisa as fácies graníticas da Suíte Serra da Providencia.

Para os dados geocronológicos foram preparados concentrados de minerais pesados não magnéticos, no laboratório LAMIN/SGB/REPO com separação dos cristais de zircão efetuados pela equipe DIGEOD/SGB. Após está etapa, o material foi enviado para a USP, onde foram montados em resina epoxy no CPGeo/USP, juntamente com lascas do padrão internacional de zircão TEMORA 2. As montagens foram desgastadas até cerca de metade do grão, de forma a expor suas estruturas internas e imageadas via catodoluminescência (CL) no Microscópio Eletrônico de Varredura do CPGeo/USP. A composição isotópica dos pontos foi determinada na microssonda iônica SHRIMP IIe. Para normalização da concentração de U-Pb-Th foi utilizado o padrão internacional de zircão SL13 (238 ppm) e o bracketing da razão 206Pb/238U foi executado com a utilização do padrão natural TEMORA 2, de idade 416,78 Ma (Black et al., 2004). As condições de análises foram: tamanho do spot = 24 μm, 6 scans, dead time = 25ηs e source slit = 80μm. Para a redução dos dados foi utilizado o programa Squid 1.06 (Ludwig, 2002) e os cálculos das idades e plotagem dos pontos optou-se pelo programa Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012).

3. RESULTADOS

3.1 Litogeoquímica

Foram analisadas o total de trinta e oito amostras de rochas graníticas da Suíte Serra da Providência, baseado em critérios petrográficos de amostras de campo e análise de seções delgadas, as amostras foram subdivididas em seis grupos de rochas graníticas. Nos diagramas de

classificação química as amostras ocupam os campos dos sieno e monzogranitos, são rochas de alto a muito alto-K (metaluminosas a peraluminosas, com três amostras fortemente peraluminosas. No diagrama FeOT/(FeOT+MgO) vs. SiO2 (campos de Frost et al., 2001) os granitos estudados caem no campo das rochas ferrosas coincidentes com granitos tipo A, claramente diferentes dos granitos Cordilheiranos, e no diagrama de FROST et al., 2001; (Na2O+K2O) - CaO vs. SiO_2], se distribuem nos campos álcali-cálcico e cálcio-alcalino. São rochas com razões K2O/Na2O variando entre 1,15 e 3,58, álcalis (Na2O+K2O) entre 6,41 e 10,27 e razões K/Rb entre 190 e 397 com poucas rochas moderadamente a fortemente evoluídas e valores inferiores a 250.

No diagrama ternário destaca-se o comportamento químico dos LILE definindo granitos que constituem *trend* de diferenciação dos monzogranitos para os sienogranitos, com destaque para os termos mais diferenciados no Domínio Jamari. Os granitos da Suíte Serra da Providência na região estudada se distribuem entre os campos dos granitos tipo A reduzidos e oxidados, com valores de HFSE característicos dos granitos tipo A-2. Os padrões de ETR dos monzogranitos mostram fraco enriquecimento de ETRleves, anomalias negativas de Eu moderadas (Eu/Eu* = 0,50 a 0,74), baixo fracionamento ETR leves x pesados (razão La/Yb = 4,25 a 6,33) e baixas razões La/Sm (1,95 a 2,55) e Gd/Yb (1,20 a 1,51). No diagrama multielemental, os monzogranitos mostram valores fracamente enriquecidos de Rb e Ba, enriquecimento em Th, fracas anomalias negativas de Nb-Ta, depleção em Sr, enriquecimento em Zr, anomalia negativa de Ti e enriquecimento em ETRpesados. Os sienogranitos dos dois domínios mostram padrões de ETR similares com enriquecimento de ETRleves acima de 80 vezes o condrito, anomalias negativas de Eu acentuadas (0,10 a 0,57), fraco a médio fracionamento dos ETR (La/Yb = 3,64 a 15,69, com uma amostra apresentando alto valor de fracionamento – 36,12), baixos valores de fracionamento ETRleves (La/Sm = 2 a 4,75) e pesados (Gd/Yb = 0,68 a 3,53). No diagrama das Figura 3 41 d,f os sienogranitos se caracterizam pelos baixos valores de Ba e Sr, enriquecimento em Rb e Th, expressivas anomalias negativas de Nb-Ta, forte depleção em P e Ti enriquecimento leve a moderado de Zr e enriquecimento em ETR. Destaca-se a grande similaridade química dos granitos da Suíte Serra da Providência nos dois domínios.

No diagrama de discriminação tectônica Rb-Y-Nb de Thièblemont e Cabanis (1990) as amostras caem principalmente na interface dos campos sin-subducção/pós-colisão e pós colisão; no diagrama binário de Thièblement e Tègyey (1994), se distribuem no campo colisional/pós-colisional dos granitos tipo A2 e no diagrama de discriminação proposto por Batchelor e Bowden (1985), estão nos campos tardi a pós-orogênicos.

Geocronologia

Uma amostra de metagranito deformado, de granulação média, da região de Nova Mamoré, apresenta cristais de zircão, de modo geral, límpidos, translúcidos com tonalidades escuras, fraturados e com poucas inclusões, variando de 95 a 278 μm de comprimento (MESQUITA; RODRIGUES, 2019b). Foram realizados dezoito pontos de análises em onze cristais de zircão, em núcleos e bordas com o objetivo de obter as idades de cristalização e metamorfismo da rocha. Por se tratar de uma rocha metamórfica de composição granítica, protólito ígneo, interpreta-se que a idade mais antiga de 1513±3 Ma, registrada nos núcleos dos cristais, representa a cristalização da rocha granítica. A idade mais nova de 1334±4 Ma, obtida nas bordas dos cristais,

representaria a idade do metamorfismo. As características observadas nas interfaces entre núcleo e borda, como feições de corrosão, reabsorção e recristalização, e as baixas razões Th/U das bordas, endossam a interpretação de que essa idade mais nova represente o metamorfismo da orogenia Rondoniana.

Na segunda amostra analisada, da região de Fortaleza do Abunã, foram observados doze pontos em onze cristais. Cristas foram descartados devido ao elevado conteúdo de chumbo comum. O zircão possui conteúdo de urânio muito elevado, chegando a valores na ordem de 9000 ppm. A radiação causou danos à estrutura cristalina do mineral e não foi possível estabelecer qualquer relação entre a morfologia e textura interna dos cristais. Dois dados apresentaram elevado conteúdo de chumbo comum e forte discordância reversa, assim foram descartados dos cálculos. Três pontos apresentaram discordância reversa (em menor intensidade), mas estão bem alinhados e sua regressão indicou o intercepto de 1.194±44 Ma com perda de chumbo para o presente. Os demais dados estão grosseiramente alinhados e indicam o intercepto superior de 1.494±49 Ma.

DISCUSSÕES

Após mapeamento geológico, as análises e interpretações petrográficas e geoquímicas, permitiram identificar novas fácies litológicas. Esta variação de fácies também evidencia o contexto de domínios tectônicos diferentes. Condições de metamorfismo de alto grau pode haver a remobilização de alguns elementos, no caso, os litofilos de grande raio iônico, como Rb, Ba, Pb e K (Rudnick et al., 1985). Os granitos deformados não mostram uma grande depleção em relação aos granitos isotrópicos. Para os padrões de ETR normalizados esses conjuntos de ganitos possuem certa similaridade, com depleção no Eu e bastante acentuado nos granitos metamorfisados.

CONCLUSÕES

Novos corpos dentro do contexto da Suíte Serra da Providência foram descritos, onde foi possível distinguir pelo menos três domínios. Domínio Jamari, Domínio Nova Mamoré e rochas isotrópicas, onde há o registro de magmatismo máfico no início do evento de magmatismo Serra da Providência. Nas análises de geocronologia foram verificadas grandes quantidade de chumbo nos zircões das amostras, esse enriquecimento de chumbo é provavelmente associado às condições de alto grau metamórfico nesta região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, v. 48, n. 1–4, p. 43-55, 1985. DOI: https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8.

BETTENCOURT, J. S.; PAYOLLA, B. L.; LEITE JR., W. B.; TOSDAL, R. M.; SPIRO, B. Mesoproterozoic Rapakivi granites of Rondonia Tin Province, SW border of Amazonian Craton, Brazil, III Reconnaissance Nd, Sr, O, Pb isotopic geochemistry and regional implications. In: SYMPOSIUM ON THE ORIGIN OF GRANITES AND RELATED ROCKS, 4.,1999. Abstracts [...]. Clermont Ferrand, France, 1999. v. 290. 132 p.

FROST, B. R.; BARNES, C. G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, v. 42, p. 2033-2048, 2001.

Ludwig K.R., 2001. Isoplot/Ex rev 2.49a. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Centre Spec. Publi No 1a.

MESQUITA, R. B.; RODRIGUES, J. B. Projeto Novas Fronteiras: Noroeste de Rondônia. Divisão de geodinâmica –DIGEOD. CPRM, set. 2019. 22p. Relatório Analítico DIGEOD 09/2019.

QUADROS, M. L. do E. S.; RIZZOTTO, G. J. (org.). Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000. Porto Velho: CPRM, 2007. 116 p. (Programa Geologia do Brasil).

RIZZOTTO, G. J.; SCANDOLARA, J. E.; SILVA, C. R.; DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J. S.; MORAIS, P. R. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providência rapakivi granite-Rondônia, Brazil. In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J. B.; COSTI, H. T. (ed.). SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1., 1995, Belém. Abstracts Volume. Belém: Center for Geosciences. University Federal of Pará, 1995. p. 67-68.

SCANDOLARA, J. E. (org.). Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico do Estado de Rondônia. Brasília: CPRM, 1999. 97 p.

THIÈBLEMONT, D.; CABANIS, B. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 8, p. 23-35, 1990.

THIÈBLEMONT, D.; TÈGYEY, M. Une discrimination géochimique des roches différeniés témoin de la diversité d´origine et de situation tectonique dês magmas calco-alcalins. Academie Science Paris, v. 319, p. 87-94, 1994.

QUÍMICA MINERAL EM BIOTITA POR MEV-EDS COMO INDICADOR METALOGENÉTICO PARA GRANITOS ESTANÍFEROS

Cesar Augusto Amador Pessôa[1,2]; Claudio Nery Lamarão[1,2]; Yury Harrison da Costa Reis[1,2]

[1] Universidade Federal do Pará - UFPA; [2] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG

cesar.pessoa@ig.ufpa.br; lamarao@ufpa.br; yurygeo16@gmail.com

RESUMO

Os granitos oxidados Bannach e Redenção, pertencentes à Suíte Jamon, e os granitos reduzidos Antônio Vicente, Velho Guilherme e Serra da Queimada, inseridos na Suíte Intrusiva Velho Guilherme, são alguns dos granitos anorogênicos paleoproterozoicos da Província Mineral de Carajás. São compostos dominantemente por sienogranitos e monzogranitos, alterados em diferentes intensidades, tendo a biotita como fase máfica representativa. As biotitas dos granitos oxidados possuem razões Fe/(Fe+Mg) entre 0,72 e 0,79 e conteúdo de Al^{IV} entre 2,52 e 2,96, plotando próximo ao polo das siderofilitas. Nos granitos reduzidos, as razões Fe/(Fe+Mg) e os valores de Al^{IV} das rochas menos evoluídas e isentas de mineralizações são similares às obtidas nos granitos oxidados. Por outro lado, nas fácies mais evoluídas, hidrotermalizadas e portadoras de Sn, as biotitas possuem razões Fe/(Fe+Mg) mais elevadas (variando entre 0,85 e 1,00), valores de Al^{IV} levemente inferiores a 2,5 e se distribuem próximo ao polo annita. Essas biotitas mostram-se enriquecidas em Al, Si e nas razões Fe/Mg, permitindo uma boa separação entre as rochas portadoras de Sn e as estéreis, indicando sua utilização preliminar na prospecção deste tipo de mineralização.

PALAVRAS-CHAVE: Granito Reduzido; Granito Oxidado; Biotita; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC, DOCEGEO 1988) localizada na porção leste do Cráton Amazônico é uma das áreas mais ricas em metálicos, visto seus depósitos de ferro, ouro, manganês, níquel, etc. Durante o Paleoproterozoico, ocorreu um magmatismo anorogênico na PMC que originou 3 suítes distintas, separadas de acordo com suas características mineralógicas, geoquímicas, susceptibilidade magnética e grau de oxidação de seus magmas (Dall'Agnol *et al.* 1994; Dall'Agnol *et al.* 1999; Dall'Agnol *et al.* 2005; Dall'Agnol e Oliveira 2007), sendo nomeadas como Suíte Jamon (SJ), Suíte Serra dos Carajás (SSC) e Suíte Intrusiva Velho Guilherme (SIVG). Os granitos oxidados Bannach e Redenção, pertencentes à SJ, e os granitos reduzidos Antônio Vicente, Velho Guilherme e Serra da Queimada, inseridos na SIVG, são alguns dos granitos anorogênicos paleoproterozoicos da PMC. São compostos dominantemente por sienogranitos e monzogranitos, alterados em diferentes intensidades, tendo a biotita como fase máfica representativa. Os granitos que contém mineralizações de Sn e W (±Mo, Ta, Nb) em suas rochas mais evoluídas e alteradas hidrotermalmente e em corpos de *greisens* associados, foram agrupados na Província Estanífera do Sul do Pará (Abreu e Ramos 1974). Nesse trabalho, comparou-se os dados de química mineral em biotita entre os granitos oxidados estéreis e os

granitos mineralizados em estanho, buscando identificar *trends* de enriquecimento em certos elementos químicos. Dessa forma, a biotita poderia ser utilizada como possível indicador metalogenético para granitos estaníferos.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram escolhidas lâminas delgadas e seções polidas representativas dos granitos oxidados Bannach (GBANN) e Redenção (GRED), e dos granitos reduzidos Antônio Vicente (GAV), Velho Guilherme (GVG) e Serra da Queimada (GSQ), as quais fazem parte do acervo do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG/UFPA). Posteriormente, uma sucinta descrição petrográfica foi feita para identificação de cristais preservados de biotita, seguida de análises pontuais de química mineral por meio do MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) modelo LEO-ZEISS 1430 equipado com um sistema de EDS (*Energy-dispersive spectroscopy*) Sirius-SD pertencente ao Laboratório de Microanálises do IG da Universidade Federal do Pará.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

No estudo comparativo entre granitos oxidados (SJ) e granitos reduzidos (SIVG), foram estudadas fácies menos evoluídas (composição monzogranítica) e fácies mais evoluídas (composição sienogranítica). De modo geral, de acordo com critérios morfológicos e texturais, as biotitas das fácies menos evoluídas e não mineralizadas mostram-se subédricas a euédricas, de coloração castanho escuro e com pouca ou nenhuma alteração; nas fácies mais evoluídas, os cristais exibem formas subédricas a anédricas, corrosão nas bordas e nos planos de clivagem, e coloração marrom esverdeada. Para análise de química mineral, os principais elementos utilizados foram Fe, Mg, Al, Ti, Si.

As biotitas do GBANN possuem razões Fe/(Fe+Mg) entre 0,72 e 0,79 e conteúdo de Al^{IV} entre 2,52 e 2,96 para ambas as fácies (BAMzG e LMzG). As biotitas do GRED apresentam, para ambas as fácies (ABMzG e LMzG), razões Fe/(Fe+Mg) levemente mais baixas (0,62 a 0,66) e Al^{IV} entre 2,56 e 2,82. No diagrama Al^{IV} x Fe/(Fe+Mg), se aproximam do polo das siderofilitas (Figura 1A). As biotitas das rochas menos evoluídas e isentas de mineralizações dos granitos reduzidos, apresentaram razões Fe/(Fe+Mg) e valores de Al^{IV} similares aos obtidos nas biotitas dos granitos oxidados e plotaram próximas no diagrama Al^{IV} x Fe/(Fe+Mg), com as biotitas dos BMG do GVG claramente mais enriquecidas em Mg e com razões Fe/Mg comparativamente mais baixas (entre 0,49-0,52). As razões Fe/Mg das biotitas dos BSGA do GAV são mais elevadas (0,85-0,87) e se separam nos diagramas. Por outro lado, as biotitas das rochas portadoras de Sn possuem as maiores razões Fe/Mg (0,85 a 1,00) e valores de $Al^{IV} < 2,5$ e se distribuem próximo ao polo annita (Figura 1A). As biotitas dos granitos oxidados e dos granitos reduzidos isentos de mineralizações são mais enriquecidas em Mg e Ti, enquanto que as biotitas das rochas portadoras de Sn mostram conteúdos mais expressivos de Si e Al (Figura 1B).

Nas rochas mineralizadas, observa-se um aumento acentuado no grau de alteração das biotitas, com intensa corrosão das bordas e desenvolvimento de clorita ao longo dos planos de clivagem, muitas vezes chegando a substituir completamente o cristal original. O processo de cloritização se dá a baixas temperaturas quando há disponibilidade de água (Winter 2014). Esse grau de alteração mais intenso está relacionado aos processos hidrotermais que deram origem à

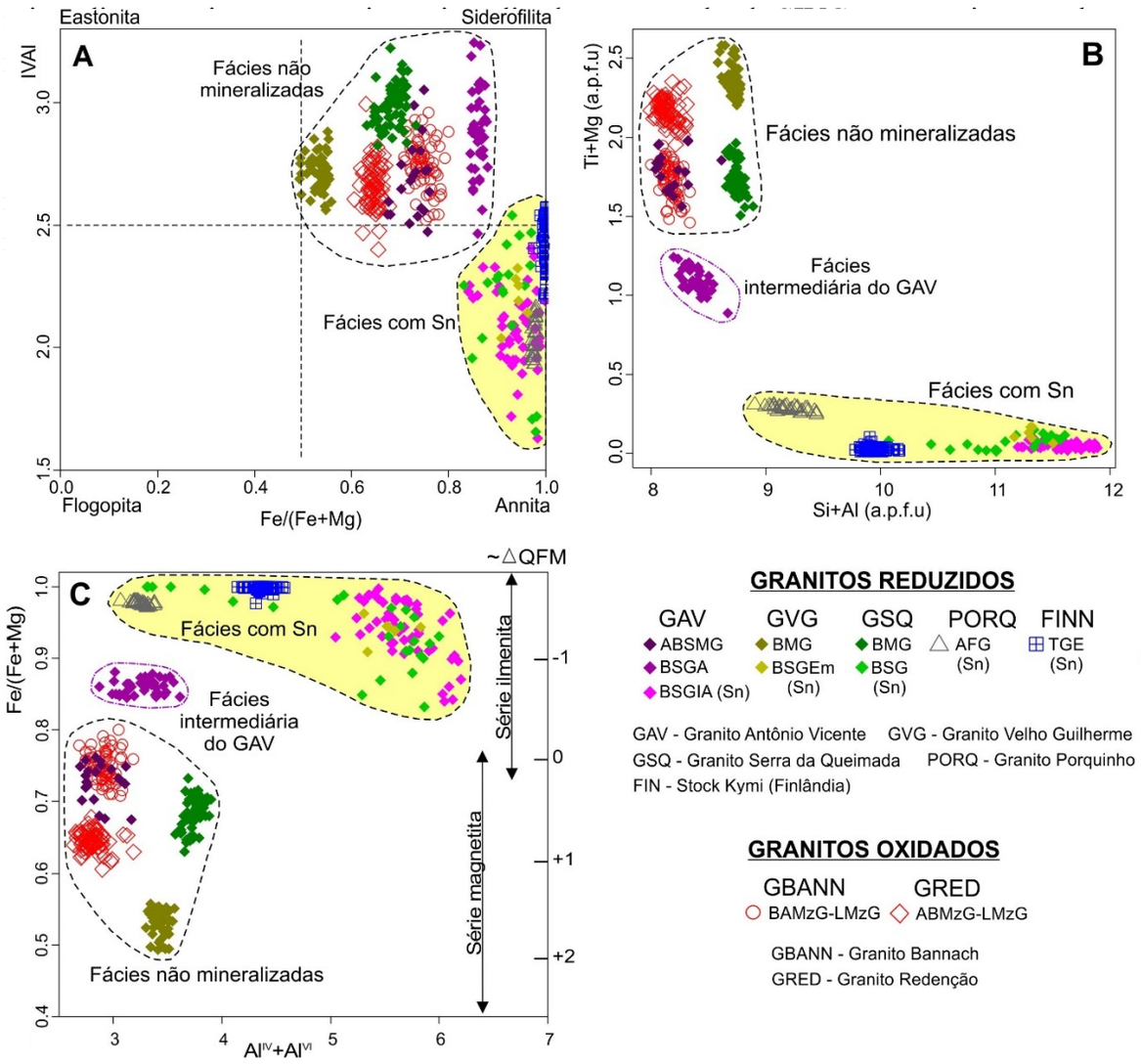


Figura 1. Diagramas discriminantes para dados de química mineral em biotita dos granitos tipo-A da PMC. (A) Diagrama de classificação de biotita segundo Deer *et al.* (1992). (B) Diagrama relacionando os teores de Si+Al *vs* Ti+Mg evidenciando que as fácies dos granitos mineralizados em Sn mostram-se enriquecidos em Si e Al, e empobrecidos em Ti e Mg. Comportamento contrário as rochas das fácies dos granitos estéreis. (C) Diagrama relacionando as rochas estudadas de acordo com as séries magnetita e ilmenita e valores do tampão QFM, segundo Anderson *et al.* (2008).

Por outo lado, as biotitas das rochas portadoras de mineralização são mais enriquecidas em Al e nas razões Fe/Mg, incidindo no campo dos granitos a Ilmenita (Ishihara 1981). Este comportamento confirma o caráter reduzido e portador de ilmenita > magnetita das rochas com Sn em relação àquelas oxidadas estéreis e mais enriquecidas em magnetita. Apesar das rochas menos evoluídas e estéreis dos granitos estaníferos apresentarem ilmenita > magnetita, suas biotitas são menos aluminosas, mostram razões Fe/(Fe+Mg) mais baixas do que as biotitas das fácies mineralizadas e tendem a acompanhar as rochas oxidadas (Figura 1C). A exceção são as biotitas dos BSGA do GAV que mostram composições intermediárias na maioria dos diagramas geoquímicos, sugerindo tratar-se de biotitas transicionais para as fácies com Sn.

De acordo com Teixeira *et al.* (2005), a cristalização fracionada foi o principal processo petrogenético que comandou a evolução da SIVG. Os fluidos hidrotermais pós-magmáticos que percolaram suas rochas foram os responsáveis pela extração do Sn^{2+} de minerais portadores de Sn, como a biotita, incorporando-o às soluções residuais onde foi oxidado e transformado para Sn^{4+}, precipitando posteriormente como cassiterita nas rochas mais evoluídas.

CONCLUSÕES

Os resultados do presente estudo permitiram avaliar características morfológicas, texturais e geoquímicas de cristais de biotita de dois grupos de granitos anorogênicos pertencentes à Província Mineral de Carajás: granitos oxidados e isentos de mineralização e granitos reduzidos mineralizados a Sn. O uso dessa fase mineral como indicador preliminar de granitos estaníferos mostrou-se válido para os granitos da SIVG, visto que o estudo comparativo com granitos estéreis da SJ discriminou enriquecimento em elementos como Si e Al e empobrecimento em Mg e Ti, além do aumento na razão Fe/Mg nas fácies estaníferas. Soma-se a esse fator, o aumento no grau de alteração no sentido das fácies menos evoluídas para as fácies mais evoluídas, o que está diretamente relacionado a ação de fluidos hidrotermais pós magmáticos que mobilizaram Sn^{2+} de minerais como a biotita para originar os depósitos estaníferos na Província Mineral de Carajás.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu F.A.M. e Ramos C.R. 1974. Estanho do Sul do Pará. *In:* 28º Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre, *Anais*, **5:** 11-23.

Anderson J.L., Barth A.P., Wooden J.L., Mazdab F. 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **69:** 121-142.

Dall'Agnol R. 1980. Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques. Doctoral thesis, Labor. Geól. Petrol., Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 348 p.

Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50:** 113–138.

Dall'Agnol R. e Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93(3-4):** 215-233.

Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M. 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40:** 1673–1698.

Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Ramo O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80:** 101-129.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *Rock-forming Minerals*. Second Edition. Longmans, London, p. 696.

DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In:* 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, *Anais*, p. 11-54.

Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75th anniversary volume, p. 458-484.

Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Dall'Agnol R. Moura C.A.V., Fernandes C.M.D., Pinho S.C.C. 2005. Geoquímica dos granitos paleoproterozoicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 217- 226.

Winter J.D. 2014. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Second Edition. Harlow, United Kingdom: Pearson Education Limited.

AVANÇOS NA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA DO DOMINIO CARAJÁS REALIZADOS PELO SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (SGB-CPRM)

Cíntia M. Gaia da Silva[1], Marcos L. E. Quadros[1]; Ana Paula Justo[1]; Ulisses Antônio Costa[1]; Luciano C da Silva[1]; Lívio Wagner C. Correa[1]; André M. Saboia[1];

Regina Célia dos Santos Silva[1]; Ciro Duarte de Carvalho[1]; Felipe Grandjean da Costa[1]; Patrick Araújo Santos[1] ; Junny Kyley M. de Oliveira[1]; Antonia Railine da C. Silva[1]

[1] Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM

cintia.gaia@sgb.gov.br

RESUMO

O arcabouço geológico do Domínio Carajás (DC) é produto da atuação de eventos tectônicos meso-neoarqueanos e paleoproterozoicos, representados por rochas de embasamento mesoarqueanas do terreno granito-greenstone Rio Maria na parte sul, rochas vulcanossedimentares, complexos máfico-ultramáficos acamadados e granitoides diversos de idades neoarqueanas, além de coberturas sedimentares e magmatismo granítico do Paleoproterozoico. Os trabalhos de mapeamento geológico sistemático desenvolvidos pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), na região de Carajás, têm contribuído para o entendimento estratigráfico e estrutural dessa região. Os principais avanços são a integração geológica regional, com destaque para a litoestratigrafia proposta para as sequências vulcanossedimentares da parte leste de Carajás, e expandidas para a parte oeste do DC, agrupadas no Supergrupo Itacaiúnas. Na porção oeste destaca-se o reconhecimento de rochas granulíticas, sequências tipo greenstone belts, complexos máfico-ultramáficos acamadados, granitoides meso e neoarqueanos, diversos corpos gabroicos e graníticos, e rochas vulcano-plutônicas e sedimentares paleoproterozoicas do Domínio Iriri-Xingu. O arcabouço estrutural do Domínio Carajás é complexo, marcado por superposições de eventos tectônicos desde o Mesoarqueano até o Paleoproterozoico, que refletem estruturas com diferentes estilos tectônicos.

PALAVRAS-CHAVE: Carajás; Estratigrafia; Mapeamento Geológico, SGB-CPRM.

INTRODUÇÃO

O Domínio Carajás (DC) faz parte da Província Mineral de Carajás, principal província metalogenética do estado do Pará, e responsável pela maior arrecadação da Contribuição Financeira pela Exploração Mineral (CFEM) do estado. Possui depósitos de classe mundial de ferro (18.000Mt @ 65% Fe), cobre-zinco, cobre-ouro (4.000Mt @ 1% Cu), níquel (198,7Mt @ 1,36% Ni), paládio-platina (100t @ 1,0 g/t EGP), ouro e manganês (50Mt @ 40% Mn). Apesar de ser uma importante área de pesquisa, em seus quase 40 anos de produção mineral, iniciada com a mina de Ferro N4E em 1984, importantes questões geológicas e metalogenéticas ainda são controversas.

O Domínio Carajás é considerado como uma porção de crosta formada e estabilizada no Arqueano, afetada em sua borda norte e leste por eventos paleoproterozoicos. Faz limite com domínios tectônicos, de origens e idades distintas: a norte com Domínio Bacajá (Paleoproterozoico), a oeste com Domínio Iriri-Xingu (Paleoproterozoico), e a leste com Cinturão Araguaia (Neoproterozoico). O limite a sul com o Domínio Rio Maria de idade mesoarqueana é controverso (Figura 1).

Regionalmente, o Mesoarqueano do DC (>2,83 Ga) é constituído por ortognaisses, migmatitos, ortogranulitos, paragnaisses, faixas de *greenstone belts* e granitoides diversos, (como sanukitoides e granitoides potássicos, com idades entre 2,87-2,83 Ga; Machado *et al.*, 1991, Feio *et al.* 2013, Marangoanha *et al.*, 2019, Silva *et al*. 2018 e referências). O Neoarqueano é caracterizado principalmente por eventos magmáticos que geraram corpos máfico-ultramáficos estratiformes (Ferreira Filho *et al.*, 2007), vulcanismo máfico a félsico (derrames, vulcanoclásticos e *sills*) associado a sequências sedimentares em bacias tipo *rift* ou *back-arc* (DOCEGEO, 1988, Vasquez e Rosa-Costa, 2008 e referências), e um plutonismo diversificado (granitos, charnockitos e gabros; Vasquez e Rosa-Costa, 2008, Marangoanha *et al.,* 2020). O Paleoproterozoico é principalmente marcado por diversas coberturas sedimentares e granitogênese tipo A (Figura 1).

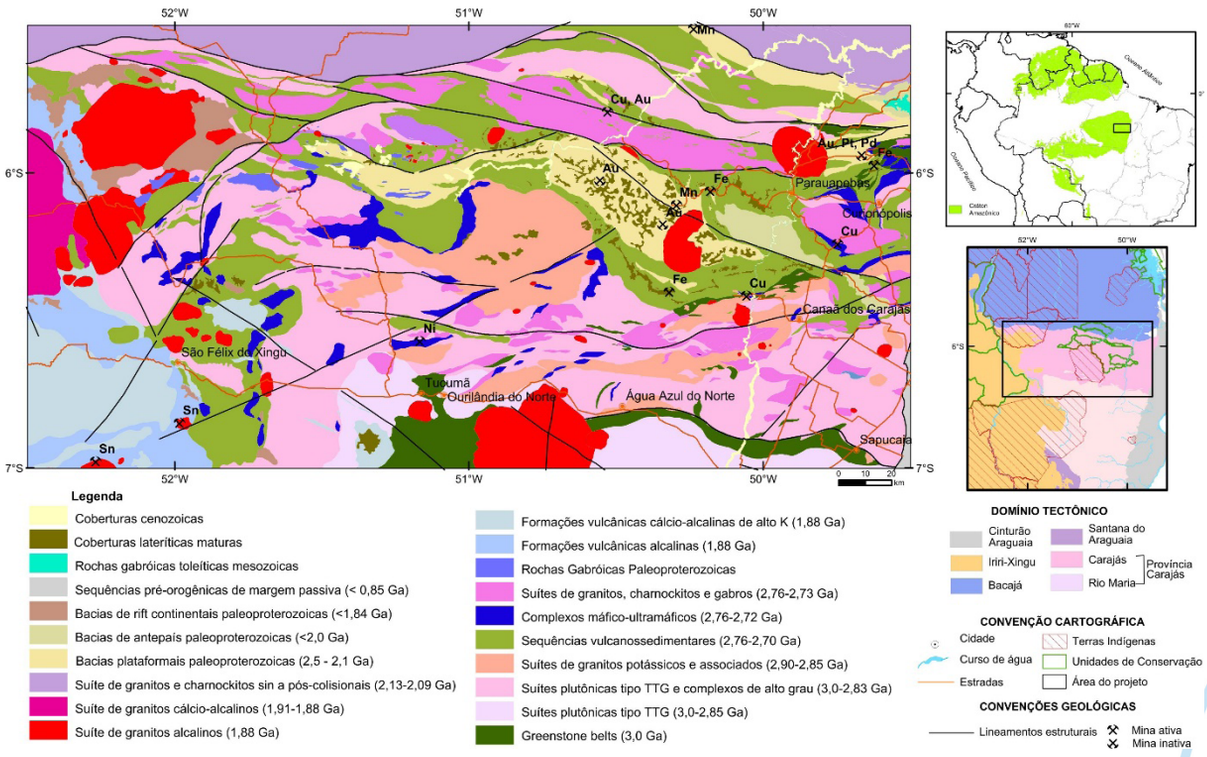


Figura 1. Mapa de associações litológicas e tectônicas do Domínio Carajás e limites.

MATERIAIS E MÉTODOS

O SGB-CPRM, ao longo de seus 49 anos de história, desenvolveu vários projetos na Província Carajás, com destaque para: 1) o Programa Grande Carajás, na década de 1980, com mapeamento geológico na escala 1:250.000 de grande parte da província; 2) Levantamentos aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos de alta resolução (espaçamento de

500 m entre linhas de voo), executados entre 2010 e 2015, e o levantamento aerogravimétrico (espaçamento de 3 km entre linhas de voo) em 2014; 3) Mapeamento geológico sistemático de 04 folhas (escala 1:100.000) na parte nordeste, mapeamento regional na escala 1:250.000 (Projeto ARIM Carajás, Costa *et al.,* 2016) e de detalhe de um polígono na parte centro-oeste (escala 1:50.000, Fraga *et al.,* 2020), que representam a retomada dos levantamentos geológicos em Carajás.

O atual projeto desenvolvido em Carajás pelo SBG-CPRM " Projeto Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás", compreende 18 folhas cartográficas 1:100.000, em um total de 55.080 km². Abrange onze municípios e áreas de conservação, como as florestas nacionais de Carajás, Tapirapé-Aquiri e Itacaiúnas, a Reserva Biológica do Tapirapé, Parque Nacional dos Campos Ferruginosos e a Área de Proteção Ambiental do Igarapé Gelado, além das reservas indígenas Xikrin do Rio Cateté e parcialmente Apyterewa, Kayapó e Parakanã (Figura 3B). Quatro folhas já possuem mapas na escala 1:100.000 (Caldeirão, Serra Pelada, Serra dos Carajás e Rio Verde), quatro tem mapas geológico-geofísicos (Serra do Bacajá, Cabeceiras do Bacajá, Rio Cinzento e Rio Itacaiúnas), e nove estão sendo atualmente mapeadas (Água Fria, Rio Parauapebas, Rio Cateté, São Raimundo, Igarapé São Sebastião, Fazenda Anaporã, São Félix do Xingu, Rio Branco e Rio Aquiri). Cerca de 2500 estações geológicas foram descritas. O mapeamento geológico segue o procedimento padrão do Serviço Geológico do Brasil – CPRM (Medeiros e Rosa-Costa, 2020), que constam de descrição de afloramentos de rocha, obtenção de medidas estruturais, coleta de amostras de rocha para laminação e eventuais análises de laboratório, cadastro e descrição de ocorrências minerais. As bases de dados foram organizadas em *shape files* e os mapas confeccionados no programa Arc Gis utilizando a integração dos dados coletados, imagens de sensores remotos e produtos aerogeofísicos, além de toda a base de artigos, teses e relatórios disponíveis. Todos os dados produzidos, bases digitais e mapa, são disponibilizados no banco de dados GeoSGB, no site do SGB-CPRM (https://geosgb.sgb.gov.br/).

PRINCIPAIS AVANÇOS

Uma das principais unidades litoestratigráficas do Domínio Carajás são as sequências metavulcanos sedimentares neoarqueanas, historicamente reconhecidas na parte oriental do DC, como grupos Grão-Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama e agrupadas originalmente por DOCEGEO (1988) como Supergrupo Itacaiúnas. Na parte ocidental foram individualizados os grupos Aquiri, São Felix, São Sebastião, cronocorrelatos ao Grupo Grão Pará (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

Trabalhos de mapeamento do SGB – CPRM na parte oriental de Carajás (Tavares; Silva 2015; Tavares, 2014, Justo; Lopes, 2014; Oliveira, 2018; Costa et al., 2016, Tavares; Oliveira; Lima, 2021), permitiram uma correlação e agrupamento do conjunto litológico vulcanossedimentar, em associações de base e topo. A base é representada pelo Grupo Grão Pará, individualizado nas formações Parauapebas (máfica e félsica) e Formação Carajás. O topo, denominado de Grupo Serra da Bocaina, engloba as formações Igarapé Cigarra, Salobo-Pojuca e Igarapé Bahia. A Formação Salobo-Pojuca é o agrupamento do pacote metassedimentar dos grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca, definidos nos trabalhos da DOCEGEO (1988), nas áreas dos depósitos homônimos. A continuidade do mapeamento permitiu correlacionar e estender as rochas da Formação Salobo-Pojuca e Grão Pará para a região centro-oeste (Setor Aquiri), e

que possivelmente devem se prolongar até o limite oeste do DC. Com isso, os termos grupos Aquiri e Liberdade (Costa *et al*., 2016) foram abandonados. A datação de uma vulcânica ácida do Grupo São Félix (2,73 Ga) confirmou sua idade neoarqueana e o Grupo São Sebastião, sem idade definida e por correlação mantêm-se no Supergrupo Itacaiúnas. A Formação Buritirama, a partir dos estudos de Salgado *et al*. (2019), não faz mais parte do Supergrupo Itacaiúnas, já que apresenta idade máxima de sedimentação paleoproterozoica.

Na região centro-oeste do DC (Setor Aquiri) foram mapeadas ocorrências de paragnaisses e rochas calcissilicáticas (Complexo Vila Sassá), granulitos máficos (Granulito Máfico Vale do Ouro), como parte do embasamento Carajás, além do reconhecimento de uma granitogênese (granitos e granodioritos) mais jovem (~2,66 Ga) e gabros isotrópicos (Gabro Vila do T), de idade provável paleoproterozoica.

No mapeamento da parte oeste e sudeste do DC foram reconhecidos principalmente rochas associadas a *greenstone belt*, inéditas na região, gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu, corpos máficos-ultramáficos associados a Suíte Cateté, e granitoides meso a neoarqueanos, ainda sem correlação definida. Um conjunto de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas a intermediárias e coberturas sedimentares atribuídas ao Paleoproterozoico do Domínio Iriri-Xingu também foram cartografadas.

Em termos estruturais foram reconhecidas importantes zonas de cisalhamento dúcteis, anastomosadas, de direção geral E-W, com inflexões para SW na porção oeste do DC e que retrabalham estruturas pretéritas. Estruturas rúpteis-dúcteis de direção geral NW-SE e NE-SE, e reativações rúpteis mais jovens de mesma direção, representam os principais conjuntos do arcabouço estrutural do DC.

DISCUSSÕES

Vários questionamentos ainda continuam em aberto no Domínio Carajás. Com a finalização do projeto "Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás", previsto para final de 2024, pretende-se contribuir com a cartografia geológica da região, disponibilizando nove mapas geológicos na escala 1:100.000 e um de integração regional na escala 1:250.000. A integração dos dados obtidos contribuirá na compreensão da evolução geológica do DC, e assim da Província Carajás. Dentre as várias questões ainda em aberto no DC, pretende-se compreender melhor o limite entre os domínios Rio Maria e Carajás e seu traçado, a influência dos eventos tectônicos registrado no Domínio Bacajá e o quanto afetaram as rochas do Domínio Carajás, qual a relação entre os gnaisses, migmatitos e granulitos do embasamento, e a correlação entre as sequências vulcanossedimentares e seu ambiente de geração, em parte associado com o magmatismo máfico-ultramáfico, e a granitogênese neoarqueana.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Costa, U.A.P., Paula, R.R., Silva, D.P.B., Barbosa, J.P.O., Silva, C.M.G., Tavares, F.M., Oliveira, J.K.M., Justo, A.P. 2016. Programa Geologia do Brasil. Mapa de Integração Geológico-Geofísica da ARIM Carajás, Escala 1:250.000. CPRM, Estado do Pará.

DOCEGEO. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. Resumos... Belém: CVRD/SBG, p. 11–59. 1988.

Feio, G.R.L.; Dall'Agnol, R.; Dantas, E.L.; Macambira, M.J.B.; Santos, J.O.S.; Althoff, F.J.; Soares, J.E.B. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. Precambrian Research, n. 227, p. 157-186, 2013.

Ferreira Filho, C.F., Cançado, F., Correa, C., Macambira, E.M.B., Siepierski, L., Brod, T.C.J., 2007. Mineralizações estratiformes de EGP-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. Contribuições à Geologia da Amazônia, vol. 5 (2007), pp. 01-14.

Fraga L.M., Silva C.M.G., Silva D.P.B., Corrêa L.W.C., da Silva L.C., Costa U.A.P., Barbosa J.S.P.O., de Paula, R.R. 2020. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Setor Aquiri - ARIM Carajás. Estado do Pará. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Belém, 1 mapa colorido. Escala 1:50.000.

Justo, A. P.; Lopes, E.C. Programa Geologia do Brasil - PGB - Serra dos Carajás - SB.22-Z-A-II Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000, 2014.

Machado, N., Lindenmayer, D.H., Krough, T.E., Lindenmayer, Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archeanmagmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. Precamb. Res.49:329-354.

Marangoanha, B., Oliveira, D.C., Dall'Agnol, R. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization, Lithos, Volumes 350–351, 2019. Article 105275.

Marangoanha, B., Oliveira, D.C., Oliveira, V.E.S., Galarza, M.A., Lamarão, C.N. Neoarchean A-type granitoids from Carajás province (Brazil): New insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. Precambrian Research, 324, p. 86–108. 2019b.

Medeiros, V. C.; Rosa-Costa, L. T. (Orgs.). Guia de procedimentos técnicos: volume 1 - cartografia geológica. Brasília: CPRM, 2020. 170 p.

Oliveira, J.K.M. Programa Geologia do Brasil - PGB – Caldeirão - SB.22-X-C-V Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000, 2018.

Salgado, S.S., Caxito, F.A., Figueiredo e Silva, R.C., Lana, C. 2019 a. Provenance of the Buritirama Formation reveals the Paleoproterozoic assembly of the Bacajá and Carajás blocks (Amazon Craton) and the chronocorrelation of Mn-deposits in the Transamazonian/Birimian system of northern Brazil/ West Africa. Journal of South American Earth Sciences, 96, 102364

Silva, L.R.; Oliveira, D.C.; Santos, M.N.S. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilandia do Norte, Carajás province (Brazil). Journal of South American Earth Sciences 82 (2018) 33-61

Tavares, F. M.; Silva, C. M. G. Programa Geologia do Brasil – PGB, Serra Pelada - SB.22-X-C-VI, Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2013, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000, 2013.

Tavares, F.M. Programa Geologia do Brasil - PGB – Rio Verde - SB.22-Z-A-III Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000, 2014.

Tavares, F.M., Oliveira, J.K.M., Lima, R.B. (Orgs). 2021. Áreas de relevante interesse mineral - Província Mineral de Carajá, PA: controles críticos das mineralizações de cobre e ouro do lineamento do Cinzento – Belém: CPRM, 2021. Informe de Recursos Minerais, Série Províncias Minerais do Brasil, n. 33. 154p.

Vasquez, M.L., Rosa-Costa L.T. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 328 p.

PETROGRAFIA DO MAGMATISMO NA BORDA SUL DA BACIA SEDIMENTAR DO AMAZONAS NOS MUNICÍPIOS DE RURÓPOLIS E PLACAS - PA

Cintria Neves Nunes[1]; Auriane Cardoso Pimentel[2]; Fabriciana Vieira Guimarães[3]

Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA[1]; Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA[2]; Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA[3]

cintria.neves@gmail.com; auriane_cardoso@hotmail.com; frabriciana.guimaraes@ufopa.edu.br

RESUMO

O magmatismo básico aflorante entre os municípios de Rurópolis e Placas está inserido no contexto geológico da Bacia do Amazonas, intrusivo sob forma de soleira nas rochas sedimentares das formações Monte Alegre, Nova Olinda e Itaituba. Este magmatismo é representado pelas rochas do Diabásio Penatecaua. Em virtude da quantidade restrita de estudos em rochas do magmatismo Mesozoico da Bacia do Amazonas, o presente trabalho buscou. A metodologia fundamentou-se em quatro etapas: (1) revisão bibliográfica; (2) mapeamento geológico e (3) estudo petrográfico macroscópico e microscópico. A soleira mapeada é composta por rochas faneríticas, com textura ofítica e subofítica, com granulação fina a média, apresentando cor cinza escuro, isotrópica, com índice de cor melanocrática, onde a porcentagem de máficos varia de 65% a 90%. A composição mineralógica é composta principalmente por clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásios, quartzo, apatita e minerais opacos. Ocorre alterações em alguns minerais gerados pelo hidrotermalismo, como é o caso das olivinas que se transformaram para iddingsita, nos plagioclásios desenvolve a saussuritização, nos piroxênios ocorre cloritização e uralitização. Deste modo, as feições de campo e a petrografia demostram que as rochas diabásicas estão relacionadas ao magmatismo Penatecaua e permitem identificar a complexidade do magmatismo, representando desse modo, uma contribuição na compreensão aos processos da evolução do magmatismo máfico desta região. As particularidades evidenciadas sugerem que este corpo se relaciona aos fenômenos tectônicos ligados a abertura do Oceano Atlântico Norte. No entanto, sugere-se a realização de análises geoquímica e geocronológica para a comprovação desta hipótese.

PALAVRAS-CHAVE: Magmatismo; Diabásio; Bacia Sedimentar do Amazonas; Penatecaua.

INTRODUÇÃO

Durante o Triássico e o Cretáceo a bacia sedimentar do Amazonas recebeu grandes volumes e extensões de magmas básicos, estes eventos magmáticos estão associados ao desenvolvimento do Oceano Atlântico Equatorial Durante a ruptura da Pangea e consequente separação da América do Sul da África. O magmatismo está representado na Bacia do Amazonas na forma de intrusões, diques e soleiras, as quais estão inseridas em rochas sedimentares Paleozóicas. Os afloramentos das intrusões básicas mais relevantes encontram-se próximas aos municípios de Altamira, Monte Alegre, Medicilândia, Placas e Rurópolis (COSTA *et al.,* 2012).

O diabásio apresenta granulação variada, textura subofítica, por vezes micrográfica, com porcentagem de intercrescimento de quartzo em feldspato alcalino atingindo até 35%, podendo ser classificada, neste caso, como granodiorítica. Os minerais que compõem a rocha são o plagioclásio 40-65% An, piroxênio, possivelmente da série augia-pigeonita, anfibolitos, intercrescimento de quartzo-feldspato, minerais opacos, apatita, sericita, saussurita, biotita e argilominerias. Por meio das características micro e macroscópica, a formação das rochas é referente a intrusões hipabissais espessas, com cristalização lenta, com resíduo final ácido e intensa hidratação dos minerais anidros (ISSLER *et al.,* 1974).

O enfoque deste trabalho é a interpretação petrográfica e mineralógica de novos corpos encontrados na Bacia sedimentar do Amazonas. Neste contexto, este trabalho justifica-se com o intuito de fazer a caracterização geológica e petrográfica das rochas de caráter básico para maior entendimento sobre o magmatismo básico da bacia Amazônica.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos metodológicos envolveram fundamentalmente a pesquisa bibliográfica, em seguida no trabalho de campo foram coletadas amostras em torno da cidade de Rurópolis e Placas, dos quais foram confeccionadas 5 lâminas petrográficas. Complementou-se com aproximadamente 2.000 pontos por lâminas, a fim de identificar os principais minerais, relações texturais, intercrescimentos, procurando esclarecer a história de cristalizaçao, transformações metamórficas e/ou hidrotermais que afetam rochas gabróicas. Classificados com base nas recomendações da Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígenas da IUGS (LE MAITRE *et al*., 1989).

RESULTADOS

Macroscopicamente as amostras são de coloração cinza escura, com granulação fina a média, com alta quantidade de minerais ferrognaesianos, com M' variando de 65-90%, sendo classificada como melanocrática. São rochas faneríticas finas que variam de equigranular a inequigranular, com aspecto isotrópico.

A partir na análise macroscópica e do conteúdo mineralógico modal dessas rochas, foram definidos como sendo Gabróicas (Figura 1A). Apresentam textura predominantemente intergranular e subofítica. A matriz principal é composta por minerais essenciais como o plagioclásio, piroxênio, olivina, quartzo e minerais opacos, e minerais acessórios sendo iddingsita, serpentina, biotita, clorita, apatita, epidoto e flogopita.

Os cristais de plagioclásio foram classificados sendo de dois tipos, Plg_1 *e* Plg_2. .O Plg_1 são subédricos a anédricos, com tamanhos entre 1 mm a 2 mm, apresentam contornos irregulares, com quantidade menor de contatos regulares, além de seções alongadas. Formam-se justamente com os cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio textura intergranular e subofítica (Figura 1C). Por vezes desenvolve intercrescimento vermiculares de *quatzo* em textura mimerquítica. Eventualmente aparecem cristais de plagioclásio com bordas e os núcleos corroídos, que podem ser atribuídos a saussuritização. Os Plg_2 apresentam granulação fina de 0,7 a 0,2 mm, com cristais anédricos e subédricos, em forma de palhetas/ripas, com contanto regular e reto geralmente

entre si e com cristais de piroxênio. Suas alterações são similares ao Plg_1, no entanto, menos intensas. Ambos plagioclásio apresentam maclamento do tipo *Carlsbad*. O *Clinopiroxênio (Cpx)* são cristais inequigranulares, anédricos e subédricos, de tamanho entre 1 a 6 mm. Seus contatos são predominantemente irrgulares, e apresentando contato retilíneo a subretilíneo com as ripas de Plg_1. . Encontram-se pouco a muito alteradas a muito alteradas, os principais indicadores são de cloritização e com características de uralitização (*Urt*). Nos cristais de *Ortopiroxênio (Opx),* aparecem faces subédricas e há substituição parcial em meio à flogopita. A *Olivina (Ol)* os poucos cristais de olivinas encontrados nas lâminas possuem forma euédrica com dimensão 1,5 m. Neste mineral o material iddingsita (~2 mm) atua como pseudomorfos devido a hidratação do magma, pois altera parcial e totalmente o mineral primário. O Minerais *Opacos* (*Opx*) são anédrocos grandes com cerca de (<1 a 4 mm), associados principalmente aos piroxênios e plagioclásio (Plg_1 *e* Plg_2) que os bordejam. seus contatos são ondulantes com os piroxênios e por vezes inclusos em plagioclásio. Os minerais opacos menores de 1 mm, apresentam-se formas subédrico, os maiores de tamanho 8 mm possuem textura de crescimento de formato esqueletal e estes aparecem inclusos ou associados aos minerais ferromagnesianos como olivinas e piroxênios.

O Quartzo(Qz) dentre as características como hábito tamanho, forma e como está associado com outros minerais, identificar dois tipos de gerações texturais, sendo o Qz_1 e Qz_2. O Qtz_1 encontra-se de forma subédrica a anédrica, com granulação fina de 1 a 2 mm, com contatos retilíneos com cristais.

Ao analisar os minerais secundários foi possível identificar *Biotita (Bt)* ocorre como cristais equigranulares finos variando entre 1,0 e 0,1 mm, de maneira geral são euédrico, com contato regular reto entre os demais minerais. Apresentam clivagem basal perfeita em uma direção e pleocroísmo forte variando nas cores amarelo-pálido e marrom-castanho (Figura 1B). A *Clorita (Cl*) apresenta cristais finos 0,5 a 0,1 mm, exibem pleocroísmo de cores variando entre verde oliva e verde amarelado, possui ocorrência localizada, sendo um mineral produto de alteração a partir de um núcleo cristalino de piroxênio alterando para clorita em formato radial. É possível observar de maneira escassa minerais de clorita que se apresentam de forma de escamas nas bordas do Plg_1. O *Quartzo secundário*(Qz_2) encontra-se na amostra na forma de intercrescimentos micrográfico em feldspato alcalino. O feldspato alcalino ocorre exclusivamente como componente do intercrescimento micrográfico. A *Apatita (Ap*) ocorre como cristais euédricos a subédricos finos (~0,45mm), exibem formas prismática. Geralmente aparecem inclusos em outros principalmente no Plg_1 e piroxênios. Possui relevo alto, com cor de interferência cinza de 1° ordem 34. Os *Epídotos* são cristais anédricos finos (~0.05mm), normalmente inclusos nos cristais de Plg_1.

A partir dos aspectos dos minerais observa-se as alterações em alguns minerais gerados pelo hidrotermalismo, como é o caso dos comumente encontrados olivinas que se transformaram para iddingsita (Figura 1D), $MgO{\cdot}Fe_2O_3{\cdot}3SiO_2{\cdot}4H_2O$, ou seja, é um mineral amorfo que se forma em ambiente oxidante sob baixa pressão e temperatura intermediária com presença de água líquida (STREKEISEN, 2016). Gill (2014) nos auxilia que em episódios hidrotermais considerados breves ou de temperaturas baixas a alteração é interrompida de forma rápida, identificada por fraturas nas olivinas visíveis como pseudomorfo da serpentina e da iddingsita, e bem evidente nos minerais radiados como as cloritas e minerais opacos esqueletais. Nos

plagioclásios desenvolve a saussuritização, nos piroxênios ocorre cloritização (Figura1E e 1F) e uralitização.

Percebe-se que os cristais do Gabro possuem menor índice de alteração mineralógico, preservando cristais da fase magmática, podemos assim dizer que essas rochas testariam no fundo da câmara magmatica. Nesse ambiete de formação o posicionamento mais inferior dos Gabronoritos permite uma alteração mineralógica mais intensa. Ocorre assim um indicativo do processo de geração por diferenciação magmática ocorrido no corpo plutônico.

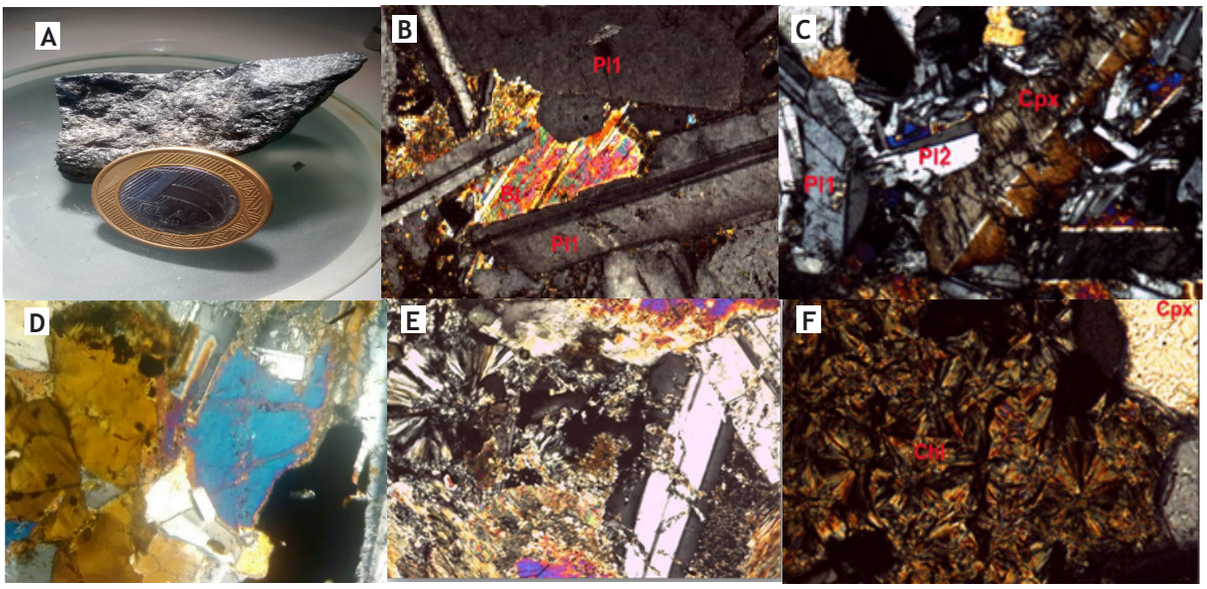


Figura 1. (A) Amostra macroscópica de coloração cinza escura. (B) Cristal de biotita rodeado por Plg_1 (C) Clinopiroxênio uralitizados. (D) substituição parcial e total da olivina pelo composto iddingsita; (E) textura de cloritização em formato radial e penetrando em fissuras de Pl_1. (F) Textura de cloritização em formato radial.

DISCUSSÕES

Nesta região o corpo é formado por rocha melanocráticas de coloração cinza escura e textura variando de equigranular a inequigranular, com granulação fina a média. São constituídos basicamente por olivina, plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita e minerais opacos, além de apatita, epidoto, clorita. Nas diversas mudança texturais e mineralógica podemos aferir que essas rochas passaram por processos de alteração hidrotermal tardi a pós magmático, pois, percebe-se a alteração da mineralogia primária, a partir da interação com fluidos adjuntos de gases e ambiente oxigenado. A substituição mineralógica associada a saussuritização do plagioclásio, a cloritização e uralitização do piroxênio, a serpentinização e substituição por iddingsita da olivina preserva a textura original da rocha.

CONCLUSÕES

O estudo petrográfico mostrou que as rochas máficas encontradas nos municípios de Ruró-polis e Placas apresentam composição essencialmente gabróica, de forma geral as caracterís-ticas encontradas nas rochas remetem que o magma se encontra em ambiente de resfriamento

de natureza plutônica com alteração hidrotermal. Assemelha-se a outras intrusões de unidades sedimentares da borda sul dessa bacia. De acordo com a os nomes fundamentados na nomenclatura definida pela IUGS baseada nas análises modais quantitativas determinando para a amostra como Gabro e Gabronoritos. Este estudo mostra que existe correlação dessas rochas com o Magmatismo Penatecaua. Tem-se a necessidade de fazer análises geoquímica para a comprovação dessa hipótese, além da compreensão mais profunda sobre a origem da dinâmica crustal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Costa, Juliana. Evolução petrológica, geoquímica e isotópica do diabásio Penatecaua na região de Medicilândia, PA. Dissertação (Mestrado)-Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Curitiba, 103pp, p13 – 107. 2012.

Le Maitre, R.W.; Bateman, P.; Dudex, A.; Keller, J.; Lameyre, J.; Le Bassabine, P. A; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Woolwy, R.A.; Zannettin, B.. *Igneus rocks*. *A classification and glossary of termes*. Cambridge, Cambridge University Press. 236p, 2002.

Issler R.S., Andrade A.R.F., Montalvão R.M.G., Silva G.G., Lima M.I.C. 1974. Geologia da folha S.A.22. Belém, Brasil. In: Departamento Nacional de Produção Mineral, Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, DNPM.

Streickeisen, A., 2016 Disponível em http://www.alexstrekeisen.it/english/meta/olivine.php. Acesso em: 18 jun. 2016.

PRODUTOS E AVANÇOS NA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA (1:100.000) DA PROVÍNCIA MINERAL JURUENA-TELES PIRES, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, NORTE DO ESTADO DE MATO GROSSO

Cleber Ladeira Alves[1]; Francisco Sene Rios[1]; Paulo Fernando Villas-Boas Meneghini[1]; Danilo Barbosa Vieira Fuentes[1]; Debora Regina Vieira dos Santos[1]

[1] Serviço Geológico do Brasil - SGB/CPRM

cleber.alves@sgb.gov.br; francisco.rios@sgb.gov.br; paulo.meneghini@sgb.gov.br; danilo.fuentes@sgb.gov.br; debora.santos@sgb.gov.br

RESUMO

O Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM executou, através do projeto "Geologia e Potencial Mineral da Província Rondônia-Juruena - Subárea União do Norte", o mapeamento geológico sistemático de 5 folhas na escala 1:100.000, inseridas no contexto geotectônico da porção sul do Cráton Amazônico. A área do projeto situa-se na porção leste da Província Mineral Juruena-Teles Pires, terreno caracterizado pela ocorrência de jazimentos auríferos (garimpos, depósitos, pequenas minas), além de depósitos de cobre e ocorrências de prata, chumbo e zinco. Neste contexto, este trabalho se propõe a apresentar, de forma sucinta, os principais produtos cartográficos e avanços no entendimento geológico-estratigráfico desta importante província mineral do Brasil. Dentre os produtos cartográficos, destacam-se a elaboração de cinco mapas geológicos na escala 1:100.000 e um mapa geológico integrado destas cinco folhas, disponibilizado na escala 1:250.000. Os estudos realizados durante o mapeamento geológico, dentre eles a petrografia, litoquímica e geocronologia, permitiram a individualização de 33 unidades litoestratigráficas, hierarquizadas e contextualizadas em ambientes geotectônicos distintos. Seis novos dados geocronológicos U-Pb foram obtidos e novas ocorrências de cobre, tungstênio e molibdênio foram identificadas.

PALAVRAS-CHAVE: Juruena-Teles Pires; Rondônia-Juruena; União do Norte.

INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta os principais avanços e produtos cartográficos obtidos através do mapeamento geológico sistemático na escala 1:100.000 realizado na região norte do estado de Mato Grosso (Figura 1), através do projeto "Geologia e Potencial Mineral da Província Rondônia-Juruena - Subárea União do Norte", que está em execução pelo Serviço Geológico do Brasil - SGB/CPRM, por meio da Superintendência Regional de Goiânia (SUREG-GO). A área do projeto está inserida no contexto geotectônico da porção sul do Cráton Amazônico e envolve principalmente associações de rochas ortognaissicas migmatíticas, metagranitoides, rochas vulcanossedimentares e plutono-vulcânicas geradas em ambiete de arco magmático e pós-orogênico, de idade orosiriana-estateriana pertencentes à Província Mineral Juruena-Teles Pires, a qual engloba grande quantidade de jazimentos (garimpos, depósitos, pequenas minas)

de ouro e prata, além de depósitos de cobre, e ocorrências de chumbo e zinco. Dentro do escopo do projeto "Geologia e Potencial Mineral da Província Rondônia-Juruena - Subárea União do Norte", o objetivo principal deste trabalho é apresentar os produtos e avanços no mapeamento geológico e levantamento do potencial mineral de cinco folhas na escala 1:100.000 (Figura 2): Vila Guarita (SC.21-Z-B-I), Agropecuária Cachimbo (SC.21-Z-B-II), Fazenda São Luiz (SC.21-Z-B-III), Arroio Iporá (SC.21-Z-B-V) e Fazenda Flor da Mata (SC.21-Z-B-VI), compondo uma área total de 15.000 km^2.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos adotados durante a execução do mapeamento seguiram as instruções do Guia de Procedimentos Técnicos do Serviço Geológico do Brasil - SGB/CPRM (Medeiros e Rosa-Costa, 2020). As análises laboratoriais incluem a descrição de lâminas delgadas que foram realizadas na Superintendência Regional de Goiânia (CPRM). As análises químicas de rocha foram realizadas no Laboratório da GEOSOL pelos métodos de fluorescência de raios-x (elementos maiores) e ICP-MS e ICP-OES (elementos traços). As análises isotópicas U-Pb em zircão foram realizadas no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília - UnB, utilizando o equipamento LAM-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) acoplado ao Nd-YAG (λ=213nm) Laser Ablation System (New Wave Research, USA).

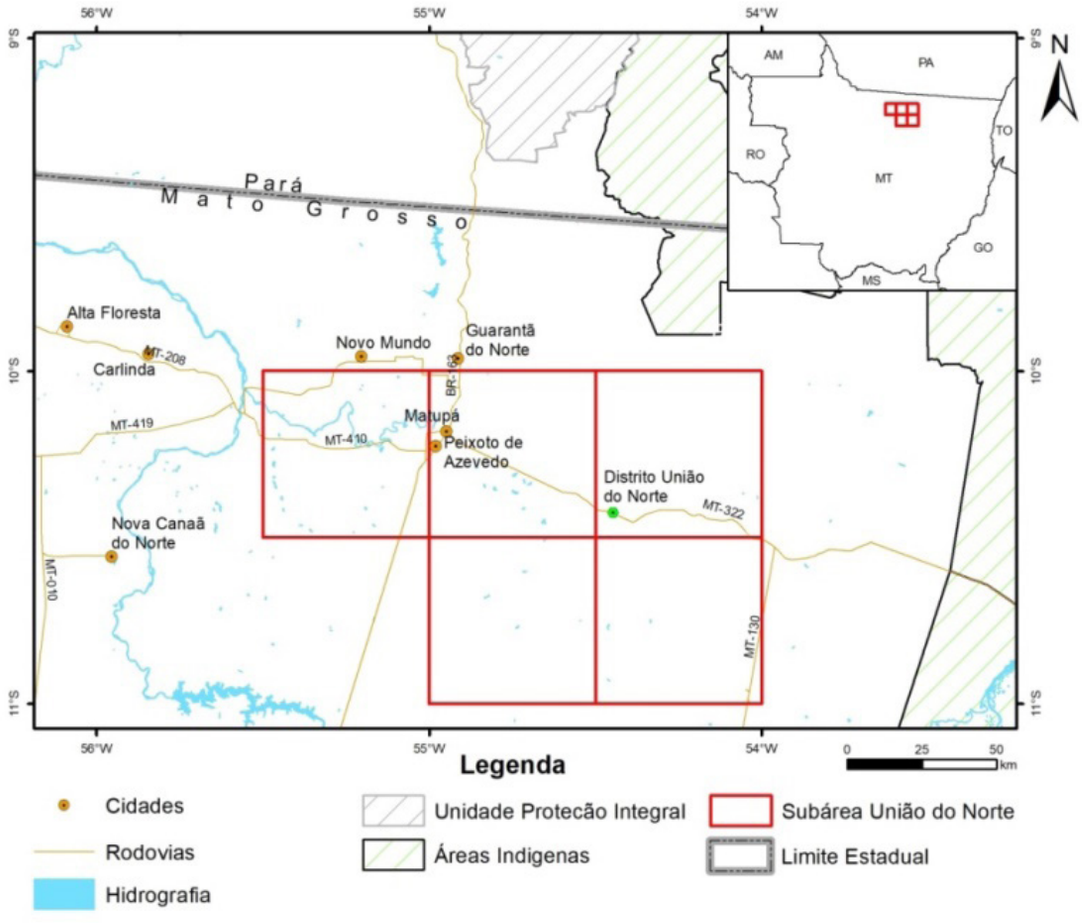


Figura 1. Mapa de localização da área mapeada, foco deste trabalho.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Como resultados principais obtidos e disponibilizados na forma de produtos cartográficos destacam-se:

- Mapa geológico e de recursos minerais na escala 1:100.000 das folhas: Vila Guarita (SC.21-Z-B-I), Agropecuária Cachimbo (SC.21-Z-B-II), Fazenda São Luiz (SC.21-Z-B-III), Arroio Iporá (SC.21-Z-B-V) e Fazenda Flor da Mata (SC.21-Z-B-VI);
- Mapa geológico e de recursos minerais integrado das cinco folhas, disponibilizado na escala 1:250.000 (Figura 2).

No que diz respeito ao avanço na cartografia geológica, estratigrafia e recursos minerais da região, os principais resultados foram:

- Caracterização e hierarquização de 33 unidades litoestratigráficas (Figura 3);
- Compartimentação geotectônica dos eventos magmáticos orosirianos-estaterianos (Figura 3) da região, adaptada a partir do modelo de Alves *et al*. (2019, 2020):
  - Restos de embasamento Arqueano (2,8 Ga);
  - Magmatismo de arco pertencente ao Arco Magmático Cuiú-Cuiú (2050-1950 Ma);
  - Magmatismo pós-orogênico (1900-1850 Ma);
  - Plutono-vulcanismo dominantemente ácido intracontinental, com rochas básicas e sedimentares vulcanogênicas associadas (1820-1750 Ma);
- Individualização das rochas vulcanossedimentares da Formação Jarinã (1990-1980 Ma) na região de União do Norte, considerada como pertencente ao Arco Magmático Cuiú-Cuiú (2050-1950 Ma), e hospedeira do depósito de Cu do Jaca;
- Individualização de amplo domínio de metagranitoides com assinatura de arco magmático de composição predominantemente granodiorítica pertencentes à Suíte Pé Quente (2000-1970 Ma);
- Individualização de diversos *stocks* e diques de gabro e diabásio associados à Suíte Intrusiva Flor da Serra (1880-1860 Ma), associados ao magmatismo pós-orogênico;
- Identificação de magmatismo intraplaca de 1522 Ma (Monzonito Marcelândia) ainda inédito desta região, intrusivo em granitos da Suíte Intrusiva Teles Pires (1790-1750 Ma).
- Identificação de novas ocorrências minerais (incluindo Cu, Mo e W);
- Realização de seis novas datações geocronológicas U-Pb, cujos resultados estão em análise.

CONCLUSÕES

O mapeamento geológico realizado permitiu um avanço significativo no entendimento geológico-estratigráfico desta porção sul do Cráton Amazônico e resultou na elaboração e disponibilização de cinco mapas geológicos na escala 1:100.000 e um mapa geológico integrado na escala 1:250.000. O trabalho resultou ainda na cartografia e hierarquização de 33 unidades litoestratigráficas. Os eventos magmáticos foram compartimentados em: 1) Magmatismo de Arco - Arco Magmático Cuiú-Cuiú; 2) Magmatismo pós-orogênico, e 3) Plutono-vulcanismo intracontinental. Caracterização das rochas vulcanossedimentares da Formação Jarinã (1990-1980 Ma) na região de União do Norte como parte do magmatismo do Arco Magmático Cuiú-Cuiú e uma das encaixantes do depósito de cobre do Jaca. Caracterização de metagranitoides com assinatura de arco magmático de composição predominantemente granodiorítica pertencentes à Suíte Pé Quente (2000-1970 Ma), além da identificação de novas ocorrências minerais de Mo, W e Cu.

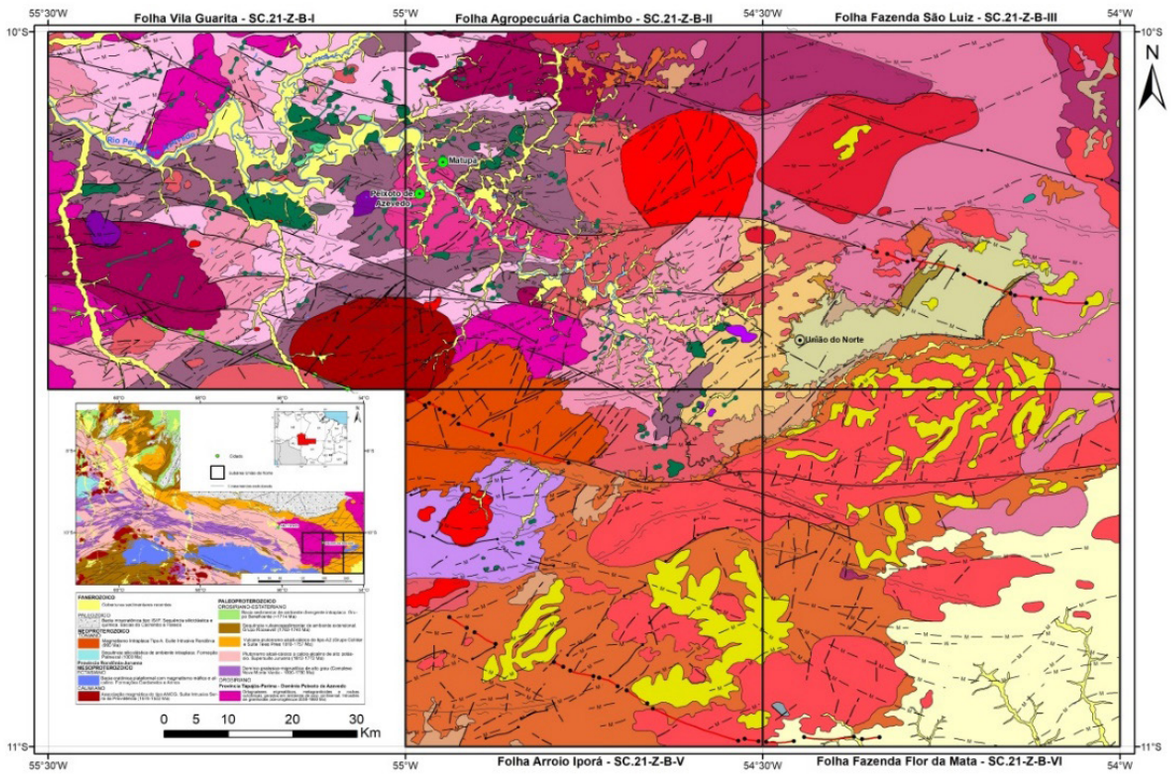


Figura 2. Mapa geológico integrado das 5 folhas 1:100.000 mapeadas no projeto "Geologia e Potencial Mineral da Província Rondônia-Juruena - Subárea União do Norte".

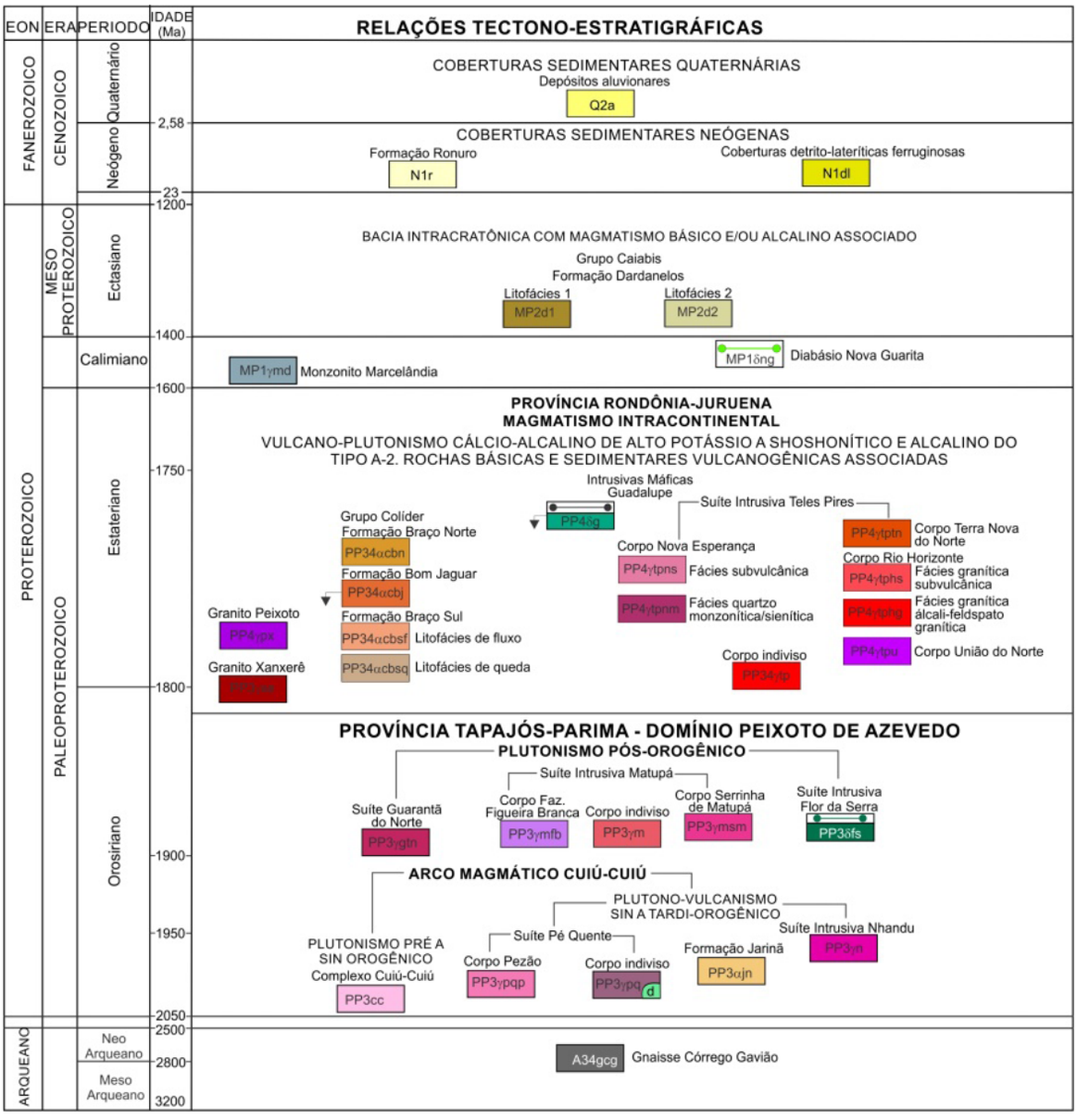


Figura 3. Quadro tectono-estratigráfico do mapa geológico integrado da figura 2.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alves, C.L.; Rizzotto, G.J.; Rios, F.S.; Gonçalves, G.F. 2019. Áreas de Relevante Interesse Mineral—Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires. Informe de Recursos Minerais, Série Províncias Minerais do Brasil, No 22, 1st ed.; Alves, C.L., Rizzoto, G.J., Rios, F.S., Gonçalves, G.F., Eds.; CPRM-Serviço Geológico do Brasil: Goiânia, Brazil; Volume 22, ISBN 978-85-7499-547.

Alves, C.L., Rizzotto, G.J., Rios, F.S., Barros, M.A.S. 2020. The orosirian cuiú-cuiú magmatic arc in Peixoto de Azevedo domain, southern of amazonian Craton. J. S. Am. Earth Sci. 102, 102648 https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102648.

Medeiros V. C. e Rosa-Costa L. T. 2020. (org). 2020. Guia de procedimentos técnicos: volume 1 - cartografia geológica. Brasília: CPRM. 170 p.

CARACTERIZAÇÃO MINERAL E GEOTERMOBAROMETRIA DA SUÍTE SANUKITOI DE ÁGUA LIMPA, PROVÍNCIA CARAJÁS (PA)

Evandro da Costa Aleixo[1]; Bhrenno Marangoanha[1]; Aline Costa do Nascimento[1]; Davis Carvalho de Oliveira[1]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA

evandro.aleixo@ig.ufpa.br; bhrenno@ufpa.br; aline.nascimento@ig.ufpa.br; davis@ufpa.br

RESUMO

A Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico, representa um dos principais e mais antigos terrenos geológicos no mundo, e sua formação envolve diversos episódios de magmatismo, metamorfismo e deformação, refletindo, assim, um amplo espectro de condições de pressão e temperatura submetidas em sua evolução. Dessa forma, estudos de caracterização mineral e geotermobarometria por meio de análises de microssonda eletrônica, aplicados às rochas da Suíte Sanukitoide Água Limpa, localizadas na porção oeste-central dessa província, mostram que o plagioclásio dessa unidade tem composição bastante homogênea, sendo classificado predominantemente como oligoclásio; a biotita tem composição predominantemente magnesiana;e o anfibólio é caracterizado como hornblen da magnesiana, actinolitaehastingsita magnesiana. A química mineral do epidoto e da titanita apontam origem magmática para esses minerais. Os dados de geotermômetros mostraram que as temperaturas mais elevadas, entre 971 e 833°C, estão de acordo com aquelas da temperaturado *liquidus* paraas rochas sanukitoides, enquanto os valores inferiore spodem estar relacionados ao reequilíbrio próxima a temperatura do *solidus*. Quanto à geobarometria, foram estimadas pressões mais elevadas, entre 600 e 310 MPa, que estariam relacionadas ao estágio de cristalização dos sanukitoides, sendo que as pressões inferiores, que alcançam valores mínimos de até 38 MPa, seriam aquelas também ligadas ao reequilíbrio mineral.

PALAVRAS-CHAVE: Sanukitoides; Química Mineral; Geotermobarometria; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

Muitos minerais apresentam variações composicionais caracterizadas como soluções sólidas. Quando em coexistência em associação mineral, suas composições químicas são relacionadas e dependentes das variações de temperatura (T) e pressão (P). Nesse contexto, a aplicação de geotermômetros e geobarômetros com base no equilíbrio químico entre determinadas associações minerais se torna uma ferramenta de grande utilidade para estimativa das condições de cristalização e/ou metamorfismo a qual determinado corpo geológico foi submetido. Os resultados de T e P obtidos pelos diversos métodos disponíveis permitem interpretações geológicas que refletem as condições geotectônicas de determinado segmento crustal.

A Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico, representa um dos principais e mais antigos terrenos geológicos no mundo, e sua formação envolve diversos episódios de magmatismo, metamorfismo e de formação, refletindo, assim, um amplo espectro de condições de P e T submetidas em sua evolução (Dall'Agnol *et al*., 2013). Nessa província, os dados obtidos pelo método de geotermobarometria ainda são escassos, estando restritos às rochas de caráter básico (Marangoanha *et al*., 2014) e a um grupo de granitoides neoarqueanos (Dall'Agnol *et al*., 2017).

Dessa forma, o presente trabalho abordará a caracterização mineral e a geotermobarometria aplicada às rochas da série sanukitoide na Província Carajás, nas proximidades do município de Água Azul do Norte (PA). Isso permitirá um melhor entendimento a respeito das condições de pressão e temperatura aos quais os magmas formadores dessas rochas foram submetidos durante sua formação/cristalização.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a caracterização química dos minerais, foi utilizada a microssonda eletrônica modelo JEOL JXA-8230, com canhão eletrônico suportado por *Field Emission* (FE), que permite alta resolução espacial, provida com cinco espectrômetros WDS (*WavelengthDispersive Spectroscopy*) e um espectrômetro EDS (*Energy Dispersive Spectroscopy*), localizado no Laboratório de Microssonda Eletrônica da Universidade de Brasília (LASON/UnB), sendo analisadas 8 seções polidas. As condições analíticas da microssonda eletrônicasão:voltagem deaceleraçãode15kV, correntede20nA, feixe deelétrons de5µm de diâmetro e distância de trabalho de 11 mm. Os padrões utilizados para calibração são microclínio (Al, Si e K), albita (Na), forsterita (Mg), andradita (Ca e Fe), vanadinita (V e Cl), topázio (F) e pirofanita (Ti e Mn).

A etapa de tratamento dos dados de química mineral incluiu o recálculo das fórmulas estruturais dos principais silicatos (feldspatos, biotita e anfibólio) dos litotipos estudados, a partir das análises quantitativas (WDS) obtidas via microssonda eletrônica. Afórmula estrutural dos anfibólios foi calculada segundo as novas recomendações da IMA (Hawthorne *etal*., 2012). Contudo, calculou-se a partição Fe^{2+}/Fe^{3+}pelo método de Schumacher (1997), adotando-se as estimativas máximas de Fe^{3+}(Gualda e Vlach, 2005). Para a biotita, a fórmula estrutural foi computada na base de 22 oxigênios, assumindo-se todo ferro presente como Fe^{2+}(Dymek, 1983). Nos feldspatos, as proporções catiônicas foram calculadas na base de 32 oxigênios, considerando $Fe_{total} = Fe^{3+}$(Deer *et al*., 2013).

Os cálculos termobarométricos foram efetuados apartir das composições químicas individuais dos minerais presentes nos litotipos estudados, utilizando-se de métodos e/ou calibrações dos principais geotermômetros e geobarômetros disponíveis.

RESULTADOS

Aspectospetrográficos

Segundo Gabriel e Oliveira (2014), a Suíte Sanukitoide Água Limpa é composta predominantemente por granodioritos, com ocorrências mais restritas de tonalito e monzogranito. Essas rochas apresentam textura porfirítica, compor firoclastos de feldspato sem uma matriz média

afinarica em minerais máficos (principalmente biotitaeanfibólio). As fases minerais presentes correspondem ao plagioclásio, quartzo, álcali feldspato, biotita (principal fasemáfica), anfibólio, epidoto em uscovita, sendo que os minerais acessórios primários são a allanita, zircão,apatita, titanita em inerais opacos, enquanto os secundários são clorita, sericita e carbonatos.

Caracterizaçãomineral

Após o tratamento dos dados de química mineral, utilizou-se os diagramas específicos para cada silicato, a fim de se obter a suas específicas classificações composicionais. Para o plagioclásio, foi utilizado o diagrama ternário Ab-Na-Or de Deer *et al*. (2013) (Figura 1a), sendo classificados predominantemente como oligoclásio, com exceção de uma análise de andesina, com composição variando entre An15e An34. Em relação à biotita, estas foram classificadas como Mg-Biotita, com exceção de uma análise de Fe-Biotita, de acordo com o diagrama de Deer *et al*. (2013), baseado em Fe/(Fe+Mg) versus Si (Figura 1b). Por fim, o anfibólio plotou no campo da hornblenda magnesiana, actinolita e hastingsita magnesiana, segundo a classificação de Leake *etal*. (1997), com parâmetros de Mg/(Mg+Fe^{+2}) e Si (Figuras 1c e 1d).

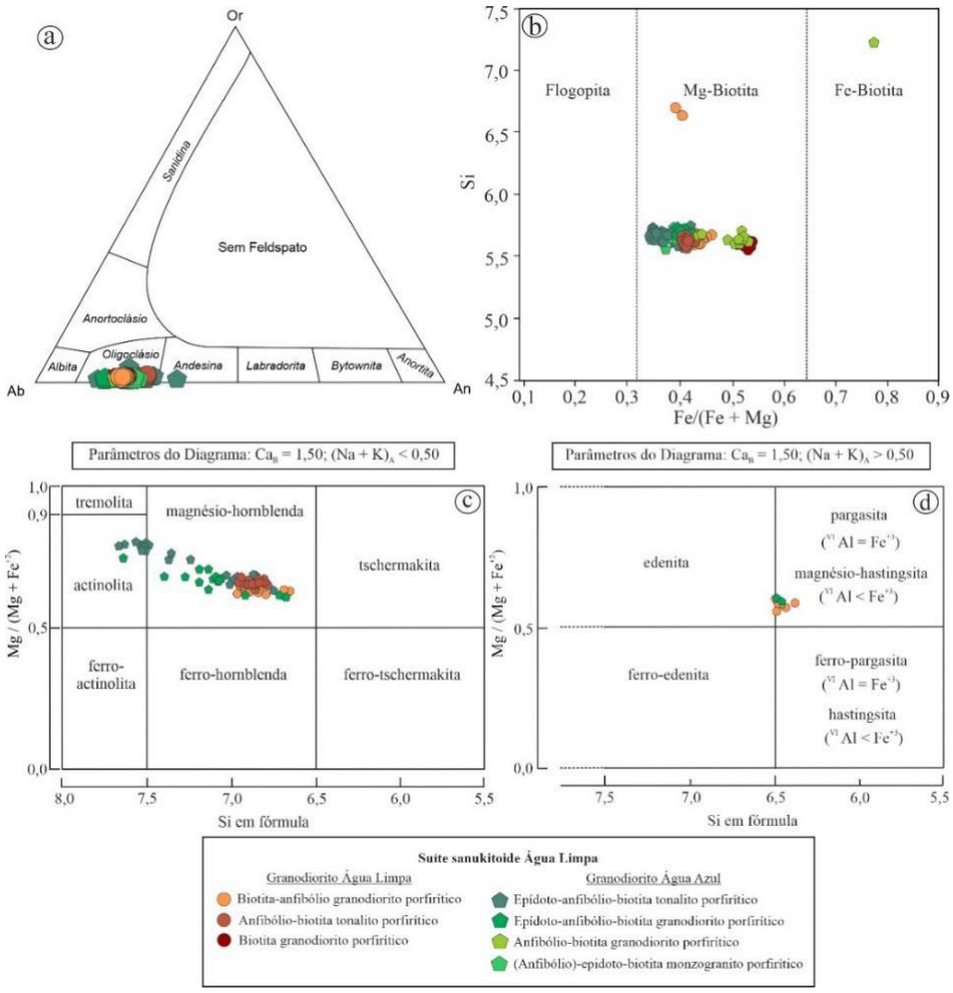


Figura1. Diagramas de classificação mineral: (a) Diagrama ternário Ab-An - Orpara a composição do plagioclásio (Deer *et al.*, 2013); (b) Diagrama binário Si versus Fe/(Fe+Mg) para a classificação da biotita (Rieder, 1998; Deer et al., 2013); (c-d) Diagramas de classificação do anfibólio Mg/(Mg+Si) versus Si em fórmula (Leake *et al.*, 1997).

Geotermobarometria

Temperatura

Para a obtenção dos valores de temperatura, foram utilizados alguns geotermômetros. O geotermômetro de Luhr *et al*. (1984) utiliza-se da calibração baseada na composição da biotita, e os valores encontrados para as rochas estudadas variam entre 971 e 833°C (Tabela1), enquanto o diagrama proposto porHenry *etal*. (2005) aponta para temperaturas menores, entre aproximadamente 710 e 430°C (Figura 2b). Além desses geotermômetros, utilizou-se também o de Ridolfi *et al*. (2010), calibrado para a composição do anfibólio, e as temperaturas alcançadas variam entre 889 e 686°C (Tabela 1).

Pressão

Para a aquisição dos valores de pressão foi utilizado o geobarômetro de Ridolfi *et al*. (2010), calibrado para a composição do anfibólio, os resultados obtidos variam de 310 a 38 MPa (Tabela 1); por outro lado, as pressões encontradas no diagrama de Anderson e Smith (1995) estão entre aproximadamente 600 e 40 MPa (Figura 2a).

Tabela1. Sumário dos parâmetros de cristalização da Suíte Sanukitoide Água Limpa.

Calibração	
Temperatura(°C)	
Luhr*etal*.(1984)– Biotita	833–971
Ridolfi*etal*.(2010)–Anfibólio	686–889
Pressão(MPa)	
Ridolfi*etal*.(2010)–Anfibólio	38–310

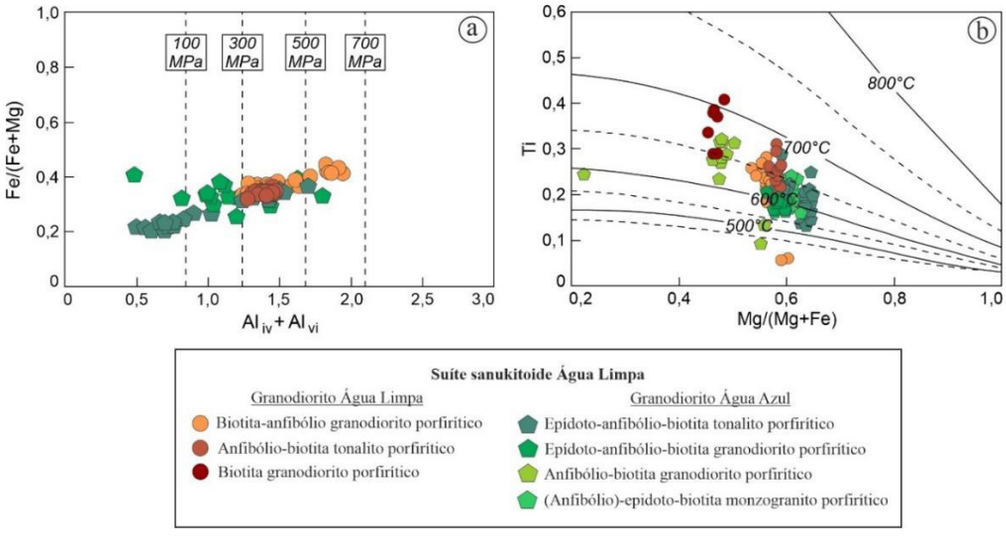


Figura 2. Diagramas de estimativas de pressão e temperatura: (a) Diagrama baseado em Fe/(Fe+Mg) versusAliv+Alviparaanfibólioscomisóbarasde Anderson eSmith(1995)baseadasemSchmidt(1992);

(b) Diagrama baseado em Tiversus Mg/(Mg+Fe) para a composição da biotita, mostrando as isotermas em°C calculadas por Henry *etal*. (2005), emq ue as curvas traceja das se referem a intervalos de 50° C.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os sanukitoides que afloram a nordeste do município de Água Azul do Norte, descritos como Suíte Sanukitoi de Água Limpa, ocorrem como dois corpos alongados na direção E-W (o granodiorito Água Limpa, a norte, e o granodiorito Água Azul, a sul) e correspondem a intrusões constituídas principalmente por granodioritos, seguido de tonalitos em onzogranitos, tendo como principais fases máficasabiotita, o anfibólio e o epidoto. Aanálise de microssonda eletrônica nos principais silicatos proporcionou a obtenção de dados de química mineral e as suas respectivas classificações. O plagioclásio mostrou-se homogêneo, sendo classificado predominantemente como oligoclásio; a biotita tem composição predominantemente magnesiana; o anfibólio é caracterizado como hornblenda magnesiana, actinolita e hastingsita magnesiana.A química mineral do epidoto e da titanita também apontaram origem magmática para esses minerais. Tais classificações estão de acordo como termo designado a essas rochas, sanukitoides, que se refere a granitoides de alto Mg. Os dados de geotermômetros mostraram que as temperaturas mais elevadas, entre 971 e 833°C, estão de acordo com aquelas da temperatura do *liquidus* para as rochas sanukitoides (Gabriel e Oliveira, 2014), enquanto os valores inferiores podem estar relacionados ao reequilíbrio próxima a temperatura do *solidus*. Quanto à geobarometria, foram estimadas pressões mais elevadas, entre 600 e 310 MPa, que estariam relacionadas ao estágio de cristalização dos sanukitoides, sendo que as pressões inferiores, que alcançam valores mínimos de até 38 MPa, seriam aquelas também ligadas ao reequilíbrio mineral.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AndersonJ.L., Smith D.R.1995. The effectsof temperature and fO2 onthe Al-in-horn blende barometer. *American Mineralogist*, **80** (5-6):549-559.

Dall'Agno lR., Oliveira D.C., Guimarães F.V.,Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás - Pará. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, **13**:1082-1085.

Dall'Agnol R., Cunha I.R.V., Guimarães F.V., Oliveira D.C., Teixeira M.F.B., Feio G.R.L., Lamarão C.N. 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoarchean ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos*, **277**:3-32.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 2013. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. *Third ed. Longmans,* 549.

Dymek R.F. 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American mineralogist*, **68 (**9-10):880-899.

Gabriel E.O., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **9:**533-564.

Gualda G.A.R., Vlach S.R.F. 2005. Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic and sodicamphiboles: acomparison of variou smethods. *Anaisda Academia Brasileira de Ciências*, **77:**521-534. Hawthorne F.C. *etal.* 2012. Nomenclature of the amphibole super group. *American Mineralogist*, **97 (**11-12): 2031-2048.

Henry D., Guidotti C., Thomson J. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism. *American Mineralogis*t, **90** (2- 3):316-328.

Leake, B. E. 1997. Nomenclature of amphiboles; reporto f the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commissionon New Mineral sand Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*., **35:**219-246.

Luhr J.F., Carmichael I.S.E., Varekamp J. 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal* Research, **23** (1-2):69-108.

MarangoanhaB.,Oliveira D.C. 2014. Diabásios e anfibolitos da área de Nova Canadá: natureza e implicações tectônicas para a Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **9:**565- 596.

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: Anoverview, newthermo barometric formulation sandapplication tosubduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **160**:45-66.

RiederM.etal.1998. Nomenclature of the micas.*Claysandclay minerals*, **46:**586-595.

Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**:304-310.

Schumacher J. C. 1997. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Can.Mineral*. **35**, 238-246.

SPINIFEX TEXTURE IN THE MESOARCHEAN KOMATIITES OF THE SAPUCAIA GREENSTONE BELT, CARAJÁS PROVINCE, BRAZIL

Felipe Grandjean da Costa[1]; Regina Celia dos Santos Silva[1]; Patrick Araújo Santos[1]; Cintia Maria Gaia da Silva[1]

[1] **Serviço Geológico do Brasil**

felipe.costa@sgb.gov.br; regina.santos@sgb.gov.br; patrick.santos@sgb.gov.br; cintia.gaia@sgb.gov.br

ABSTRACT

Spinifex-textured komatiites are mostly Archean-aged volcanic to subvolcanic rocks with high-Mg contents (>18 wt%). Komatiites are thought to represent high-degree partial melting of the mantle, a natural process in a hotter early Archean Earth. In addition, komatiites represent a very favorable rock type for mineral exploration of Ni-Cu-PGE deposits. The peculiar spinifex texture of komatiites allowed geologists to characterize these rocks in the field, even without any chemical data. The spinifex texture is formed by acicular (needle-like) mineral aggregates (mostly olivine), but because of post-magmatic metamorphism and deformation, the spinifex textures and primary minerals are rarely preserved. In this work, we present the location, field description and petrography of relict spinifex textures from metakomatiites of the ca. 3.0-2.9 Ga Sapucaia greenstone belt, Carajás Province, Brazil. In short, we expect that this report will contribute to further academic and/or exploration works in this area.

KEYWORDS: Spinifex; Komatiite; Sapucaia; Carajás.

RESULTS AND DISCUSSION

Spinifex-textured komatiites have already been described in many Mesoarchean (ca. 3.0-2.9 Ga) greenstone belts of the Carajás Province (Huh et al., 1986; Araújo & Maia, 1991; Souza *et al.,* 1996; Justo et al., 2015; Siepierski & Ferreira Filho, 2016; Silva et al., 2021). However, in the Sapucaia greenstone belt, only a few works have mentioned the exposure of spinifex-textured komatiites (Hirata *et al*., 1982; Araújo & Maia, 1991). Moreover, Sousa *et al*. (2015) presented that the metaultramafic rocks of the Sapucaia greenstone belt are geochemically similar to komatiites, but the spinifex textures were not found during their fieldwork. Therefore, we found it opportune to report our field description and location of komatiites in the Sapucaia greenstone belt.

The Sapucaia greenstone belt is located in the Carajás Province, Amazonian craton, north of Brazil (Fig. 1 A, B and C). The occurrences of komatiites are located close to the Água Azul do Norte city, in the State of Pará, and can be easily accessed by roads (Fig. 1 C). Most of the metaultramafic rocks in this region are highly foliated chlorite-serpentine schists (serpentinites) and the spinifex textures are not easily recognized (Fig. 2 A). However, by hammering some samples, relict spinifex texture may be seen along the xy foliation plane (Fig. 2 B). From this observation, we can interpret that folded spinifex texture may be seen along the xz plane (Fig. 2 C). In addition, the deformation of the platy spinifex texture tends to parallelize it to the

metamorphic foliation (Fig. 2 D). However, locally, at low-strain zones, weathering enhanced the visualization of the spinifex textures of the Sapucaia komatiites (Fig. 2 E and F). Under thin section, the spinifex texture is also evident, but the primary mineralogy (olivine, pyroxene) has been completely replaced by metamorphic minerals, such as chlorite, serpentine, talc, tremolite and actinolite (Fig. 3 A, B and C). Opaque minerals are mostly magnetite, which is a byproduct from olivine alteration to serpentine. The spinifex texture under the microscopy is characterized by alternated rich layers of chlorite + serpentine (after olivine), and tremolite-actinolite (after pyroxene) (Fig. 3 A, B and C). This mineralogy indicates recrystallization under greenschist to lower amphibolite facies metamorphism.

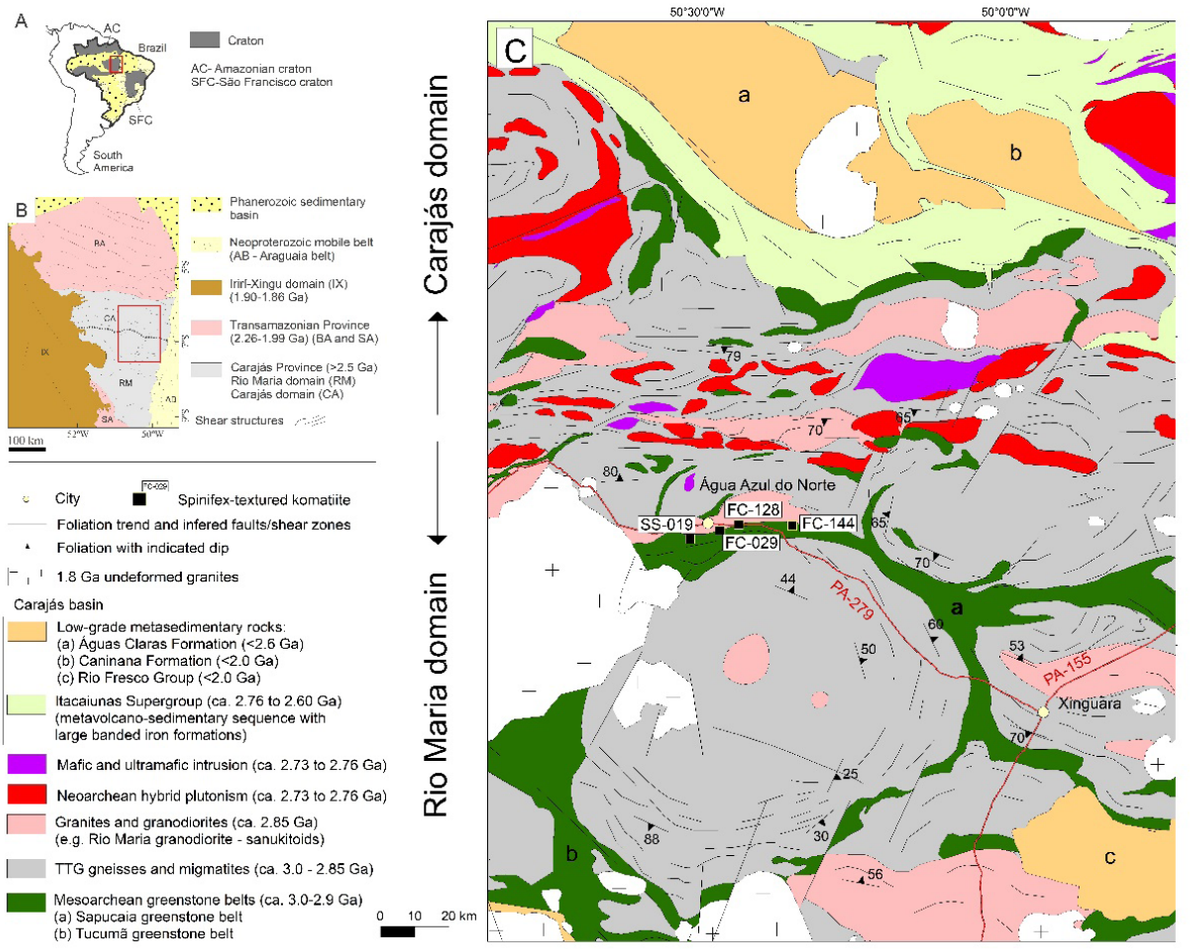


Figure 1. (A) and (B) Regional setting. BA= Bacajá and SA= Santana do Araguaia. The dashed line represents the tectonic boundary between Carajás and Rio Maria domains. (C) Simplified geological map of the Rio Maria and Carajás tectonic boundary.

The ca. 3.0 Ga Mesoarchean komatiites of the Carajás Province formed by high-degree partial melting of the mantle, which may reflect higher mantle temperature at this time. However, no komatiite is found in the younger Neoarchean volcano-sedimentary sequences of the Carajás Province (2.76-2.6 Ga Itacaiúnas supergroup) (Fig. 1). Therefore, the transition from the Mesoarchean into the Neoarchean in the Carajás Province is characterized by a change from komatiites (18 to ~25 wt%; e.g., Sousa et al., 2001) to tholeite/calc-alkaline basaltic volcanic

rocks (4 to 7 wt%; e.g., Martins et al., 2017). This change probably represents a cooling of the convecting mantle and/or thickening of the lithosphere. Mantle cooling would also promote lithosphere strengthening and a switch in structural style from dome-and-keel architecture to linear plate tectonic belts. This strongly supports that a vertical tectonic regime played a dominant role in the Mesoarchean times of the Carajás Province.

Additionally, by presenting the information on spinifex texture in the Sapucaia greenstone belt, we must emphasize the potential of komatiites to host Ni–Cu–PGE deposits (e.g., Barnes, 2006). We have worked in this region only in regional 1:100.000 geological mapping, so further detailed mapping is encouraged. The komatiites of the Carajás Province are interpreted as the lower stratigraphic unit of Mesoarchean (ca. 3.0-2.87 Ga) greenstone belts (e.g., Souza et al., 2001; Silva et al., 2021). In Brazil, in other Archean greenstone belts of similar age, komatiite-hosted Ni–Cu–PGE deposits were already discovered (e.g., Fortaleza de Minas). However, in the Carajás Province, this is still a new frontier.

REFERENCES

Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., 1991. Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 136p.

Barnes, S.J., 2006. Komatiite-hosted Nickel Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry, and Genesis. Society of Economic Geologists Special Publication, vol. 13, pp. 51-118.

Hirata, W.K., Rigon, J.C., Kadekaru, K., Cordelto, A.C., Meireles, E.M., 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: Anais Geologia da Amazônia, 1, Belém, SBG, v. 1, p. 100-110.

Huhn, S.R.B., Martins, L.P.B., Montalvão, R.M.O., 1986. Caracterizações petrográficas, texturais e estruturais dos fluxos máfico-ultramáficos do greenstone belt Seringa, sul do Estado do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, v.2, p. 648-62.

Justo, A.P., Freitas-Silva, F.H., Schorscher, J.H.D., Nascimento, J.A.S., Dantas, E.L., 2015. Derrames Komatiícos do greenstone belt a sul da Serra Sul, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. Anais do 14° Simpósio de Geologia da Amazônia. SBG, Belém, CD–rom (in Portuguese).

Martins, P.L.G., Toledo, C.L.B., Silva, A.M., Chemale Jr., F., Santos, J.O.S., Assis, L.M., 2017. Neoarchean magmatism in the southeastern Amazon Craton, Brazil: petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. Precambrian Res. 302, 340–357.

Siepierski, L., Ferreira Filho, C.F., 2016. Spinifex–textured komatiites in the south border of the Carajas ridge, Selva Greenstone belt, Carajás Province, Brazil. J. South Am. Earth Sci, 66:41–55.

Silva, R.C.S., Sabóia, A.M., Polo, H.O.P., 2021. Projeto integração geológica-geofísica-metalogenética das sequências de Greenstone Belts do Domínio Rio Maria. Novas Fronteiras Rio Maria. Belém: CPRM, Escalas 1.250.000 e 1:100.000.

Sousa, S.D., Monteiro, L.V.S., Oliveira, D.C., Silva, M.A.D., Moreto, C.P.N., Juliani, C., 2015. O Greenstone Belt Sapucaia na Região de Água Azul do Norte, Província Carajás: contexto geológico e caracterização petrográfca e geoquímica. Contribuições à Geologia da Amazônia, 9, 305-328.

Souza, Z.S., Potrel, A., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall'agno L,R., Oliveira, C.G., 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonia Craton. Precam. Res., 109, 293-315.

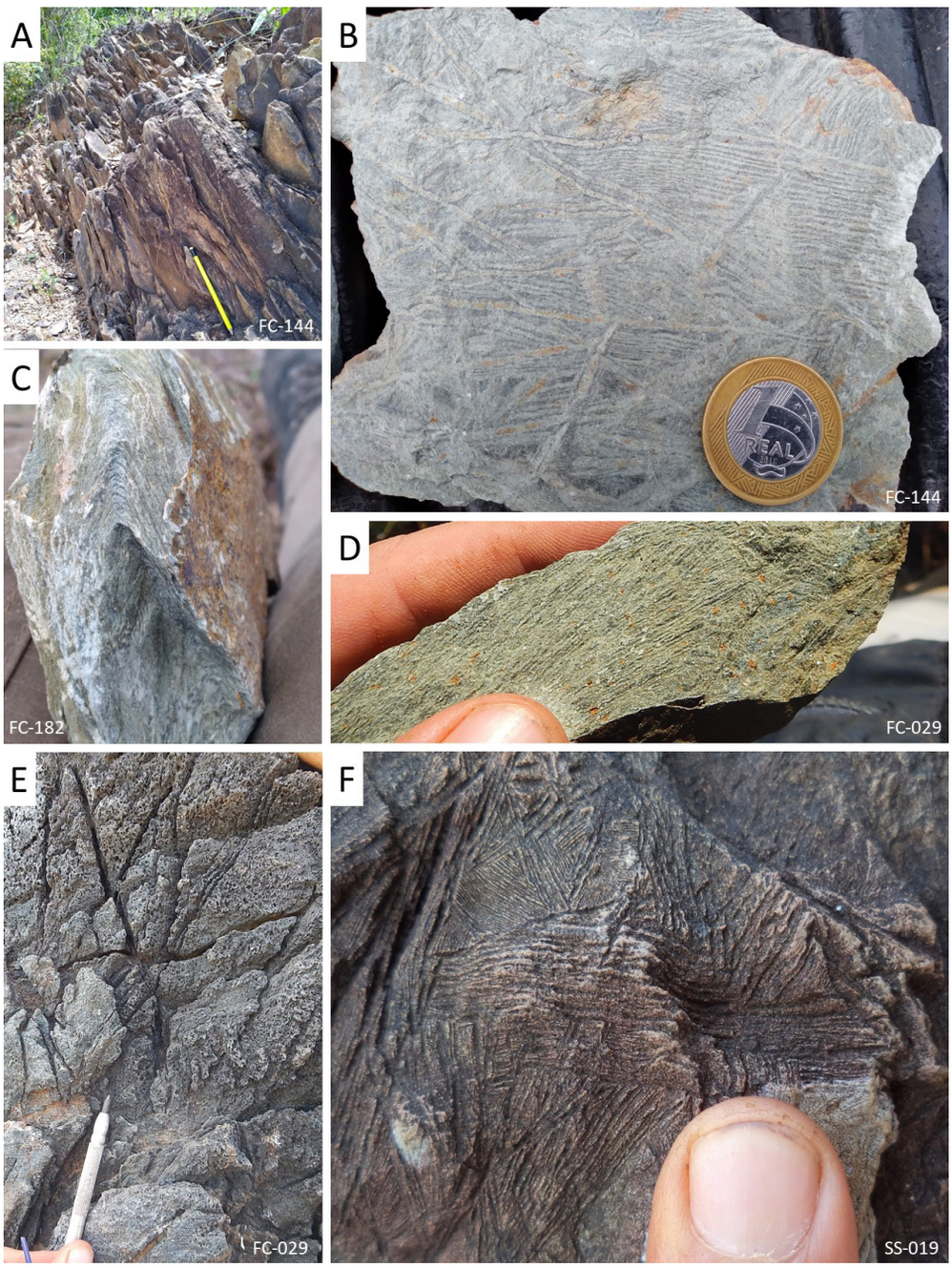


Figure 2. (A) Metaultramafic rock with sub-vertical foliation. (B) Spinifex texture in the foliation plane. (C) Folded spinifex texture. (D) Platy spinifex texture with the parallel arrangement. (E) Weathered spinifex-textured metakomatiite. (F) Detail of a random spinifex texture. Utm; (SS-019; 554504, 9245990), (FC-128; 562567, 9248266), (FC-144; 570346, 9248784), (FC-029; 559174, 9246971).

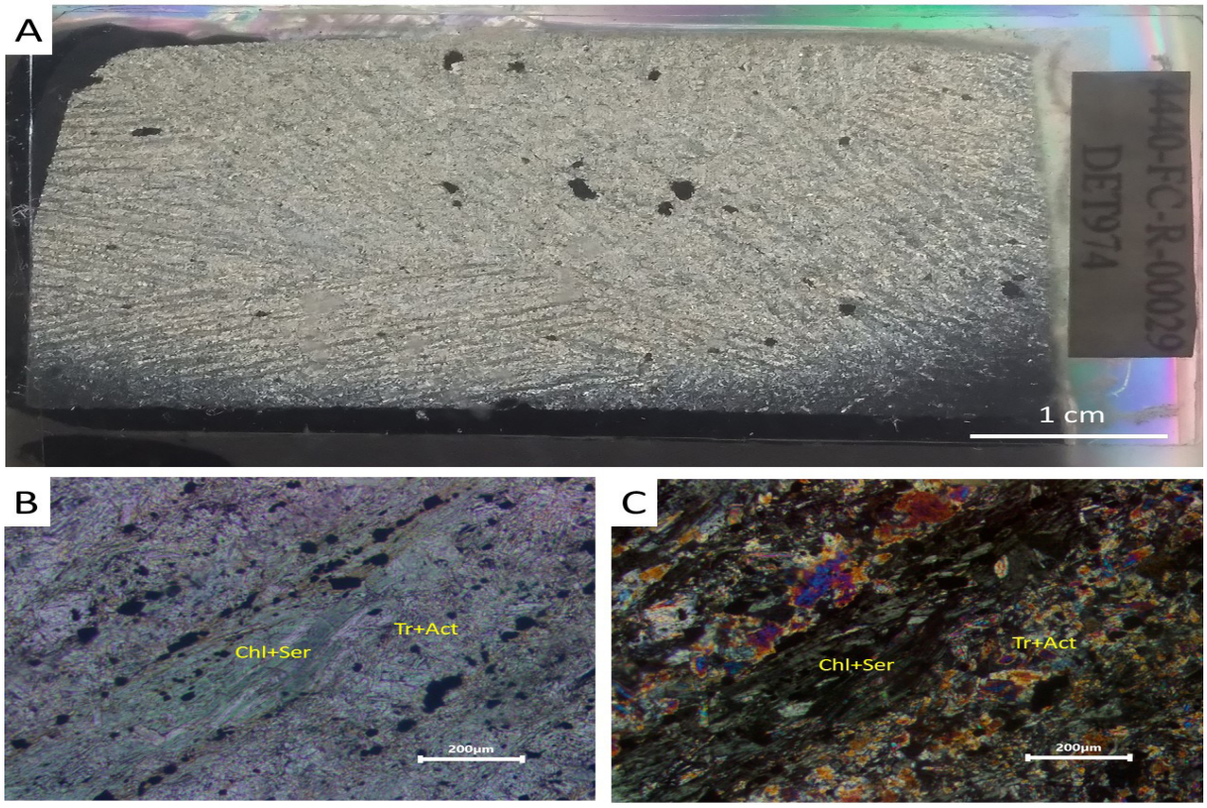


Figure 3. (A) Thin section showing spinifex texture under crossed polarized light (obs; monitor + polarized lens + cellphone photo). Opaque minerals are mostly magnetite. (B) Detail of the spinifex texture under polarized light showing alternated layers of chlorite (Chl) + serpentine (Ser) (after olivine), and tremolite (Tr) + actinolite (Act) (after pyroxene). (C) Same view of the thin section under crossed polarized light.

MONZONITO MARCELÂNDIA: EVIDÊNCIAS DE UM MAGMATISMO MESOPROTEROZOICO NA PORÇÃO LESTE DA PROVÍNCIA MINERAL JURUENA-TELES PIRES

Francisco Sene Rios[1]; Paulo Vilas Boas Meneghini[1]; Cleber Ladeira Alves[1]; Danilo Barbosa Vieira Fuentes[1]

[1]SGB-CPRM Serviço Geológico do Brasil

francisco.rios@sgb.gov.br; paulo.meneghini@sgb.gov.br; cleber.alves@sgb.gov.br; danilo.fuentes@sgb.gov.br

RESUMO

A região de Marcelândia, no norte de Mato Grosso, localiza-se no extremo leste da província mineral Juruena-Teles Pires, onde ocorrem rochas cristalinas paleoproterozoicas de 2,05 a 1,75 Ga, com raros *inliers* arqueanos de 2,7 Ga (Gnaisse Córrego Gavião). Neste contexto, foi descoberto um corpo de cerca de 3 km^2 de rocha subvulcânica, de composição intermediária, maciça, mesocrática, com textura gráfica, quimismo ambíguo, com elementos crustais e mantélicos, origem anorogênica e idade de cristalização U-Pb de 1522 ±11 Ma. Esse magmatismo pode ser correlacionado com o magmatismo mesoproterozoico da Suíte Serra da Providência, que ocorre no noroeste de Mato Grosso e leste de Rondônia, e é inédito na região.

PALAVRAS-CHAVE: Monzonito, Marcelândia; Suíte Serra da Providência;

INTRODUÇÃO

Até o presente momento não eram conhecidas rochas mesoproterozoicas calimianas (1400 a 1600 Ma) na porção leste da província mineral Juruena-Teles Pires, que engloba parte das províncias geocronológicas paleoproterozoicas Tapajós-Parima (2,05 – 1,85 Ga) e Rondônia-Juruena (1,85 – 1,74 Ga- Santos *et al.* 2000). Este trabalho caracteriza um corpo de monzonito maciço, subvulcânico, localizado a cerca de 60 km a NE da cidade de Marcelândia, no norte de Mato Grosso (Fig. 1). Esse corpo foi denominado de Monzonito Marcelândia no âmbito do Projeto Geologia e Recursos Minerais da Província Rondônia-Juruena, subárea União do Norte.

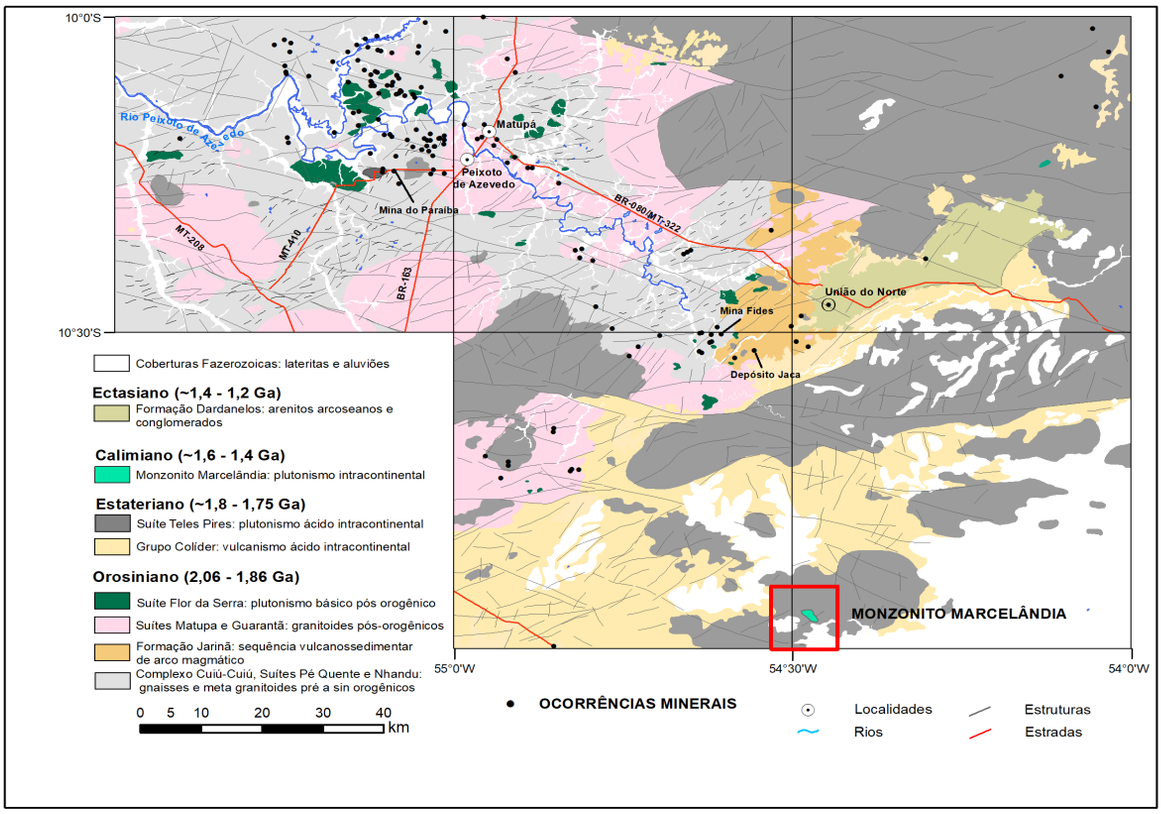


Figura 1. Mapa Geotectônico da área do Projeto Geologia e Potencial Mineral da Província Rondônia-Juruena (Subárea União do Norte), com destaque para o Monzonito Marcelândia.

MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi um dos resultados do mapeamento geológico sistemático em escala 1:100.000 da folha Fazenda Flor da Mata (SC.21-Z-B-VI), integrada no Projeto "Geologia e Potencial Mineral da Província Rondônia-Juruena (Subárea União do Norte)", da ação Levantamentos Geológicos e Integração Geológica Regional, da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais - DGM, do Serviço Geológico do Brasil-CPRM, sob gestão da Superintendência Regional de Goiânia, por meio da Gerência de Geologia e Recursos Minerais – GEREMI.

Além do mapeamento geológico do corpo, foram feitas análises petrográficas no Laboratório de Petrografia da SUREG-GO, análise geoquímica de rocha total no laboratório SGS Geosol, Brasil, e geocronológica com preparação no Laboratório da Superintendência Regional de Goiânia do Serviço Geológico do Brasil – CPRM e análise U-Pb LA-ICPMS no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

Os mapas resultantes deste trabalho estão publicados no site do SGB desde janeiro de 2023, e a nota explicativa encontra-se em fase final de revisão, com previsão de publicação até o final do ano de 2023.

RESULTADOS

O Monzonito Marcelândia consiste num corpo com cerca de 3 km^2, intrusivo nos granitos subvulcânicos Rio Horizonte da suíte Teles Pires e orientado na direção NW. Possui coloração vermelha, estrutura maciça, textura equigranular fina, é fortemente magnético e mesocrático (Fig. 2 A). Constitui-se de cristais prismáticos de plagioclásio rapakivíticos (44%), exibindo bordas com microclínio (Fig. 2 C), k-feldspato (28%) com intercrescimento de quartzo (5%), configurando textura gráfica (Fig. 2 C), clinopiroxênio (7%), localmente alterado para hornblenda (8% - Fig. 2 B), biotita (3%), clorita (2%), apatita (2%) e titanita (1%).

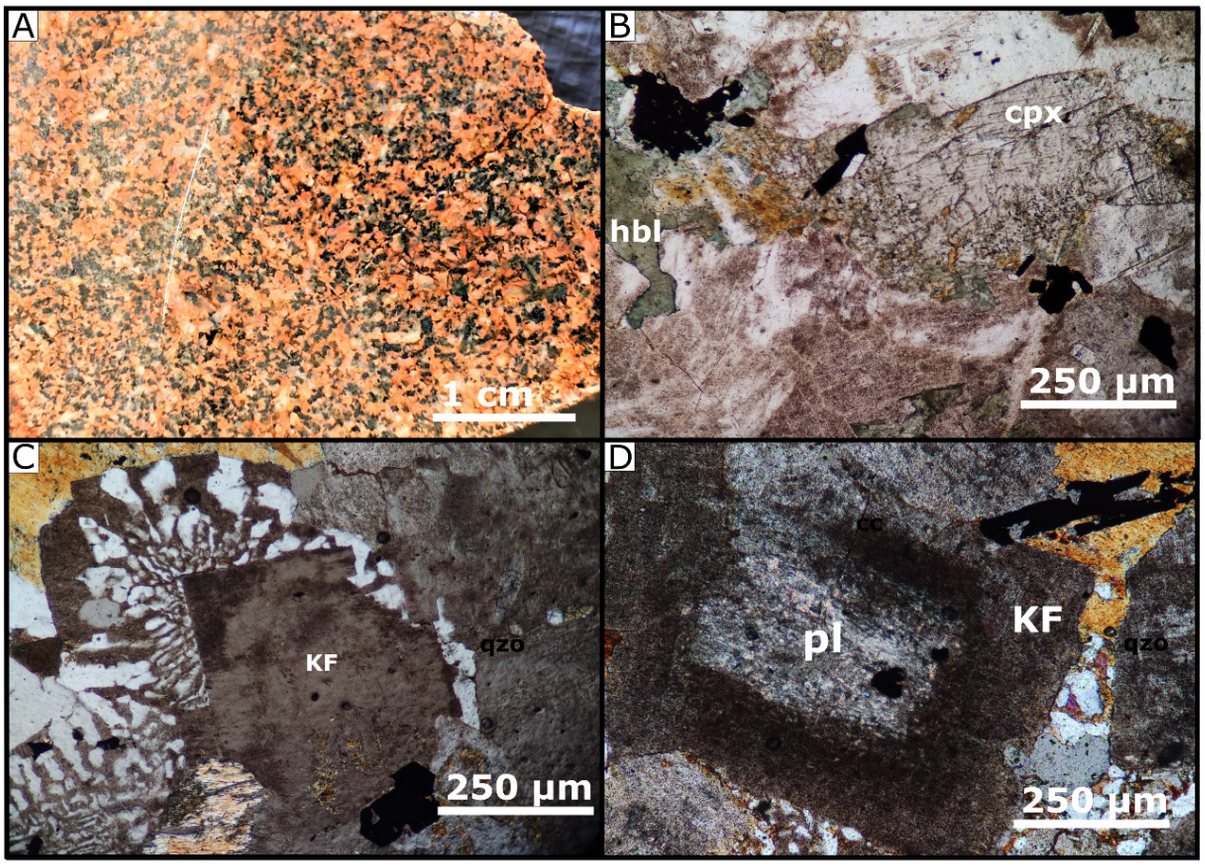


Figura 2. A. Amostra do Monzonito Marcelândia. B. Fotomicrografia mostrando clinopiroxênio alterando para hornblenda e biotita. C. Textura gráfica. D. Textura rapakivi.

A rocha possui cerca de 56% de sílica e plota no campo dos monzonitos no diagrama de De la Roche *et al*, 1980. Possui teores relativamente elevados de óxido de titânio (1,96%) e fosfato (0,8% - Tabela 1). Quanto à classificação geotectônica baseada na litoquímica mostram origem anorogênica.

Tabela 1. Resultados de análise química de rocha total de elementos maiores

Óxidos	Amostra PV-10	Unidade
SiO2	56	%
TiO2	1,96	%
Al2O3	14,3	%
Cr2O3	<0.01	%
Fe2O3	14,3	%
MnO	0,23	%
MgO	1,52	%
CaO	3,71	%
K2O	3,69	%
Na2O	4,56	%
P2O5	0,8	%
BaO	0,28	%
SrO	0,03	%
LOI	0,57	%
Ba	2234	ppm
Cr2O3	<0.01	%

Foram analisados 30 cristais de zircão cuja regressão dos dados forneceram uma idade de intercepto superior de 1522 ±11 Ma (MSWD = 1,4), que é interpretada como idade de cristalização do monzonito (Fig. 3).

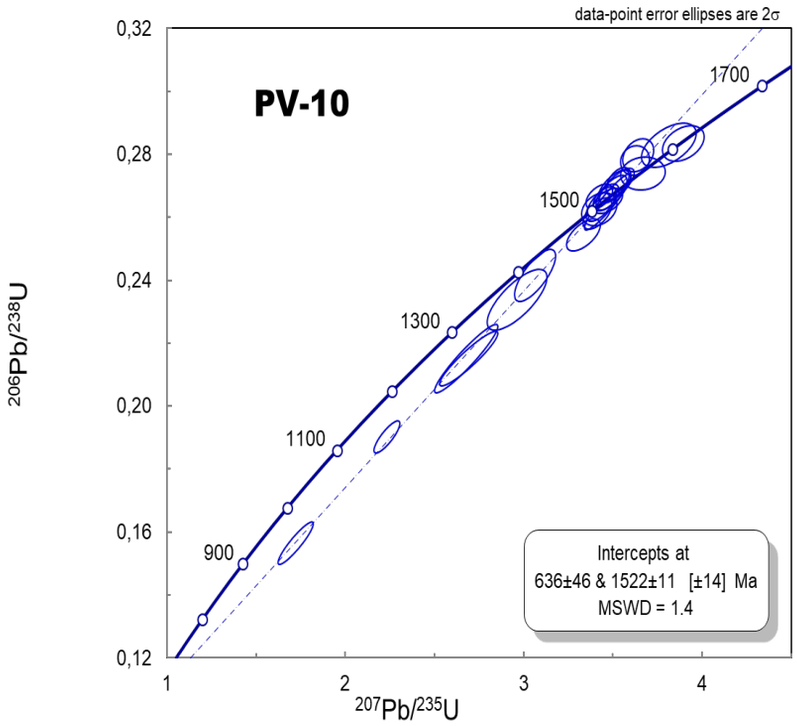


Figura 3. Diagrama com o resultado da análise U-Pb LA-ICPMS em zircão da amostra PV-10.

DISCUSSÕES

A região de União do Norte-MT tem despertado grande interesse econômico por conta das descobertas minerais dos últimos anos, o que tem tornado o estudo do seu arcabouço geológico mais intenso. A melhora da cartografia geológica da região traz à luz descobertas como a descrita neste trabalho e coloca em evidência a atuação de um magmatismo mesoproterozoico na porção leste da província mineral Juruena-Teles Pires.

Na porção noroeste de Mato Grosso ocorre um expressivo plutonismo ácido calimiano da Suíte Intrusiva Serra da Providência, que é correlacionável ao magmatismo do Granito Aripuanã (Neder *et al*. 2000), a leste. O monzonito Marcelândia possui a mesma idade, mesma classificação geotectônica baseada na litoquímica e as mesmas evidências de mistura de magma (textura rapakivi e quimismo ambíguo – crustal / mantélico) que os granitoides da Serra da Providência (Leal *et al.* 1976) e, apesar de estarem distantes mais de 500 km, podem estar associados ao mesmo evento magmático.

CONCLUSÕES

O Monzonito Marcelândia caracteriza-se como uma rocha intermediária subvulcânica, maciça, mesocrática, com textura gráfica, quimismo ambíguo, com elementos crustais e mantélicos, origem anorogênica e idade de cristalização de 1522 ±11 Ma. Dessa forma, é possível correlacioná-lo ao magmatismo da Suíte Serra da Providência, que ocorre no noroeste de Mato Groso e Rondônia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and majorelement analyses: its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29:** 183210.

Leal, J.W.L.; Silva, G.H.; Abreu, A.S.; Lima, M.I.C. Granito Serra da Providência. 1976. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, 1976. Ouro Preto. Anais...Ouro Preto: *Sociedade Brasileira de Geologia, 1976*, **v. 4,** p. 59-74.

Neder, R. D., Figueiredo, B. R., Beaudry, C., Collins, C., Leite, J. A. D. 2000. The Expedito Massive Sulphide Deposit, MT. *Revista Brasileira Geociência*, **30(2)**: 222- 225.

Santos J. O. S., Hartmann L. A., Gaudette H. E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New uderstanding of the Amazon Craton Provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3:** 453-488.

SÍNTESE DO POTENCIAL MINERAL DA REGIÃO DE JUÍNA-MT, SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Gabriel de Freitas Gonçalves[1]; Fernando Santos Diener[1]; Gil Barreto Trindade Netto[1]; Joffre Valmório De Lacerda Filho[1]; Daliane Bandeira Eberhardt[1]; Adolfo Barbosa da Silva[1]

[1] Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM

gabriel.goncalves@sgb.gov.br; fernando.diener@sgb.gov.br; gil.netto@sgb.gov.br; joffre.lacerda@sgb.gov.br; daliane.eberhardt@sgb.gov.br

RESUMO

A área deste estudo está inserida no norte do estado de Mato Grosso, na porção sudoeste do Cráton Amazônico, na Província Rondônia – Juruena. O estudo inclui mapeamento geológico em escala 1:100.000, análises petrográficas, análises geoquímicas de sedimento de corrente e concentrado de bateia. Além disso, também foram utilizados métodos indiretos de geofísica, como aerogamaespectometria e aeromagnetometria, e sensoriamento remoto. A integração desses produtos proporcionou a seleção de 10 áreas de relevante interesse mineral metálico e 2 de diamantes. As mineralizações estão geralmente associadas às rochas vulcânicas do Grupo Roosevelt, como andesitos, dacitos e riodacitos que se intercalam com metassiltitos e meta-argilitos. Essas rochas estão frequentemente afetadas por alterações hidrotermais de sulfetação, epidotização, vênulas, *stockwork*, entre outros processos. Esse contexto é propício para a formação de depósitos de minerais metálicos com Cu-Pb-Zn e Au. Além desse tipo de mineralização, também é possível observar na região a presença de diversos corpos kimberlíticos e de brechas kimberlíticas, ao sul da área, intrusivas nas rochas da Suíte Serra da Providência em região historicamente conhecida pelo garimpo aluvionar de diamantes. Por meio de tratamento de dados geofísicos e associação com coleta de dados geoquímicos em concentrado de bateia que indicam a presença de granada piropo e picroilmenita, também foi possível identificar uma nova área potencial. A associação do contexto geológico com o depósito VMS de Aripuanã, somados aos diversos resultados de campo colhidos no projeto, torna a área de estudo um potencial mineral exploratório.

PALAVRAS-CHAVE: Província Rondônia-Juruena; Grupo Roosevelt; potencial mineral;

INTRODUÇÃO

O presente trabalho está inserido no projeto "Geologia e Potencial Mineral da Província Rondônia - Juruena (Subárea Filadélfia)" realizado pelo Serviço Gelógico do Brasil – CPRM na Superintendência Regional de Goiânia. A área estudada está localizada a noroeste do estado de Mato Grosso e compreende um total de 12.000km² divididos em quatro folhas mapeadas na escala 1:100.000 (Figura 1).

A região estudada sempre foi de importante interesse minerário, principalmente pela frequente exploração de diamante, além de pesquisas realizadas pela Vale do Rio Doce nos anos 90 para ferro e manganês nas rochas vulcânicas. Recentemente, a descoberta do depósito de Pb-Zn-Ag-Au do tipo VMS de Aripuanã e de novos jazimentos auríferos associados ao Grupo Roosevelt, nas proximidades, tem gerado novo interesse prospectivo na região.

Para além do mapa geológico, a integração de dados desse projeto possibilitou a seleção de 10 áreas de relevante interesse para minerais metálicos e duas para diamantes. Além do cadastramento de 48 ocorrências minerais de diamante, ferro e manganês, Cu e Au.

MATERIAIS E MÉTODOS

A área estudada está inserida no contexto da Província Rondônia – Juruena (Santos *et al*., 2000), na porção sudoeste do Cráton Amazônico, e abrange, principalmente, os domínios mesoproterozoicos da Bacia do Dardanelos e da Suíte Intrusiva Serra da Providência, e paleoproterozoicos do vulcanismo do Grupo Roosevelt e da Supersuíte Juruena (Figura 1).

A seleção de áreas de relevante interesse para minerais metálicos, no presente estudo, foi realizada principalmente a partir da integração de dados geológicos de campo e de petrografia, interpretação de estatística unielementar (Goodfellow & McCutcheon 2003) dos resultados de análises de sedimento de corrente, realizado em drenagens associadas às rochas do Grupo Roosevelt, dados de concentrado de bateia em amostras de cascalho de leito de drenagem, tratamento em dados gamaespectométricos e de imagens de satélite com enfoque na identificação de regiões com indício de processos de alteração hidrotermal, suportado com dados de campo.

As análises químicas de rocha, solo, sedimento de corrente foram realizadas no Laboratório SGS GEOSOL pelos métodos de fluorescência de raios X - XRF (óxidos), *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (elementos traços e terras raras), *Tritation* (óxido de ferro) e *fire assay* (ouro e platinoides).

RESULTADOS

A análise dos dados de campo e petrográficos auxiliaram na identificação de estruturas e texturas relacionados a processos hidrotermais nas rochas. Também foi utilizado o levantamento geoquímico em escala 1:100.000, que coletou e analisou concentrados de bateia e sedimento de corrente, os quais permitiram a identificação de ouro nos concentrados de bateias e elementos anômalos como Cu, Zn, Pb, Hg, Au, Cd, W, As e Sb entre outros em sedimento de corrente.

A partir do tratamento dos dados gamaespectrométricos, foram obtidos os resultados do Parâmetro F, que podem representar um importante indício de regiões com processo de potassificação, enquanto das imagens espectrais possibilitaram a seleção de áreas com maior propensão a conter argilominerais, minerais de óxido de ferro e minerais ferrosos.

A integração desses dados coletados em campo associados com dados de sensores remotos auxiliou a delimitação das áreas consideradas como de relevante interesse mineral (Figura 1 e Tabela 1).

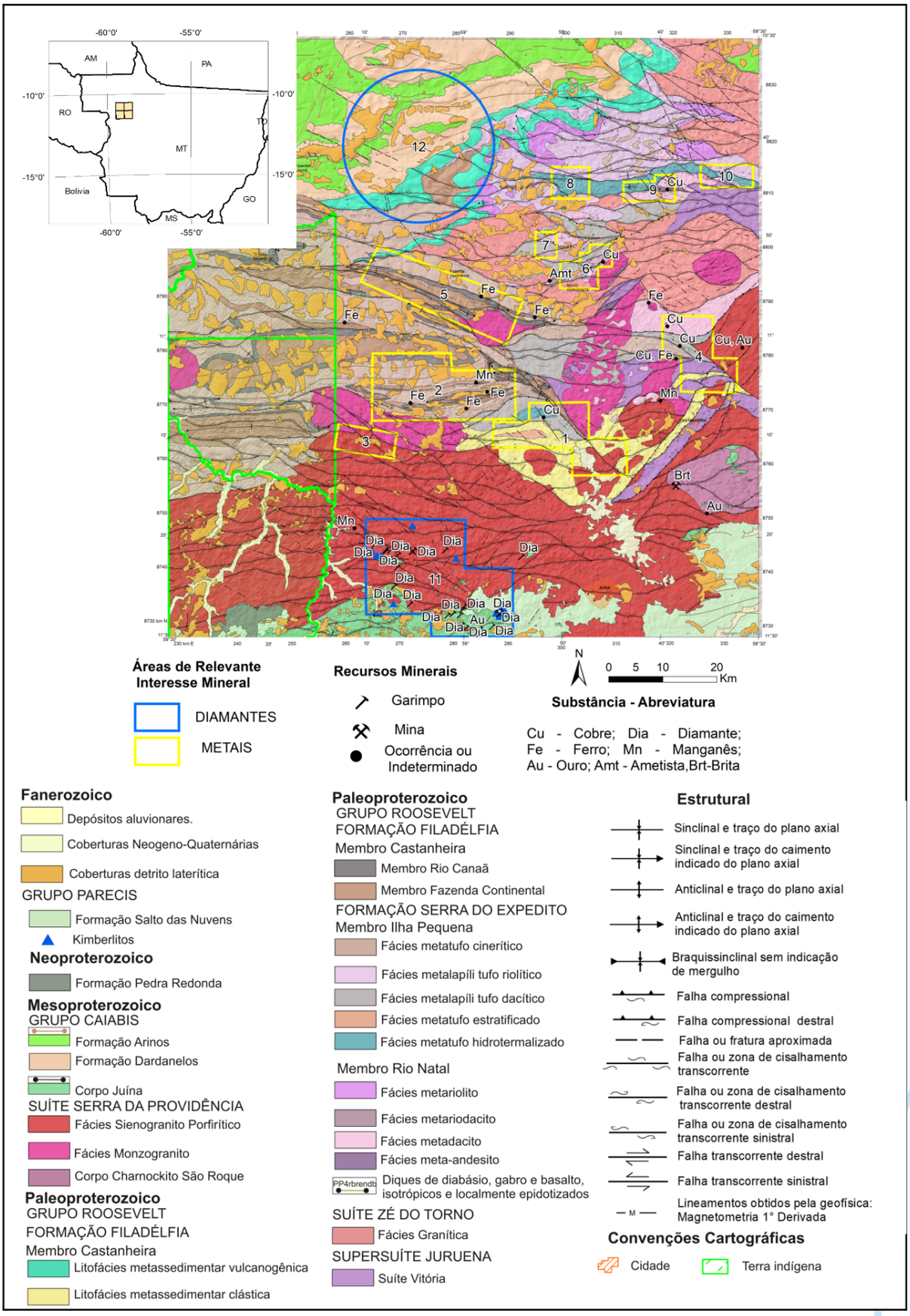


Figura 1. Localização da área e mapa geológico associado à imagem de radar da subárea Filadélfia com recursos minerais e áreas de relevante interesse mineral (Modificado de Diener *et al*. 2023).

Tabela 1. Tabela com identificação das áreas potenciais, substâncias e possíveis ambientes e controles geológico.

Áreas potenciais	Substância	Ambientes/ Controles Geológicos
1	Ouro, cobre, chumbo e zinco	Área com drenagens que chegam a 52 pintas de ouro e anomalia moderada de Au. Apresenta expressiva anomalia do Parâmetro F e no tratamento de imagens de satélite mostram possíveis locais de alteração hidrotermal associadas às rochas vulcânicas hidrotermalizadas.
2	Ferro e Manganês	Intercalações entre metassilitito, meta-argilito, tufos cineríticos e camadas ricas em óxido de ferro e manganês pertencente ao Grupo Roosevelt.
3	Chumbo, zinco e prata.	Anomalias de Pb, Zn e Ag em sedimentos de correntes em rochas graníticas a monzograniticas da Suíte Serra da Providência, associadas à zonas de alteração hidrotermal pervasiva e à presença de diques máficos ao longa zona de cisalhamento.
4	Ouro, cobre, chumbo e zinco	Nesta área ocorrem faixas de gnaisses tonalíticos e granodioríticos, sericita-quartzo xistos, arenito feldspático, diabásio, dacitos porfiríticos, lapili tufo dacítico, tufo cinerítico e rochas cálcio-silicáticas. São associadas à anomalias de Au, Ag, Cu, Pb, Zn e As em sedimento de corrente com presença de alterações hidrotermais pervasivas caracterizadas principalmente por epidotização, silicificação e magnetização.
5	Ferro e Manganês	Intercalação de metassiltito, tufo cinerítico associado à camadas ricas em óxido de ferro e manganês, níveis grafitosos e cherts da Fm. Filadélfia. As rochas estão afetadas por processo de seritização pervasiva e localmente ocorre turmalina hidrotermal e presença de box work.
6	Ouro, cobre, chumbo e zinco	O contexto desta área é caracterizado pela intrusão de rochas subvulcânicas porfiríticas e granitos em tufos principalmente estratificados. Foram identificadas amostras com cerca de 57 a 4 pintas de ouro em concetrados de bateia e teores anômalos para cobre.
7	Cobre e cádmio	Na área ocorrem andesitos, dacitos e riodacitos porfiríticos e tufos do Grupo Roosevelt. Possuem alteração hidrotermal pervasiva com paragênese mais comumente de biotita, sericita, epidoto, titanita, clorita e carbonato na matriz das rochas bem como sericitização e epidotização dos fenocristais de feldspato. Análises de sedimento de corrente mostra teores anômalos para cobre e cádmio.
8	Minerais metálicos	Ocorre a intercalação de metatraquiandesito, metalapili-tufo e metatufo cinerítico orientados e hidrotermalizados. Nestas rochas observa-se intenso processo de epidotização e sericitização, carbonatação e silicificação (calcedônia) regional acompanhado de magnetização, sulfetação (calcopirita, pirita e siderita) e turmalinitização.
9	Minerais metálicos	A área é caracterizada por uma lente de rochas metavulcânicas com alteração hidrotermal regional pervasiva, representada principalmente por epidotização e cloritização. Ocorrem em bolsões e vênulas com stock work e com disseminações de sulfetos, chegando até a 5%. Também são encontrados minerais hidrotermais como turmalina, sericita, carbonato e biotita. Esses veios de quartzo exibem textura em pente.
10	Minerais metálicos	Sequência de siltitos e argilitos do Grupo Roosevelt com alteração hidrotermal e presença de veios de quartzo e box work associados a zona de cisalhamento que limita faixa granodiorítica e rochas metapiroclásticas hidrotermalizadas. São ricas em material oxidado e também são observados veios de quartzo com faixas ricas em biotita.
11	Diamante	São encontrados vários jazimentos aluvionares e dois jazimentos primários de diamante. E compreende a área onde foram extraídos a maior parte dos diamantes da região. Também foram reconhecidos 10 corpos kimberlíticos, devido a integração de dados de concentrados de bateia, destacados em interpretacões de dados geofísicos aliados a dados de campo.
12	Diamante	Delimitada através de interpolação de anomalias magnéticas com assinaturas kimberlíticas, associado a presença de granada piropo e picroilmenita em concentrados de bateia próximas às anomalias magnéticas. Está situada em rochas do Grupo Caiabis onde ocorrem basaltos, diabásios e arenitos.

DISCUSSÕES

As áreas apresentadas como de relevante interesse mineral metálico estão geralmente associadas às sequências vulcanossedimentares do Grupo Roosevelt. Ocorrem nas rochas vulcânicas como andesitos, dacitos, riodacitos e tufos que se intercalam com metassiltitos e meta-argilitos. A alteração hidrotermal presente nessas rochas se apresenta geralmente de forma pervasiva, com presença de bolsões e vênulas com *stockwork*, *box work* e disseminação de sulfetos como pirita, calcopirita e siderita. Alterações como epidotização, silificação e magnetização também podem ser frequentemente encontradas.

Essas associações tornam a área de trabalho um potencial ambiente a ser explorado substâncias como ferro e manganês, ouro, cobre, chumbo, zinco, entre outros minerais metálicos. Esse ambiente se torna mais relevante ainda pela associação com depósitos de Pb-Zn-Ag-Au do tipo VMS, recentemente encontrados na região de Aripuanã devido ao semelhante contexto geológico.

O potencial para diamante da área já é historicamente reconhecido por uma região mais ao sul, com vasta exploração de garimpos aluvionares, mas também é possível encontrar ocorrência de corpos kimberlíticos e brechas kimberlíticas na Suíte Serra da Providência que podem representar um potencial de exploração interessante. Com o tratamento de dados geofísicos e anomalias magnéticas somados com a presença de granada piropo e picroilmenita em concentrados de bateia, foi possível também delimitar uma região com potencial ainda não explorado ao norte da área, associado ao Grupo Caiabis, no qual ocorrem basaltos, diabásios e arenitos.

CONCLUSÕES

O presente trabalho está inserido em um projeto de mapeamento geológico da área, no qual foi possível extrair as informações desde tipos litológicos a análises químicas da região. Com a integração desses dados foi possível estabelecer 12 áreas com potencial mineral relevante. Essas áreas estão inseridas, em sua maioria, em um contexto geológico de rochas vulcanossedimentares do Grupo Roosevelt e frequentemente estão associadas a alterações hidrotermais pervasivas com sulfetação, epidotização, vênulas de *stockwork* entre outros processos hidrotermais. As características dessas alterações são semelhantes àquelas observadas no depósito da Serra do Expedito. Também é possível encontrar potencial para diamante na região de Juína e propor possíveis novos alvos.

A região está inserida em um contexto de elevado potencial mineral, o que também é corroborado pelos resultados aqui obtidos. Entretanto, faz-se necessário aprofundar a pesquisa mineral na região para que essas informações possam vir a se tornar prospectos de fato.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Diener, F. S., Trindade Netto, G. B., Gonçalves, G. F., Lacerda Filho, J. V. 2023. Mapa Geológico e de Recursos Minerais. Goiânia: CPRM. Escala 1:250.000. (Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Projeto Geologia e Potencial Mineral da Província Rondônia-Juruena - Subárea Filadélfia. Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil).

Santos J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves D.I., Mgnaughton N.J., Fletgher I.R.A 2000. New understanding of the provinces of the Amazon Cráton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geoghronology. Gondwana Research, 3(4):453-488.

Goodfellow W.D., McCutcheon S.R. 2003. Geologic and genetic attributes of volcanic sediment-hosted massive sulfide deposits of the Bathurst mining camp, northern New Brunswick; a synthesis. Econ Geol Monogr 11:245–301

PETROGRAFIA DE GABROS E ROCHAS ULTRAMÁFICAS NA REGIÃO VOLTA GRANDE DO XINGU, DOMÍNIO BACAJÁ, PARÁ

Helmut Sousa Pimentel[1]; Moacir José Buenano Macambira[1]

[1] Universidade Federal do Pará - UFPA

pimehels@gmail.com; moamac@ufpa.br

RESUMO

A área Volta Grande do Xingu, localizada no centro do estado do Pará, faz parte do Domínio Bacajá, inserido na Província Maroni-Itacaiúnas, Cráton Amazônico. Neste estudo, realizou-se uma caracterização geológica por meio de mapeamento sistemático e análise petrográfica de gabros e rochas ultramáficas do Grupo Três Palmeiras. A evolução geológica da área está relacionada à presença de rochas granitoides do período Riaciano, bem como rochas neoarqueanas e siderianas retrabalhadas. Destaca-se a importância das rochas gabroicas e ultramáficas na região, que possuem relevância significativa devido à presença de mineralização aurífera na área. No que diz respeito à metodologia, o estudo incluiu geoquímica, petrologia e geocronologia, com o objetivo de obter um entendimento mais aprofundado da geologia local. Além disso, foi realizada uma campanha de campo para a amostragem e descrição dos afloramentos, bem como a coleta de amostras de testemunhos de sondagem. As análises petrográficas envolveram a classificação textural, composicional e descrição mineralógica das rochas. Técnicas de microscopia eletrônica de varredura (MEV) também foram utilizadas para análises químicas pontuais qualitativas e semiquantitativas. As rochas gabroicas são associadas ao *greenstone belt* Três Palmeiras e as rochas ultramáficas são intrusivas no Granodiorito Oca. Os gabros são rochas de cor verde-acinzentada e apresentam textura afanítica a fanerítica fina. A composição mineral dos gabros inclui piroxênio, plagioclásio, quartzo, olivina, anfibólio e minerais opacos. Já as rochas ultramáficas são classificadas como tremolita/actinolita-talco xisto, contendo magnetita, ilmenita, arsenopirita e carbonatos. As discussões do estudo abordaram a classificação das rochas ultramáficas como peridotitos, com base em critérios químicos. Além disso, as razões minerais CaO/Al_2O_3 nas rochas ultramáficas estudadas, indicando a mobilidade do cálcio e a formação de minerais hidratados, como o talco.

PALAVRAS-CHAVE: Gabros; Rochas ultramáficas; *Greenstone*; Domínio Bacajá.

INTRODUÇÃO

Este trabalho aborda a caracterização geológica da área Volta Grande do Xingu, localizada no centro do estado do Pará, Brasil que ocorreu durante o evento Transamazônico entre 2,22 e 2,08 Ga (Tassinari e Macambira 2004).

De acordo com Vasquez e Rosa-Costa (2008), o *greenstone belt* Três Palmeiras é composto por actinolita-xistos, metandesitos, metabasaltos, metatufos andesíticos e basálticos e anfibolitos. Dados geocronológicos de Cristo (2018), forneceram idades pelo método de evaporação de Pb em zircão de 2417 ± 4 Ma e 2410 ± 7 Ma para um metandesito e uma rocha metavulcanoclástica, respectivamente, também confirmado pela isócrona de Sm-Nd em rocha total (2465 ± 17 Ma), incluindo amostras de metabasalto e metandesito. Todas as idades são

interpretadas como idades de cristalização. Vasquez (2006), a partir de análises isotópicas de Nd (T_{DM} de 2,47 a 2,49 Ga, e εNd(2,36Ga) de +1,73 a +1,64), interpretou a origem das rochas supracrustais siderianas como sendo relacionada à acresção juvenil ocorrida há cerca de 2,5 Ga.

Destaca-se a importância de rochas granitoides na área pois ocorrem mineralizações auríferas e os estudos em rochas gabroicas e as primeiras ocorrências de rochas ultramáficas e suas relações estruturais são relevantes para o conhecimento geológico da área. A empresa Belo Sun Mining Corp. detém os direitos minerais na área e apoia a pesquisa.

MATERIAIS E MÉTODOS

A campanha de campo teve foco na amostragem, descrição de afloramentos de gabros e dois furos de sondagem F573 e F574 em rocha ultramáfica e nas relações geológicas e estruturas. O mapeamento geológico foi conduzido em escalas de semidetalhe e detalhe. A classificação petrográfica das rochas segue os critérios utilizados seguiram as propostas de Le Maitre et al. (2002), Deer et al. (1992) e Yardley (1990).

Utilizando o microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo LEO-ZEISS 1430 com mono-catodoluminescência Gatan acoplada, do Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA, foram realizadas análises químicas pontuais qualitativas e semiquantitativas por elétrons retro-espalhados e Espectroscopia por Dispersão de Energia (EDS). As condições de análise foram: corrente do feixe = 90 µa, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 15 mm, tempo de análise = 30 s com 4000 a 5000 c/s para cada análise. As análises EDS nas rochas ultramáficas incluíram pontos em arsenopirita (03), magnetita (24), actinolita (21), tremolita (18), talco (16), apatita (09), ilmenita (03), com foco nos elementos químicos O, Si, Al, Ti, Fe, Ca, Na, Mg, K, P, Th, U, Mn, Cr, V, Ni, Co, As, Zr, Hf, Ce, Nb, Y, Ba, F, P, Cl e S.

RESULTADOS

A integração dos dados obtidos no mapeamento e dados petrográficos, identificou rochas gabroicas e rochas ultramáficas associadas de forma subordinada ao *greenstone belt* Três Palmeiras e as rochas mineralizadas do Granodiorito Oca.

Gabros

Os gabros foram mapeados em dois afloramentos e em cinco furos de sondagem na área próxima a Vila do Itatá, na Volta Grande do Xingu, na Serra Três Palmeiras. São afloramentos pequenos com blocos de aproximadamente 10 cm até 3 m de comprimento.

O gabro é uma rocha máfica mesocrática a melanocrática de cor verde-acinzentado, com textura afanítica a fanerítica fina e apresenta foliação incipiente e localmente anastomosada. Macroscopicamente, o plagioclásio é branco, enquanto o anfibólio e a clorita são verdes, como ilustrado na Figura 1-A1.

Microscopicamente, a textura do gabro é equigranular, apresentando uma textura local cumulática com olivina, piroxênio e plagioclásio em cristais finos, bem como uma textura blastointergranular local com arranjos irregulares entre os cristais (Figura 1A2 e 1A3). A composição mineral dessa rocha é principalmente piroxênio (50%), plagioclásio (An_{53-81}) (20%), quartzo (15%) e olivina (10%), além de anfibólio (5%) e acessórios, como opacos (Tr-2%) e apatita. Também foram identificados produtos de alteração como clorita, sericita e argilominerais. O piroxênio (clinopiroxênio) presente no gabro é amarelado, anédrico a subédrico, com tamanho grosso (~2,0 mm), relevo médio e apresenta duas

direções de clivagem. Além disso, é fraturado e apresenta extinção oblíqua. As cores de interferência observadas são amarelo intenso, azul e roxo. O plagioclásio, por sua vez, é labradorita-bytownita, apresentando cristais finos a médios (0,2-0,8 mm), subédricos e alongados, com macla polissintética e extinção ondulante. Quanto ao quartzo, é fino (~0,2 mm), com extinção ondulante, faixas de extinção e agregados alongados de cristais recristalizados.

A olivina é incolor a marrom, subébrica (~0,5 mm) com alto relevo e muitas fraturas, alterada para iddingsita nas bordas e nas fraturas. Os cristais apresentam cores fortes de interferência como azul, roxo, avermelhado e esverdeado. O anfíbolo (hornblenda) é verde-oliva, médio a grosso (1,3-2,5 mm), subedral, lamelar, com pleocroísmo forte de verde claro a amarelo pálido. A clorita é verde, fina (~0,2 mm), anédrico a subédrico, fibrorradiada, com forte pleocroísmo que varia do verde ao verde amarelado. A clorita é um produto de alteração de piroxênio, anfibólio e olivina e o carbonato é de alteração do plagioclásio.

Rochas ultramáficas

Na área da Vila da Ressaca, foi identificada pela primeira vez, uma lente/lasca ou *plug* intrusivo de xisto máfico/ultramáfico, com cerca de 200 metros de largura e 120 metros de espessura, o comprimento do corpo é de aproximadamente 124,4 m, localizado entre os corpos de Quartzo diorito Central e Monzodiorito Gréia da Suíte Intrusiva Oca (Vasquez e Rosa-Costa 2008). Esse litotipo foi identificada em subsuperfície por dois furos de sondagem (F573 e F574).

As rochas ultramáficas são classificadas como tremolita/actinolita-talco xisto com opaco e carbonato, de cor cinza escuro, melanocrático, com foliação incipiente a fraca com uma matriz de minerais euedrais opacos, como arsenopirita e magnetita, carbonatação fraca e veios e vênulas de carbonato (Figura 2B1). A textura varia de fibro-lamelar incipiente, lepidoblástica e cumulática reliquiar, com veios de cristais de carbonato euedrais.

Mineralogicamente a rocha é composta por talco (50%-55%), tremolita/actinolita (20%-30%), carbonato (10%-15%), minerais opacos (10%-15%: arsenopirita, ilmenita e magnetita) e apatita como traço (Figura 1B1-B5). O talco é incolor a verde amarelado na matriz. Tremolita/actinolita ocorre como uma massa, cristais finos a médios (0,3-1,6 mm), lamelares, incolores a verde amarelado pálido, com bordas castanhas fracamente pleocroicas. Os minerais opacos, são euédricos e finos (<0,2 mm). O carbonato ocorre como cristais finos (<0,2 mm) nas fraturas dos anfibólios. Nos veios, os cristais de carbonato são grandes (1,0 mm) e euedrais (Figura 2B5).

DISCUSSÃO

As rochas gabroicas são descritas em estudos locais na área da Volta Grande, como no trabalho de Cristo (2018). A rocha, composta por piroxênio e plagioclásio e sofreu metamorfismo regional de baixo grau devido a foliação e deformação incipiente e à presença de clorita e carbonato na paragênese mineral.

De acordo com Arndt e Nisbet (1982), as rochas ultramáficas possuem teor de SiO_2 abaixo de 42%, MgO acima de 18%, e uma soma de MgO+Fe^t+CaO em torno de 40%, com baixos teores de K_2O e CaO, além de mais de 90% de minerais máficos. Considerando a ausência de características texturais vulcânicas e o hábito maciço e granular da olivina, interpreta-se que a rocha original é plutônica. Os peridotitos são caracterizados quimicamente por teores de MgO acima de 18% em peso e TiO_2 abaixo de 0,9%. Dentro desses critérios, dos minerais analisados, apresentando teores de MgO (23,9%) e TiO_2 (0,37%) e a descrição da rocha interpretamos que as rochas pretéritas podem ser classificadas como peridotitos.

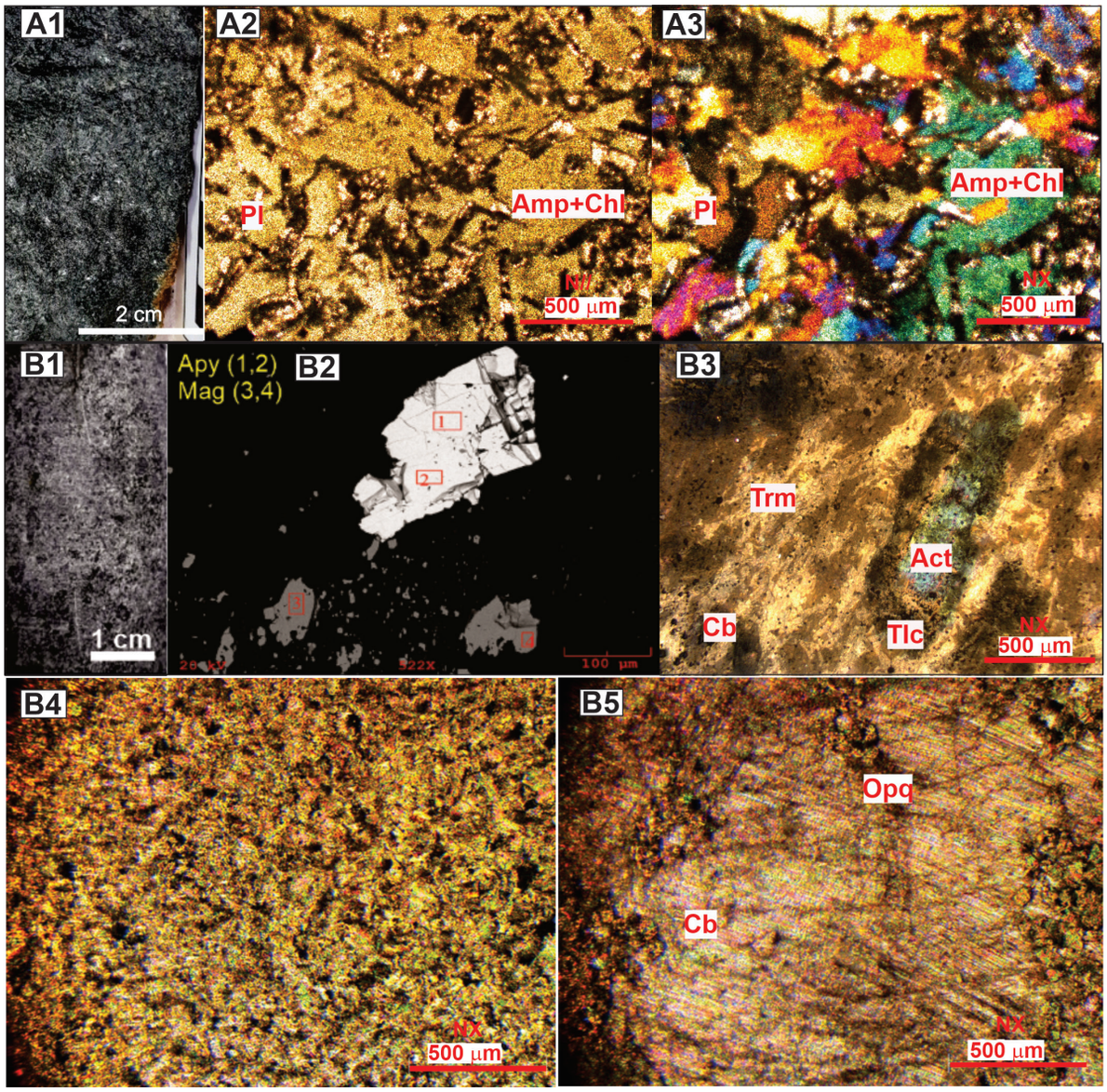


Figura 1. A1) Ponto 20 – Visão macroscópica de gabro cinza a cinza-esverdeado com plagioclásio branco. A2) e A3) Fotomicrografia de gabro do Ponto 20, respectivamente nicois paralelos (N//) e nicois cruzados (NX), massa de cristais de anfibólio e clorita de textura granular. B1) Visão macroscópica; Furo de sondagem 573: Rocha ultramáfica. Profundidade: 120,0 m, tremolita/actinolita talco xisto cinza escuro, textura lepidoblástica e minerais opacos euédricos, B2) Imagem de MEV, massa escura de talco com arsenopirita e magnetita. B3) fotomicrografia de rocha ultramáfica mostrando detalhe de cristal de actinolita bordejado por cristal de talco numa massa de tremolita e carbonato. B4) fotomicrografia da massa de anfibólios e talco (N//). B5) Fotomicrografia em detalhe de um cristal de calcita (NX). Minerais: Act - actinolita, Amp - anfibólio, Apy - arsenopirita, Cb - carbonato, Chl - clorita, Mg - magnetita, Opq - opaco, Tlc - talco, Tr - tremolita.

O talco xisto tremolita/actinolita é uma rocha com uma grande quantidade de tremolita, resultando em uma razão CaO/Al_2O_3 não primária nas rochas estudadas. Isso é provavelmente devido à mobilidade do cálcio durante, acompanhado da infiltração de fluidos aquosos, que propiciaram a geração de minerais hidratados, como o talco, em detrimento de minerais anidros, como olivina e piroxênios. A rocha ultramáfica sofreu um metamorfismo regional na

fácies xisto-verde, com a série tremolita-ferro-actinolita alterando os piroxênios, e talco substituindo completamente a olivina. A posterior alteração hidrotermal resultou em fraturas, com veios de calcita. O protólito é provavelmente uma rocha ultramáfica, com presença de piroxênio e olivina. A estrutura geológica, petrografia e geoquímica, juntamente com a forma de contato intrusivo, sugerem que a rocha seja um fragmento/plug magmático.

CONCLUSÕES

Neste trabalho, foram identificados gabros e rochas ultramáficas, utilizando técnicas de petrografia e o auxílio do MEV-EDS para a identificação dos minerais presentes.

Petrograficamente, os gabros são rochas plutônicas melanocráticas, contendo minerais como olivina, piroxênio e plagioclásio, que apresentaram alterações significativas, provavelmente em contato intrusivo com as rochas do *greenstone belt* Três de provável idade sideriana.

As rochas ultramáficas são metamorfisadas como tremolita/actinolita talco xisto, e se mostram altamente alteradas tanto tectônica quanto quimicamente, e seu protólito provavelmente é um peridotito. Essas rochas também são associadas as rochas do *greenstone belt* Três Palmeiras.

Na análise das rochas ultramáficas, a apatita foi identificada como o mineral fosfato, com teores de F de 0,46% e Cl de 0,23%. Sugerimos que análises de multielementos e de elementos terras raras sejam realizadas para obter um melhor entendimento do ambiente geológico/tectônico e da origem dessas rochas. A presença sulfetos com baixos teores torna o depósito interessante para exploração de ouro. A arsenopirita, com teores significativos de Ni (18,8%) e Co (3,81%), também merece atenção para futuros estudos sobre sua ocorrência econômica na área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Arndt N.T. e Nisbet E.G. 1982. *Komatiites*. Elsevier. London, 526 p.

Cristo L.C.F. 2018. *Estudo petrográficos e isotópico (Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd) de rochas metavulcânicas, mineralizações auríferas e rochas granitoides relacionadas ao Greenstone Belt Três Palmeiras, Volta Grande do Xingu, Domínio Bacajá, Pará*. MS Dissertation. IG, Universidade Federal do Pará, Belém, 65 p.

Deer W.A., Howie R. A., Zussman J. 1992. *An Introduction to the Rocking-Forming Minerals*. Longman Scientific and Technical, 696 p. https://doi.org/10.3749/canmin.51.4.663

Le Maitre R.W. 2002. *Igneous rock: A Classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks.* Cambridge University Press, United Kingdom, 236 p. https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581

Tassinari C.C.G. e Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In:* Mantesso-Neto V. et al. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p. 471-485. http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44.

Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em Zircão, Monazita e Granada e Isótopos de Nd das Associações Litológicas da Porção Oeste do Domínio Bacajá: Evolução Crustal da Porção Meridional da Província Maroni-Itacaiúnas – Sudeste do Cráton Amazônico*. PhD Thesis. IG, UFPA, Belém, 212 p.

Vasquez M.L. e Rosa-Costa L.T. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000*. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 318 p.

Yardley B.D. 1990. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. UK, Longman Group, 131 p.

CONTRIBUIÇÃO À EVOLUÇÃO CRUSTAL DE GRANITOS SIDERIANOS NO DOMÍNIO BACAJÁ, PARÁ

Helmut Sousa Pimentel[1]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA

pimehels@gmail.com

RESUMO

A área da Volta Grande do Xingu, estado do Pará, faz parte do Domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas, Cráton Amazônico. A região possui rochas dos períodos Neoarqueano, Sideriano e Riaciano, formadas e retrabalhadas durante o Ciclo Orogênico Transamazônico. O Metatonalito Rio Bacajá (MTRB) é composto por metatonalitos a metamonzogranitos com biotita e hornblenda com idade de cristalização de 2338 ± 5 Ma. As rochas do *greenstone belt* Três Palmeiras, que possui idade de cristalização Sm-Nd 2465 ± 17 Ma Ma. Esses granitoides e supracrustais siderianas possuem um potencial para mineralização aurífera, o que despertou o interesse de empresas de mineração. Neste estudo, foram realizadas análises geoquímicas, e geocronológicas em amostras de rocha cuja classificação petrográfica indicou ser um monzogranito com biotita grosso e pouco foliado. Os resultados mostraram que as rochas são granitos magnesianos, peraluminosos da série cálcica, com enriquecimento em elementos de terras raras leves e alto teor de potássio e sódio. Os diagramas de discriminação geoquímica indicaram anomalias negativas de Ni, P e Ti e que as rochas são típicas de granitos de arco vulcânico. A análise isotópica Sm-Nd idade-modelo T_{DM} de 2,71 Ga com εNd -2,16, sendo que o caráter negativo sugere uma fonte de magma crustal indicativa de um retrabalhamento de crosta arqueana. Esses resultados são relevantes para o entendimento da evolução geológica da região.

PALAVRAS-CHAVE: granitos siderianos; geoquímica elemental e isotópica; Domínio Bacajá; SE do Cráton Amazônico.

INTRODUÇÃO

Este trabalho aborda a caracterização geológica de granitóides da área da Volta Grande do Xingu, situada na porção oeste do Domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas, Cráton Amazônico. A evolução geológica dessa região é marcada pela presença de rochas do período Riaciano, bem como de rochas neoarqueanas e siderianas retrabalhadas, associadas aos granitoides riacianos do Ciclo Orogênico Transamazônico, que ocorreram no oeste do Domínio Bacajá entre 2,22 e 2,08 Ga (Vasquez e Rosa-Costa 2008).

O Metatonalito Rio Bacajá (MTRB) foi descrito por Vasquez (2006) e proposto como unidade por Vasquez e Rosa-Costa (2008). As melhores exposições situam-se ao longo do rio homônimo e conformam um corpo orientado segundo o *trend* regional NW-SE, de relevo arrasado. Essa unidade compreende metatonalitos a metamonzogranitos com biotita e hornblenda, bandados e com porfiroclásticos, de granulação média a grossa. Microscopicamente, mostram

porfiroclastos sigmoidais de feldspatos e hornblenda e a textura granoblástica interlobada e poligonal dos agregados da matriz quartzo feldspática. Ademais, agregados de biotita, epidoto, titanita, allanita e minerais opacos ocorrem em arranjos granolepidoblásticos que contornam os porfiroclastos. Vasquez (2006) obteve uma idade de cristalização tardi-sideriana por U-Pb SHRIMP em zircão de 2338 ± 5 Ma. Os dados de geoquímica isotópica de Nd são, $\varepsilon Nd_{(2,34Ga)}$ de -10,80 e T_{DM} de 3,10 Ga, indicam origem relacionada a retrabalhamento de crosta arqueana.

As rochas do MTRB são relacionadas ao *greenstone belt* Três Palmeiras. Cristo (2018) obteve um diagrama isocrômicos Sm-Nd de idade 2465 ± 17 Ma em rochas metavulcânicas do *greenstone* belt Três Palmeiras, idade-modelo no intervalo de 2,29 e 2,39 Ga, e valores de $\varepsilon Nd_{(2,42Ga)}$ entre +2,14 e +3,33 em metandesitos; e valores entre +2,03 e +2,63 em metabasaltos, indicando uma fonte de contribuição mantélica.

Um destaque importante atribuído às rochas granitoides e supracrustais sideriana é um potencial para mineralização aurífera. A Belo *Sun Mining Corp*. é detentora dos direitos minerais nessa região e apoia essa pesquisa.

MATERIAIS E MÉTODOS

Análises geoquímicas e geocronológicas foram conduzidas na área Volta Grande. Através da integração das informações de campo, realizamos a petrografia, que serviu como base para a classificação da rocha e a seleção de um conjunto representativo de amostras. Essas amostras foram utilizadas nas análises geoquímica e geoquímica isotópica.

Os critérios petrográficos utilizados para a classificação seguiram a proposta de Le Maitre et al. (2002). A geoquímica elemental foi realizada pelo laboratório *ALS Geochemistry* e os métodos foram Fluorescência de Raio-X, Espectrometrias de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS) e Espectroscopia de Emissão Atômica (ICP-AES) para elementos maiores, menores, elementos-traço, incluindo elementos terras raras - ETR.

Sm-Nd em rocha total por TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry) foi utilizada para determinar as relações isotópicas em amostras de rocha (F04). O procedimento analítico para a separação de Sm e Nd em rocha total segue o protocolo experimental do laboratório Pará-Iso da UFPA. A idade-modelo Sm-Nd e o parâmetro isotópico $\varepsilon Nd_{(t)}$ das amostras foram calculados usando o modelo de DePaolo (1981).

RESULTADOS

As amostras de rochas foram estudadas por petrografia, geoquímica e geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total.

Petrografia

As rochas do furo de sondagem F04 foram classificadas macroscopicamente como monzogranito cinza a cinza avermelhado, fanerítico grosso, incipiente a pouco foliado, com fenocristais de plagioclásio branco e álcali-feldspato vermelho imersos numa matriz cinza escura máfica com raros níveis de sulfeto. A composição mineralógica ao microscópio é composta de

quartzo (~40%), plagioclásio (~30%), microclina (~25%); biotita (~3%) e hornblenda (~2%). A textura é granular hipidiomórfica. O quartzo é incolor, médio (~1,5 mm) com extinção ondulante e contatos regulares. O plagioclásio é o oligoclásio (An_{15}), médio a grosso (1,5-3,0 mm), incolor e subédrico com maclamento polissindético e extinção ondulante. A microclina é média a grossa (1,5-3,0 mm), subédrica com maclamento xadrez. A biotita é verde, fina (~0,3 mm), lamelar, subédrica, com pleocroísmo forte, variando de marrom a verde amarelo pálido. A hornblenda é fina (~0,6 mm), verde e lamelar. Os minerais acessórios são zircão e opacos, e actinolita como mineral de alteração na borda da hornblenda.

Geoquímica

As análises geoquímicas apresentam os seguintes teores dos elementos em termos de óxidos, SiO_2 72,0%, TiO_2 0,21%, Al_2O_3 13,7%, Cr_2O_3 0,01%, Fe_2O_3 2,76%, MnO 0,05%, MgO 0,64%, CaO 2,13%, K_2O 2,40%, Na_2O 4,22%, P_2O_5 0,05%, SO_3 0,08%, P.F. 0,56% e Total 98,94%. A relação dos óxidos e a sílica, a potassa e o sódio são altos e os demais óxidos são baixos.

Segundo as classificações de discriminação geoquímicas a rocha é um granito magnesiano, peraluminoso (A/CNK >1, A/NK>1), pertence a série cálcica (Figuras 1A, 1B, 1C, 1D).

O diagrama multielementos normalizados pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) apresentam características de enriquecimento em LILE e HFSE em relação aos ETRP com anomalias negativas de Nb, P e Ti; também característico de uma assinatura de arco magmático (Figura 1E). Enquanto as relações de ETR normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995) mostram uma anomalia de Eu negativa de 0,74; relação $(La/Lu)_N$ alta de 15,6; $(La/Sm)_N$ alta de 7,74; e $(Ga/Lu)_N$ baixa de 1,52. A inclinação da curva de ETRL é alta e a inclinação da curva de ETRP é subhorizontal característico de granitos de arco magmático (Figura 1F).

O diagrama de discriminação tectônica de granitos de Pearce et al. (1984) apresenta a rocha como na área de granitos de arcos vulcânicos (Figura 1G).

Geoquímica isotópica Sm-Nd em rocha total

A análise isotópica Sm-Nd da amostra de monzogranito com biotita (F04) apresenta teores de 2,96 ppm de Sm e 17,7 ppm de Nd. A razão isotópica $^{147}Sm/^{144}Nd$ é 0,10120, enquanto a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ é 0,511057 com erro experimental (2σ) de 0,0004, fator de fracionamento $[f_{(Sm/Nd)}]$ é -0,485, $\varepsilon Nd_{(0)}$ é -30,8 e a idade-modelo T_{DM} é 2,71 Ga e $\varepsilon Nd_{(2,34Ga)}$ é -2,16. Esses resultados indicam um retrabalhamento de crosta arqueana, tendo o magma crustal cristalizado no Paleoproterozoico no período Sideriano há 2,34 Ga.

DISCUSSÃO

As características ígneas e texturas preservadas e ausência de deformação e deformação incipiente nas amostras estudadas nos faz correlacionar diretamente as amostras do furo de sondagem estudo neste trabalho à unidade sideriana MTRB de Vasquez e Rosa-Costa (2008).

Geoquimicamente a rocha é um granito com anomalias negativas de Nb, P e Ti; a inclinação alta da curva de ETRL e a inclinação subhorizontal da curva de ETRP são características de uma assinatura de arco magmático. Os diagramas de Pearce et al. (1984) mostram uma assinatura de granitos de arcos vulcânicos.

A rocha estudada possui relação petrográfica e de geoquímica isotópica com o metatonalito (MVD134A) tardi sideriano com origem de crosta arqueana de Vasquez (2006), tendo o magma crustal cristalizado há 2,34 Ga. O monzogranitos tardi sideriano (este estudo, F04), apresenta Nd-T_{DM} 2,71 Ga e $\varepsilon Nd_{(2,34Ga)}$ de -2,16, que indicam ser resultado de retrabalhamento também de crosta arqueana, dominantemente crustal com alguma contribuição mantélica.

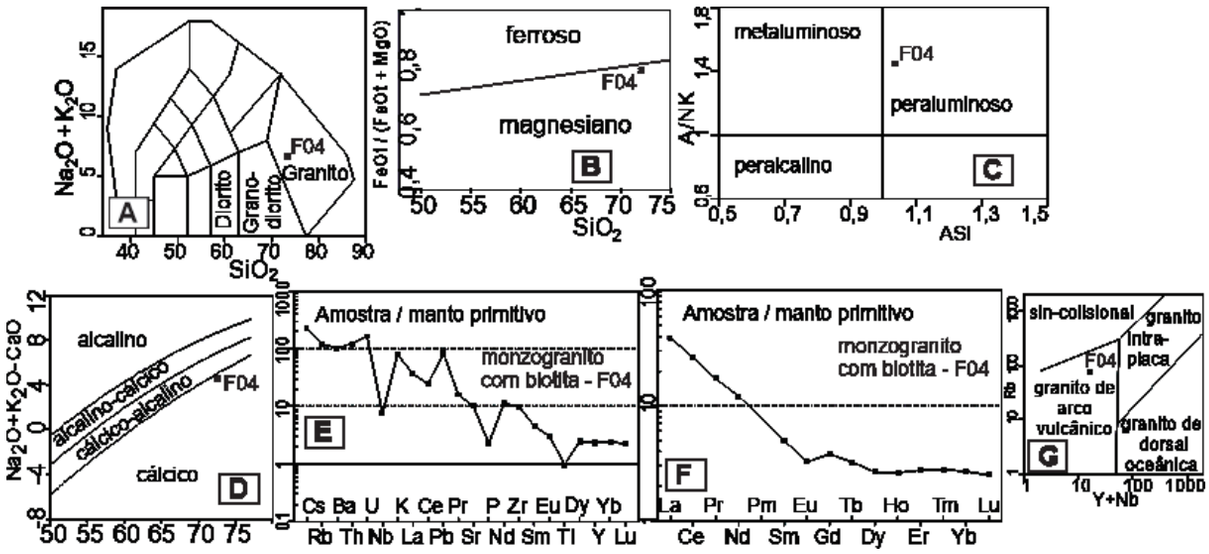


Figura 1. Diagramas de classificação, discriminação geoquímica e geotectônica do monzogranito com biotita do MTRB (amostra F04). (A) *TAS* Middlemost (1994); (B), (C) e (D) diagramas de Frost *et al.* (2001); (E) diagrama multielementos de Sun e McDonough (1989) e (F) diagrama de ETR de McDonough e Sun (1995), ambos normalizados pelo manto primitivo; (G) diagrama de Pearce *et al.* (1984).

CONCLUSÕES

Segundo a petrografia, a rocha estudada é um monzogranito e, de acordo com a classificação geoquímica relacionada aos ETR, o monzogranitos magnesiano, peraluminoso da série cálcica relacionado a granitos de arcos vulcânicos sin-colisionais em margens ativas compressionais. Relativamente a fonte, sugere-se uma rocha máfica no limite entre baixo e alto K.

A idade-modelo Nd-T_{DM} de 2,71 Ga e εNd negativo -2,16 representam um magmatismo de fonte crustal em arco magmático. A fonte do magma que formou o MTRB é crustal com alguma contribuição mantélica, sendo associada as rochas arqueanas encontradas no oeste do Domínio Bacajá.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cristo L.C.F. 2018. *Estudo petrográfico e isotópico (Pb-Pb, U-Pb e Sm- Nd) de rochas metavulcânicas, mineralizacões auríferas e rochas granitoides relacionadas ao greenstone belt Três Palmeiras, Volta Grande do Xingu, Domínio Bacajá, Pará*. MSc Dissertation. UFPA. 65 p.

DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California: *J. Geophys. Res.* **86**:10470-10488.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **42** (11), 2033–2048.

Le Maitre R.W., Streckeisen A.L., Zanettin M.J., Le Bas M.J., Bonnin B., Bayeman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Wooley A.R. 2002. *Igneous rock: A Classification and Glossary of Terms* (R. W. Le Maitre, Ed.; 2nd ed.). Cambridge University Press, United Kingdom. 236 p.

Mcdonough W. F. e Sun S. 1995. The composition of the Earth'. *Chemical Geology*, **120**, 223–253.

Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, **37** (3–4), 215–224.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25** (4), 956–983.

Sun S. e McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, **42** (1), 313–345.

Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em Zircão, Monazita e Granada e Isotópos de Nd das Associações Litológicas da Porção Oeste do Domínio Bacajá: Evolução Crustal da Porção Meridional da Província Maroni-Itacaiúnas – Sudeste do Cráton Amazônico*. PhD Thesis. Universidade Federal do Pará. 212 p.

Vasquez M.L. e Rosa-Costa L.T. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG - texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará* (M. L. Vasquez & L. T. Rosa-Costa, Eds.). Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Programa Geologia do Brasil - PGB. 329 p.

PETROGRAFIA DE ROCHAS GRANITO-GNÁISSICAS E MIGMATÍTICAS DOS COMPLEXOS ARUANÃ E BACAJAÍ, DOMÍNIO BACAJÁ, CRÁTON AMAZÔNICO

Isis Castro Marinho da Silva[1]; Matheus de Oliveira Figueira[1], Antônio Alessandro de Jesus Braga[1]; Felipe Holanda dos Santos[2]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA; [2]Universidade Federal do Ceará - UFC

isiscastromarinho@gmail.com, matheusoliver.geo@gmail.com; antonio.braga@ufopa.edu.br, felipeholanda@ufc.br

RESUMO

Este trabalho apresenta a descrição de campo e petrográfica de rochas granito-gnáissicas e migmatíticas dos Complexos Aruanã e Bacajaí. Com isso, busca-se entender processos ígneos, relacionados ao alojamento e condições de cristalização, além de identificar os protólitos estimar o metamorfismo, para as rochas metamórficas. Os métodos de trabalho consistiram em trabalho de campo e análises petrográficas. No Complexo Aruanã, foram descritos hornblenda-biotita-sienogranito, ortognaisse diorítico e metatexito. Enquanto no Complexo Bacajaí, foram encontrados biotita-monzogranito e dique anfibolítico. Os resultados indicam processos deformacionais de alta e baixa temperatura, além de fusão parcial em alguns litotipos. Dessa forma, os dados sugerem que o Domínio Bacajá foi afetado por zonas de cisalhamento, migmatização, bem como metamorfismo de alto grau. Este estudo fornece ideias para a compreensão da evolução geotectônica do Domínio Bacajá.

PALAVRAS-CHAVE: Zona de Cisalhamento; Migmatização; Evolução geotectônica;

INTRODUÇÃO

O Domínio Bacajá (DBJ), inserido no Cráton Amazônico (CA), corresponde à parte sul da Província Maroni-Itacaiúnas (2,2–1,95 Ga) (Tassinari e Macambira, 2004), a qual representa um orógeno acrecionário-colisional paleoproterozoico, afetado pelo Ciclo Transamazônico (2,26–2,05 Ga) (Vasquez *et al.,* 2008, Macambira *et al.*, 2009). Na região nordeste do DBJ (Figura 1A), há registros de rochas arqueanas retrabalhadas, inseridas no Complexo Aruanã (ca. 2,6 Ga), enquanto granitoides riacianos estão inseridos no Complexo Bacajaí (ca. 2,1 Ga) e nas suítes intrusivas Arapari e João Jorge (e.g. Macambira e Ricci, 2013; Besser e Barros, 2015). A descrição de rochas nesse contexto é importante para o entendimento da evolução de orógenos paleoproterozoicos, e consequentemente da evolução tectônica do CA. Sendo assim, este trabalho busca descrever os litotipos investigados com base em petrografia, a fim de compreender condições gerais de cristalização e alojamento de rochas ígneas, identificar o protólito e estimar qualitativamente o metamorfismo de rochas metamórficas, bem como, revelar os processos tectônicos envolvidos em sua gênese.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos incluíram atividade de campo, coleta de amostras e descrição dos litotipos. A petrografia macroscópica consistiu na definição dos minerais constituintes da rocha, textura da rocha, classificação litológica, bem como da análise estrutural de feições planares (e.g., foliação). A petrografia microscópica destas rochas foi feita com base em cinco lâminas delgadas, nas quais buscou-se identificar as assembleias minerais, texturas primárias e secundárias. A área de estudo abrange parte dos municípios de Anapu, Pacajá e Novo Repartimento, no Estado do Pará, dessa forma, os afloramentos descritos estão dispostos ao longo da BR-230 (Rodovia Transamazônica), que atravessa a região. Geologicamente, inserem-se nos Complexos Aruanã e Bacajaí (Figura 1B).

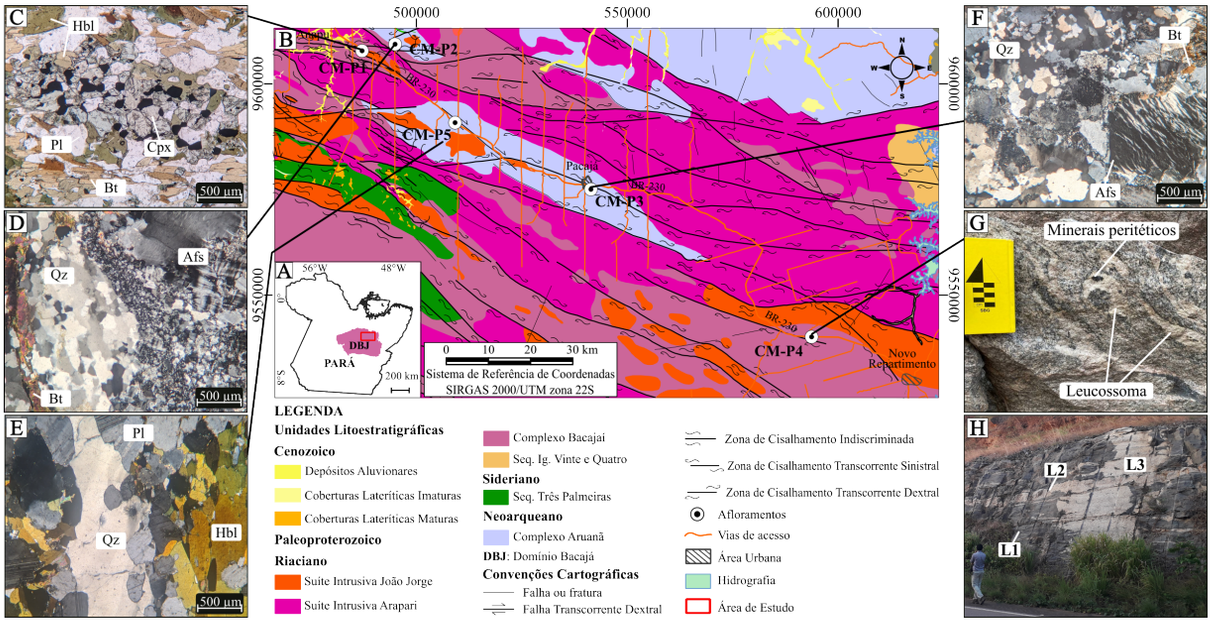


Figura 1. Localização da área de estudo. (A) Localização do DBJ no Estado do Pará, destaque para a área de estudo (retângulo vermelho); (B) Mapa geológico simplificado da região com a localização dos afloramentos visitados; Fotomicrografia das amostras: (C) Dique (CM-P1-B) – Clinopiroxênios (Cpx) com textura cumulática e biotita (Bt) com textura lepidoblástica. (D) Sienogranito protomilonítico (CM-P2), porfiroclastos de k-feldspato (Afs) em matriz quartzo-feldspática recristalizada. (E) Metatexito (CM-P5) – lente de leucossoma *in situ*, composta por quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl), hornblenda (Hbl) associada ao resíduo da fusão parcial. (F) Ortognaisse diorítico (CM-P3) – Leucossoma recristalizado, k-feldspato (Afs) com pertitas em formas de chamas; Fotos de afloramento: (G) CM-P4 – Diatexito. (H) CM-P5 – Corpos leucossomáticos L1 *in situ*, L2 *in source*, e L3 em forma de bolsão.

RESULTADOS

Complexo Aruanã

Inserem-se no Complexo Aruanã os afloramentos CM-P2, CM-P3 e CM-P5. O afloramento CM-P2 consiste em blocos *in situ* de hornblenda-biotita-sienogranito. A coloração da rocha é rosada e possui textura fanerítica inequigranular porfirítica. Apresenta foliação milonítica, na qual porfiroclastos de plagioclásio e k-feldspato, com até 4cm, estão envoltos por matriz recristalizada composta por minerais máficos. A proporção entre matriz e porfiroclastos é cerca de 30%, portanto, a rocha pode classificar-se como protomilonito.

Ao microscópio petrográfico, a amostra CM-P2, é composta por k-feldspato (46%), quartzo (25%), biotita (12%), plagioclásio (10%) e hornblenda (2%). Zircão, epidoto e opacos ocorrem como acessórios. Minerais secundários incluem clorita e calcita. A foliação milonítica caracteriza-se por porfiroclastos mais ou menos deformados de k-feldspato, e secundariamente, plagioclásio e hornblenda, em matriz quartzo-feldspática recristalizada (Figura 1D), e biotita em cristais finos e estirados que seguem um padrão anastomosado.

O afloramento CM-P3 ocorre em forma de lajedo. É constituído por um ortognaisse de composição diorítica, de coloração cinza-escuro, com textura equigranular e granulação fina a média. Apresenta bandamento gnáissico, definido pela segregação e orientação preferencial de cristais ferromagnesianos e plagioclásio. Localmente, há presença de estruturas indicativas de fusão parcial, tais como a formação de leucossoma, melanossoma e resíduo.

O ortognaisse diorítico (amostra CM-P3), sob o microscópio, é caracterizado pela presença de leucossoma na forma de veio leucocráticos, e resíduo de fusão parcial. O resíduo é constituído essencialmente por plagioclásio (55%), biotita (18%), quartzo subordinado. Exibe foliação, definida por cristais finos a médios de biotita. Enquanto o leucossoma, também recristalizado (Figura 1F), é composto por k-feldspato (16%), quartzo (11%), plagioclásio e biotita subordinados.

Afloramento CM-P5 consiste em um metatexito estromático, melanocrático, de granulação fina. Alterna entre bandas félsicas de leucossoma *in situ* (L1), compostas por quartzo e plagioclásio, concordantes ao plano de foliação e bandas máficas, ricas em hornblenda e biotita, também orientadas segundo à foliação principal. Leucossoma *in source* (L2) ocorre na forma de veios leucocráticos com espessura métrica, sub-paralelos à foliação. Há, ainda, leucossoma (L3) na forma de bolsão que corta transversalmente as camadas estromáticas, com contatos difusos (Figura 1H).

Ao microscópio (amostra CM-P5), é constituído por plagioclásio (40%), hornblenda (30%), quartzo (15%), biotita (10%), calcita (2%), e k-feldspato subordinado. Minerais acessórios incluem epidoto e clorita. Distingue-se resíduo da fusão parcial, caracterizado por foliação definida pelo alinhamento de hornblenda e biotita, na qual, cristais de hornblenda são finos a médios, anédricos a subédricos, e podem conter inclusões de quartzo e plagioclásio. Entre os contatos de cristais de plagioclásio, há ocorrência de "filmes" de quartzo ou plagioclásio. Lentes de leucossoma *in situ* ocorrem paralelas à foliação (Figura 1E), com espessura de ~2,5mm, compostas de quartzo com extinção ondulante e plagioclásio.

Compexo Bacajaí

Dentre os afloramentos descritos, CM-P1 e CM-P4 estão inseridos no Complexo Bacajaí. O afloramento CM-P1 consiste em um corpo rochoso em corte de estrada, com ~30m de comprimento e 2m de altura, constituído por biotita-monzogranito, leucocrático, com textura fanerítica equigranular e granulação média (~5mm). O corpo granítico apresenta zonas estreitas de deformação e, ao longo destas, apresenta foliação verticalizada. Adjacente às faixas deformadas, o biotita-monzogranito contém lineações de estiramento mineral, definidas por cristais de biotita (N65W/18). Além disso, há intrusão de um dique anfibolítico sub-concordante ao *trend* da foliação vertical. O dique assimila o granito localmente.

Sob o microscópio, o biotita-monzogranito (amostra CM-P1-A) é composto por plagioclásio (36%), quartzo (35%), k-feldspato (22%) e biotita (5%). Zircão ocorre como acessório, e clorita e sericita como minerais secundários. Plagioclásio consiste em cristais médios a grossos, subédricos a anédricos, podem exibir geminação polissintética, e geralmente, estão sericitizados. Quartzo ocorre como cristais médios a grossos, com extinção ondulante e contatos interlobados com subgrãos recristalizados de quartzo. K-feldspato ocorre como cristais médios a grossos, anédricos a subédricos, com geminação xadrez e/ou intercrescimento pertítico, além disso, localmente exibem extinção ondulante.

Enquanto o dique anfibolítico (amostra CM-P1-B, figura 1C), ao microscópio, caracteriza-se por porfiroclastos de piroxênio e foliação externa definida pelo alinhamento de biotitas e hornblendas. É composta por hornblenda (50%), plagioclásio (30%), biotita (11%) e piroxênio (7%), com opacos, epidoto e quartzo subordinados. Clorita e calcita são produtos de alteração de hornblenda.

O afloramento CM-P4 é constituído por blocos *in situ* de diatexito, de composição granítica, leucocrático, com textura fanerítica equigranular e granulação média. O diatexito mostra foliação definida pelo alinhamento de minerais máficos, tais como biotitas e anfibólios. O leucossoma é representado por veios leucocráticos, discordantes à foliação, com menores proporções de minerais máficos. Bem como, *patches* irregulares, com acumulações centimétricas de biotita e menores volumes de leucossoma, estão distribuídos pelo afloramento, concordantes à foliação (Figura 1G).

DISCUSSÕES

Complexo Aruanã

O hornblenda-biotita-sienogranito promilonítico (CM-P2) exibe microestruturas que evidenciam deformação cristal-plástica, associada a uma zona de cisalhamento dúctil. Há predomínio de recristalização dinâmica nos cristais de quartzo e feldspato (Figura 1D), e ausência de feições rúpteis. A ocorrência de estruturas manto-núcleo, bem como, localmente, a ocorrência de textura granoblástica poligonal, além de evidências de migração no limite de grãos, sugerem um protomilonito de médio grau, deformado entre as temperaturas de 500 a 650 ºC (Trouw, Passchier, Wiesrma, 2010).

Os migmatitos do Complexo Aruanã, em comparação às demais rochas descritas, possuem protólitos ígneos com composições menos evoluídas. O resíduo da fusão parcial do ortognaisse da amostra CM-P3, com a prevalência de plagioclásio e biotita, aponta para um protólito diorítico. Com relação à deformação, constata-se, ao menos, a existência de duas fases deformacionais. A fase D_n, relacionada à migmatização e formação do bandamento gnáissico, e a fase D_{n+1}, associada à sobreposição de feições ígneas por texturas deformacionais, observada a partir de leucossoma recristalizado, onde cristais mais resistentes de k-feldspato exibem comumente pertitas em forma de chamas, rodeados por matriz quartzo-feldspática com textura granoblástica, e recristalizada, principalmente, por rotação de subgrãos (Figura 1F). Essas feições sugerem que D_{n+1} ocorreu em condições de médio a alto grau (450 a 600 °C) (Passchier e Trouw, 2005).

A assembleia mineralógica do metatexito estromático (amostra CM-P5), hornblenda + plagioclásio + biotita ± quartzo ± calcita, é característico de protólito de composição intermediária, em fácies anfibolito (Bucher e Grapes, 2011). Feições como a continuidade dos corpos leucossomáticos L1 e L2 ao longo do afloramento, indicam migração de *melt,* que provavelmente deslocou-se para áreas de menor tensão e maior estabilidade (L3, Figura 1H), associadas a estruturas dilatacionais (Sawyer, 2008). Em escala microscópica, observa-se lentes de leucossoma *in situ* que também podem fazer parte de uma rede interconectada de *melt* (Figura 1E).

4.2 Complexo Bacajaí

O biotita-monzogranito (amostras CM-P1-A), macroscopicamente, apresenta principalmente texturas ígneas primárias, como fanerítica equigranular, que evidenciam uma lenta taxa de resfriamento do magma (Winter, 2014). Em escala microscópica, há a presença de texturas secundárias de recristalização dinâmica em quartzo e migração de limite de grão, além de indícios de deformação intracristalina em feldspato, que evidenciam deformações em condições de baixo a médio grau (400-500 °C) (Passchier e Trouw, 2005). O dique máfico contém associação mineralógica e texturas ígneas reliquiares, como cumulatos de piroxênio (Figura 1C), que indicam protólito gabróico, metamorfizado em fácies anfibolito. Supõe-se que a deformação que afetou o corpo granítico esteja associada a zonas de cisalhamento regionais, que também afetaram o dique, e podem ter servido de conduto para possível entrada de fluidos aquo-carbônicos, o que explicaria a alteração de piroxênio para anfibólio (uralitização), bem como a cloritização e calcitização de hornblenda. Como o dique está deformado e metamorfizado (anfibolitizado), assume-se que sua colocação foi pelo menos síncrona à deformação e metamorfismo que afetou essa porção do Domínio Bacajá.

CONCLUSÕES

Como considerações finais, a análise preliminar de campo e petrografia das rochas dos Complexos Aruanã e Bacajaí nos dão ideias a respeito dos processos ígneos, metamórficos e deformacionais que atuaram no Domínio Bacajá. Os dados apresentados nos permitem concluir que a área foi submetida a uma deformação de alta e baixa temperatura, relacionada a formação de zonas de cisalhamento. Além disso, os resultados também apontam para um metamorfismo de alto-grau, com migmatização associada. Por fim, tal trabalho pode, ainda, servir de guia para futuras investigações geológicas na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Besser M.L. e Barros C.E.M. 2015. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Bacajá - SA.22-Y-D-VI, Estado do Pará, Escala 1:100.000.* Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Bucher K. e Grapes R. (8 ed.). 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlim, Germany: Springer, 428 p.

Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(4):235-246.

Macambira E.M.B. e Ricci P.S.F. 2013. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Tucuruí – SA.22-Z-C, Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 122 p.

Passchier C.W. e Trouw R.A.J. (2 ed.). 2005. *Microtectonics*. Berlim, Germany: Springer.

Sawyer E.W. 2008. *Atlas of Migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada. 371 p.

Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p. 471-485.

Trouw R.A.J., Passchier C.W., Wiersma, D.J. 2010. *Atlas of Mylonites - and Related Microstructures*. Berlim, Germany: Springer.

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Ricci P.S.F., Barbosa J.P.O., Klein E.V., Lopes E.C.S., Macambira E.M.B., Chaves C.L., Carvalho J.M.A., Oliveira J.G.F., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *Unidades litoestratigráficas*. In: Vasquez M.L., Rosa Costa L.T. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, p. 113-215.

Winter, J. D. 2014. *Principles of igneous and metamorphic petrology: Pearson new international edition*. Londres, England: Pearson Education.

ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO DOMO MOGNO, PROVÍNCIA CARAJÁS: AFINIDADES PETROLÓGICAS E IMPLICAÇÕES PARA A TRANSIÇÃO DE UM ESTILO TECTÔNICO VERTICAL PARA HORIZONTAL

Jean Ricardo Mesquita Machado[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]

Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Aline Costa do Nascimento[1,2,3]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides - GPPG

jrm.machado88@gmail.com; davis@ufpa.br; lucianor@ufpa.br; aline.nascimento@ig.ufpa.br

RESUMO

Uma reavaliação das informações geológicas disponíveis na porção norte do Domínio Rio Maria sugere a existência de uma estruturação em forma de domos e quilhas, afetada por uma trama planar regional de direção NW-SE a E-W. Neste trabalho, o Domo Mogno (DM) é proposto para se referir a uma estrutura em forma de *augen*, com ~130 km de comprimento (direção E-W) e ~60 km largura (N-S). O DM é composto por diferentes unidades de granitoides e gnaisses, bordejadas por *greenstone belts*. No DM, a intensidade de deformação aumenta de oeste para leste e de sul para norte, com um núcleo mais preservado localizado ao norte de Bannach, composto por granitoides sódicos com foliação concêntrica. As bordas do domo são mais retrabalhadas, especialmente na porção nordeste, onde os TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) são afetados por migmatização, e na porção leste, onde ocorre o Granito Xinguara. O DM é constituído por duas gerações de TTGs. A geração mais antiga é representada pelo Trondhjemito Mogno e Ortognaisse Caracol (migmatizado), enquanto a mais jovem é representada pelo Trondhjemito Água Fria. Essas rochas são formadas por fusão parcial em diferentes profundidades de metabasaltos enriquecidos. O Tonalito Mariazinha, anteriormente considerado uma unidade separada, é agora reagrupado com o Trondhjemito Mogno devido à semelhança em natureza e estruturação (curvatura concêntrica da foliação nesse setor do domo). Outras unidades incluem: o Granodiorito Bonito localizado na porção noroeste do domo. Ele é caracterizado pela assinatura alto-Na-Ba-Sr; o Granodiorito Grotão, representado por pequenos *stocks* graníticos (alto K-Ba-Sr) de origem híbrida; o Granodiorito Rio Maria, que tem afinidade sanukitoide e origem atribuída à fusão parcial do manto metassomatizado; e o Granito Xinguara, localizado na borda leste do domo, é composto pelos típicos biotita granitos arqueanos e foi formado por anatexia de crosta TTG. O Granito Xinguara representa a porção mais retrabalhada do domo. Com base na natureza, possiveis fontes, distribuição espacial, padrão e intensidade de deformação das diferentes unidades do DM, pode-se admitir que essas rochas foram possivelmente formadas em um regime tectônico híbrido, envolvendo processos verticais (e.g., sagducção, gotejamentos e plumas) e encurtamento horizontal N-S.

PALAVRAS-CHAVE: Granitoides; Arqueano; Domos e Quilhas; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

Ao longo das últimas décadas, diversos trabalhos avançaram no entendimento da gênese dos granitoides da porção norte do Domínio Rio Maria, no entanto, ainda há um intenso debate acerca da evolução dos terrenos arqueanos. Alguns pesquisadores defendem que tectônica horizontal semelhante à dos tempos atuais vem atuando desde o Mesoarqueano (Almeida et al. 2011), enquanto outros sugerem que a crosta arqueana pode não ter sido suficientemente rígida para permitir processos modernos de tectônica de placas (Costa, et al., 2020). Diversos modelos foram propostos para explicar a formação dos granitoides arqueanos, incluindo a possibilidade de a crosta ter iniciado como uma "*stagnant-lid*" quente que sofreu gotejamento no manto para gerar os diferentes tipos de granitoides arqueanos (Nebel et al., 2018). Outros modelos relacionam a formação dessas rochas a processos de subducção de crosta oceânica precedida por fusão da base de platô (Almeida et al, 2011). No extremo norte do Domínio Rio Maria, as imagens aerogeofísicas indicam a existência de uma estruturação dômica bem preservada (Costa et al. 2020). Para abordar essas questões e avançar no entendimento geológico dessa região, aqui propomos o DM para denominar essa estrutura, que tem a forma de *augen*, com ~130 km de comprimento na direção E-W e ~60 km largura na direção N-S. O DM é composto por diferentes unidades de granitoides e gnaisses, que são bordejadas por *greenstone belts* dos grupos Sapucaia (ao norte), Andorinhas (ao sul) e Tucumã-Gradaús (ao oeste). No entanto, existem lacunas na estratigrafia e petrogênese das rochas que compõem esse domo. Assim, foi realizada uma revisão estratigráfica das unidades que compõem o DM, com base na compilação e integração de dados de campo, geologia estrutural, petrografia, geoquímica e geocronologia obtidos pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) da UFPA, ao longo das últimas décadas. A integração desses resultados poderá aprimorar o conhecimento acerca dos processos petrogenéticos e geotectônicos que condicionaram a formação do magmatismo da porção norte do Domínio Rio Maria. Com base nisso, este estudo visa discutir a origem e o significado tectônico das unidades do DM, e assim, contribuir com a avanço do conhecimento sobre evolução crustal da Província Carajás.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram utilizadas a leitura de diversas dissertações de mestrado e teses de doutorado, além da compilação de dados de 869 amostras, 218 análises modais e 181 análises químicas, que, junto com imagens aerogeofísicas, imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e dados de foliação, possibilitaram a confecção de um mapa geológico para o DM (Figura 1). As análises modais envolveram uma descrição sistemática dos minerais e a obtenção de composições modais com contador automático de pontos *Stageledge*, da marca *Endeeper* (2000 pontos por amostra). A classificação das rochas foi realizada conforme estabelecido pela IUGS. As análises químicas foram realizadas em três laboratórios: ALBRAS/*Lakefield–Geosol*/ UFPA, onde se utilizou o método XRF/WC, na ACME *Alalytical* e ALS *Geochemistry*, com o método ICP-ES/ICP-MS. Os diagramas geoquímicos foram gerados no GCDkit.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na reavaliação estratigráfica do Domo Mogno foram observadas quatro unidades caracterizadas por altos conteúdos de Na (cálcico-alcalinas baixo-K): (i) Trondhjemito Mogno, (ii) Ortognaisse Caracol, (iii) Trondhjemito Água Fria e (iv) Granodiorito Bonito. E quatro unidades cálcico-alcalinas moderado a alto-K: (i) Granodiorito Rio Maria, (ii) Quartzo Diorito Parazônia (iii) Granodiorito Grotão e (iv) Granito Xinguara (Figura 1).

As rochas de afinidade TTG plotam no campo dos tonalitos e trondhjemitos no diagrama QAP, se diferenciando principalmente pelo grau de deformação e enriquecimento em minerais máficos, onde o Ortognaisse Caracol apresenta feições de e é afetado por uma intensa deformação ao passo que o Trondhjemito Mogno exibe deformação incipiente e menor teor de minerais máficos. Além disso, o Trondhjemito Mogno apresenta megaxenólitos tonalíticos, que podem representar a formação de rochas granitoides mais antiga do Domínio Rio Maria. O Trondhjemito Água Fria é intrusivo no Ortognaisse Caracol e apresenta relação de contemporaneidade com o Granito Xinguara, se caracterizando como a segunda geração de TTG. O Granodiorito Rio Maria apresenta rochas que plotam no campo dos granodioritos (majoritariamente) e no campo dos tonalitos e corta o Trondhjemito Mogno, ao passo que o Granodiorito Grotão apresenta rochas exclusivamente granodioríticas. O Quartzo Diorito Parazônia apresenta alto teor de plagioclásio e menores de quartzo e feldspato potássico, e se destaca pelo elevado conteúdo de minerais máficos. O Granito Xinguara representa a unidade mais evoluída do domo, com rochas com variação monzogranítica a sienogranítica e teores inferiores a 5% de minerais máficos, além disso, cortam as rochas do Ortognaisse Caracol.

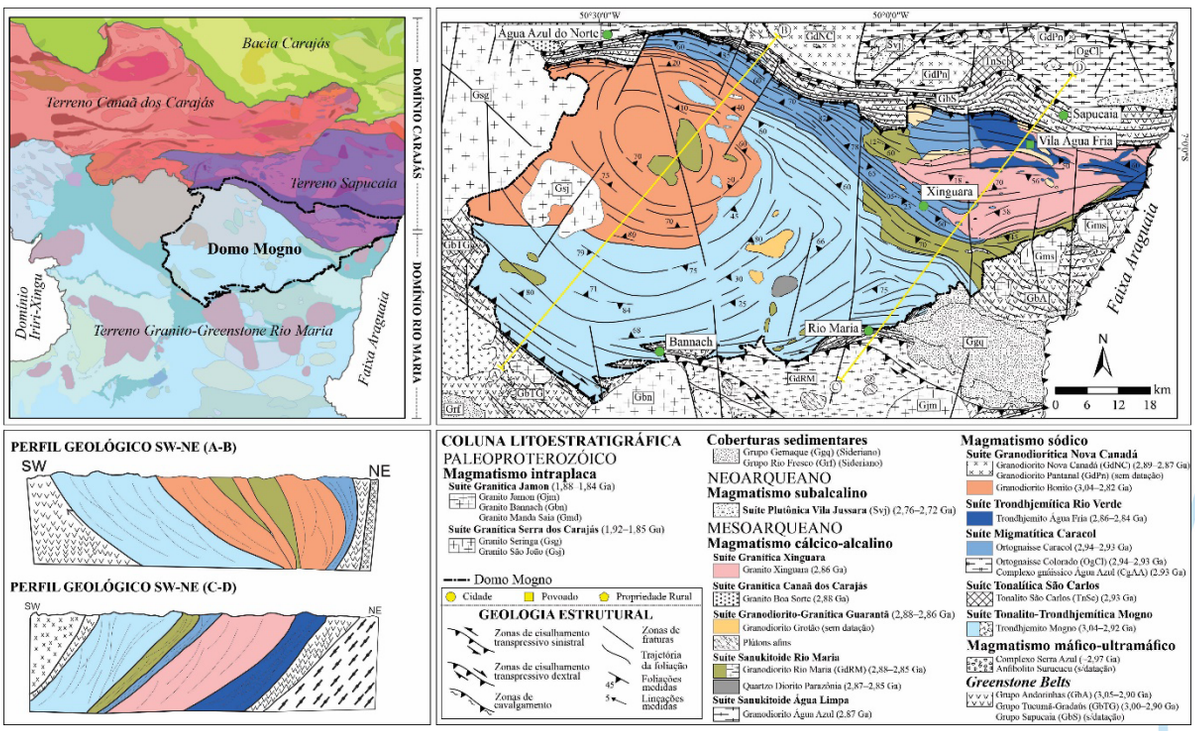


Figura 1. mapa e perfis geológicos do Domo Mogno (DM). O encarte a esquerda destaca os limites do DM no contexto da porção norte do Domínio Rio Maria e da porção sul do Terreno Sapucaia. A coluna litoestratigráfica apresentada segue a proposta de Oliveira et al. (2022).

Para se determinar a fonte dessas rochas, a geoquímica tem um papel fundamental. Nesse contexto, o Ortognaisse Caracol e o Trondhjemito Mogno possuem claras afinidades com rochas TTGs (Figuras 2a-b), formados em diferentes profundidades (Figuras 2c e 2e) por fontes máficas de baixo-K (Figura 2d). O baixo teor de Rb destas unidades atesta a baixa contribuição crustal em suas gêneses, sendo essas rochas associadas ao manto empobrecido (Figura 2f). Apesar das similaridades geoquímicas, o Ortognaisse Caracol e o Trondhjemito Mogno diferenciam-se especialmente pelo seu aspecto deformacional, onde o primeiro é caracterizado por apresentar intensa deformação e o segundo por exibir um caráter menos deformado. Além disso, o Trondhjemito Mogno apresenta megaxenólitos tonalíticos formados em baixas profundidades e com uma maior contribuição mantélica. O Trondhjemito Água Fria possui gênese similar às unidades TTGs mais antigas, no entanto, é formado apenas sob altas pressões (Figuras 2c e 2e), na zona da estabilidade da granada. O Granodiorito Bonito (alto-Na-Ba-Sr) é caracterizado por deformação incipiente e presença de xenólitos do Trondhjemito Mogno. Majoritariamente, as rochas desta unidade ocorrem no campo dos TTGs (Figuras 2a-b) e apresentam baixos conteúdos de elementos terras raras pesados (ETRP) (Figura 2c), com região fonte relativamente profunda, na zona de estabilidade da granada. Além disso, o notório enriquecimento em Na_2O, Fe_2O_3, Ba e Sr, sugere que a origem dos magmas do Granodiorito Bonito está relacionada com fusão parcial de basaltos enriquecidos, e subsequente assimilação crustal de TTGs, levando ao enriquecimento em LILE e à composição predominantemente granodiorítica desta unidade. Já o Granodiorito Rio Maria se destaca pelo enriquecimento em Ba, Sr, Rb, K_2O, Fe_2O_3 e MgO, apresentando assinatura ambígua (Figura 2a) entre a crosta e o manto. A petrogênese dessa unidade é atribuída a fusão parcial do manto enriquecido (fonte máfica alto-K – Figura 2d) em profundidades moderadas, fora da zona de estabilidade da granada (Figura 2c). Além disso, sua afinidade sanukitoide é atestada no diagrama de Halla et. al., (2009), sendo relacionadas majoritariamente ao manto empobrecido (Figura 2f). O Quartzo Diorito Parazônia tem um caráter mais primitivo, evidenciado pelos mais altos teores de MgO e Fe_2O_3 e, ambas são formadas em pressões baixas a moderadas. Essa unidade diferencia-se do Granodiorito Rio Maria por suas fontes relacionadas a rochas máficas de baixo-K. O Granodiorito Grotão plota no campo dos granodioritos, entretanto apresenta clara afinidade com TTGs (Figura 2a), plotando no campo dos trondhjemitos no diagrama Na-K-Ca. Por outro lado, essas rochas diferenciam-se dos TTGs por seus elevados teores de Ba e Sr (Figuras 2c,f) e afinidades com o manto enriquecido (Figura 2f). Além disso, suas moderadas a altas razões La/Yb sugerem uma origem em altas pressões.

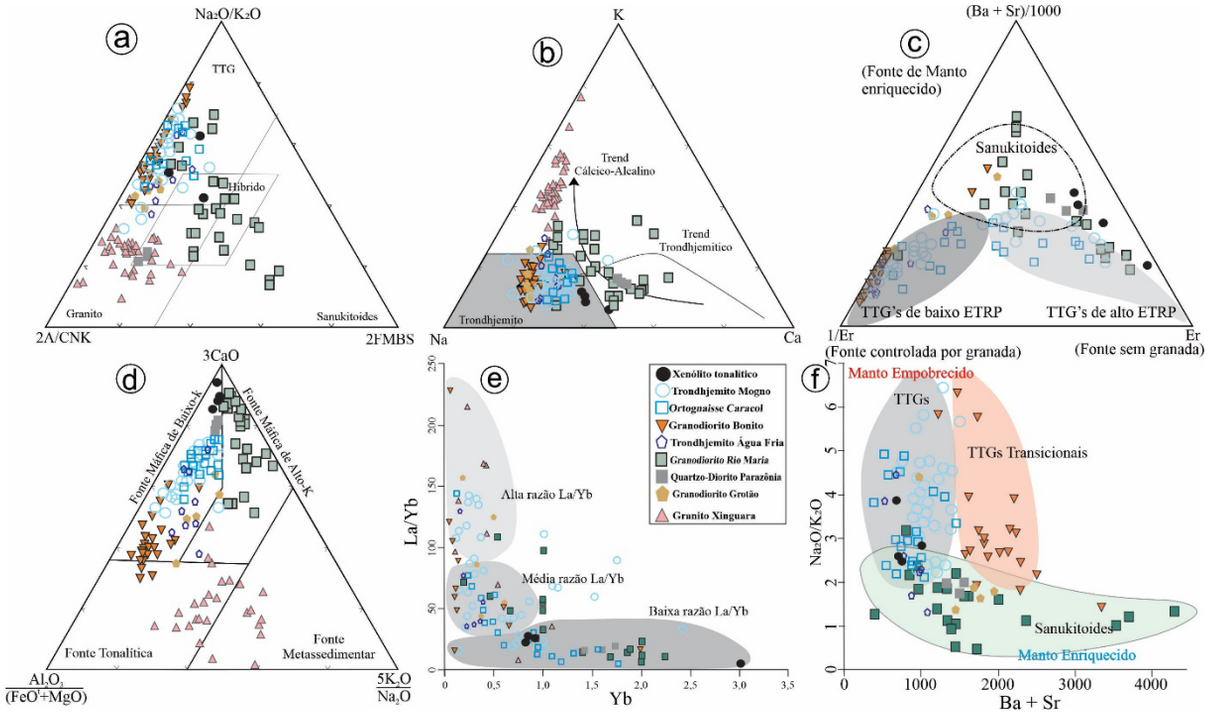


Figura 2. diagramas de classificação geoquímica e de fontes. (a) Diagrama ternário para granitoides arqueanos (Laurent et al., 2014); (b) diagrama ternário Na-K-Ca, com trends das séries trondhjemíticas e cálcico alcalinas; (c) diagrama discriminante de fontes controladas por granada, fontes sem granada e manto enriquecido (Heilimo et al., 2010); (d) diagrama discriminante para granitoides arqueanos (Laurent et al., 2014); (e) diagrama binário Yb vs La/Yb; (f) diagrama binário Ba + Sr vs Na_2O/K_2O, com os campos dos sanukitoides e TTGs definidos por Halla et. al., (2009) e o campo dos TTGs Transicionais definidos neste trabalho.

O Granito Xinguara apresenta um relevante enriquecimento em SiO_2, K_2O e Rb, e empobrecimento em Fe_2O_3 e MgO, lhe conferindo um aspecto crustal. Esses granitos (Figura 2a) tem afinidade com o *trend* cálcico alcalino (Figura 2b) e com fontes tonalíticas (Figura 2d). Dessa maneira, sugere-se que a fusão parcial de rochas TTGs seja a sua possível origem.

A maioria dos modelos tectônicos para o Domínio Rio Maria são relacionados a tectônica horizontal, evolvendo subducção (e.g., Almeida et al. 2011). Entretanto, a formação da estruturação de domos e quilhas na área de pesquisa (evidenciada com base em imagens aerogeofísicas) foi recentemente interpretada como um produto de tectônica por gotejamento (*drip tectonics*), relacionada a ocorrência de plumas do manto (Costa et al., 2020). De fato, os TTGs do DM não apresentam elevados conteúdos de Sr, MgO, Ni e Co, o que é coerente com um cenário vertical, sem a operação de subducção, uma vez que durante o processo de subducção, interações com o manto seriam inevitáveis. Uma análise preliminar dos padrões estruturais e geoquímicos das diferentes unidades do DM indica que essas rochas foram formadas em um regime tectônico híbrido, envolvendo processos verticais (e.g., sagducção, gotejamentos e plumas), com encurtamento horizontal N-S. Este último é evidenciado pela foliação regional que afeta todo o Domínio Rio Maria.

CONCLUSÕES

Com base na integração de dados disponíveis pelo GPPG/UFPA e na interpretação de imagens aerogeofísicas, neste estudo é proposto o DM para se referir a uma estrutura em forma de *augen*, com ~130 km de comprimento (direção E-W) e ~60 km largura (N-S), composta por diferentes unidades de granitoides e gnaisses, que são bordejados por *greenstone belts*. A intensidade de deformação no DM aumenta de oeste para leste e de sul para norte, com um núcleo mais preservado situado ao norte de Bannach, caracterizado por uma foliação regional concêntrica. Os resultados deste estudo permitiram determinar a existência de oito unidades geológicas no DM, que apresentam diferentes histórias petrogenéticas. Uma análise preliminar dos padrões estruturais e geoquímicos dessas rochas indicam que elas podem ser formadas em um cenário híbrido, envolvendo tectônica vertical, com encurtamento horizontal N-S.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. Precambrian Research, 187 (1-2): 201-221.

Costa F.G., Santos, P.A., Serafim I.C.C.O., Costa I.S.L., Roopnarain S., 2020. From Mesoarchean drips to modern–style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. Journal of South American Earth Sciences, 104: 102817.

Halla J., Van Hunen J., Heilimo E., H€oltt€a P. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoarchean plate tectonics. Precambrian Research, 174:155–162.

Heilimo E., Halla J., Hölttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). Lithos, 115(1–4):27–39.

Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. Lithos, 205:208–235.

Nebel, O., Capitanio, F., Moyen, J.F., Weinberg, R., Clos, F., Nebel–Jacobsen, Y.J., Cawood, P.A., 2018. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. Phil. Trans. R. Soc. A. 376, 20180103.

Oliveira, D.C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B., 2022. Geologia regional da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *In*: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá-PA.

ASPECTOS GEOCRONOLÓGICOS DO DOMO MOGNO, PROVÍNCIA CARAJÁS: IMPLICAÇÕES PARA A DESCOBERTA DO FRAGMENTO CRUSTAL MAIS ANTIGO ATÉ ENTÃO REGISTRADO NO DOMÍNIO RIO MARIA

Jean Ricardo Mesquita Machado[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]; Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Marco Antônio Galarza[1,2]; Aline Costa do Nascimento[1,2,3]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides - GPPG

jrm.machado88@gmail.com; davis@ufpa.br; lucianor@ufpa.br; antogt@ufpa.br; aline.nascimento@ig.ufpa.br

RESUMO

Este estudo investiga a origem e fornece dados geocronológicos inéditos de U-Pb em zircão para 4 unidades de granitoides mesoarqueanos do Domo Mogno (DM), localizadas na porção norte do Domínio Rio Maria (DRM). Assim temos: (i) Xenólito tonalítico (Xt), definido aqui como variedade de afinidade TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) mais antiga do DRM; (ii) Trondhjemito Mogno (TM), que mostra um padrão geoquímico típico dos TTGs; (ii) Granodiorito Bonito (GB), que apresenta uma assinatura geoquímica peculiar alto Na-Ba-Sr; e (iv) Granodiorito Grotão (GG), que é caracterizado por altos conteúdos de K-Ba-Sr. O Xt e o TM representam o embasamento TTG do DM. Ambos são formados por fusão de metabasaltos, entretanto os magmas geradores do Xt (3,05–3,00 Ga) foram formados em profundidades relativamente rasas, enquanto os magmas do TM (2,98–2,92 Ga) foram gerados em variadas profundidades. Já os magmas geradores do GB (3,00 Ga) são formados por um processo petrológico mais complexo envolvendo assimilação crustal por magmas do tipo-TTG. O GG forneceu idade de cristalização em 2,92 Ga e sua origem envolveu processos de hibridização entre magmas tipo-TTG e tipo-sanukitoide (SNK). De modo geral, as amostras analisadas forneceram populações de zircões mais antigas do que as populações interpretadas como sendo a de cristalização magmática. Entretanto, essas populações não foram registradas em estudos anteriores. Aqui elas são interpretadas como xenocristais (derivados de uma fonte crustal do tipo-TTG), visto que a região fonte dos magmas geradores desses granitoides envolveu rochas máficas, que provavelmente são livres de zircão. Nesse contexto, no TM foram identificadas quatro populações de xenocristais (3,00, 3,03, 3,06 e 3,08 Ga), assim como no GG (2,95, 2,99, 3,03 e 3,07 Ga), que foram incorporados pelos magmas durante a ascensão a partir das rochas encaixantes (TTG). Já o GB forneceu uma população mais antiga em 3,05 Ga e o Xt apresentou um único xenocristal, entretanto, concordante em 3,08 Ga. Essas rochas foram formadas em um cenário de tectônica vertical (e.g., sagducção, gotejamentos e plumas), durante encurtamento horizontal N-S, conforme evidenciado pela foliação regional do DRM.

PALAVRAS-CHAVE: Geocronologia U-Pb; Arqueano; Domos e Quilhas; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC) é considerada o principal núcleo arqueano do Cráton Amazônico e foi subdividida em dois domínios tectônicos (Santos 2003). O DRM, de idade mesoarqueana (2,98–2,86 Ga), é localizado na porção sul da PC e foi amplamente afetado por uma foliação regional de direção NW-SE a E-W. Já o Domínio Carajás, é localizado na porção norte da PC, apresenta idade meso- a neoarqueana (3,07–2,70 Ga), e mostra uma história geológica mais complexa em relação ao DRM. Mais recentemente, ao reformular a proposta de compartimentação tectônica sugerida por Dall'Agnol et al. (2013), Silva *et al.* (2022) e Oliveira et al. (2022) subdividiram o Domínio Carajás em três subdomínios: (i) Terreno Sapucaia; (ii) Terreno Canaã dos Carajás; e (iii) Bacia Carajás. O Terreno Sapucaia é formado predominantemente por suítes TTG, semelhante ao DRM, mas ele foi intesamente afetado por eventos de migmatização no final do Mesoarqueano e por magmatismo sintectônico neoarqueano. Por outro lado, o Terreno Canaã dos Carajás compreende o embasamento da Bacia Carajás e difere de outros terrenos granito-greenstone pela escassez de TTGs, dominância de biotita granitos e presença de granulitos e charnoquitos.

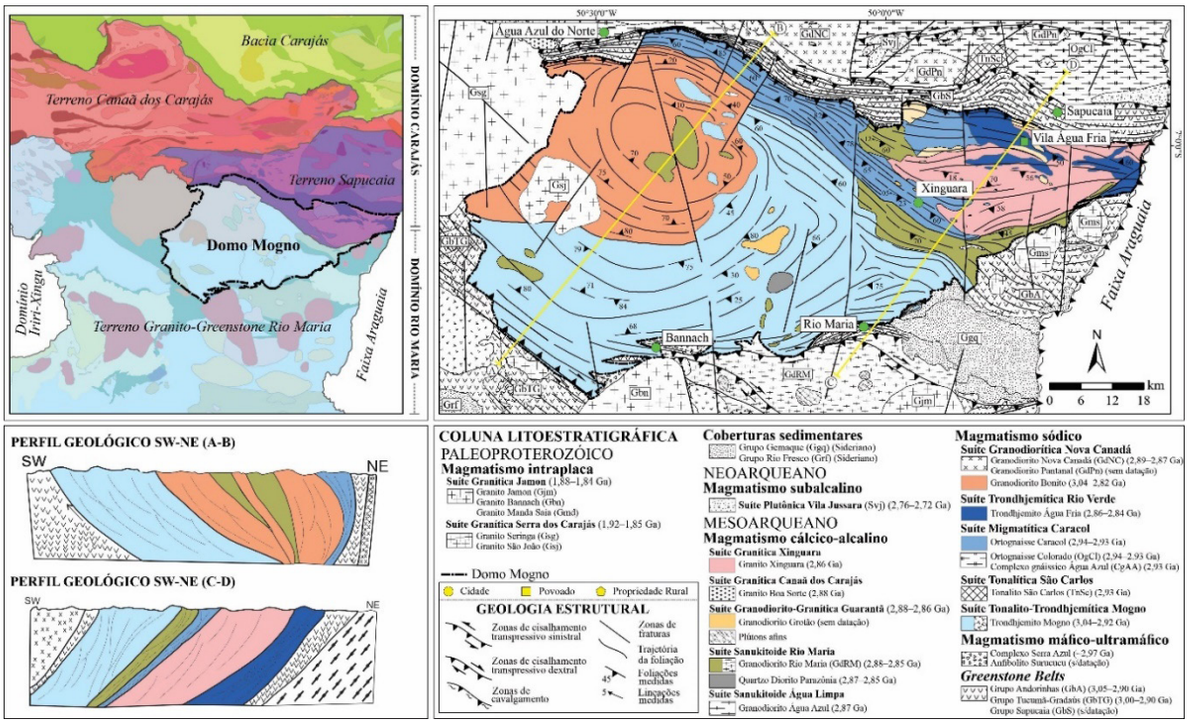


Figura 1. mapa geológico do Domo Mogno (DM). No encarte a esquerda, é destacado os limites do DM no contexto da porção norte do Domínio Rio Maria e porção sul do Terreno Sapucaia

Neste estudo, o DM é proposto para denominar uma estrutura em forma de *augen*, com ~130 km de comprimento na direção E-W e ~60 km de largura na direção N-S, que engloba o extremo norte do DRM e a parte sul do Terreno Sapucaia (Figura 1). O DM é composto por diferentes unidades de granitoides e gnaisses, que são bordejadas por *greenstone belts* dos grupos Sapucaia (a norte), Andorinhas (a sul) e Tucumã-Gradaús (a oeste). Atualmente são reconhecidas nove unidades litoestratigráficas no DM, das quais cinco são caracterizadas por altos conteúdos de sódio (cálcico-alcalinas baixo-K) e quatro apresentam afinidade com as

séries cálcico-alcalinas moderado a alto-K (Figura 1). O TM é a unidade com a maior extensão areal do DM e em estudos anteriores ele foi datado entre 2,98–2,92 Ga (Almeida et al. 2011). Entretanto, os resultados aqui apresentados permitiram a descoberta do fragmento crustal mais antigo registrado no DRM, que ocorre dentro do TM, mapeado como um corpo de tonalítico de ~9 km de comprimento, orientado na direção NW-SE, concordante com a direção da foliação regional (Figura 1). Assim, este estudo visa investigar a origem e o período de formação as rochas mais antigas do DRM, assim como contribuir com um avanço do conhecimento sobre evolução crustal da PC. Para isso foram apresentados dados geocronológicos inéditos de U-Pb *in situ* em zircão para quatro unidades de granitoides do DM, na porção norte do DRM.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram obtidos dados geocronológicos U-Pb *in situ* em zircão para 5 amostras/4 unidades de granitoides do DM. 2 são representativas do Xt (JDS-99 e JDV-44F), 1 do TM (JDV-72), 1 do GB (JDV-07) e 1 do GG (DPM-02) (Figura 2). Após microbateamento com água, separação magnética e microbateamento com álcool 98%, os grãos são selecionados e colocados em uma lâmina com fita adesiva para serem confeccionadas as pastilhas de resina epóxi. A superfície das pastilhas é metalizada com ouro e imageada por catodoluminescência e/ou elétrons retroespalhados. A obtenção dessas imagens permite avaliar as estruturas internas e padrões de zoneamento dos cristais, facilitando a escolha de domínios para realização das análises. As composições isotópicas de U-Th-Pb foram medidas com um espectrômetro de massa quadrupolo Thermo Fisher iCAP-Q acoplado a um sistema de laser Nd:YAG LSX-213 G2 CETAC (*Laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry* – LA-ICP-MS). Os procedimentos analíticos utilizados foram descritos por Milhomem Neto & Lafon (2019).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

O Xt apresenta anfibólio e biotita como os principais minerais máficos, o que difere do TM, que mostra apenas biotita como mineral varietal. Apesar das diferenças mineralógicas, o Xt e o TM representam o embasamento TTG do DM. Dados geoquímicos indicam que o Xt e o TM são formados por fusão de metabasaltos, entretanto os magmas geradores do Xt foram formados em profundidades relativamente rasas (na base da crosta), ao passo que os magmas do TM (2,98–2,92 Ga) foram gerados em variadas profundidades (Machado, J.R.M. em preparação). Duas amostras representativas do Xt forneceram os seguintes resultados geocronológicos: (i) a amostra JDS-99 forneceu três populações de zircão, onde uma apresenta idades de intercepto superior em 3,00 Ga (n= 07), e duas forneceram idades concórdia em 3,03 Ga (n = 11) e 3,04 Ga (n = 07). Além disso, foi identificado um cristal concordante em 3,08 Ga (Figura 2a); e (ii) a amostra JDV-44F forneceu uma única população de zircão, com idade de intercepto superior (n = 24) em 3,05 Ga, que é contemporânea a idade concórdia (n = 8) (Figura 1b). Esses resultados indicam que os magmas do Xt foram cristalizados entre 3,00 – 3,05 Ga, com o registro de um zircão mais antigo (3,08 Ga). Uma amostra do TM (JDV-72) forneceu

quatro populações de zircão com idades de intercepto superior em 2,94 (n = 9), 3,00 (n = 21), 3,03 (n = 13) e 3,08 Ga (n = 9), além de um cristal concordante em 3,06 Ga (Figura 2c–d). A população mais jovem (2,94 Ga) foi interpretada como representativa da idade de cristalização magmática do TM, enquanto as populações mais antigas (3,00, 3,03, 3,06 e 3,08 Ga) foram interpretadas como xenocristais de zircão. Esses xenocristais não foram registrados em estudos anteriores (Almeida et al. 2011), entretanto, eles podem fornecer valiosas informações sobre a natureza dos materiais crustais mais antigos do DRM. Assim, assumindo que os TTGs são produtos de fusão parcial de metabasaltos (que geralmente são livres de zircão), então essas populações mais antigas de zircão são melhor interpretadas como xenocristais derivados das rochas encaixantes. Devido a história primitiva dessas populações de zircão, pode-se atribuir uma fonte TTG para esses xenocristais, que foram incorporados durante a ascensão e colocação dos magmas geradores do TM.

O GB foi definido por Oliveira et al. (2022) e primeiramente descrito por Silva & Oliveira (2013), na região de Água Azul do Norte. O GB ocorre como grande batólito com > 610 km^2, que é intrusivo no Grupo Sapucaia e Ortognaisse Caracol ao norte e no TM ao sul e leste; enquanto ao oeste ele é cortado pelos granitos Seringa e São João. O GB mostra foliação NW-SE e, mais raramente, E-W e NE-SW, com mergulhos baixos a altos (20° a 80°) definindo um padrão circular, com mergulhos para NE, SW, NW e N, indicando a porção central da estrutura dômica (Figura 1). A biotita ocorre como única fase varietal. Ele é caracterizado por uma geoquímica particular, com altos conteúdos de Na-Ba-Sr, e sua petrogênese pode estar relacionada a processos de assimilação crustal por magmas do tipo-TTG. Neste estudo, uma amostra representativa do GB forneceu três populações de idades datadas em 2,82 (n = 6), 3,00 (n = 08) e 3,05 Ga (n = 13). A população mais jovem (2,82 Ga) é composta por *spots* bastantes discordantes, de modo que, a idade fornecida por ela não pode ser interpretada como a idade de cristalização da amostra. Esses resultados podem ser atribuídos à perda de chumbo antigo ou até mesmo à má amostragem das diferentes populações presentes na amostra. Nesse contexto, aqui a população de 3,00 Ga é interpretada como representativa da idade de cristalização do GB. Entretanto, devemos admitir que estudos geocronológicos adicionais são necessários para definir o período de formação desta unidade. A população de zircão mais antiga do GB (3,05 Ga) foi interpretada como xenocristais incorporados a partir das rochas encaixantes.

O GG, definido por Guimarães et al. (2010), é intrusivo no TM e tem altos conteúdos de K-Ba-Sr (Almeida et al. 2010), que são características geoquímicas mais complexas em relação aos típicos TTGs. Ele ocorre como pequenos plútons a nordeste de Bannach e nos arredores de Xinguara (Figura 1). Biotita representa a principal fase máfica. Em estudos anteriores, o GG foi integrado na Suíte Granodiorito-Granítica Guarantã (Oliveira et al. 2022) e sua origem foi atribuída a diferentes graus de hibridização entre magmas de afinidade TTG e SNK (Almeida et al. 2010). Neste estudo, uma amostra representativa do GG (DPM-02) forneceu cinco populações de zircão (Figura 2f), onde quatro apresentaram idades de intercepto superior em 2,92 (n = 05), 2,94 (n = 12), 2,99 (n = 03) e 3,03 Ga (n = 04), e uma forneceu idade concordante em 3,07 Ga (n = 2). A população mais jovem (2,92 Ga) foi interpretada como representativa da idade de cristalização magmática da amostra, ao passo que as populações mais antigas foram interpretadas como xenocristais incorporados pelas rochas encaixantes.

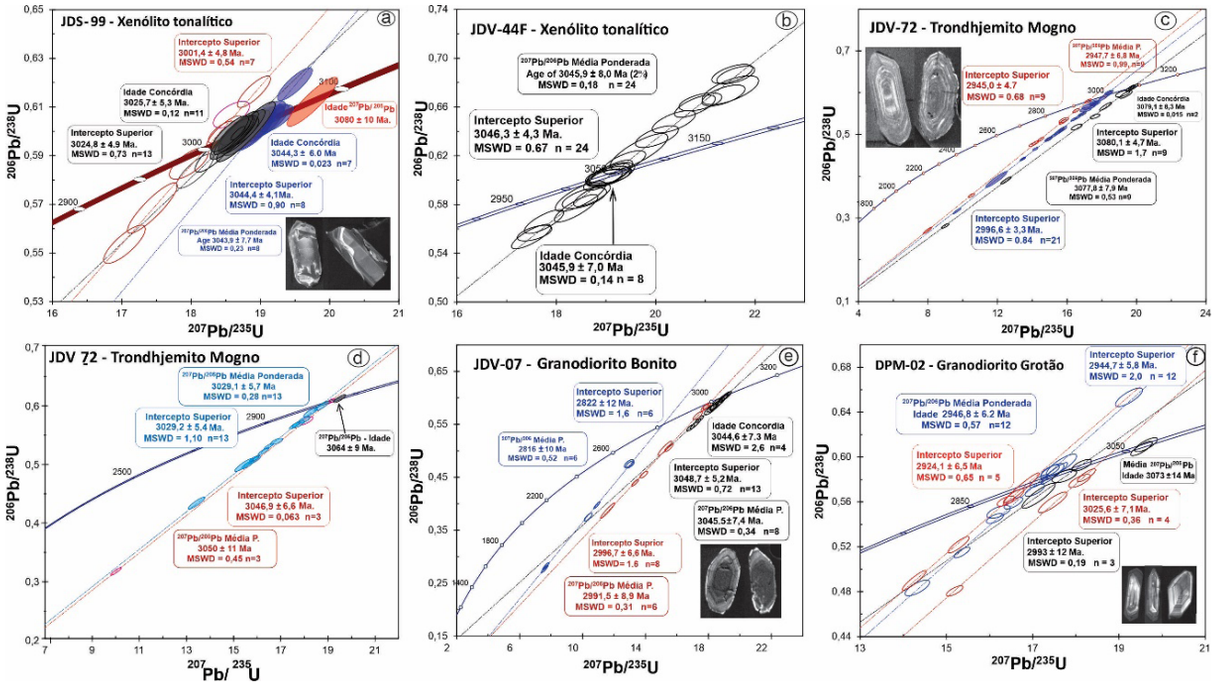


Figura 2. diagramas concórdia com dados U-Pb em zircão por La-ICP-MS: (a-b) Xenólito tonalítico (Xt); (c-d) Trondhjemito Mogno (TM); (e) Granodiorito Bonito (GB); (f) Granodiorito Grotão (GG).

O padrão estrutural do DM (Figura 1) aliado às informações disponíveis na literatura sugerem um cenário de tectônica vertical (e.g., sagducção, gotejamentos e plumas) para a formação dessas rochas, porém este cenário estava associado com encurtamento horizontal N-S, conforme evidenciado pela foliação regional que afeta todo o DRM.

CONCLUSÕES

1. O Xt (3,05–3,00 Ga) é proposto para representa o fragmento de crosta tipo-TTG mais antigo até então registrado no DRM. Para o TM a população de zircão datada em 2,94 Ga foi interpretada como a idade de cristalização magmática, ao passo que as populações mais antigas (3,00, 3,03, 3,06 e 3,08 Ga) foram interpretadas como xenocristais de zircão. A descoberta do Xt e a identificação de populações de zircão mais antigas do que 2,98 Ga no TM sugerem que o DRM apresenta uma assinatura geocronológica mesoarqueana (3,08–2,86 Ga) similar àquela do Domínio Carajás (3,07–2,83 Ga), indicando que esses dois segmentos crustais foram formados contemporaneamente em um mesmo contexto geotectônico.

2. O GB forneceu uma idade de cristalização magmática em 3,00 Ga, enquanto o GG foi cristalizado em 2,92 Ga. As populações mais antigas do GB (2,95 Ga) e do GG (2,95, 2,99, 3,03 e 3,07 Ga) foram interpretadas como xenocristais incorporados durante a ascensão e colocação dos magmas a partir das rochas encaixantes (TTG). Essas rochas foram formadas em um cenário de tectônica vertical (e.g., sagducção, gotejamentos e plumas), associado a encurtamento horizontal N-S, conforme evidenciado pela foliação regional do DRM.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. In: 13° Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais[...], CD-rom.

Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. Precambrian Research, 187 (1-2): 201-221.

Guimarães F. V., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C., Oliveira M.A. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha, Terreno Granito-Greenstone Mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. Revista Brasileira de Geociências. 40(2): 196-211.

Machado, J.R.M. (em preparação). A diversificação e estruturação dos granitoides mesoarqueanos da porção norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás: implicações petrogenéticas e estilos tectônicos. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

Neto, J. M. M., & Lafon, J. M. (2019). Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. Geoscience Frontiers, 10(4), 1477-1506.

Oliveira, D.C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B., 2022. Geologia regional da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. In: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá-PA, CD-rom.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil- Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (ed.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM- Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.

Silva C.R.P. & Oliveira D.C. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTGs e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 8(3):383–415.

Silva, L. R., Oliveira, D. C., Nascimento, A. C., Lamarão, C. N., & de Almeida, J. D. A. C. (2022). The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: Petrogenesis, zircon UPb SHRIMP geochronology and tectonic implications. Lithos, 432, 106901.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS MÁFICAS DA ÁREA DE SERRA NORTE, PROVÍNCIA CARAJÁS, PA

Júlia Santos Netto[1]; Kamila Gomes Fernandes[1]; Carolina Penteado Natividade Moreto[1]
Fernando M. V. Matos[2]; Gustavo Diniz Oliveira[3]; Ezequiel Pozocco[3]

[1]Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP; [2]SERVIGEO Geologia e Geofísica LTDA; [3]Vale S.A.

julianetto237@gmail.com

RESUMO

A Formação Parauapebas (~2,76 Ga), unidade basal do Grupo Grão Pará, representa sequências vulcanossedimentares que recobrem o embasamento do Domínio Carajás, inserido na Província Mineral de Carajás. O contexto tectônico que deu origem ao vulcanismo dessas rochas é ainda controverso, associado a duas principais hipóteses: (i) ambiente de arco continental ou (ii) rift intra-placa de crosta continental. Análises petrográficas e litogeoquímicas de elementos maiores e traço de rochas vulcânicas dos depósitos de ferro N4WS e GT-57 (Serra Norte) foram empregadas para avaliação da intensidade de alteração hidrotermal e para a interpretação do ambiente tectônico de geração das rochas da Formação Parauapebas. As rochas estudadas são indeformadas e não são cortadas por hidrotermalizações do tipo IOCG. As rochas analisadas são classificadas como andesitos e basaltos andesíticos. Apresentam texturas ígneas primárias preservadas, com plagioclásio e augita como minerais essenciais. A ocorrência de clorita, epidoto, sericita e calcita como produto de alteração e como preenchimento de amígdalas evidenciam alteração hidrotermal do tipo VMS e espelitização de fundo oceânico. A classificação das amostras em dois níveis de alteração permitiu avaliar a influência dos processos hidrotermais na geoquímica das rochas. Valores moderados de perda ao fogo, lixiviação de SiO_2, CaO e Na_2O, aumento nos teores de Fe_2O_3 e maiores razões Rb/Sr, são as principais modificações ocasionadas pela alteração dessas rochas. Em contrapartida, Zr, Nb, Hf, ETRL e ETRP são considerados os elementos mais imóveis frente à alteração que afetaram as rochas. As assinaturas de elementos traço e ETR são comparáveis aos padrões de rochas do tipo-arco e de crosta continental superior e são possivelmente induzidas por processos de contaminação crustal. Padrões de enriquecimento em Rb, Ba, Th, U, K e Pb, maior enriquecimento de ETRL em relação a ETRP e anomalias negativas em Nb e Ti evidenciam a contribuição de contaminação crustal, possivelmente por rochas do embasamento da Bacia Carajás. A assimilação de material crustal por magmas parentais derivados de um manto empobrecido, gerados há ~2,76 Ga em um ambiente de rift intra-placa de crosta continental, é sugerida como o mais provável cenário resultante na geração do vulcanismo das rochas da Formação Parauapebas.

PALAVRAS-CHAVE: Província Mineral de Carajás; Formação Parauapebas; alteração hidrotermal; rochas vulcânicas.

INTRODUÇÃO

Situada ao norte da Província Mineral de Carajás, a Formação Parauapebas (~2,76 Ga) consiste em rochas vulcânicas máficas e intercalações de vulcânicas félsicas do Grupo Grão Pará, sequência dominante do Supergrupo Itacaiúnas, que correspondem às rochas originadas pelo preenchimento da Bacia Carajás (DOCEGEO, 1988, Gibbs *et al*., 1986; Martins et al., 2017).

A Formação Parauapebas vem sendo alvo de estudos por diversos autores quanto às suas características geoquímicas, a fim de melhor compreender o contexto geotectônico em que se inserem. O ambiente tectônico associado a esta formação ainda é debatido na literatura. Dois ambientes são propostos: rift intra-placa de crosta continental (Gibbs et al., 1986; Olszewski et al., 1989; Tallarico *et al.*, 2005a; Martins et al., 2017; Lacasse *et al.*, 2020) e ambiente de arco continental, com a presença de zona de subducção (Meirelles e Dardenne, 1991; Zucchetti, 2007).

Neste sentido, o principal propósito do trabalho é o estudo das rochas vulcânicas máficas a intermediárias da Formação Parauapebas na região de Serra Norte, tendo como estudo de caso testemunhos de sondagem na área dos depósitos de ferro N4WS e GT-57. Para tanto, foram feitas a caracterização petrográfica e litogeoquímica, contribuindo para a compreensão dos processos envolvidos no magmatismo responsável pela geração destas rochas.

MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo está inserida no distrito de Serra Norte, parte da Província Mineral de Carajás, no município de Parauapebas (PA). Foram amostradas rochas de testemunhos de sondagens dos depósitos de ferro N4WS e GT-57, pertencentes à empresa VALE S.A.

Os métodos abordados no estudo foram a análise petrográfica e geoquímica das rochas amostradas. Para a análise petrográfica, foram selecionadas quatro amostras de dois testemunhos de sondagem dos depósitos GT-57 e N4WS. As análises químicas de rocha total foram realizadas em 12 amostras, sendo duas amostras do depósito GT-57 e dez amostras do depósito N4WS.

Para a pré-classificação do nível de alteração hidrotermal das amostras foi empregada a abordagem de Large *et al*. (2001). O método proposto prevê uma representação gráfica entre dois índices de alteração (Ishikawa AI e CCPI) para caracterizar diferentes tendências de alteração hidrotermal de rochas vulcânicas associadas a sistemas do tipo VMS.

RESULTADOS

As amostras de rocha descritas compreendem basaltos e rocha fragmentária. Os basaltos (Figura 1A) apresentam texturas intergranular a intersetal, ofítica a subofítica e amigdaloidal. Os principais minerais primários são augita e plagioclásio sericitizado (Figura 1B), enquanto clorita, epidoto, sericita e calcita configuram os principais minerais de alteração. A rocha fragmentária é definida por litoclastos basálticos presentes em matriz cloritizada.

Através dos dados geoquímicos, as rochas foram pré-classificadas em dois diferentes níveis de alteração hidrotermal (Figura 1C): (i) nível de alteração intermediário e (ii) nível de alteração alto, empregando-se a abordagem apresentada por Large *et al.* (2001).

Para a classificação das amostras foi elaborado o diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO_2. Nele, as rochas são classificadas como andesitos e andesitos basálticos. A partir do diagrama Y vs. Zr, as amostras são classificadas como cálcio-alcalinas. A mobilidade dos elementos de alto campo de

força (Zr, Hf, Nb, Ta, Ti e Th) foi analisada através de diagramas binários de Zr versus outros elementos. Os diagramas demonstram relativa imobilidade de Nb e Hf, enquanto para Y, Th, Ti e Ta é indicada uma maior mobilidade.

Através do diagrama multielementar para elementos maiores e traço (Figura 1D), é notável o padrão de enriquecimento em elementos litófilos de raio iônico grande (LILE) (como Cs, Rb, Ba, Th, U, K) e em Pb, e empobrecimento em alguns elementos de alto campo de força (HFSE). As amostras exibem anomalia negativa em Nb e pequena anomalia negativa em Ti em amostras menos alteradas. Em relação aos diferentes níveis de alteração das rochas, as amostras mais alteradas apresentam significativo empobrecimento em Sr. Por meio do diagrama de representação de ETR, nota-se um considerável enriquecimento em ETRL em comparação aos ETRP. Ainda, uma anomalia negativa de Eu é exibida nas rochas analisadas.

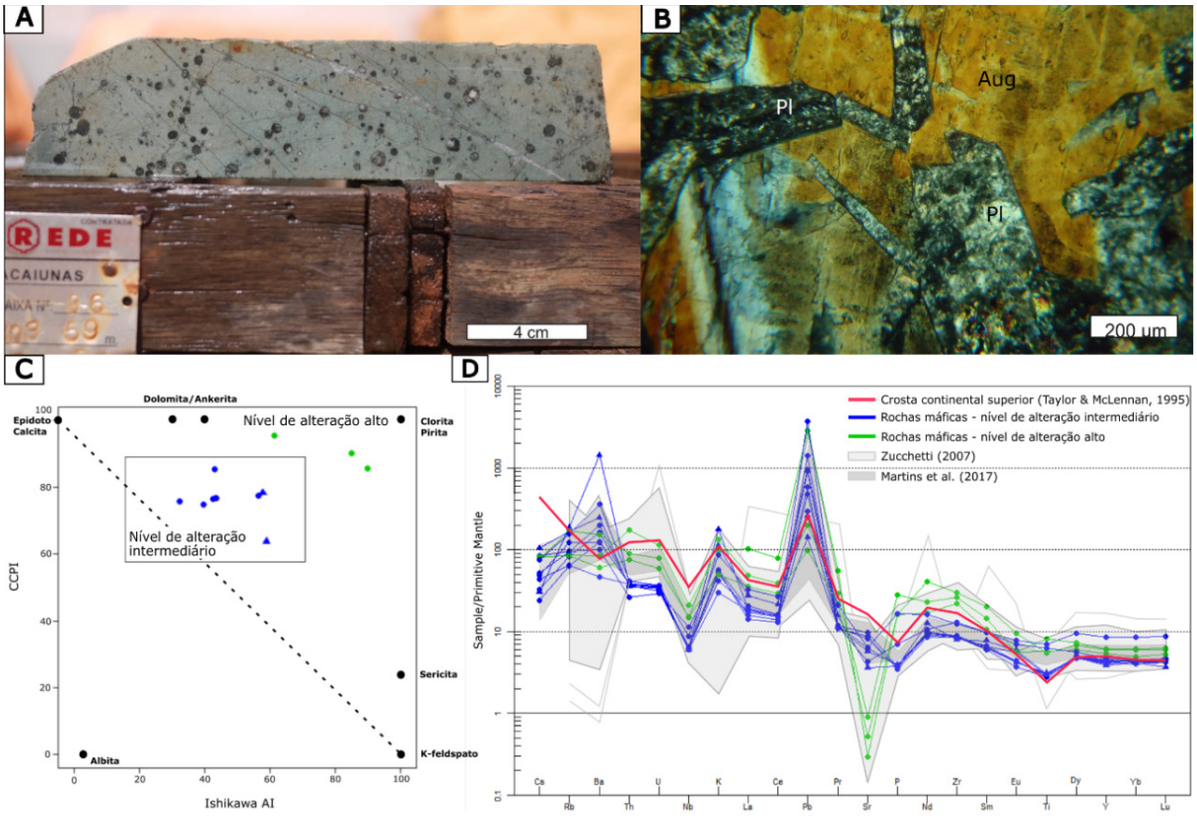


Figura 1. Resultados obtidos. (a) Aspecto macroscópico de amostra de basalto cloritizado, com amígdalas preenchidas principalmente por calcita e clorita (depósito GT-57). (b) Aspecto microscópico de basalto com textura ofítica em plagioclásio exibindo sericitização e saussuritização e cristais de augita (depósito N4WS). (c) Diagrama Ishikawa AI vs. CCPI. (d) Diagrama de elementos traço e ETR normalizados ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989).

DISCUSSÕES

Alteração e os efeitos na composição das rochas vulcânicas

Algumas características atribuídas a processos de alteração hidrotermal de fundo oceânico são observadas nos basaltos estudados, tanto por feições petrográficas quanto por análises geoquímicas de rocha total.

A afinidade cálcio-alcalina do magmatismo das amostras é questionada por alguns autores (Martins et al., 2017; Lacasse et al., 2020), os quais sugerem ter sido herdada das rochas do embasamento, induzida por contaminação crustal. Os padrões de elementos traço e ETR apresentados caracterizam feições típicas de contaminação crustal: (i) enriquecimento em LILE (Rb, Ba, Th, U, K), e Pb, (ii) maior enriquecimento de ETRL em relação a ETRP e (iii) anomalias negativas em Nb e Ti. Além disso, a distribuição dos elementos traço apresenta padrão comparável aos valores médios de composição da crosta continental superior.

As evidências de que o magma basáltico da Formação Parauapebas foi modificado por contribuição de material crustal são condizentes com o apontado por Gibbs et al. (1986); Olszewski et al. (1989) e Martins et al. (2017). Além de dados de elementos traço e ETR, estes autores apresentam dados isotópicos de Nd e Sr que reforçam a assimilação de rochas crustais. Ainda, a correlação entre as rochas da sequência vulcanossedimentar do Igarapé Bahia com as rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará através da presença de zircões herdados datados em ~2,75 Ga (Tallarico et al., 2005b) confirma a influência da contaminação crustal nas rochas vulcânicas da Formação Parauapebas.

Ambiente tectônico

O diagrama Zr vs. Zr/Y (Figura 2) é utilizado como para discriminação entre basaltos continentais e basaltos associados a arco. A distribuição de amostras menos alteradas tangendo o campo dos basaltos intra-placa sugere que as rochas da Formação Parauapebas teriam sido formadas em um ambiente tectônico anorogênico. A ausência de empobrecimento proeminente de Zr e de enriquecimento de Sr no padrão de distribuição dos elementos traço é utilizada também por alguns autores (Xia, 2014; Wang et al., 2015; Martins et al., 2017) para distinguir o magmatismo intra-placa do magmatismo de arco. Conforme exibido pelas amostras menos alteradas, essas feições sugerem ambiente intra-placa para as rochas estudadas.

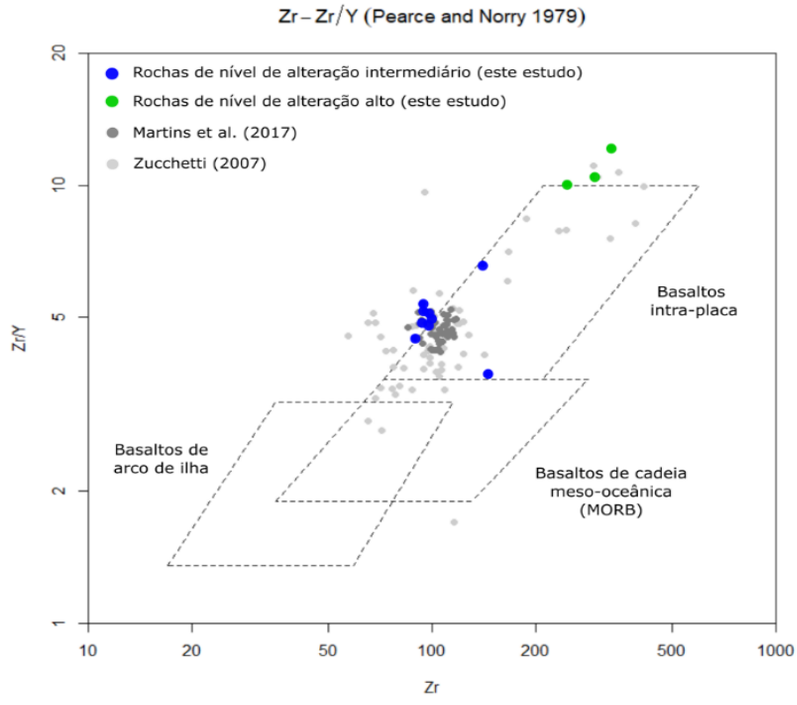


Figura 2. Diagrama Zr vs. Zr/Y de discriminação de ambiente tectônico (Pearce e Norry, 1979).

A afinidade cálcio-alcalina e assinaturas de elementos traço exibidas pelas rochas da Formação Parauapebas, características de ambiente de arco, são possivelmente resultado da assimilação de rochas do embasamento da Bacia Carajás (Complexo Xingu) por magmas parentais derivados de uma fonte empobrecida do manto (Lacasse et al., 2020).

CONCLUSÕES

A definição de diferentes níveis de alteração favoreceu a quantificação relativa à influência de processos hidrotermais na geoquímica das rochas, observadas através das perdas de SiO_2, CaO e Na_2O, aumento nos teores de Fe_2O_3 e maiores razões Rb/Sr.

Os padrões de elemento traço e ETR caracterizam feições típicas de contaminação crustal, sendo comparáveis aos valores médios de composição da crosta continental superior. A influência da contaminação crustal na composição geoquímica das rochas vulcânicas é responsável por induzir as assinaturas do tipo-arco e afinidade cálcio-alcalina apresentadas por essas rochas.

O magmatismo que deu origem às rochas vulcânicas da Formação Parauapebas há ~2,76 Ga está possivelmente associado à geração de magmas parentais derivados de manto empobrecido que foram afetados por contaminação crustal pelas rochas do embasamento da Bacia Carajás. Um ambiente de rift intra-placa de crosta continental é sugerido como a mais provável configuração tectônica resultante na geração do vulcanismo das rochas da Formação Parauapebas.

Agradecimentos

Agradecemos a empresa VALE S.A. por disponibilizar o material de estudo e por financiar essa pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anexo aos Anais, p. 11-54.

Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.S. 1986. Age and composition of the Grão Pará group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc*., **16**:201-211.

Lacasse, C. M., Ganade, C. E., Mathieu, L., Teixeira, N. A., Lopes, L. B. L., & Monteiro, C. F. 2020. Restoring original composition of hydrothermally altered Archean metavolcanic rocks of the Carajás Mineral Province (Brazil): Geodynamic implications for the transition from lid to mobile tectonics. *Lithos*, 372, 105647.

Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H., Huston, D. L. 2001. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic geology*, **96**: 957-971.

Martins, P. L. G., Toledo, C. L. B., Silva, A. M., Chemale Jr, F., Santos, J. O. S., & Assis, L. M. 2017. Neoarchean magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*, **302**: 340-357.

Meirelles M.R. e Dardenne M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, PA. *Rev. Bras. de Geoc.,* **21**: 41-50.

Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grao Para Group and associated rocks, Serra dos Carajas, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**: 229-254.

Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. *Mineral. Petrol*. **69**:33–47.

Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication*, **42**: 313–345.

Tallarico, F.H.B., Groves, D.I., Figueiredo, B.R., Grainger, C.J., Beadry, C. 2005a. Neoarchean and Paleoproterozoic metallogeny of the Carajás copper-gold belt. In: SBG, I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM.

Tallarico, F. H., Figueiredo, B. R., Groves, D. I., Kositcin, N., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R., & Rego, J. L. 2005b. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Economic Geology*, **100**: 7-28.

Wang, X.-C., Wilde, S.A., Xu, B., Pang, C.-J., 2015. Origin of arc-like continental basalts: Implications for deep-Earth fluid cycling and tectonic discrimination. *Lithos* **261**: 5-45.

Xia, L.-Q., 2014. The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones. *Earth Sci. Rev.* **139**:195-212.

Zucchetti M. 2007. *Rochas Máficas do Grupo Grão Pará e sua Relação com a Mineralização de Ferro dos Depósitos N4 e N5, Carajás, PA*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais, 165p.

CLASSIFICAÇÃO E NATUREZA DE GRANITOIDES MESOARQUEANOS: A REGIÃO DE TUCUMÃ, SUDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Luana Camile Silva-Silva[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]

Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Diwhemerson Barbosa de Souza[1]

[1] Universidade Federal Pará - UFPA; [2] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG; [3] Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides - GPPG

luana.silva@ig.ufpa.br; davis@ufpa.br; lucianor@ufpa.br; diwhemerson@gmail.com

RESUMO

O processo de formação da crosta continental envolveu a diversificação de granitoides no final do Arqueano. Mudanças no regime tectônico global implicaram em alterações na composição das rochas, que passaram de sódicas (TTGs) à potássicas, com o surgimento das suítes cálcico-alcalinas moderado a alto-K, após a formação dos TTGs. Neste cenário, a região de Tucumã representa um segmento de crosta mesoarqueana bem preservado, onde é possível encontrar, além das suítes sódicas mais antigas (Tonalito Carapanã - TnC), granitoides cálcico-alcalinos de alto-K (Granito Manelão - GM), alto-Ti (Granito Tucumã - GT), alto-Mg (Granodiorito Rio Maria - GdRM) e alto-Na (Granodiorito Carapanãzinho - GdC). Dentre estes grupos, o TnC apresenta afinidades com a clássica série TTG de média razão La/Yb e Sr/Y, relacionada ao primeiro evento de formação de crosta (3,0–2,92 Ga), oriundos da fusão parcial de crosta máfica (metabasalto hidratado). Em ~2,87 Ga há um grande volume de granitoides relacionados a um ambiente colisional, dando origem às rochas de alto-K do GM afins do Granito Xinguara, a partir do retrabalhamento crustal (TTG); ao GdC, correlacionados à suítes TTGs Transicionais, tal qual o Granito Nova Canadá, formados a partir de fontes máficas mais enriquecidas em LILE (*large ion lithofile elements*); ao GdRM (sanukitoide baixo-Ti), oriundos do manto metassomatizado; e ao GT, de alto-HFSE (*high field strength elements*), que integra a Suíte Granodiorito-Granito Tucumã (SGGT) juntamente com pequenos corpos identificados em Ourilândia do Norte, que se assemelham aos granitos tipo-Closepet do Cráton Dharwar (sanukitoides alto-Ti), provavelmente formados diretamente por fusão parcial do manto enriquecido ou por processos de mistura em diferentes graus de magmas crustais e do manto metassomatizado.

PALAVRAS-CHAVE: TTG; Sanukitoide; Arqueano; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A região de Tucumã está inserida geologicamente no contexto do Domínio Rio Maria (DRM) da Província Carajás (Santos 2003). O quadro geológico desta área evoluiu a partir da execução de mapeamento geológico em escala de semidetalhe, com aquisição de dados petrográficos e geoquímicos, levando ao reconhecimento e individualização de diversos tipos de granitoides (Silva *et al*. 2018, Silva-Silva *et al.* 2020), a partir de rochas do embasamento anteriormente atribuídas ao Complexo Xingu e ao Granodiorito Rio Maria (Avelar *et al*. 1999, Macambira & Vale 1997, Vasquez *et al.* 2008). Este trabalho visa discutir a origem e o cenário

tectônico dos granitoides mesoarqueanos de Tucumã, a partir de uma revisão dos parâmetros petrográficos e geoquímicos dessas rochas. Além disso, tem o objetivo de contuibuir para um avanço no entendimento da formação de granitoides mesorqueanos da Província Carajás.**2.**

RESULTADOS

Geologia e Petrografia

A geologia da região de Tucumã (Figura 1) é marcada pela presença de um batólito monzogranítico, que compreende ao Granito Manelão, que ocorre intrusivo na crosta TTG (Tonalito Carapanã). Inseridos nesta unidade, ocorrem diversos plútons de granitoides sintectônicos menores dispostos na forma de lentes alongadas na direção NW-SE e E-W, controlados por zonas de cisalhamento transpressivas de mesma direção.

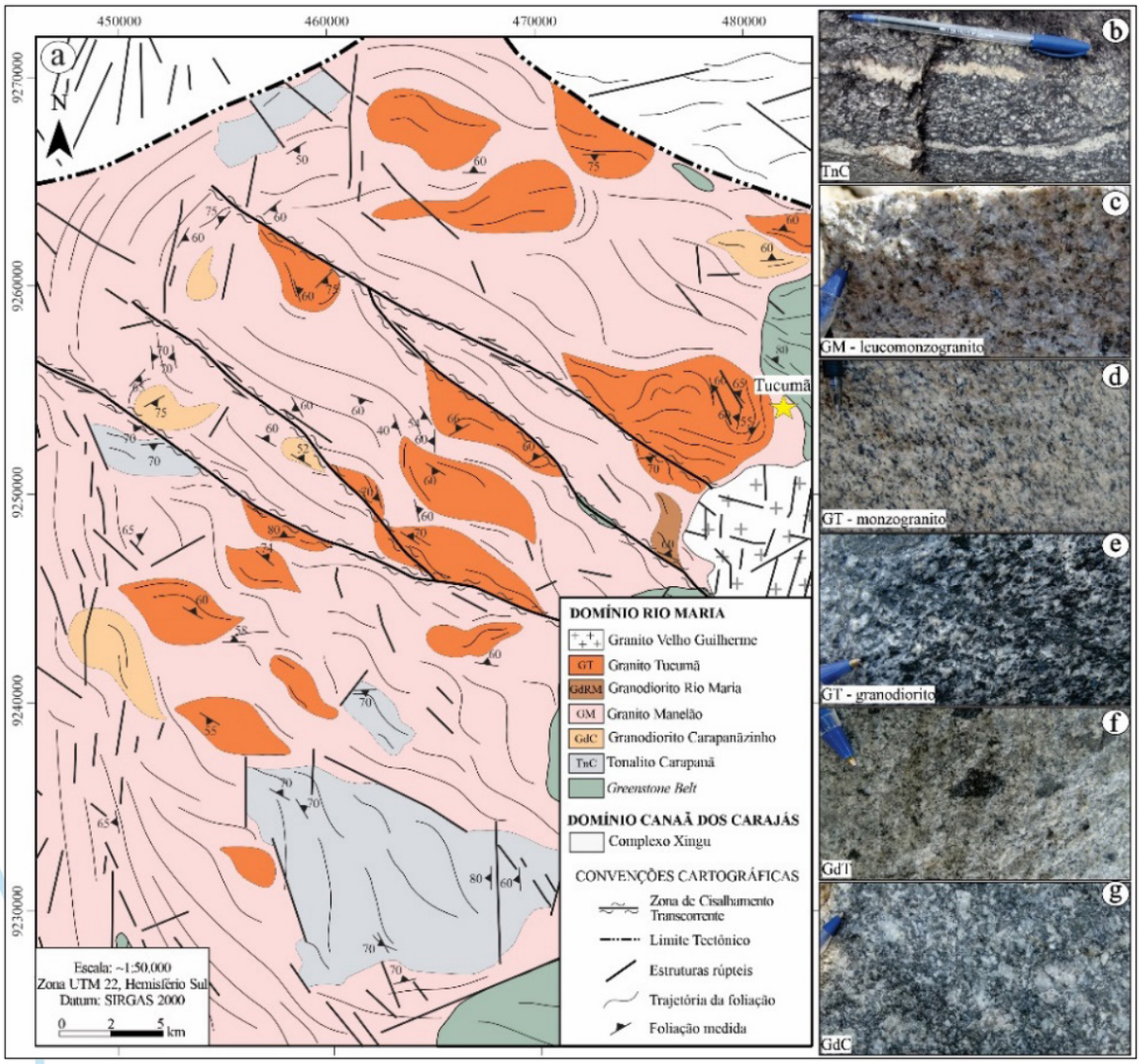


Figura 1. Mapas. (A) geologia da região de Tucumã (Silva *et al*. 2020). Fotografias de feições macroscópicas: (B) Tonalito Carapanã. (C) Granito Manelão. (D) e (E) Granito Tucumã. (F) Granodiorito Rio Maria. (G) Granodiorito Carapanãzinho.

O **Tonalito Carapanã** é formado por rochas de composições trondhjemíticas a tonalíticas (até 25% de minerais máficos; figura 1b), que podem apresentar bandamento composicional, dobras suaves e enclaves máficos associados, além de foliação tectônica transposta de direção preferencial N-S. Esta unidade ocorre como fragmentos de uma crosta mais antiga no interior do **Granito Manelão**. Este último é composto por rochas hololeucocráticas, sendo a biotita a principal fase máfica (≤ 5%), de composição monzogranítica (Figura 1c) e subordinadamente granodiorítica e textura geral variando de equigranular média a porfirítica. Ele representa um corpo lacolítico que abriu espaço para a colocação de plútons menores que incluem: i) **Granito Tucumã** - ocorre como segunda unidade mais abundante na região, caracterizada predominantemente por monzogranitos (Figura 1c), seguido por granodioritos (Figura 1e) e até tonalitos heterogranulares. Difere dos biotita monzogranitos (GM) pelo conteúdo de minerais máficos >6%, a ocorrência de titanita magmática varietal (até 3,3%). Além da presença de enclaves máficos com feições de *mingling* e injeções leucograníticas; ii) Granodiorito Rio Maria – possui ocorrência restrita na região, apresentam textura equigranular e são ricos em finos enclaves dioríticos subcirculares (Figura 1f). Destacam-se pelo conteúdo de minerais máficos > 10% (biotita ± hornblenda) e a presença de plagioclásio saussuritizado; e iii) **Granodiorito Carapanãzinho** - formado por rochas tonalíticas a granodioríticas porfiríticas, de granulação média até grossa, com alto conteúdo de minerais máficos (< 28% - biotita). Marcado pela presença de enclaves máficos elipsoidais e de megacristais de feldspato (< 3 cm; figura 1g).

Classificação Geoquímica

De maneira geral, os granitoides de Tucumã possuem afinidade cálcico-alcalina (Figura 2a), com exceção do TnC que segue o *trend* trondhjemítico e possui afinidade com as suítes TTGs (Figura 2b). Esta unidade é caracterizada por rochas magnesianas (Figura 2c) de baixo SiO_2 (67,8–72,3%), alto Na_2O (4,2–4,8%) e Al_2O_3 (15,40–15,95%), o que implica em baixa razão K_2O/Na_2O (0,26–0,30%; figura 2d). Exibem um leve enriquecimento de ETRL (elementos terras raras leves) em relação aos ETRP (elementos terras raras pesados), com moderadas razões $(La/Yb)_N$ (15,80–52,31) e Sr/Y (34,7–68,6 ppm; figura 2e), além de ausência ou discreta anomalia negativa de Eu. As rochas que mais se aproximam composicionalmente aos tonalitos são do **GdC**, que também são magnesianas (Figura 2c) empobrecidas em SiO_2 (68,8–72,4%), sendo ligeiramente mais potássicas (2,14–2,89%) e menos sódicas (3,57–4,27%) que o TnC, resultando em moderada razão K_2O/Na_2O (0,52–0,76%; figura 2d). Em relação ao padrão ETR, elas também reproduzem um comportamento muito similar ao do TnC. Ainda no campo das rochas de baixa sílica (67,1–68,9%), alto Na_2O (4,3–4,7%) e moderada razão K_2O/Na_2O (0,68–0,61%; figura 2d), destaca-se o **GdRM**, que possui um caráter magnesiano bastante acentuado (Figura 2c). É enriquecida em Sr e, portanto, apresenta altas razões Sr/Y (117,7–134,9 ppm; figura 2e), possuem baixos teores de HFSE e ETRP com ausência de anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,89 e 0,90).

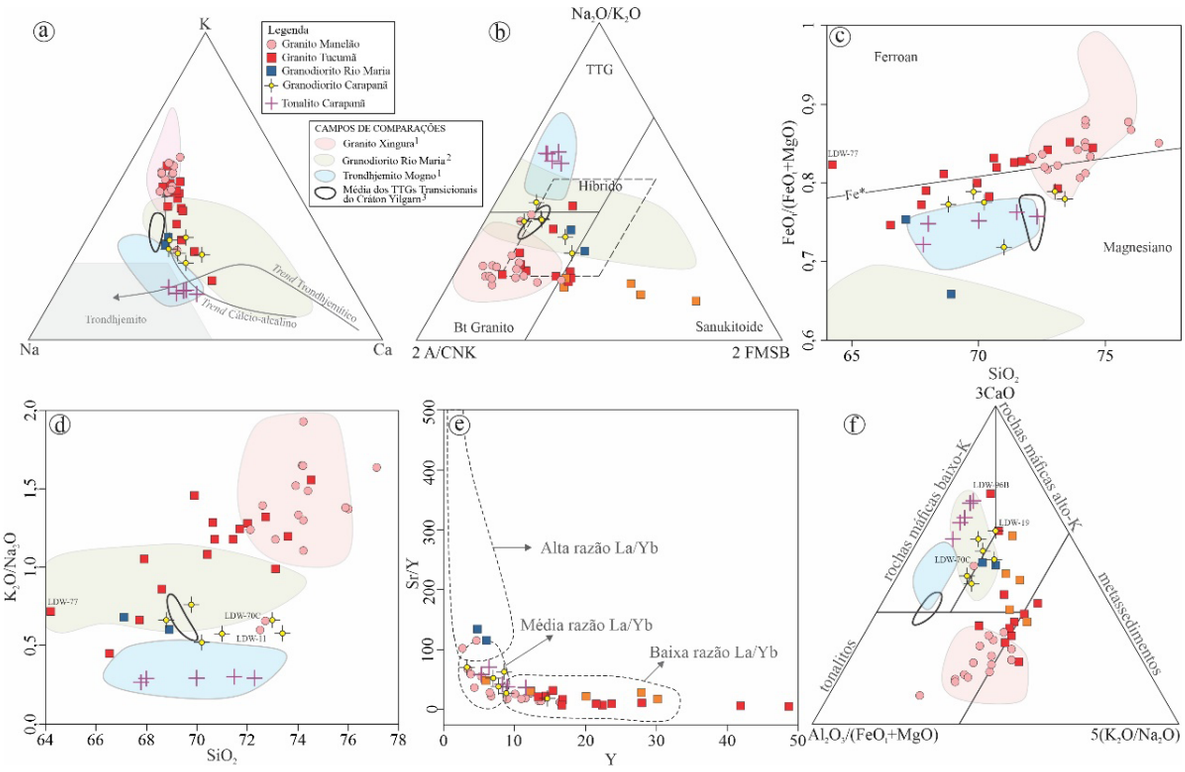


Figura 2. Diagramas de elementos maiores, traço e terras raras. (A) Diagrama K-Na-Ca (*trends* cálcico-alcalino definido por Nockolds & Allen 1953 e *trend* e campo trondhjemítico definido por Barker & Arth 1976). (B) Diagrama de classificação de Laurent *et al*. (2014). (C) Diagrama de índice de ferro – Fe* (FeO_T/FeO_T+MgO) vs. SiO_2 (Frost *et al*. 2001). (D) K_2O/ Na_2O vs SiO_2. (E) Diagrama Sr/Y vs. Y (Almeida *et al*. 2011). (F) Diagrama de fontes de Laurent *et al*. (2014). Campos de comparação: 1 - Almeida *et al*. (2013); 2 - Oliveira *et al*. (2009); 3 -Champion & Sheraton (1997).

Em contrapartida, o **GM** representa as rochas de composição mais evoluídas com alto teor de sílica (72,1–77,1%) e K_2O (3,84–5,44%), e consequentemente mais alta razão K_2O/Na_2O (0,66–1,93%; figura 2d). São rochas ligeiramente ferroanas (Figura 2c), empobrecidas nos demais óxidos (ex.: TiO_2, CaO, Na_2O) e afins aos biotita granitos do Cráton Kaapvaal (Figura 2b). Além disso, são enriquecidas em Rb (101–271 ppm), apresentam padrão ETR moderadamente fracionado, com moderada razão $(La/Yb)_N$ (17–110) e discreta anomalia negativa de Eu (0,4 ≥Eu/Eu*≤ 0,9). Já o **GT** possui uma ampla variação no teor de sílica (64,2–74,5%) e alumina (13,1–15,8%), moderada a alta razão K_2O/Na_2O (0,45–1,56%; Figura 2d) e oscilam entre composições magnesianas e ferroanas (Figura 2c). Se destacam das demais unidades pelo conteúdo mais elevado de TiO_2 (0,23–0,95%), Ba (>1655 ppm) e enriquecimento em HFSE (146≥Zr+Y≤723 ppm). Exibem um padrão ETR fracionado com baixa razão Sr/Y (4,3–49,3 ppm; Figura 2e) e moderada anomalia negativa de Eu (0,4 ≥Eu/Eu*≤ 0,7).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os granitoides mesoarqueanos de Tucumã marcam um importante período de formação e diversificação da crosta de Carajás. O primeiro evento (3,0–2,92 Ga) remete a origem de *greenstones belts* e TTGs, sendo o **TnC** provavelmente um registro desse último, correlato ao

Trondhjemito Mogno (Almeida et al. 2011), formado a partir da fusão parcial de metabasaltos (Figura 2f), em condições de média pressão (1.0–1.5 GPa), em equilíbrio com plagioclásio e granada no resíduo. Em seguida, em ~2,87 Ga, a colocação de corpos sintectônicos cálcico-alcalinos em diferentes níveis crustais em uma crosta TTG mais antiga coincide com o pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga), até a fácies granulito, relacionado à cratonização da Província Carajás (Pidgeon et al. 2000, Marangoanha et al. 2019, Silva et al. 2021). Neste período houve a formação dos granitos de alto-K (GM), que possui afinidades petroquímicas com o Granito Xinguara (Almeida et al. 2013), e foi formado a partir de retrabalhamento de uma crosta félsica do tipo-TTG (Figura 2f). Contemporaneamente houve a formação dos GdRM de afinidade sanukitoide baixo-Ti, formado a partir de uma fonte mantélica enriquecida (Figura 2f) dentro do campo de estabilidade da granada (e.g., Silva et al. 2022). O GdC exibe características geoquímicas com o Granodiorito Nova Canadá (Leite-Santos & Oliveira 2016, Leite-Santos 2016), similares a de TTGs transicionais do Cráton Pilbara (Champion & Smithies 2007) e Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton 1997), cuja origem está relacionada à fusão parcial de uma fonte máfica mais enriquecida (Figura 2f) em platôs oceânicos espessados ou underplating da crosta máfica (Champion & Smithies 2001). E o Granito Tucumã, que integra a SGGT (Silva 2022, Oliveira et al. 2022), é representado por rochas alto-HFSE, análogas aos granitoides Closepet, classificados como sanukitoides alto-Ti (Moyen et al. 2020). Silva et al. (2022) discutem que a origem da variedade monzogranítica desta suíte está ligada à processos de hibridização entre magmas derivados do manto enriquecido e magmas félsicos (TTG), enquanto a variedade granodiorítica é produto direto de fusão parcial do manto enriquecido. Os dados estruturais e geoquímicos dos granitoides estudados indicam que essas rochas foram formadas em um cenário colisional, definido pelo pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga; Marangoanha et al. 2019), onde zonas de cisalhamento translitosféricas foram utilizadas como condutos para a ascensão e colocação de magmas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambriam Research*, **187**(1–2):201–221.

Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajas Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**:103–126.

Avelar V.G., Lafon J.M., Correia JR, F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências,* **29**(4):453–460.

Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**: 596–600.

Champion D.C. & Sheraton J.W. 1997. Geochemistry and Nd isotope systematics of Archaean granites of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia: implications for crustal growth processes. *Precambrian Research*, **83**: 109–132.

Champion D.C. & Smithies R.H. 2001. Archaean granites of the Yilgran and Pilbara cratons, Western Australia. *Geoscience Australia,* **134**: 134–136.

Champion D.C. & Smithies R.H. 2007. Geochemistry of Paleoarchean granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: implications for early Archean crustal growth. *In*: Van Kranendonk M.J., Smithies R.H. Bennett V.C. (eds) Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology, Elsevier, Amsterdam, **15**:369–410.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42** (11): 2033–2048.

Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, **205**: 208–235.

Leite-Santos P.J. 2016. *Petrologia e geocronologia das associações leucograníticas arqueanas da região de Água Azul do Norte (PA): implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Qualificação de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 83 p

Leite-Santos P.J. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucogranítica arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP*-Série Científica, **16**(2):37–66.

Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B - estado do Pará*. CPRM, Brasília, 344 p.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350–351**:105275.

Moyen J.F., 2020. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin, *In*: Dey S. & Moyen J.F. (Eds) *Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics. Geological Society*, London, Special Publications, 489 p.

Nockolds S.R. & Aleen R. 1953. The geochemistry of some igneous rock series, Part I. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **4**:105-142.

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite–Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal South American Earth Science*, **27**: 146–160.

Oliveira, D. C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B. 2022. Geologia regional da província mineral de carajás, sudeste do cráton amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *In*: *II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA*.

Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159–171.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A. et al. (eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 169–226 p.

Silva, L.R., Oliveira, D.C., Santos, M.N.S., 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *J. of South American Earth Sciences*, **82**: 33–61.

Silva-Silva L.C., Oliveira D.C., Souza D.B. 2020. Geology and geochemical constraints on the origin of the Mesoarchean granitoids from Carajás province, Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **100**:102–568.

Silva, M.A.D., Monteiro, L.V.S., Santos, T.J.S., Moreto, C.P.N., Sousa, S.D., Faustinoni, J. M., Melo, G.H.C., Xavier, R.P., Toledo, B.A.M., 2021. Mesoarchean migmatites of the Carajás Province: from intra-arc melting to collision. *Lithos* **388–389**: p. 106078.

Silva L.R. 2022. *Petrogênese e História Tectônica dos Granitoides Mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) - Província Carajás*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, v. **432–433:** p. 106901.

SUÍTE GRANODIORITO-GRANITO TUCUMÃ: PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS PRIMEIROS SANUKITOIDES ALTO-Ti DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Luana Camile Silva-Silva[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]

Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Diwhemerson Barbosa de Souza[1]

[1]Universidade Federal Pará - UFPA; [2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides - GPPG

luana.silva@ig.ufpa.br; davis@ufpa.br; lucianor@ufpa.br; diwhemerson@gmail.com

RESUMO

Este estudo investiga a petrogênese e o significado tectonomagmático da Suíte Granodiorito-Granito Tucumã (SGGT), que foi proposta para agrupar granitoides cálcico-alcalinos alto-K (CAAK) mesoarqueanos, também denominados como sanukitoides (SNKs) alto-Ti, que são caracterizados por moderado-Mg em relação aos SNKs baixo-Ti (*stricto sensu*) e por maiores conteúdos de *high field strenght elements* (HFSEs – Ti, Zr, Y e Nb) e *low large ion lithophile elements* (LILEs – Ba e Sr). No Domínio Rio Maria (DRM) da Província Carajás (PC), na região de Tucumã, ocorrem monzogranitos, com subordinados granodioritos tipo-CAAK (SNK alto-Ti), aqui classificados como Granito Tucumã (GT), que é a principal unidade da SGGT, que também integra plútons geoquimicamente afins de outras localidades, tais como aqueles mapeados nos arredores de Ourilândia do Norte. O GT ocorre como pequenos plútons de formato cônico (sigmoidal em planta), intrusivos no Granito Manelão, que são alojados sintectonicamente por meio de zonas de cisalhamento transpressivas de direção NW-SE. O GT apresenta textura heterogranular, além de enclaves máficos e injeções leucograníticas, que indicam relações de *mingling* com o Granito Manelão. Além de biotita e epidoto, a titanita é uma importante fase máfica dessas rochas. Geoquimicamente, a SGGT apresenta características comparáveis aos típicos biotita granitos (BGs) alto-K e granitoides alto-Mg (SNK baixo-Ti), porém diferem dos mesmos por serem mais enriquecidos em LILEs e HFSEs. Tais características são compatíveis com aquelas descritas no Granito Closepet (Cráton Dharwar, Índia), cuja gênese está relacionada a fusão parcial do manto enriquecido para gerar as variedades granodioríticas e a processos de hibridização entre magmas derivados do manto enriquecido e magmas graníticos derivados da crosta continental para gerar os monzogranitos. Zonas de cisalhamento regionais atuaram, como condutos preexistentes durante a formação da SGGT e permitiram a ascensão, interação e colocação dos magmas geradores dessas rochas.

PALAVRAS-CHAVE: Granito Tucumã; Sanukitoide alto-Ti; Arqueano; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás (PC) é mundialmente reconhecida pelo seu potencial metalogenético. No entanto, devido à extensos trabalhos de pesquisa realizados na região ao longo dos últimos anos, principalmente pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) e pelo Serviço Geológico do Brasil (SBG), pesquisadores têm demonstrado que a província abriga também uma diversidade de rochas preservadas que remontam a história evolutiva de formação da crosta terrestre (Condie 2014). Em uma revisão recente sobre os diferentes tipos de granitoides arqueanos, Moyen (2020) propõem uma classificação de primeira ordem para essas rochas, onde eles são primeiramente divididos em dois principais grupos: (i) granitoides tipo-C que são originados a partir de fusão parcial de uma gama de fon-

tes crustais variando de anfibolitos a rochas metassedimentares, que inclui granitoides sódicos a potássicos, tais como TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) e BGs; e (ii) granitoides tipo-M que são formados a partir do manto enriquecido, de modo que magmas tipo-TTG representam o principal agente metassomático. Os granitoides tipo-M são subdivididos em SNK e CAAK. Esse último grupo, que também é conhecido como SNK alto-Ti (Martin & Moyen 2005), foi incluído em um grupo mais amplo denominado SNK *lato sensu* (l.s.) (Laurent *et al.* 2014). As suítes CAAK mostram composições ferroanas (ferroan), mais enriquecidas em LILEs e HFSEs em relação os SNK *stricto sensu* (s.s.) (Heilimo *et al.* 2010), que também são conhecidos como SNK baixo-Ti (Martin & Moyen 2005). Em outras palavras, as suítes CAAK (ou SNK alto-Ti) mostram uma assinatura geoquímica afim dos granitos tipo-A. Moyen (2020) destaca que no Arqueano não são conhecidos granitos tipo-A propriamente ditos; no entanto, além das suites CAAK, podem ocorrer sienitos e rochas associadas com afinidade tipo-A (alto-HFSE), que normalmente são contemporâneos aos granitoides tipo-M.

A região de Tucumã (sudeste do Estado do Pará), alvo deste estudo, está localizada no extremo norte do Domínio Rio Maria (DRM), de idade mesoarqueana (3,0–2,86 Ga), que representa um terreno granito-*greenstone* bem preservado, que não foi afetado pelos eventos tectonotermais neoarqueanos do Domínio Carajás, que mostra uma evolução geológica mais complexa em relação ao DRM. Em Tucumã ocorrem sequências supracrustais de *greenstone belts* e diferentes tipos de granitoides mesoarqueanos, que incluem TTGs, BGs, SNKs e CAAKs. Este último grupo foi descrito pela primeira vez na Província Carajás em Ourilândia do Norte (Silva *et al.* 2018) e, posteriormente, em Tucumã (Silva-Silva *et al.* 2020). Essas rochas possuem afinidade composicional com o granitoides tipo-Closepet, amplamente estudados na Índia, nos crátons Dhawar (Moyen *et al.* 2003) e Bundelkhand (Joshi *et al.* 2016). Recentemente, Silva (2022) e Oliveira *et al.* (2022) reconheceram a assinatura CAAK (SNK alto-Ti) dessas rochas e agrupraram seus plútons na SGGT. Neste estudo, propomos o GT para agrupar os granitoides tipo-CAAK dos arredores de Tucumã, onde estão as principais ocorrências dessas rochas. Neste contexto, a SGGT passa a integrar o GT e plútons afins, como aqueles identificados em Ourilândia do Norte (Silva *et al.* 2018). Com isto, este trabalho visa formalizar a nomenclatura do Granito Tucumã, bem como determinar as características geológicas, petrográficas e geoquímicas da SGGT, contribuindo desta forma para um avanço do conhecimento sobre os SNK alto-Ti da Província Carajás.

RESULTADOS

Geologia e Petrografia

A geologia da região de Tucumã (Figura 1b) é marcada pela presença de um batólito de BG, denominado Granito Manelão (Oliveira *et al.* 2022), que ocorre intrusivo em crosta tonalítica tipo-TTG (Silva-Silva *et al.* 2020). O GT é intrusivo no Granito Manelão, e ocorre como plútons de formato cônico (sigmoidal ou lenticular em planta), alongados na direção NW-SE e E-W (Figura 1b). Estes corpos estão espacial e temporalmente associados com zonas de cisalhamento transpressivas e anastomosadas, que são concordantes como o padrão regional (NW-SE com inflexões para E-W), onde as feições de deformação se acentuam, assim como a intensidade da foliação milonítica. Nos domínios de menor *strain*, que geralmente ocorrem nas porções centrais dos plútons predomina uma trama definida por foliação magmática, marcada pela orientação de fenocristais euédricos de feldspato e pequenos enclaves máficos. Apesar de intrusivo em escala de mapa (Figura 1b), o GT mostra relações de campo que denotam baixo contraste de viscosidade com o Granito Manelão (e.g., injeções leucograníticas com aspecto sinuoso no GT), sugerindo uma relação de contemporaneidade entre essas unidades.

As rochas que compõem a SGGT variam de composições monzograníticas a granodioríticas, apresentam textura heterogranular ou esparsamente porfirítica, com fenocristais de feldspato imersos numa matriz de granulação média ou fina. É frequente a presença de enclaves máficos centimétricos, de formato lenticular ou amendoado, com bordas irregulares e evidências de *mingling*. Além disso, em Ourilândia ocorrem xenólitos de tonalitos tipo-TTG nos granodioritos da SGGT (Silva 2022; Silva *et al.* 2022). As rochas da SGGT destacam-se mineralogicamente pela presença de titanita magmática em altas concentrações (atingindo até 3,3% modal), com cristais bem formados medindo até 6 mm, e pelo teor de minerais máficos acima de 6% (até 20%), dos quais se destacam também a biotita, epidoto e minerais opacos. Os minerais acessórios são compostos por epidoto, allanita, apatita e zircão, enquanto muscovita, clorita, fluorita e epidoto são os minerais secundários.

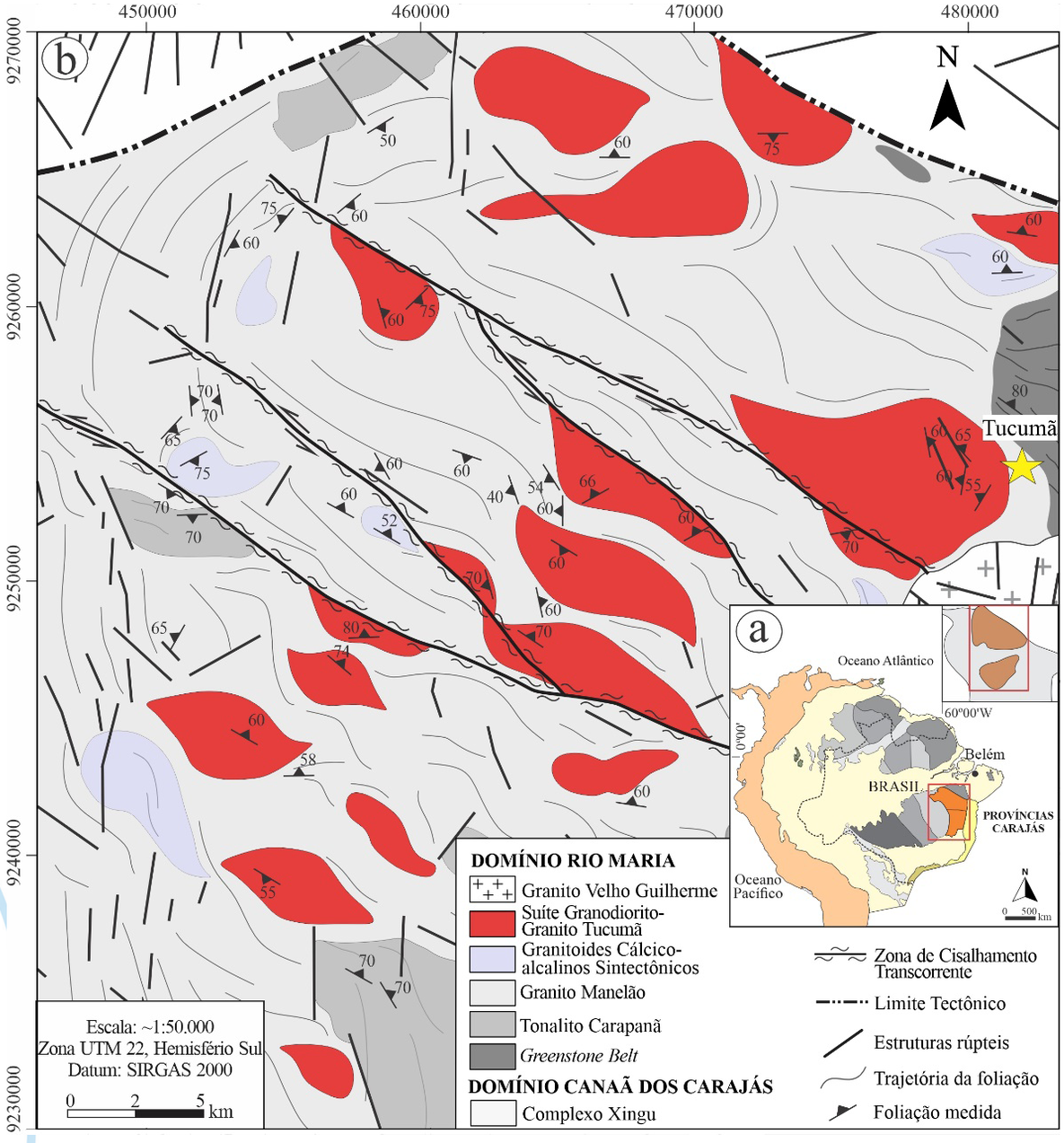


Figura 1. Mapas de contextualização geográfica e geológica. (A) compartimentação da plataforma Sul-americana em províncias tectônicas, com destaque para a Província Carajás. (B) geologia da região de Tucumã (Silva *et al*. 2020).

Aspectos Geoquímicos

O GT possui afinidade com a série cálcio-alcalina alto-K (diagrama K_2O *vs.* SiO_2; Figura 2a), com razão K_2O/Na_2O moderada a alta (0,45–1,56%). No geral, possuem afinidade predominantemente peraluminosa (A/CNK= 0,96–1,07), #Mg moderado à baixo (24–38), e caráter ferroso a levemente magnesiano, com Fe* variando entre 0,75–0,85 (Figura 2b). É reconhecido por apresentar rochas com um amplo teor de SiO_2 (64,2–74,5%), enriquecidas em TiO_2 (0,23–0,95%), Ba (624–5250 ppm) e com altos conteúdos de HFSEs (Zr>133 ppm; Y>5,9 ppm; Nb>7,5 ppm; e Ti>1379 ppm) (Figura 2c), o que caracteriza a assinatura CAAK dessas rochas (SNK alto-Ti). Os elementos terras raras (ETRs) (Figura 2d) são moderadamente fracionados, com um enriquecimento nos ETRs leves (ETRLs) em relação aos ETRs pesados (ETRPs), baixa a moderada razão $(La/Yb)_N$ (7,2–125) e Sr/Y (4,7–49,3), com discreta anomalia negativa de Eu (0,38≥ Eu/Eu* ≥0,75).

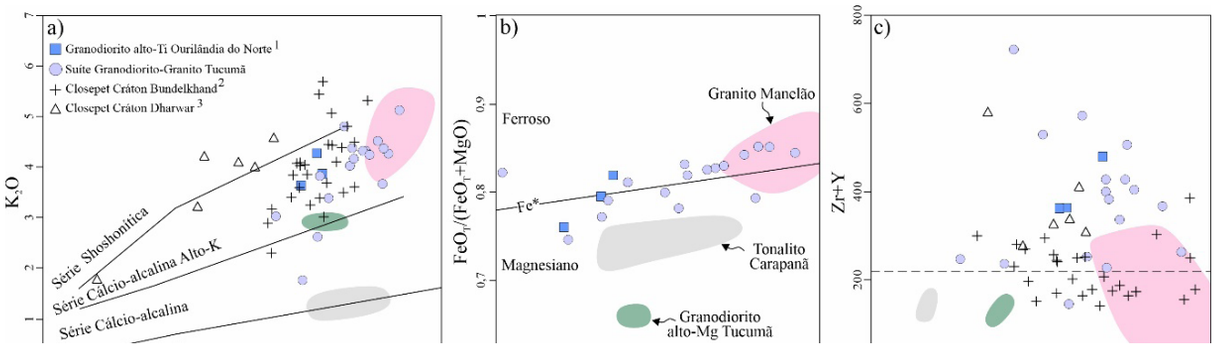


Figura 2. Diagramas de elementos maiores, traço e terras raras. (A) Diagrama K_2O vs. SiO_2 com *trends* definidos por Peccerillo & Taylor (1974). (B) Diagrama de índice de ferro - Fe* (FeO_T/FeO_T+MgO) vs. SiO_2 (Frost *et al.* 2001). (C) Diagrama de Zr+Y vs. K_2O/ Na_2O. (D) Diagrama ETR normalizado segundo os valores de condrito de Boynton (1984). (E) Diagrama de fontes de Laurent *et al.* (2014). (F) Diagrama ternário Na_2O-K_2O-CaO de Moyen *et al.* 2003. Campos de comparação: Silva *et al.* (2018); Joshi *et al.* (2016); Moyen *et al.* (2003).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

No diagrama ternário discriminante de fontes para granitoides arqueanos (Laurent *et al.* 2014; Figura 2e), as rochas da SGGT plotam no campo de fontes máficas alto-K, indicando que a origem dessas rochas envolveu o manto enriquecido. A presença de titanita varietal, altos conteúdos de LILEs e HFSEs, e padrões levemente fracionados de ETR (Figura 2d), com discreta anomalia negativa de Eu, corroboram a contribuição de um componente crustal na petrogenese dessas rochas. Por outro lado, o alto conteúdo de minerais máficos (M ≤ 27,2%) e o caráter levemente magnesiano sugerem uma contribuição máfica na origem dessas rochas. Na região de Ourilândia, com base em modelagem geoquímica, Silva *et al.* (2022) indicaram que os magmas parentais dos granodioritos alto-Ti da SGGT podem ser formados pela fusão de 30% do manto enriquecido por 40% de *melt* tipo-TTG, em condições oxidantes, sob profundidades relativamente rasas, fora da zona de estabilidade da granada, deixando um resíduo composto por ortopiroxênio, olivina, plagioclásio, clinopiroxênio e magnetita, com a participação de um componente enriquecido em HFSE, tais como sedimentos, fluidos e/ou materiais da astenosfera. Enquanto isto, a origem do monzogranito heterogranular teria envolvido hibridização entre

60% de magma derivado do manto enriquecido (granodiorito alto-Ti) com 40% de magma derivado da crosta (Granito Boa Sorte). Aqui nós admitimos uma petrogênese similar para o GT. Portanto, a origem da variedade granodiorítica (ocorrência subordinada) do GT está relacionada com fusão parcial do manto enriquecido, enquanto os monzogranitos (principal variedade do GT) teriam sido formados por processos de hibridização entre magmas derivados do manto enriquecido e magmas derivados da crosta continental tipo TTG. Zonas de cisalhamento ativas atuaram durante a formação da SGGT e permitiram a ascensão, interação e colocação dos magmas que deram origem a essas rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. *In*: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier Science Publishing Company*, Amsterdam, pp. 63–114.

Condie, K.C. 2014. How to make a continent: thirty-five years of TTG research. *In*: Dilek, Y. & Furnes, H. (eds) *Evolution of Archaean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences, Springer*, **7:** 179–194.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42** (11): 2033–2048.

Heilimo E., Halla J., Hölttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**(1–4):27–39.

Joshi, K.B., Bhattacharjee, J., Rai, G., Halla, J., Ahmad, T., Kurhila, M., Heilimo, E., Choudhary, A.K., 2016. The diversification of granitoids and plate tectonic implications at the Archaean–Proterozoic boundary in the Bundelkhand Craton, Central India. *Geol. Soc.,* London, Special Publications, **449** (1): 123–157.

Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, **205**: 208–235.

Martin H. & Moyen J.F. 2005. Sanukitoids and the Archaean Proterozoic boundary. *Mineralogical Society of Poland Special Papers*, **26**:57–68.

Moyen, J.F., Martin, H., Jayananda, M., Auvray, B., 2003. Late archaean granites: a typology based on the Dharwar craton (India). *Precambrian Research*, **127** (1–3): 103–123.

Moyen J.F., 2020. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin, *In*: Dey S. & Moyen J.F. (Eds) *Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics. Geological Society*, London, Special Publications, 489 p.

Oliveira, D. C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B. 2022. Geologia regional da província mineral de carajás, sudeste do cráton amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *In*: *II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA*.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eoceno calcalkaline volcanic rocks from the Kastamoru area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* **58**: 63–81.

Silva, L.R., Oliveira, D.C., Santos, M.N.S., 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **82**: 33–61.

Silva-Silva L.C., Oliveira D.C., Souza D.B. 2020. Geology and geochemical constraints on the origin of the Mesoarchean granitoids from Carajás province, Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **100**:102–568.

Silva L.R. 2022. *Petrogênese e História Tectônica dos Granitoides Mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) - Província Carajás*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, v. **432–433:** p. 106901.

ISÓTOPOS DE Nd DOS GRANITOIDES MESOARQUEANOS DE OURILÂNDIA DO NORTE, TERRENO CANAÃ DOS CARAJÁS: IMPLICAÇÕES PARA EXTRAÇÃO E RETRABALHAMENTO CRUSTAL NA PROVÍNCIA CARAJÁS

Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3], Elton Luiz Dantas[4]

[1]Universidade Federal do Pará – UFPA; [2] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides – GPPG; [4]Universidade de Brasília – UnB

lucianor@ufpa.br; davis@ufpa.br; elton@unb.br

RESUMO

Este estudo investiga a natureza e os mecanismos de extração e retrabalhamento crustal do segmento de crosta compreendido pela área de Ourilândia do Norte, localizada na porção centro-oeste da Província Carajás, no extremo sul do Terreno Canaã dos Carajás. Essa região é uma área chave para compreender a origem e diversificação de granitoides mesoarqueanos (2,92–2,88 Ga), visto que esta área é caracterizada por plútons interdigitados de sanukitoides (Suíte Ourilândia) e biotita granitos (Suíte Canãa dos Carajás), com subordinada ocorrência de granodiorito-granitos tipo-Closepet (Suíte Tucumã) e granitoides tipo-TTG (suítes Mogno e Rio Verde). Nos últimos anos, estudos baseados em dados de campo, petrografia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Hf em zircão permitiram uma significativa evolução do conhecimento geológico dessas rochas. Nesta pesquisa, são apresentados dados inéditos de isótopos de Nd em rocha total para as diferentes unidades desses granitoides. Em geral, os dados são coerentes com modelos petrogenéticos propostos anteriormente. (i) Os TTGs mostram $\varepsilon_{Nd(t)}$ entre +2,6 e +3,7, o que é coerente com uma origem envolvendo fusão parcial de crosta máfica oceânica. (ii) A Suíte Sanukitoide Ourilândia forneceu $\varepsilon_{Nd(t)}$ entre +0,8 e +2,9, o que é coerente com uma origem juvenil. (iii) Os granodiorito-granitos da Suíte Tucumã apresentam uma petrogênese mais complexa, que envolveu fusão parcial do manto enriquecido e processos de hibridização ($\varepsilon_{Nd(t)}$ = –0,3 a +0,9). (iv) O Granito Boa Sorte forneceu $\varepsilon_{Nd(t)}$ de –0,2, o que é consistente com uma origem envolvendo retrabalhamento de crosta TTG. Os dados de Nd em rocha total indicam extração crustal a partir do manto no Mesoarqueano (3,1–2,8 Ga), o que difere do registro isotópico de Hf em zircão, caracterizados por idades modelos crustais paleoarqueanas (3,6–3,1 Ga).

PALAVRAS-CHAVE: Geoquímica Isotópica; Granitoides; Mesoarqueano; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás, situada no sudeste do Pará, é considerada o principal núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico e foi subdividida em Domínio Rio Maria a sul, de idade mesoarqueana, e Domínio Carajás a norte, de idade meso- a neoarqueana (Figura 1) (Santos 2003). Mais recentemente, Oliveira *et al.* (2022) e Silva *et al.* (2022) reformularam a proposta de Dall'Agnol *et al.* (2013), sugerindo que o Domínio Carajás pode ser subdividido em três subdomínios: Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás (Figura 1). A região de Ourilândia do Norte, localizada na porção centro-oeste da Província Carajás, no extremo sul do Terreno Canaã dos Carajás, é uma área chave para investigar a origem e diversificação de granitoides mesoarqueanos (2,92–2,88 Ga), visto que essa área é caracterizada por plútons interdigitados da Suíte Sanukitoide Ourilândia e biotita granitos correlacionados ao Granito

Boa Sorte (Suíte Canãa dos Carajás), com subordinada ocorrência de granodiorito-granitos tipo-Closepet (Suíte Tucumã) e granitoides tipo-TTG (suítes Mogno e Rio Verde) (Silva 2022), formados em 2,92–2,88 Ga (Silva *et al.* 2022, submetido). Nos últimos anos, estudos baseados em dados de campo, petrografia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Hf permitiram uma significativa evolução do conhecimento geológico da área de Ourilândia do Norte (Santos & Oliveira 2016; Silva *et al.* 2018; Silva & Oliveira 2019; Nascimento *et al.* 2021; Silva *et al.* 2022). Entretanto, até então não haviam dados isotópicos de Nd para os granitoides identificados nessa região. Assim, este estudo apresenta dados inéditos de isótopos de Nd para as diferentes unidades estudadas e visa investigar o principal período de extração e retrabalhamento crustal do Terreno Canaã dos Carajás. Tem ainda o objetivo de comparar os dados isotópico de Nd em rocha total obtidos aqui com aqueles de isótopos de Hf em zircão (Figura 1; Silva 2022, Silva *et al.* submetido).

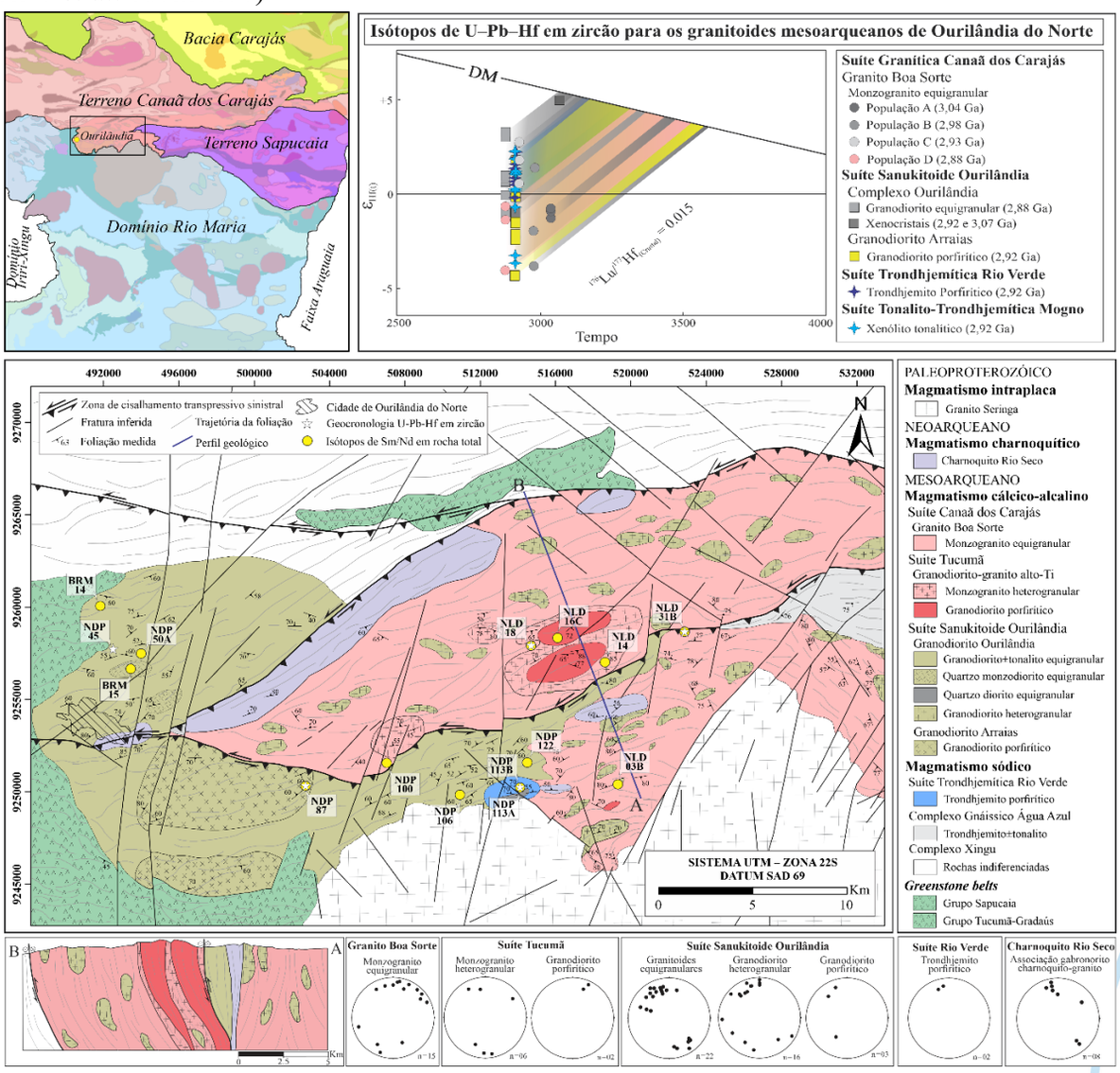


Figura 1. Mapa geológico dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte. Na porção superior esquerda é apresentado um esquema com a localização da área no contexto geológico regional, com destaque para uma proposta recente de compartimentação tectônica para a Província Carajás, onde o Domínio Carajás foi subdividido em três subdomínios: Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás (Oliveira *et al.* 2022, Silva *et al.* 2022). Na porção superior direita são apresentados os dados isotópicos de Hf em zircão para essas rochas em diagramas de evolução isotópica de Hf vs. tempo (cf. Silva *et al.* submetido).

MATERIAIS E MÉTODOS

As análises isotópicas de Nd foram realizadas em 14 amostras representativas dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), utilizando um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 dotado de sete coletores tipo copo Faraday móveis e uma multiplicadora de elétrons central. O protocolo analítico adotado foi descrito por Gioia & Pimentel (2000). A preparação das amostras envolveu processos de britagem, pulverização e homogeneização no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA). A distribuição espacial das amostras pode ser conferida no mapa da Figura 1.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os granitoides mesoarqueanos de Ourilândia forneceram idades de cristalização em 2,92 e 2,88 Ga por U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.* 2022, submetido). Os TTGs (suítes Mogno e Rio Verde) e o Granodiorito Arraias (Suíte Sanukitoide Ourilândia) forneceram idades de cristalização em 2,92 Ga. Enquanto, o Complexo Tonalito-Granodiorito Ourilândia (Suíte Sanukitoide Ourilândia) e o Granito Boa Sorte (Suíte Granítica Canaã dos Carajás) foram colocados em 2,88 Ga. A Suíte Tucumã não foi datada, no entanto, ela preserva numerosas evidências de contemporaneidade com o Granito Boa Sorte. Neste estudo, essas idades foram utilizadas para calcular os parâmetros isotópicos de Nd, que estão apresentados nos diagramas de evolução isotópica da Figura 2. Algumas amostras, em especial das unidades datadas em 2,92 Ga (NLD-31B, NDP-113B, NDP-87) forneceram valores de $\varepsilon_{Nd(t)}$ mais supracondríticos (mais positivos) do que a curva de evolução isotópica do manto empobrecido (*depleted mantle* – DM) (Figura 2). Isto indica que a extração crustal dessas rochas envolveu um DM mais supracondrítico do que o modelo de DM proposto por DePaolo (1981).

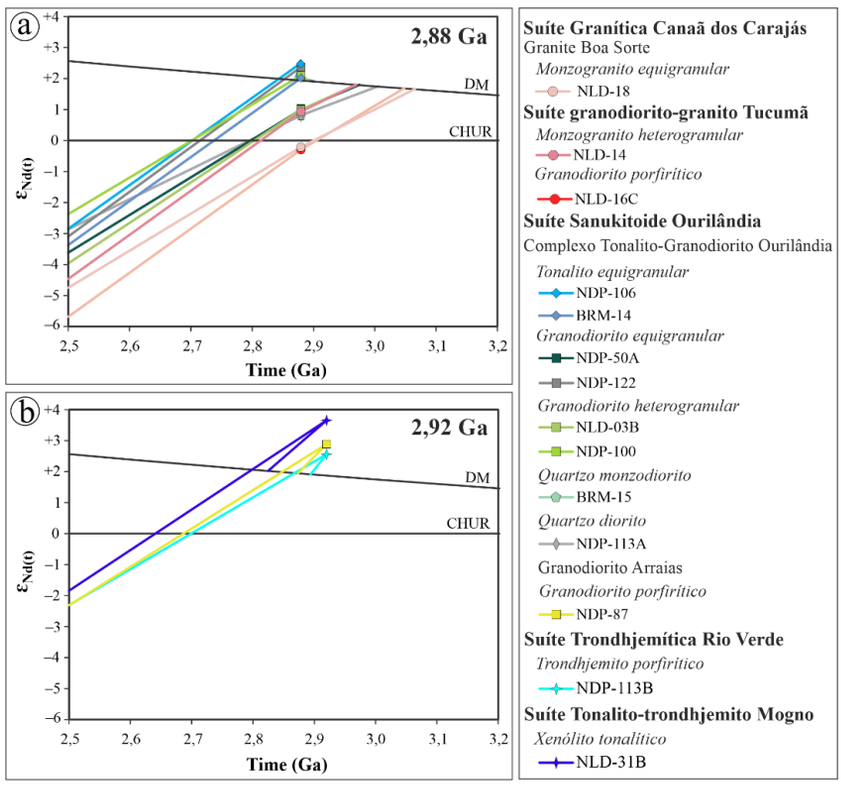


Figura 2. Diagramas de evolução isotópica de Nd vs. tempo para os granitoides mesoarqueanos de Ourilândia.

De modo geral, os dados apresentados são coerentes com os modelos petrogenéticos propostos anteriormente (Silva *et al.* 2022, submetido). (i) Os TTGs têm ocorrência subordinada se comparadas as demais unidades da área. O xenólito tonalítico (NLD-31B) correlacionado à Suíte Mogno e o trondhjemito porfirítico (NDP-113B) associado à Suíte Rio Verde forneceram assinaturas supracondríticas, com $\varepsilon_{Nd(2,92\ Ga)}$ de +2,6 e +3,7 e idade modelo (Nd-T_{DM}) em 2,8 e 2,9 Ga, respectivamente (Figura 2a), o que indica uma origem juvenil, com um curto intervalo de tempo entre a extração crustal a partir do manto e a fusão parcial da crosta oceânica extraída (fonte dos TTGs). (ii) Para a Suíte Sanukitoide Ourilândia foram analisadas nove amostras (Figura 2). Uma é representativa do Granodiorito Arraias (2,92 Ga) e oito do Complexo Ourilândia (2,88 Ga). Esse complexo é formado predominantemente por granodioritos (equi- e heterogranular), com subordinados tonalitos, quartzo monzodioritos e quartzo dioritos, além de enclaves máficos (Silva *et al.* 2022, submetido). O Granodiorito Arraias (NDP-87) forneceu $\varepsilon_{Nd(2,92\ Ga)}$ = +2,9 e valores de Nd-T_{DM} = 2,9 Ga (Figura 3a). Já as variedades do Complexo Ourilândia apresentam valores muito próximos entre si, com $\varepsilon_{Nd(2,88\ Ga)}$ variando entre +0,8 e +2,5 e Nd-T_{DM} entre 2,9 a 3,0 Ga (Figura 3b), indicando uma origem juvenil. (iii) A Suíte Tucumã é representada por granodiorito-granitos tipo-Closepet, que tem afinidade sanukitoide alto-Ti (Silva 2022). Foram analisadas duas amostras dessa unidade: NLD-16C (granodiorito porfirítico) e NLD-14 (monzogranito heterogranular). O granodiorito forneceu valor levemente subcondrítico, com $\varepsilon_{Nd(2,88\ Ga)}$ = –0,3 e Nd-T_{DM} = 3,0 Ga, o que está de acordo com uma origem envolvendo fusão parcial do manto enriquecido (Silva *et al.* 2022), enquanto o monzogranito forneceu valor supracondrítico, com $\varepsilon_{Nd(2,88\ Ga)}$ = +0,9 e Nd-T_{DM} = 3,0 Ga (Figura 2b), e sua origem envolveu hibridização entre magmas derivados do manto e da crosta. (iv) O Granito Boa Sorte (composto por biotita granitos) forneceu valor levemente subcondrítico de $\varepsilon_{Nd(2,88\ Ga)}$ = –0,2 e Nd-T_{DM} = 3,1 Ga (Figura 2b), o que é coerente com retrabalhamento de uma crosta tipo-TTG, e é consistente com testes de modelagem geoquímica realizados em estudos anteriores.

Baseado em isótopos de Nd, Feio *et al.* (2013) apontaram que os domínios Rio Maria e Carajás apresentam assinaturas isotópicas diferentes, de modo que a evolução do Domínio Carajás teria se iniciado antes (idades-modelos <3,2 Ga), com uma contribuição de crosta mais antiga em relação ao Domínio Rio Maria (caracterizado por idades-modelos <3,0 Ga). A área de Ourilândia do Norte está localizada nas proximidades da fronteira entre tais domínios tectônicos e nossos dados forneceram Nd-T_{DM} entre 3,1–2,8 Ga. Na verdade, o erro intrínseco de idades modelo de Nd são da ordem de 200 Ma. Isto significa que as diferenças isotópicas entre os domínios da Província Carajás indicadas em estudos anteriores está dentro da margem de erro, e não podemos descartar de que tais domínios (ou terrenos) apresentem uma assinatura isotópica similar, o que parece ser mais coerente com nossos resultados isotópicos de Nd. Outra questão que merece destaque são as diferenças observadas entre o registro de Nd-T_{DM} e o registro de idades modelo crustais (Hf-T_{DM}^{C}) em zircão (Figura 1). Os valores de Hf-T_{DM}^{C} dessas rochas são essencialmente paleoarqueanos (3,6–3,1 Ga) (Silva *et al.* submetido), enquanto, os valores de Nd-T_{DM} são mesoarqueanos (3,1–2,8 Ga), em que o Granito Boa Sorte foi a única unidade que forneceu Nd-T_{DM} = 3,1 Ga. Assim, os dados de Hf em zircão sugerem extração crustal no Paleoarqueano e um maior tempo de residência crustal para as rochas ancestrais dos granitoides de Ourilândia, ao passo que, os dados de Nd em rocha total indicam que a extração crustal a partir do manto foi exclusivamente no Mesoarqueano (menor tempo de residência crustal).

CONCLUSÕES

Os resultados isotópicos apresentados são coerentes com os modelos petrogenéticos propostos em estudos anteriores. Os TTGs mostram $\varepsilon_{Nd(t)}$ entre +2,6 e +3,7, o que é coerente com uma origem envolvendo fusão parcial de crosta máfica oceânica; (ii) as variedades da Suíte Sanukitoide Ourilândia forneceram valores de $\varepsilon_{Nd(t)}$ entre +0,8 e +2,9, indicando origem juvenil. (iii) Os granodiorito-granitos da Suíte Tucumã apresentam uma petrogênese mais complexa, relacionada a fusão parcial do manto enriquecido e processos de hibridização ($\varepsilon_{Nd(t)}$ = –0,3 a +0,9). (iv) o Granito Boa Sorte forneceu $\varepsilon_{Nd(t)}$ de –0,2, que é consistente com retrabalhamento de crosta TTG. O registro isotópico de Nd dessas rochas indica extração crustal no Mesoarqueano (3,1–2,8 Ga), o que difere dos resultados isotópicos de Hf em zircão, que fornecem idades modelos crustais paleoarqueanas (3,6–3,1 Ga).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. *In*: 13° Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*[...], CD-rom.

DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**:193-196

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**:157–185.

Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **72**: 219-246.

Nascimento A.C., Oliveira D.C., Silva L.R., Lamarão C.N., 2021. Mineral thermobarometry and its implications for petrological constraints on Mesoarchean granitoids from the Carajás Province, Amazonian Craton (Brazil). Journal of South American Earth Sciences. **109**:103271.

Oliveira, D.C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B., 2022. Geologia regional da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *In*: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá-PA, CD-rom.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In*: Bizzi L.A. *et al.* (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG. Brasília. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 169–226 p.

Santos M.N.S., Oliveira D.C. 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte - Carajás province: petrography, geochemistry and implications for sanukitoid petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:279-301.

Silva L.R. 2022. *Petrogênese e História Tectônica dos Granitoides Mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) - Província Carajás*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

Silva L.R., Oliveira D.C. 2019. Magmatismo mesoarqueano de Ourilândia do Norte-PA: afinidades petrológicas e implicações tectônicas para a Província Carajás. *In*: Teixeira S.G. & Chaves C.L. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **11**, p.133-166.

Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., *Marques G.T. submetido. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoarchean granitoids from the Carajás province, Amazonian craton, Brazil.* Precambrian Research.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **432–433**: 106901. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106901

Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of S. A. Earth Sciences*, **82**:33-61.

SUÍTE SANUKITOIDE OURILÂNDIA, PROVÍNCIA CARAJÁS: IMPLICAÇÕES PARA AS INTERAÇÕES CROSTA-MANTO NO MESOARQUEANO E EVIDÊNCIAS PARA A RECICLAGEM DE CROSTA PALEOARQUEANA

Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]; Marco Antônio Galarza[1,2]
Bhrenno Marangoanha[1,2,3]; Aline Costa do Nascimento[1,2,3]

[1]Universidade Federal do Pará – UFPA; [2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides – GPPG

lucianor@ufpa.br; davis@ufpa.br; antogt@ufpa.br; bhrenno@ufpa.br; aline.nascimento@ig.ufpa.br

RESUMO

Esta pesquisa investiga os processos de interação crosta–manto envolvidos na origem da Suíte Sanukitoide Ourilândia (SSO), composta pelas rochas de afinidade sanukitoide (SNK) dos arredores de Ourilândia do Norte. A SSO foi proposta para agrupar o Granodiorito Arraias (GA) e o Complexo Tonalito-Granodiorito Ourilândia (CTGO), que são os alvos principais deste estudo, além do Complexo Tonalítico Campina Verde (CTCV), que ocorre em Canaã dos Carajás. Os plútons da SSO são interdigitados e intimamente relacionados com biotita granitos (BGs) da Suíte Granítica Canaã dos Carajás (SGCC). Eles são orientados na direção E-W e intrusivos em tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) e *greenstone belts*. Essas rochas são espacial e temporalmente associadas com zonas de cisalhamento E-W e representam um evento restrito no tempo (2,92–2,88 Ga), assim como mudanças abruptas nos reservatórios envolvidos na geração de magmas, que indicam o surgimento de um novo ambiente geodinâmico no Mesoarqueano. O GA (2,92 Ga) é a unidade tipo-SNK mais antiga na Província Carajás, com $\varepsilon_{Hf(2,92\ Ga)}$ entre –4,4 e +1,9, enquanto o CTGO (2,88 Ga) fornece $\varepsilon_{Hf(2,88\ Ga)}$ = –2,0 a +3,2. Isto significa que a petrogênese da SSO envolveu um componente do manto e outro da crosta. Testes de modelamento geoquímica indicam que os magmas geradores dos granitoides da SSO foram formados por 18–33% de fusão do manto enriquecido por 20–40% de magma tipo-TTG, sob condições oxidantes, deixando um resíduo de ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, magnetita ± olivina. Os enclaves máficos e o quartzo diorito mostram histórias petrogenéticas distintas e foram gerados por fusão parcial do manto enriquecido por fluidos em menores pressões. As idades modelos crustais (Hf-T_{DM}^{C}) da SSO são essencialmente paleoarqueanas (3,6–3,1 Ga), e são interpretadas como uma decorrência de extração crustal em um cenário de domos-e-quilhas. No Mesoarqueano, a crosta extraída foi reciclada por subducção (3,07–2,92 Ga), permitindo a formação do GA, a partir de uma região fonte do manto que já estava enriquecida. Após 30 Ma de quiescência magmática, o GTGO foi formado em um cenário colisional, associado com *slab breakoff* e espessamento crustal, durante o pico de metamorfismo regional da província (2,89–2,84 Ga).

PALAVRAS-CHAVE: Petrologia; Tectônica; Mesoarqueano; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás, situada no sudeste do Pará, é o principal núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico e foi subdividida em Domínio Rio Maria a sul, de idade Mesoarqueana, e Domínio Carajás a norte, de idade Meso- a Neoarqueana (Santos 2003). Mais recentemente, Oliveira *et al.* (2022) e Silva *et al.* (2022) reformularam a proposta de Dall'Agnol *et al.* (2013), sugerindo que o Domínio Carajás pode ser subdividido em três subdomínios: Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás. A área de Ourilândia do Norte, localizada na porção centro-oeste da Província Carajás, no extremo sul do Terreno Canaã dos Carajás, é uma área chave para investigar as interações manto-crosta e a diversificação de granitoides mesoarqueanos (2,92–2,88 Ga), uma vez que essa área é composta por plútons interdigitados da SSO e BGs do Granito Boa Sorte (integrado na SGCC), com subordinada ocorrência de granodiorito-granitos tipo-Closepet (Suíte Tucumã) e granitoides tipo-TTG (suítes Mogno e Rio Verde), formados em 2,92–2,88 Ga (Silva *et al.* 2022, submetido). Nos últimos anos, estudos baseados em dados de campo, petrografia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Hf em zircão permitiram uma significativa evolução do conhecimento geológico da área de Ourilândia do Norte (Santos *et al.* 2013, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, 2022, submetido). Assim, este trabalho visa uma revisão dos principais aspectos geológicos, geocronológicos, geoquímicos e petrogenéticos da SSO para refletir sobre as principais implicações dessas informações na origem dos magmas geradores dessas rochas. Além disso, objetiva-se investigar as raras evidências do registro geológico paleoarqueano da Província Carajás, bem como avançar na compreensão de como se deu a evolução manto–crosta no final do Mesoarqueano.

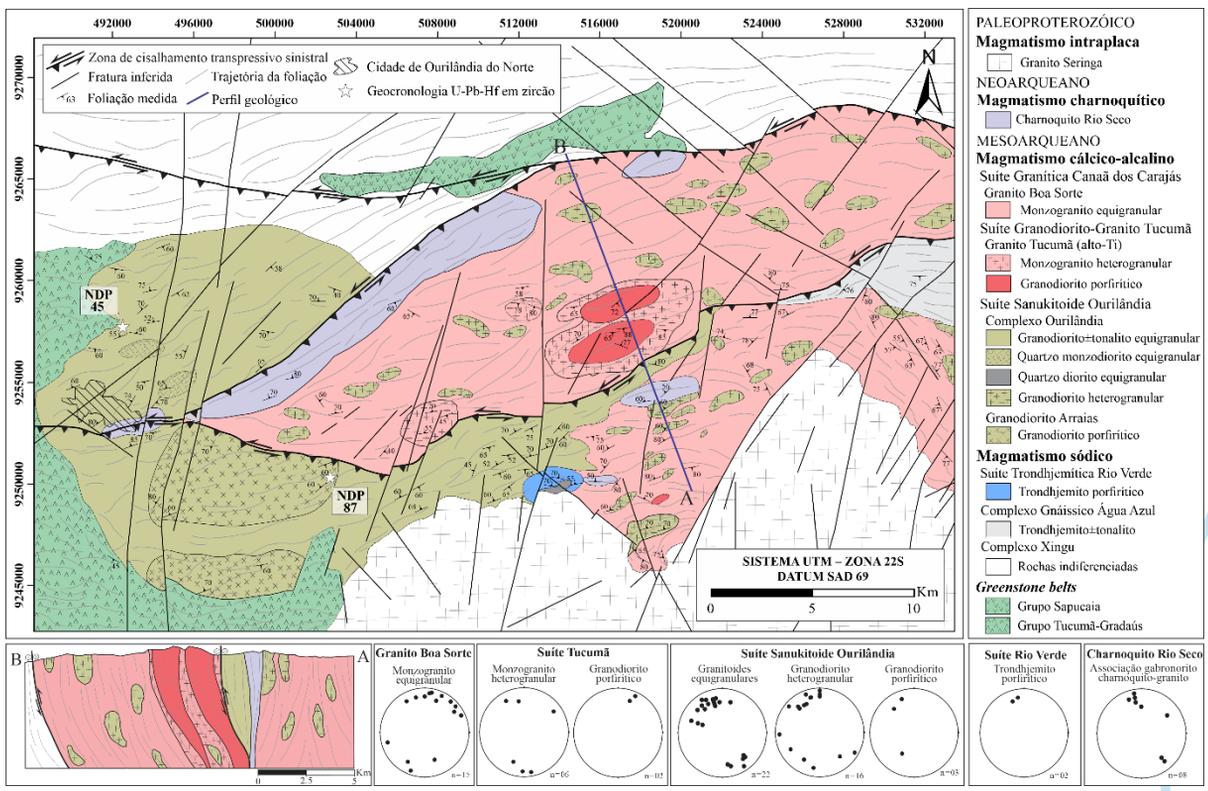


Figura 1. Mapa geológico da área de Ourilândia do Norte (modificado de Silva *et al.* 2022). Destaque para a localização das amostras analisadas por U-Pb-Hf em zircão.

TRABALHOS ANTERIORES

O Granodiorito Rio Maria de afinidade SNK foi inicialmente reconhecido nas regiões de Ourilândia e Tucumã (Docegeo 1988). Avelar *et al.* (1999) obtiveram idade em 2,85 Ga por evaporação de Pb para uma amostra de SNK dessa região, enquanto Santos *et al.* (2013), utilizando o mesmo método de datação, forneceram idades de 2,87–2,88 Ga para essas rochas. Com base em mapeamento geológico em escala de semidetalhe, petrografia e geoquímica, pela primeira vez, Santos & Oliveira (2016) redefiniram os domínios de ocorrência dessa unidade e indicaram que, na verdade, a maior parte dessa área é composta por granitos potássicos, até então indiferenciados. Assim, usando uma metodologia similar, Silva *et al.* (2018) caracterizaram esses granitos e forneceram uma discussão petrogenética preliminar, em que os granitos potássicos foram classificados como suíte Fe-K, e os SNKs como suíte Mg-K, além do reconhecimento de uma unidade trondhjemítica tipo-TTG subordinada.

Entretanto, mais recentemente, baseado em uma reavaliação dos dados anteriores e na apresentação de dados inéditos de geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão, Silva *et al.* (2022) indicaram que essas rochas apresentam particularidades litológicas com relação ao Granodiorito Rio Maria e agruparam-nas no Complexo Plutônico Ourilândia (que integra SNK, BG e TTG), bem como forneceram um aprofundamento no entendimento dos processos de formação dos SNK de Ourilândia, com base em modelamento geoquímico. Esses autores indicaram que a crosta de Ourilândia do Norte é diferente do Domínio Rio Maria e apresenta algumas características litológicas e estruturais similares àquelas identificadas na área de Canaã dos Carajás (Feio *et al.* 2013), como a predominância de BGs em relação a TTG e a presença de associações charnoquíticas neoarqueanas. Em outras palavras, as associações litológicas e os padrões estruturais do segmento de crosta de Ourilândia mostram maiores similaridades com a área de Canaã dos Carajás e por isso ele foi integrado ao Terreno Canaã dos Carajás e não ao Domínio Rio Maria.

Posteriormente, Silva *et al.* (submetido) forneceram dados isotópicos U–Pb–Hf em zircão para as diferentes unidades de granitoides mesoarqueanos de Ourilândia e redefiniram a classificação estratigráfica dessas rochas, onde os SNKs foram integrados na SSO, que agrupa o GA (2,92 Ga) e o CTGO (2,88 Ga). Além disto, Oliveira *et al.* (2022) sugeriram que o CTCV (2,88–2,85 Ga; Feio *et al.* 2013) pode ser incluído na SSO, devido as similaridades geológicas, composicionais e geocronológicas dessa unidade com o CTGO. Neste contexto, neste trabalho será adotada essa nova proposta de classificação estratigráfica para essas rochas e a seguir será realizada uma revisão dos principais aspectos geológicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos (U-Pb-Hf em zircão) das unidades que compõem a SSO, com destaque para as unidades mapeadas nos arredores de Ourilândia do Norte.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

(1) O GA foi denominado para se referir a dois *stocks* cônicos alongados na direção E-W, compostos por granodioritos e subordinados monzogranitos e quartzo monzodioritos, mapeados à sudeste da cidade de Ourilândia do Norte. O GA forneceu idade de cristalização em 2924,3±8 Ma por U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.* submetido), é intrusivo no Grupo Tucumã-Gradaús e é cortado pelo CTGO e pelo Granito Boa Sorte (Figura 1), representando a unidade

tipo-SNK mais antiga até então registrada na Província Carajás. Ele é caracterizado por textura porfirítica com fenocristais centimétricos de K-feldspato imersos em matriz fina a média, além de feições de campo que indicam processos cumuláticos, como a ocorrência de aglomerados de fenocristais de K-feldspatos e enclaves máficos. (2) O CTGO ocorre aos arredores do município de Ourilândia do Norte como um batólito alongado na direção ENE-WSW. Ele é composto por granodioritos e tonalitos com ocorrência subordinada e localizada de *stocks* ou lentes de quartzo monzodioritos e (quartzo) dioritos. Em geral, essas rochas são caracterizadas por textura equigranular, pela presença de hornblenda varietal e ocorrência de enclaves máficos, que frequentemente mostram relações de *mingling* com os granitoides hospedeiros. O CTGO, datado em 2886 ± 14 Ma por U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.* 2022), é intrusivo em gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu a norte e no Grupo Tucumã-Gradaús a sudoeste, além de ser cortado a leste pelos granitos Boa Sorte e Seringa. O CTGO também integra lentes de granodiorito heterogranular que ocorrem no Granito Boa Sorte (Figura 1), as quais indicam que os magmas geradores destas unidades coexistiram sob baixo contraste de viscosidade. Além da textura heterogranular, esses granodioritos mostram particularidades mineralógicas, como a ausência de hornblenda varietal, representando a variedade mais evoluída do CTGO. (3) O CTCV foi definido próximo à Vila Planalto como tonalitos com anfibólio e subordinados granodioritos, monzogranitos e dioritos, datados em 2,88–2,85 Ga (Feio *et al.* 2013). Ele ocorre em contato com as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Grão-Pará, com o Trondhjemito Rio Verde e com os granitos Cruzadão e Serra Dourada. Feio *et al.* (2013) indicam que os granitoides do CTCV são caracterizados pela presença de enclaves máficos, apresentam variedades litológicas dominadas por hornblenda ou por biotita e mostram textura equigranular média a grossa ou porfirítica, com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz fina a grossa. Aqui seguimos a proposta de Oliveira *et al.* (2022), em que essa unidade é integrada na SSO, especialmente devido às suas similaridades com o CTGO.

Diferente da Suíte Sanukitoide Rio Maria, que mostra afinidade com as séries cálcico-alcalina granodiorítica e monzonítica, as rochas da SSO, em particular do CTGO e CTCV, apresentam afinidade com as séries cálcico-alcalina granodiorítica e tonalítica (Silva *et al.* 2022). A idade de 2,92 Ga obtida para o GA é inédita para SNKs da Província Carajás e representa um dos eventos mais antigos de geração deste grupo de granitoides em todo o mundo. O GA forneceu valores de $\varepsilon_{Hf(2,92\ Ga)}$ variando de condrítico a subcondrítico (–4,4 a +1,9) e pode ser gerado por 29% de fusão a partir do manto metassomatizado por 40% de *melt* tipo-TTG, em condições oxidantes, deixando um resíduo composto de ortopiroxênio, granada, clinopiroxênio e magnetita. Já o granodiorito equigranular, principal variedade do CTGO, forneceu valores de $\varepsilon_{Hf(2,88\ Ga)}$ = –2,0 a +3,4, indicando que sua origem envolveu a participação de um componente derivado do manto e outro da crosta (Silva *et al.* submetido). Com base em modelamento geoquímico, foi demonstrado que as diferentes variedades de granitoides do CTGO podem ser formadas a partir de 18–33% de fusão a partir do manto enriquecido por 20–40% de *melt* tipo-TTG, sob condições oxidantes, deixando um resíduo composto por ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, magnetita ± olivina. Por outro lado, os enclaves máficos e o quartzo diorito mostram histórias petrogenéticas distintas e foram gerados por fusão parcial do manto enriquecido por fluidos em menores pressões, fora da zona de estabilidade da granada (Silva *et al.* 2022). As Hf-T_{DM}^{C} da SSO são praticamente restritas ao Paleoarqueano (3,6–3,1 Ga), o que levanta uma questão importante, visto que não há registro regional de idades U-Pb ou

Pb-Pb paleoarqueanas em Carajás, exceto para zircões herdados em gnaisses da região de São Félix do Xingu (Teixeira *et al.* 2001), que atingem idades de até 3,7 Ga, e zircões detríticos em quartzitos do Grupo Andorinhas, que forneceram idades amplamente distribuídas entre 2,85–3,05 Ga, com alguns cristais datados em 3,2, 3,4 e 3,7 Ga (Macambira *et al.* 1998). Entretanto, apesar do escasso registro paleoarqueano na Província Carajás, existem extensas áreas que não foram mapeadas em escala de semidetalhe (e.g., região de São Felix do Xingu) e, portanto, não podemos descartar a existência de pequenos fragmentos crustais paleoarqueanos que até então não foram mapeados. Dito isto, os valores de Hf-T_{DM}^{C} fornecidos pela SSO são interpretados como uma decorrência de extração crustal paleoarqueana em um cenário de domos-e-quilhas, sendo que a crosta extraída foi posteriormente reciclada por subducção durante o Mesoarqueano (3,07–2,92 Ga), onde os magmas geradores do GA foram formados a partir de uma região do manto previamente enriquecida. Após 2,92 Ga, ocorre um intervalo de ~30 milhões de anos sem atividade magmática. Os magmas geradores do CTGO foram alojados em um cenário colisional, definido pelo pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.* 2019), e associado com *slab breakoff* e espessamento crustal (Silva *et al.* 2022, submetido).

CONCLUSÕES

1. O GA (2,92 Ga) é a unidade SNK mais antiga na Província Carajás, com $\varepsilon_{Hf(2,92\ Ga)}$ entre –4,4 e +1,9, enquanto o CTGO (2,88 Ga) fornece $\varepsilon_{Hf(2,88\ Ga)}$ = –2,0 a +3,2. Isto indica que a origem da SSO envolveu a participação de um componente do manto e outro da crosta. Os magmas geradores da SSO foram formados por 18–33% de fusão parcial do manto enriquecido por 20–40% de magma tipo-TTG, sob condições oxidantes, na zona de estabilidade da granada. Já os enclaves máficos e o quartzo diorito mostram histórias petrogenéticas diferentes dos granitoides e foram gerados por fusão parcial do manto metassomatizado por fluidos em menores pressões, fora da zona de estabilidade da granada.
2. Os valores de Hf-T_{DM}^{C} da SSO são essencialmente paleoarqueanos (3,6–3,1 Ga), e são atribuídos à extração de crosta paleoarqueana em um cenário de domos-e-quilhas. Já no Mesoarqueano, a crosta extraída foi reciclada de volta ao manto por subducção (3,07–2,92 Ga), o que permitiu a formação do GA em 2,92 Ga, a partir de uma região fonte do manto que já estava enriquecida. Após 30 Ma de quiescência magmática, o GTGO foi formado durante um cenário colisional (2,89–2,84 Ga), associado com *slab breakoff* e espessamento crustal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Avelar V.G., Lafon J.M., Correia JR, F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *RBG,* **29**(4):453–460.

Docegeo E.D.A. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In*: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, CVRD, Belém, *Anais* [...], p.10–54.

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**:157–185.

Macambira M.J.B., Lafon J.M., Pidgeon R.T. 1998. Crescimento Crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. *In*: 40º CBG, SBG, Belo Horizonte, *Anais*[...].

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350–351**: 105275, DOI: 10.1016/j.lithos.2019.105275.

Oliveira, D.C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B., 2022. Geologia regional da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *In*: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá-PA.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In*: Bizzi L.A. *et al.* (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG. Brasília. CPRM–SBG, 169–226 p.

Santos M.J.P., Lamarão C.N., Lima P.H.A., Galarza M.A., Mesquita J.C.L. 2013a. Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **8**(3):325–354.

Santos M.N.S. & Oliveira D.C. 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte - Carajás province: petrography, geochemistry and implications for sanukitoid petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:279–301.

Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. submetido. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoarchean granitoids from the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **432–433**: 106901. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106901

Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of S. A. Earth Sciences*, 82:33-61.

Teixeira N.P., Moura C.A.V., Bettencourt J.S. 2001. Evidência da existência de crosta Arqueana de 3,68 Ga obtida em zircão de rocha gnáissica tonalítica do Complexo Xingu, no Segmento oeste da Província Mineral de Carajás, região de São Felix do Xingu, Estado do Pará, Brasil. *In*: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG-Núcleo Norte, Belém, *Resumos expandidos*[...], 1 CD-ROM.

SUÍTE SANUKITOIDE OURILÂNDIA, PROVÍNCIA CARAJÁS: CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO, DEFORMAÇÃO E IMPLICAÇÕES PARA OS MECANISMOS DE ASCENSÃO E COLOCAÇÃO DE MAGMAS DERIVADOS DO MANTO

Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]

Aline Costa do Nascimento[1,2,3]

[1] Universidade Federal do Pará – UFPA; [2] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides – GPPG

lucianor@ufpa.br; davis@ufpa.br; aline.nascimento@ig.ufpa.br

RESUMO

Esta pesquisa investiga as condições de cristalização [temperatura (T), pressão (P), fugacidade de oxigênio (fO_2) e conteúdo de água (H_2Ox)], deformação e paragêneses de alteração da Suíte Sanukitoide Ourilândia (SSO), bem como os mecanismos de ascensão e colocação dos magmas geradores dessas rochas. A SSO (2,92–2,88 Ga) agrupa o Granodiorito Arraias (GA) e o Complexo Tonalito-Granodiorito Ourilândia (CTGO), que ocorrem nos arredores de Ourilândia do Norte; além do Complexo Tonalítico Campina Verde (CTCV), que aflora em Canaã dos Carajás (não será abordado neste estudo). O CTGO ocorre interdigitado com o Granito Boa Sorte e são intrusivos em tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) e *greenstone belts*. A SSO é composta por batólitos cônicos alongados que apresentam relações espaço-temporais com zonas de cisalhamento translitosféricas de direção E-W. Hornblenda, biotita e epidoto representam as principais fases máficas. Geotermômetros baseados na saturação de apatita forneceram temperaturas *liquidus* > 800 °C, enquanto aqueles baseados em composições de anfibólio permitiram estimar as temperaturas *solidus* (785–740 °C). As razões Fe/(Fe+Mg) em biotita, anfibólio e rocha total indicam moderada a alta fO_2, acima do tampão níquel–óxido de níquel (NNO), entre +1,0 e +1,8. Isto é coerente com a origem dos magmas da SSO, que é atribuída a fusão parcial do manto enriquecido, em condições oxidantes (com magnetita no resíduo). Geobarômetros baseados em Al de anfibólios forneceram pressões de cristalização entre 300–80 Mpa, que é considerada uma profundidade relativamente rasa, na crosta superior (3–10 km). Além disso, os magmas da SSO evoluíram em condições saturadas de água, com H_2Ox > 5%. As microestruturas de recristalização dinâmica em quartzo e feldspato sugerem que deformação ocorreu em temperaturas > 500 °C, enquanto a presença de microestrutura poligonal indica recristalização estática pós-deformacional em ~500 °C, compatível com fácies xisto verde alto a anfibolito baixo. Isto é consistente com a paragênese secundária de hidratação dessas rochas e suas evidências de deformação na presença de *melt*, em temperaturas próximas ao *solidus*, tais como (micro)fraturas magmáticas, que confirmam uma origem sincinemática para a SSO. Portanto, não se recomenda a utilização do prefixo "meta" para a classificação dessas rochas.

PALAVRAS-CHAVE: Cristalização; Deformação; Sanukitoide; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

Dados de química mineral (QM) em silicatos e óxido de Fe-Ti combinados com estudos de suscetibilidade magnética (SM) e petrografia de minerais opacos é uma poderosa ferramenta petrológica para estimar as condições de cristalização de rochas graníticas (e.g., Clark 1999, Ridolfi *et al.* 2010, Nedelec & Bouchez 2015). Por outro lado, investigações sobre a natureza, forma e estrutura interna de plútons combinadas com observações microestruturais e com o padrão estrutural das rochas encaixantes podem fornecer valiosas informações sobre os mecanismos de ascensão, colocação, deformação e ambientes tectônicos de granitoides (e.g., Neves 2012, Nedelec & Bouchez 2015). Nos últimos anos, estudos baseados em dados de campo, petrografia, geoquímica, QM, SM e geotermobarometria permitiram uma significativa evolução do conhecimento sobre a origem e as condições de cristalização (T, P, fO_2 e H_2Ox), deformação e mecanismos de colocação dos granitoides mesoarqueanos da área de Ourilândia do Norte, localizada na porção centro-oeste da Província Carajás (Silva *et al.* 2018, Nascimento *et al.* 2021, 2022, Silva *et al.* 2022). Neste contexto, este trabalho visa uma revisão dos principais resultados de campo, petrografia, QM, geotermobarometria e petrologia magnética da SSO para discutir as principais implicações em termos de condições de cristalização, deformação, alteração e mecanismos de ascensão e colocação de magmas. Além disso, esse estudo tem o objetivo de esclarecer os motivos pelos quais não se recomenda a utilização de termos de classificação de rochas metamórfica para a SSO.

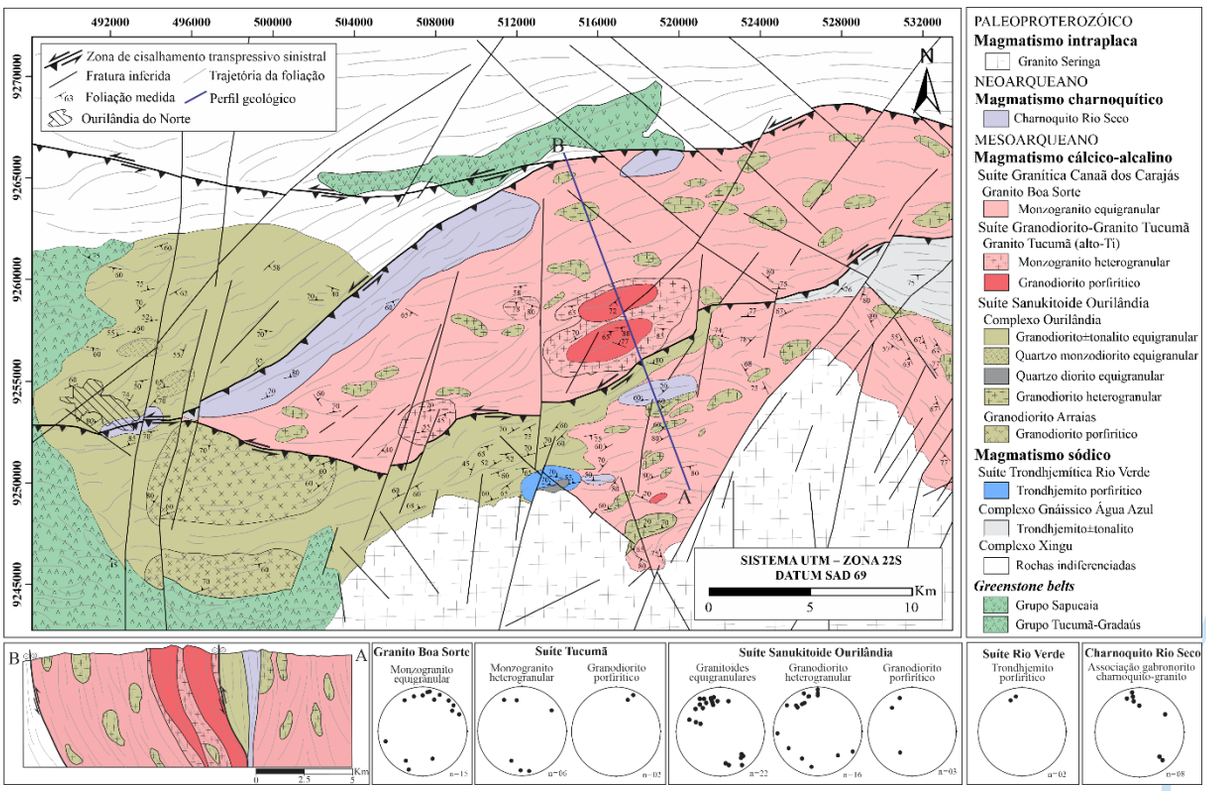


Figura 1. Mapa geológico da área de Ourilândia do Norte (modificado de Silva et al. 2022).

MATERIAIS E MÉTODOS

A petrografia e aspectos de deformação da SSO foram estudados em detalhe por Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018). Os dados de QM foram obtidos no Laboratório de Microanálises da UFPA com uma microssonda eletrônica JEOL JXA-8230, equipada com cinco espectrômetros de energia dispersiva de raio-X. Os resultados de QM foram apresentados por Nascimento *et al.* (2021), onde se pode consultar informações adicionais das condições de operação do equipamento. Já as medidas de SM foram realizadas com um susceptibilímetro SM-30, fabricado pela *ZH Instruments* (cf. Nascimento *et al.* 2022). Enquanto isso, em um trabalho de integração, Silva *et al.* (2022) forneceram uma trajetória P-T esquemática para a formação dessas rochas. Neste estudo essas informações são sintetizadas e reavaliadas.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A SSO foi proposta por Silva *et al.* (submetido) para agrupar o GA (2,92 Ga) e o CTGO (2,88 Ga). Adicionalmente, Oliveira *et al.* (2022) indicaram que o CTCV (2,88–2,85 Ga), definido por Feio *et al.* (2013), pode ser incluído na SSO, devido as suas similaridades geológicas, composicionais e geocronológicas com o CTGO. Neste contexto, neste estudo será adotada essa nova proposta de classificação estratigráfica e a seguir será apresentada uma revisão dos principais aspectos geológicos das unidades que compõem a SSO. (1) O GA (2,92 Ga) ocorre como dois *stocks* de forma cônica alongada na direção E-W. Ele é intrusivo no Grupo Tucumã-Gradaús e é cortado pelo CTGO e pelo Granito Boa Sorte (Figura 1). O GA é caracterizado por textura porfirítica com fenocristais centimétricos de feldspatos imersos em matriz fina a média, além da presença de enclaves máficos. (2) O batólito principal do CTGO (2,88 Ga) apresenta forma cônica orientada na direção E-W e é composto por granodioritos e tonalitos, com ocorrência subordinada de quartzo monzodioritos e (quartzo) dioritos. Em geral, essas rochas são caracterizadas por textura equigranular e ocorrência de enclaves máficos, que frequentemente mostram relações de *mingling* com os granitoides hospedeiros. O CTGO é intrusivo em gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu e nos *greenstone belts* do Grupo Tucumã-Gradaús. Ele apresenta contato interdigitado com o Granito Boa Sorte e foi cortado pelo Granito Seringa. Além disso, essa unidade também integra lentes de granodiorito heterogranular que ocorrem no Granito Boa Sorte (Figura 1), as quais indicam que os magmas geradores destas rochas coexistiram sob baixo contraste de viscosidade (Silva *et al.* 2018, 2022, submetido). (3) O CTCV (2,88–2,85 Ga) foi definido próximo à Vila Planalto (município de Canaã dos Carajás) como tonalitos com anfibólio e subordinados granodioritos, monzogranitos e dioritos (Feio *et al.* 2013). O CTVC é caracterizado pela presença de enclaves máficos e apresenta textura equigranular média a grossa ou porfirítica, com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz fina a grossa.

Em termos de mineralogia, a hornblenda, biotita e epidoto representam as principais fases máficas da SSO. Entretanto, para a variedade granodiorito heterogranular do CTGO, a hornblenda ocorre apenas como uma fase acessória, representando a variedade litológica mais evoluída desta unidade. No GA e no CTGO, os minerais acessórios primários são representados por epidoto, titanita, apatita, zircão, ilmenita ± magnetita (que é ausente na maioria das amostras do CTGO, mas está presente no GA). Clorita, epidoto, biotita, titanita, clinozoisita, ilmenita,

± hematita (martita), pirita e calcopirita compõem os minerais acessórios secundários (Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018, Nascimento *et al.* 2021). No CTCV ocorre zircão, apatita, allanita, titanita e opacos como minerais acessórios primários e escapolita, albita, opacos, actinolita ± epidoto ± sulfetos ± clorita ± quartzo como fases acessórias secundárias (Feio *et al.* 2013). Entretanto, o CTCV não será abordado neste estudo, pois não existem dados de QM e SM disponíveis para essa unidade. A paragênese mineral secundária da SSO foi interpretada como uma decorrência de reações de hidratação em condições de resfriamento assistido por deformação, durante os estágios tardi- a pós-magmático, em que os fluidos envolvidos nesta alteração são derivados da própria evolução magmática (Silva *et al.* 2018, 2022). Neste contexto, para as variedades litológicas da SSO não se recomenda a utilização de termos de classificação de rochas metamórficas, tais como o prefixo meta- (e.g., metagranodiorito).

Em relação as condições de cristalização, foram estimadas temperaturas liquidus > 800 °C para as suas diferentes variedades litológicas, com base em saturação de apatita, ao passo que as temperaturas *solidus* dos magmas que deram origem a essas rochas foram estimadas entre 785–740 °C, a partir de geotermômetros baseados em composições de anfibólios (Nascimento *et al.* 2021). As razões Fe/(Fe+Mg) em biotita, anfibólio e rocha total indicam moderada a alta fO_2 para as diferentes variedades da SSO, principalmente acima do tampão NNO variando de +1,0 a +1,8 (Nascimento *et al.* 2021). Estes resultados estão de acordo com os dados de SM dessas rochas (Nascimento *et al.* 2022). Se comparado ao Granito Boa Sorte e à Suíte Tucumã, que forneceram valores de SM entre $0{,}23 \times 10^{-3}$ e $13{,}10 \times 10^{-3}$ SI, o CTGO apresenta baixos valores de SM ($0{,}08 \times 10^{-3}$ e $8{,}91 \times 10^{-3}$ SI). Isto aliado à escassez de magnetita modal, torna intrigante a natureza oxidante destas rochas. Entretanto, este comportamento tem sido explicado pela formação precoce de epidoto, que inibe a formação de magnetita devido à captura do ferro durante a evolução magmática, ou mesmo em decorrência dos processos magmáticos tardios, que provavelmente foram responsáveis pela desestabilização da magnetita. Portanto, isto poderia explicar as condições oxidantes de formação das variedades litológicas do CTGO, mesmo com o conteúdo modal restrito de magnetita. Por outro lado, tais condições oxidantes são mais coerentes para a formação do GA, uma vez que essa unidade de fato apresenta magnetita modal, bem como maiores valores de SM ($0{,}81 \times 10^{-3}$ e $6{,}33 \times 10^{-3}$ SI) e forneceu uma estimativa da fO_2 em torno do tampão ΔNNO + 1,0, no campo de estabilidade da magnetita (Nascimento *et al.* 2021, 2022). Em ternos de conteúdos de água dos magmas geradores da SSO, Nascimento *et al.* (2021) estimaram $H_2Ox > 5\%$, o que é coerente com a presença expressiva de minerais hidratados nessas rochas, tais como hornblenda e biotita.

Em relação aos aspectos deformacionais da SSO, a trama é composta por foliação E-W a ENE-WSW, com variações locais para WNW-ESE e mergulhos de moderado a alto ângulo (> 50°), geralmente para sul. Nos domínios de menor *strain*, que frequentemente estão localizados nas porções centrais dos batólitos, a foliação é definida pela orientação preferencial de cristais euédricos de feldspatos e minerais máficos. Nos domínios de maior *strain*, localizados aos arredores das bordas dos plútons, comumente ocorre foliação milonítica, com variada intensidade e em geral subparalela a trama magmática. Estas feições indicam que os corpos da SSO são limitados por zonas de cisalhamento de escala regional (translitosféricas), que serviram para transporte e alojamento dos magmas (Silva *et al.* 2018, 2022, submetido). As microestruturas de recristalização dinâmica em quartzo e feldspato das diferentes variedades

litológicas da SSO indicam que a deformação ocorreu em temperaturas > 500 °C, enquanto a presença de microestrutura poligonal sugere recristalização estática pós-deformacional em ~500 °C, compatível com fácies xisto verde alto a anfibolito baixo, o que é consistente com a paragênese secundária de hidratação observada nessas rochas e evidências de deformação na presença de *melt*, em temperaturas próximas ao *solidus*, tais como (micro)fraturas magmáticas, que confirmam uma origem sincinemática para a SSO.

Em termos petrogenéticos, os magmas da SSO foram gerados por 18–33% de fusão parcial do manto enriquecido por 20–40% de magma tipo-TTG, sob condições oxidantes, na zona de estabilidade da granada. Ao passo que, os enclaves máficos e o quartzo diorito mostram histórias petrogenéticas diferentes dos granitoides e foram gerados por fusão parcial do manto metassomatizado por fluidos em menores pressões, fora da zona de estabilidade da granada (Silva *et al.* 2022). Os dados disponíveis para a SSO indicam que a ascensão dos magmas geradores dessas rochas envolveu migração por fluxo penetrativo (Neves 2012; Nedelec & Bouchez 2015), durante deformação ativa, através de uma rede de canais pré-existentes, caracterizando a SSO como uma suíte plutônica formada por múltiplas injeções de magmas (Silva *et al.* 2018, 2022). Com base em geobarômetros de Al em anfibólio, foi possível estimar pressões de cristalização (e colocação) variando entre 300–80 Mpa para os magmas geradores das diferentes variedades litológicas da SSO (Nascimento *et al.* 2021). Ou seja, isto significa que os magmas derivados do manto da SSO foram alojados em uma profundidade relativamente rasa, na crosta superior (3–10 km). A construção desses plútons requer injeções de vários pulsos de magmas em um curto intervalo de tempo (2,92–2,88 Ga) e a criação do espaço provavelmente se deu através de deformação e translação lateral das rochas encaixantes, como resultado da injeção de novos pulsos no nível de colocação (Silva *et al.* 2018).

CONCLUSÕES

Os plútons da SSO (2,92–2,88 Ga) têm formas cônicas alongadas e são limitados por zonas de cisalhamento translitosféricas, que atuaram no transporte e alojamento dos magmas. Hornblenda, biotita e epidoto representam as principais fases máficas. Com base em saturação de apatita as temperaturas *liquidus* > 800 °C foram estimadas para a SSO, enquanto geotermômetros baseados em composições de anfibólios forneceram temperaturas *solidus* entre 785–740 °C. As razões Fe/(Fe+Mg) em biotita, anfibólio e rocha total indicam moderada a alta fO_2, acima do tampão NNO (+1,0 a +1,8), o que é coerente com o modelo petrogenético da SSO, que envolve fusão parcial do manto enriquecido, em condições oxidantes (magnetita no resíduo). Geobarômetros de Al em anfibólio forneceram pressões de cristalização entre 300–80 Mpa. Ou seja, apesar da origem em níveis mantélicos, os magmas da SSO foram alojados em uma profundidade relativamente rasa, na crosta superior (3–10 km). Além disso, esses magmas evoluíram com altos conteúdos de água (H_2Ox > 5%), o que é consistente com a presença de hornblenda e biotita nessas rochas. As microestruturas de recristalização dinâmica indicam que deformação ocorreu em temperaturas > 500 °C, enquanto microestrutura poligonal sugere recristalização estática pós-deformacional em ~500 °C, compatível com fácies xisto verde alto a anfibolito baixo, o que é coerente com a presença de paragênese secundária de hidratação e evidências de deformação na presença de *melt*, em temperaturas próximas ao *solidus*, tais como as (micro)fraturas magmáticas, que comprovam uma origem sincinemática para essas rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Clark, D.A., 1999. Magnetic Petrology of igneous intrusion: implications for exploration and magnetic interpretation. Explor. Geophys. 30, 5–26.

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**:157–185.

Nascimento A.C., Oliveira D.C., Silva L.R., Lamarão C.N. 2021. Mineral thermobarometry and its implications for petrological constraints on Mesoarchean granitoids from the Carajás Province, Amazonian Craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **109**:103271.

Nascimento A.C., Oliveira D.C., Silva L.R., Sacramento R. 2022. Magnetic petrology of the crust and mantle-derived Mesoarchean Ourilândia granitoids, Carajás Mineral Province, Brazil. *Canadian Mineral*. **60**:1–28.

Nedelec A. & Bouchez J.L. 2015. *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny*. New York, Oxford University Press, 352 p.

Neves S.P. 2012. *Granitos orogênicos: da geração dos magmas à intrusão e deformação*. Synergia, RJ, 147 p

Oliveira, D.C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B., 2022. Geologia regional da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *In*: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá-PA.

Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contrib. Mineral. Petrol. 160, 45–66.

Santos M.N.S. & Oliveira D.C. 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte - Carajás province: petrography, geochemistry and implications for sanukitoid petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:279–301.

Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. submetido. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoarchean granitoids from the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **432–433**: 106901. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106901

Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *J. of South American Earth Sciences*, **82**:33–61.

SUÍTE GRANÍTICA CANAÃ DOS CARAJÁS: UM CINTURÃO GRANÍTICO E-W E SUAS IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]; Bhrenno Marangoanha[1,3]

Aline Costa do Nascimento[1,2,3]; Edson Fabiano Melo dos Santos[1,3]

[1]Universidade Federal do Pará – UFPA; [2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides – GPPG

lucianor@ufpa.br; davis@ufpa.br; bhrenno@ufpa.br; aline.nascimento@ig.ufpa.br; edsonfabiano20@hotmail.com

RESUMO

A Suíte Granítica Canaã dos Carajás (SGCC) é composta pelos granitos Canaã dos Carajás, Cruzadão, Boa Sorte, Serra Dourada e Velha Canadá, que mostram afinidades com os típicos biotita granitos (BGs) arqueanos. A SGCC ocorre como um longo cinturão granítico de direção E-W (~160 km de comprimento), que conecta as áreas de Ourilândia do Norte e Canaã dos Carajás. O Granito Canaã dos Carajás é a unidade mais antiga (2,96–2,93 Ga), enquanto o Granito Velha Canadá representa a unidade mais jovem, e a única com idade neoarqueana (2,74–2,73 Ga). As demais unidades foram colocadas entre 2,88–2,83 Ga, e são contemporâneas ao pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84 Ga). Apesar de deformados, estes granitos mostram texturas ígneas bem preservadas e relação espaço-temporal com rochas de afinidade sanukitoide. Os mecanismos de ascensão e alojamento dos magmas geradores da SGCC são atribuídos a zonas de cisalhamento, que serviram de condutos para o transporte dos magmas para a crosta superior. Em termos geoquímicos, os granitos são enriquecidos em SiO_2 (67,6–76,7%) e apresentam afinidade cálcico-alcalina alto-K, levemente peraluminosa, com baixo Mg#, TiO_2 e CaO. A fonte dessas rochas é atribuída a fusão parcial em diferentes profundidades de crosta TTG. O Granito Boa Sorte representa a unidade melhor estudada da SGCC e forneceu quatro populações de zircão, datadas em 3,04 Ga, 2,98 Ga, 2,93 Ga e 2,88 Ga. A população mais jovem (2,88 Ga) foi interpretada como a idade de cristalização magmática. A população de 2,93 Ga foi interpretada como cristais herdados da fonte, enquanto as populações 2,98 Ga e 3,04 são xenocristais incorporados das rochas encaixantes. A formação dos magmas geradores da SGCC é relacionada a processos de espessamento e retrabalhamento crustal em um sistema de subducção–colisão–pós-colisão, em que o pico de metamorfismo regional define o cenário colisional (2,89–2,84 Ga).

PALAVRAS-CHAVE: Cinturão Granítico; Arqueano; Evolução Crustal; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás, situada no sudeste do Pará, é o principal núcleo arqueano do Cráton Amazônico e foi subdividida em Domínio Rio Maria a sul, de idade mesoarqueana, e Domínio Carajás a norte, de idade meso- a neoarqueana (Santos 2003). Mais recentemente, Oliveira *et al.*

(2022) e Silva *et al.* (2022) reformularam a proposta de Dall'Agnol *et al.* (2013), sugerindo que o Domínio Carajás pode ser subdividido em três subdomínios: Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás (Figura 1). Recentemente, Silva (2022) e Silva *et al.* (submetido) propuseram a SGCC para denominar os batólitos de BGs cálcico-alcalinos alto-K identificados no terreno homônimo. Esses plútons têm forma tabular e são orientados na direção E-W, com variações para NE-SW e NW-SE. Eles se destacam em imagens aerogeofísicas devido à moderada a alta assinatura radiométrica (Figura 1).

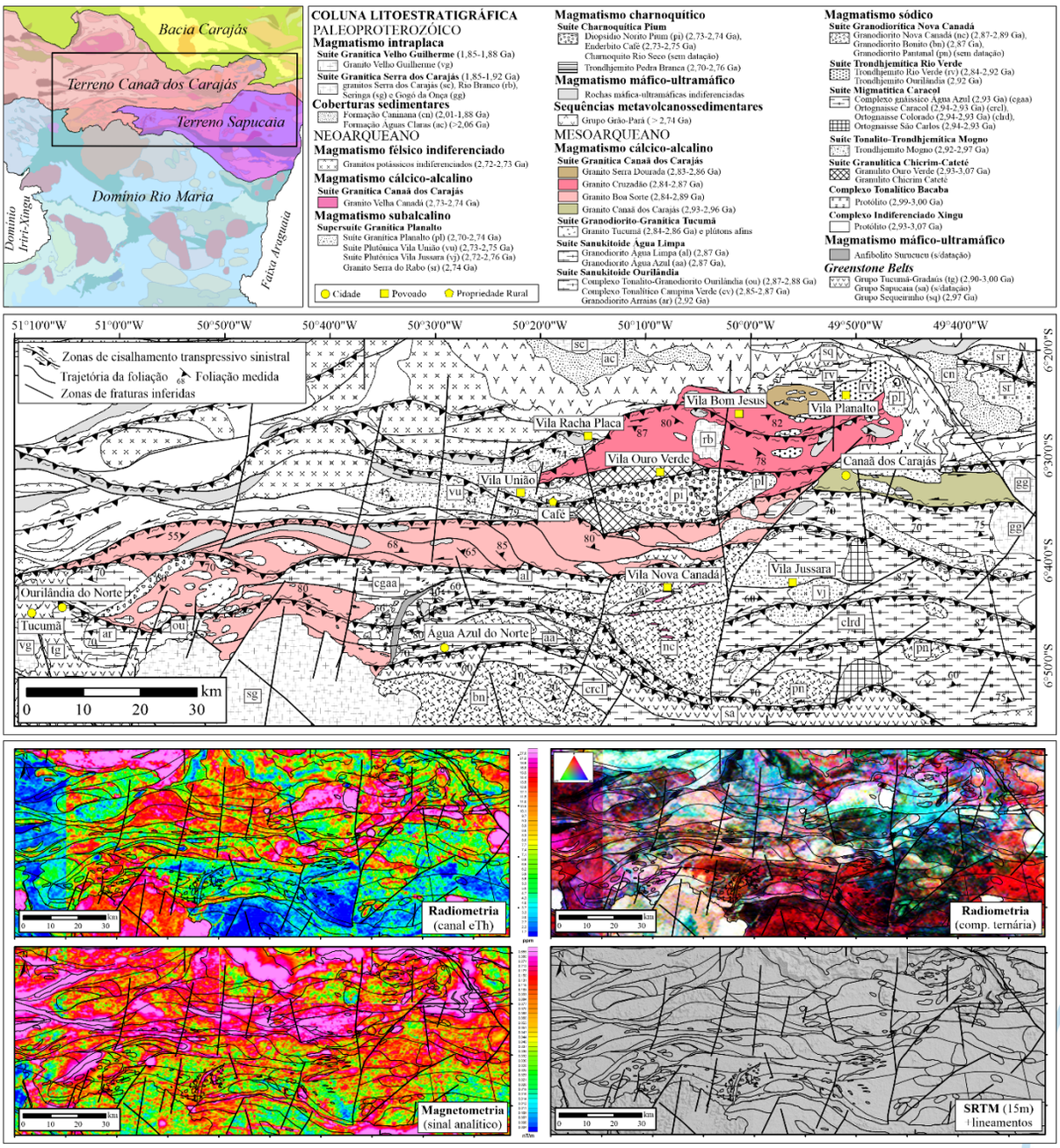


Figura 1. Mapa geológico da Suíte Granítica Canaã dos Carajás (SGCC). Na porção superior é apresentado um esquema com a localização da área no contexto geológico regional, com destaque para uma proposta recente de compartimentação tectônica da Província Carajás, onde o Domínio Carajás foi subdividido em três subdomínios: Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás (Oliveira *et al*. 2022, Silva *et al*. 2022). Na porção inferior são apresentados encartes de imagens geofísicas (radiometria e magnetometria) e de radar (SRTM, 15m).

As informações disponíveis para a SGCC indicam que as áreas de Canaã e Ourilândia são predominantemente formadas por BGs e que o segmento crustal compreendido entre estas regiões define um cinturão granítico de direção E-W, com ~160 km de comprimento (Silva 2022, Silva *et al.* submetido). Em geral, as unidades da SGCC apresentam uma relação espaço-temporal com rochas de afinidade sanukitoide do Terreno Canaã dos Carajás (suítes Ourilândia e Tucumã). Os granitos da SGCC são deformados, entretanto, mostram texturas ígneas bem preservadas. Essas rochas foram afetadas por deformação heterogênea desde o estágio tardi-magmático ao estado sólido. Isto é sustentado por observações de campo e microestruturais, que indicam recristalização de quartzo e feldspatos sob moderadas a altas temperaturas (> 500 °C) e feições de deformação na presença de *melt*, como fraturas magmáticas (Silva *et al.* 2018, 2022). Nos domínios de maior *strain*, que comumente ocorrem próximos as bordas dos batólitos, podem ser observadas foliações miloníticas com variados graus de intensidade, as quais indicam a presença de zonas de cisalhamento de escala crustal. Já nos domínios de menor *strain*, comum na porção central dos batólitos, é mais frequente observar uma trama magmática bem preservada definida pela orientação preferencial de cristais prismáticos ou tabulares, subparalela a estruturação regional (Feio *et al.* 2013, Rodrigues *et al.* 2014, Silva *et al.* 2022). De modo geral, nossos resultados de mapeamento geológico (semidetalhe) indicam que de oeste (área de Ourilândia) para leste até a região de Canaã dos Carajás existe um aumento na intensidade de deformação. Aqui, com base no expressivo avanço de conhecimento geológico regional da SGCC, este estudo visa uma revisão dos principais aspectos geológicos, geocronológicos, geoquímicos e petrogenéticos dessas rochas, bem como discutir suas implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Além disso, tem o objetivo de divulgar a integração dos BGs do Terreno Canaã dos Carajás em uma única suíte litoestratigráfica, o que facilitará sua identificação e correlação com outras unidades.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para elaborar o mapa geológico proposto para a SGCC (Figura 1), além das informações de campo do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) da UFPA obtidos nas últimas décadas, foram utilizadas imagens aerogeofísicas [magnetometria (campo total, sinal analítico e 1ª derivada) e radiometria (canal do eTh, eU, K e composição ternária)] e de radar – SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*, 15m). Os dados aerogeofísicos são produtos do Programa de Geologia do Brasil e estão disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (http://geosgb.cprm.gov.br). A integração desses corpos de BGs em uma única suíte seguiu as recomendações do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986). Os dados geoquímicos e geocronológicos da SGCC foram obtidos por Feio & Dall'Agnol (2012), Feio *et al.* (2013), Rodrigues *et al.* (2014), Leite-Santos & Oliveira (2016) e Silva *et al.* (2018, 2022).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A SGCC é composta por cinco unidades litoestratigráficas, representadas pelo: (i) Granito Canaã dos Carajás, individualizado na porção sudeste da cidade homônima por Feio & Dall'Agnol (2012), forneceu idade de cristalização em 2,93 Ga (Sardinha *et al.* 2004) e em 2,96 Ga (Feio *et al.* 2013); (ii) granitos Cruzadão e Bom Jesus, ambos foram denominados

por Feio & Dall'Agnol (2012) e afloram na porção noroeste da cidade de Canaã dos Carajás. Feio *et al.* (2013) dataram o primeiro em 2,86 Ga e o segundo em 2,83 Ga. Em decorrência de suas distribuições espaciais e similaridades composicionais, recentemente Oliveira *et al.* (2022) propuseram agrupá-los em uma única unidade litoestratigráfica, denominada Granito Cruzadão (2,86–2,83 Ga); (iii) Granito Boa Sorte (2,88–2,85 Ga; Rodrigues *et al.* 2014, Silva *et al.* 2022) foi definido em sua área-tipo por Rodrigues *et al.* (2014), no extremo norte de Vila Velha Canadá, como um batólito alongado na direção E-W, concordante com a estruturação regional. Mais recentemente, Silva (2022) e Silva *et al.* (submetido) correlacionaram os BGs da área de Ourilândia com o Granito Boa Sorte e sugeriu que os granitos mesoarqueanos de Ourilândia representam uma extensão desta unidade para oeste a partir de sua área-tipo. Neste contexto, os autores destacam a existência de um longo cinturão granítico de direção E-W, que é composto de leste a oeste pelos batólitos dos granitos Canaã dos Carajás, Cruzadão e Boa Sorte, os quais conectam as regiões de Canaã dos Carajás e Ourilândia do Norte, conforme indicado pelos resultados de campo e interpretação de imagens aerogeofísicas (Figura 1); (iv) Granito Serra Dourada denominado por Feio & Dall'Agnol (2012) para se referir a um *stock* subcircular, localizado na Vila Serra Dourada, região nordeste da cidade de Canaã dos Carajás, datado em 2,86 Ga (Moreto *et al.* 2011) e 2,83 Ga (Feio & Dall'Agnol 2012); e (v) Granito Velha Canadá que aflora na forma de lentes ou *stocks*, alojadas em zonas de cisalhamento de direção NE-SW, na região de Água Azul do Norte (Leite-Santos & Oliveira 2016), datado em 2,73 Ga e 2,75 Ga, sendo a única unidade com idade de cristalização neoarqueana da SGCC, uma vez que as demais são mesoarqueanas. Além disto, vale destacar que exceto para o Granito Canaã dos Carajás que foi datado entre 2,96–2,93 Ga e o Granito Velha Canadá (2,73–2,75 Ga), as outras unidades graníticas forneceram idades entre 2,89–2,83 Ga, as quais são contemporâneas ao pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.* 2019).

Em termos geoquímicos, os granitos da SGCC são enriquecidos em SiO_2, com conteúdo que variam entre 67,6–76,7%, com mediana (M_d) de 73,3%. Estas rochas apresentam afinidade cálcico-alcalina alto-K (M_d da razão K/Na = 1,44), são levemente peraluminosas (ACNK = 1–1,1), com moderadas razões $FeO_T/(FeO_T/MgO)$, com M_d = 0,82, moderados a baixos valores do Mg# (M_d = 0,28) e baixos conteúdos de TiO_2 (M_d = 0,16%) e CaO (M_d = 1,29%), que são características geoquímicas similares àquelas dos BGs mapeados em outros terrenos arqueanos (e.g., Moyen *et al.* 2003). As fontes dos magmas geradores dos granitos da SGCC foram atribuídas a diferentes tipos de litologias crustais (Feio & Dall'Agnol 2012). Entretanto, fusão parcial em diferentes profundidades de metagranitoides tipo-TTG é considerada como a principal fonte dessas rochas (e.g., Silva *et al.* 2022). Testes de modelagem geoquímica indicam que o magma parental do Granito Boa Sorte pode ser formado por 18% de fusão parcial a partir de um trondhjemito tipo-TTG (similar aqueles da área de Água Azul do Norte) sob condições relativamente oxidantes, deixando um resíduo composto por plagioclásio, quartzo, biotita, magnetita e ilmenita. Os dados geocronológicos desta unidade permitiram distinguir quatro populações de zircão datadas em 3,04 Ga, 2,98 Ga, 2,93 Ga e 2,88 Ga (Silva *et al.* 2022). A população mais jovem (2,88 Ga) foi interpretada como a idade de cristalização magmática (contemporânea à formação dos sanukitoides do Complexo Ourilândia) e forneceu valores subcondríticos de $\varepsilon_{Hf(2,88\ Ga)}$ = –0,8 a –4,1 (confirmando sua origem crustal). Já a população de 2,93 Ga foi interpretada como cristais herdados a partir da fonte TTG e forneceu valores de $\varepsilon_{Hf(2,93\ Ga)}$ = +2,8 a –0,7, indicando uma origem juvenil. As populações datadas em 3,04 Ga e

2,98 Ga foram interpretadas como xenocristais e forneceram $\varepsilon_{Hf(3,04\ Ga)}$ = –1,7 a –2,2 e $\varepsilon_{Hf(2,98\ Ga)}$ = +1,4 a –5,7, respectivamente. A formação dos magmas geradores da SGCC é relacionada a processos de espessamento e retrabalhamento crustal em um sistema de subducção–colisão–pós-colisão, onde o pico de metamorfismo regional marca o cenário colisional (2,89–2,84 Ga). Portanto, o Granito Canaã dos Carajás (2,96–2,93 Ga) foi formado em um cenário pré-colisional (subducção), e os granitos Boa Sorte (2,88–2,85 Ga), Cruzadão (2,86–2,83 Ga) e Serra Dourada (2,86–2,83 Ga) foram gerados durante o ápice da colisão. Já o Granito Velha Canadá (2,74–2,75 Ga) foi formado em um cenário pós-colisional.

CONCLUSÕES

A SGCC ocorre como um longo cinturão granítico de direção E-W (~160 km de comprimento), que conecta as áreas de Ourilândia do Norte e Canaã dos Carajás. O Granito Canaã dos Carajás é a unidade mais antiga (2,96–2,93 Ga), e o Granito Velha Canadá é a unidade mais jovem (2,74–2,73 Ga) da SGCC. Já os granitos Cruzadão, Boa Sorte e Serra Dourada foram formados entre 2,88–2,83 Ga. A petrogênese dos magmas que deram origem à SGCC envolve fusão parcial em diferentes profundidades de crosta tipo-TTG. O Granito Boa Sorte (que representa a unidade melhor estudada da suíte) forneceu quatro populações de zircão datadas em 3,04 Ga, 2,98 Ga, 2,93 Ga e 2,88 Ga. A população mais jovem (2,88 Ga) foi interpretada como a idade de cristalização magmática. A população de 2,93 Ga representa cristais herdados da fonte, e as populações 2,98 e 3,04 Ga são xenocristais incorporados a partir das rochas encaixantes. A formação da SGCC está relacionada com processos de espessamento e retrabalhamento crustal, em um sistema de subducção–colisão–pós-colisão. O pico de metamorfismo regional marca o cenário colisional (2,89–2,84 Ga) e é contemporâneo à formação dos granitos Boa Sorte, Cruzadão e Serra Dourada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. *In*: 13° Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*[...], CD-rom.

Feio G.R.L. & Dall'Agnol R. 2012. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, **154**:33–52.

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**:157–185.

Leite-Santos P.J. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucogranítica arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP*-Série Científica, **16**(2):37–66.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350–351**: 105275, DOI: 10.1016/j.lithos.2019.105275.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide – Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineral. Dep.*, **46:**789–811.

Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, **127**(1–3):103–123.

Oliveira, D.C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B., 2022. Geologia regional da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *In*: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá-PA.

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A.O., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. de Geociências*, **16**(4):370–415.

Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2014. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi-Ciências Naturais*, **9**(3), 597–633.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In*: Bizzi L.A. *et al.* (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG. Brasília. CPRM–SGB, 169–226 p.

Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In*: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Araxá, *Anais*[...], 1 CD-ROM.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C. 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, **432–433**: 106901. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106901

Silva L.R. 2022. *Petrogênese e História Tectônica dos Granitoides Mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) - Província Carajás*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of S. A. Earth Sciences*, **82**:33-61.

Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. submetido. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoarchean granitoids from the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research.*

O GRANITO CRUZADÃO: REAVALIAÇÃO DOS SEUS DOMÍNIOS DE OCORRÊNCIA E IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO CRUSTAL MESOARQUEANA DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Bhrenno Marangoanha[1,3]

Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]; Edson Fabiano Melo dos Santos[1,3]

[1]Universidade Federal do Pará – UFPA; [2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides – GPPG

lucianor@ufpa.br; bhrenno@ufpa.br; davis@ufpa.br; edsonfabiano20@hotmail.com

RESUMO

O Granito Cruzadão (GC), integrado na Suíte Granítica Canaã dos Carajás (SGCC), ocorre como um batólito de forma tabular subvertical orientado na direção E-W (~65 km de comprimento). Apresenta idade de cristalização de 2,86–2,83 Ga e ocorre a noroeste de Canaã dos Carajás, na porção leste do terreno homônimo. Neste estudo, uma reavaliação integrada das informações disponíveis combinada a dados inéditos de mapeamento geológico da porção oeste do batólito permitiu redefinir os domínios de ocorrência do GC. Aqui seguimos a sugestão de integrar o Granito Bom Jesus no GC, devido as suas estreitas relações espaciais, bem como similaridades mineralógicas e composicionais. Neste contexto, O GC é limitado por zonas de cisalhamento subverticais de direção E-W. Ele é afetado por intensa deformação dúctil, identificada por seu aspecto gnáissico e milonítico, e caracterizada por um *trend* concordante à foliação regional. Os magmas do GC foram colocados durante deformação ativa, o que caracteriza sua cristalização sincinemática, conforme indicado por observações microestruturais. Em relação a geoquímica, o GC mostra afinidade com os biotita granitos (BGs) arqueanos e foi diferenciado em dois grupos, um com alta e outro com baixa razão La/Yb. TTGs são frequentemente admitidos como a fonte mais comum para esses granitos. No entanto, rochas máficas, intermediárias e granulíticas também têm sido investigadas como possíveis fontes. O grupo com alto La/Yb pode ser formado por fusão parcial de uma fonte basáltica, com granada no resíduo (ou a média da crosta continental inferior). Enquanto, no grupo baixo La/Yb, o plagioclásio foi a fase dominante no resíduo. Dados isotópicos de Nd forneceram $\varepsilon_{Nd(t)}$ entre +0,1 e +2,3 e idade modelo (T_{DM}) = 3,0–2,9 Ga, indicando que essas rochas são derivadas a partir de uma fonte juvenil, o que é coerente com uma fonte crustal de composição TTG ou basáltica. De qualquer forma, independente da composição da rocha fonte, a origem do GC envolveu retrabalhamento crustal, provavelmente em um cenário colisional, definido pelo pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga) e associado com espessamento da crosta, que desencadeou a geração de grandes quantidades de magmas em um curto período de tempo.

PALAVRAS-CHAVE: Granito; Mapeamento Geológico; Geoquímica; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás, situada no sudeste do Pará, é o principal núcleo arqueano do Cráton Amazônico e foi subdividida em Domínio Rio Maria a sul, de idade mesoarqueana, e Domínio Carajás a norte, de idade meso a neoarqueana (Santos 2003). Mais recentemente, Oliveira *et al.* (2022) e Silva *et al.* (2022) reformularam a proposta de Dall'Agnol *et al*. (2013), sugerindo que o Domínio Carajás é subdividido em três subdomínios: Terreno Sapucaia, Terreno Canaã

dos Carajás e Bacia Carajás (Figura 1). Neste contexto, na porção leste do Terreno Canaã dos Carajás, a noroeste da cidade homônima, Feio & Dall'Agnol (2012) individualizam os granitos Cruzadão e Bom Jesus (a partir do Complexo Xingu) e apresentaram as principais características geológicas, petrográficas e geoquímicas dessas unidades, enquanto, Feio et al. (2013) forneceram idade de 2,86 Ga para o GC e de 2,83 Ga para o Granito Bom Jesus. Além da íntima relação espacial (ocorrem lado a lado), naquela época, Feio & Dall'Agnol (2012) já indicavam que o Granito Bom Jesus tem mineralogia e aspectos texturais similares ao GC. No entanto, estas unidades seriam diferentes em termos de assinatura geoquímica e, por esta razão, os autores fizeram essa distinção. Entretanto, na verdade, o estudo desses autores indica que o Granito Bom Jesus apresenta características geoquímicas similares àquelas do grupo alta La/Yb do GC (conforme discutido a seguir nesta revisão). Assim, tomando isto como premissa e destacando a distribuição espacial dessas unidades, Oliveira *et al*. (2022) propuseram integrar o Granito Bom Jesus ao GC, que juntos passaram a ser denominados GC (2,86–2,83 Ga). Este trabalho segue essa nova proposta e assume a extinção do Granito Bom Jesus. Assim, este estudo visa: (i) uma reavaliação dos domínios de ocorrência do GC; (ii) apresentar um mapa geológico atualizado; (iii) integrar as informações disponíveis para essas rochas (Feio & Dall'Agnol 2012, Feio *et al.* 2013, Santos em preparação); (iv) investigar a origem, regime de deformação e o cenário tectônico do GC; (v) discutir o seu papel na evolução crustal da Província Carajás.

MATERIAIS E MÉTODOS

O mapa geológico proposto para o GC (Figura 1) foi elaborado com base em uma reavaliação das informações de campo do GPPG da UFPA (Feio & Dall'Agnol 2012, Feio *et al.* 2013), incluindo dados inéditos da porção oeste do batólito (Santos em preparação). Além disso, foram utilizadas imagens aerogeofísicas (magnetometria e radiometria) e de radar – SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*, 15m). Os dados geofísicos são produtos do Programa de Geologia do Brasil, disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (http://geosgb.cprm.gov.br). A integração do Granito Bom Jesus no GC seguiu as recomendações do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

O batólito do GC (2,86–2,83 Ga) apresenta uma forma tabular subvertical de direção E-W, com ~65 km de comprimento e até 14 km de espessura (Figura 1). Ele se destaca em imagens aerogeofísicas, devido à moderada a alta assinatura radiométrica, e ao moderado a baixo sinal analítico (Figura 1). O GC é limitado por zonas de cisalhamento subverticais de direção E-W de escala regional. Ocorre intrusivo no Complexo Tonalítico Bacaba e está intimamente relacionado com o Complexo Tonalítico Campina Verde e com o Trondhjemito Rio Verde, os quais exibem aspectos estruturais similares, ocorrendo intercalados na forma de camadas. Além disso, O GC é cortado pela Suíte Planalto (Feio & Dall'Agnol 2012, Feio et al. 2013). Ele é caracterizado por intensa deformação dúctil, responsável por seu aspecto gnáissico e forte milonitização, definidas por foliação penetrativa de direção E-W com variações para NW-SE e NE-SW e mergulho de alto ângulo, frequentemente para sul, concordante ao *trend* da trama regional. A análise de indicadores cinemáticos combinada à geometria do batólito sugere que o GC foi deformado em regime transpressivo sinistral (Figura 1). Este evento deformacional operou antes, durante e depois da cristalização do GC, o que caracteriza sua origem sintectônica. Ou seja, essas rochas foram cristalizadas durante deformação ativa (origem sincinemática). Isto é suportado por observações microestruturais, que indicam recristalização de quartzo e feldspatos sob moderadas a altas temperaturas (> 500 °C) e feições de deformação na presença de *melt*, como fraturas magmáticas (Santos em preparação).

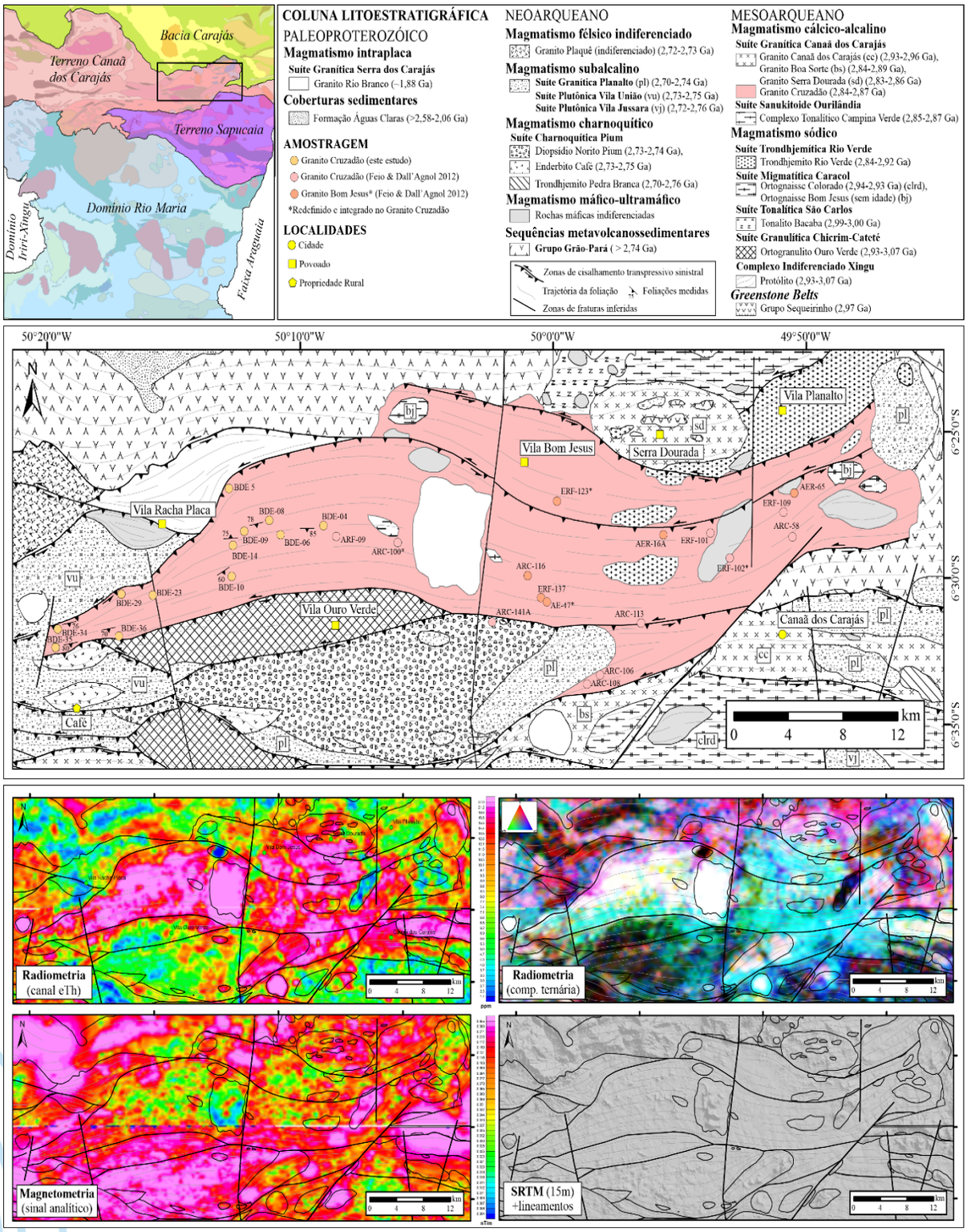


Figura 1. Mapa geológico do Granito Cruzadão (GC). Na porção superior é apresentado um esquema com a localização da área no contexto geológico regional, com destaque para uma proposta recente de compartimentação tectônica da Província Carajás, onde o Domínio Carajás foi subdividido em três subdomínios: Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás (Oliveira *et al*. 2022, Silva *et al*. 2022). Na porção inferior são apresentados encartes de imagens aerogeofísicas (radiometria e magnetometria) e radar (SRTM, 15m).

O GC é caracterizado por monzogranitos e sienogranitos, com granodioritos subordinados, os quais mostram textura seriada ou porfiroclástica, com matriz variando de granulação média a fina (Feio & Dall'Agnol 2012, Santos em preparação). O GC apresenta < 10% de minerais máficos, e frequentemente ocorrem com < 5% (o que é expresso pelo prefixo leuco- na descrição destas rochas). A biotita é a principal fase máfica enquanto os minerais acessórios primários são representados por titanita, apatita, allanita, zircão, magnetita e ilmenita. Os minerais secundários são compostos por sericita-muscovita, epidoto, clorita, titanita, clinozoisita, escapolita, carbonato, martita, pirita e calcopirita (Feio & Dall'Agnol 2012; Santos em preparação). Essa paragênese secundária é interpretada como um produto de reações de hidratação em condições de resfriamento assistido por deformação, durante os estágios tardi- a pós-magmático. Os fluidos envolvidos nessas transformações são derivados da própria evolução magmática (e.g., Silva *et al.* 2022). Assim, apesar das feições de deformação dúctil, não se recomenda a utilização do prefixo meta- para classificar essas rochas.

Em termos geoquímicos, o GC apresenta afinidade com os típicos BGs cálcico-alcalinos alto-K arqueanos (e.g., Moyen et al. 2003) e foi integrado na SGCC, que agrupa as unidades de BGs mesoarqueanos do Terreno Canaã dos Carajás (Silva et al. submetido). Um aspecto relevante do GC são as grandes variações das razões La/Yb e Sr/Y. Nesse contexto, o GC foi diferenciado em dois grupos, um com alta e outro com baixa razão La/Yb. O grupo com altas razões La/Yb (que também incluem as amostras do então Granito Bom Jesus) é relativamente enriquecido em elementos terras raras leves (ETRL), exibindo um forte fracionamento de elementos terras raras pesados (ETRP), com $(La/Yb)_N$ entre 78–330 e anomalia positiva a negativa de Eu (Eu_N/Eu^* entre 1,2–0,7, com dois valores anômalos de 1,8 e 0,5) e uma forma côncava na distribuição dos ETRP, indicando que houve fracionamento de anfibólio durante a evolução magmática. Enquanto, o grupo com baixas razões La/Yb apresentam $(La/Yb)_N$ entre 11–56 e foi admitido como uma variedade com afinidade transicional entre os granitos cálcico-alcalinos e alcalinos (Feio & Dall'Agnol 2012). Em termos petrogenéticos, TTGs são geralmente admitidos como a fonte mais comum para os BGs arqueanos (e.g., Moyen et al., 2003; Silva *et al.* 2022). No entanto, nos últimos anos também foram consideradas fontes de outras naturezas, tais como rochas máficas, intermediárias e granulitos (Feio & Dall'Agnol 2012 e referências aí). Feio & Dall'Agnol (2012) indicaram com base em modelagem geoquímica que os magmas que deram origem ao grupo de alta razão La/Yb podem ser formados por fusão parcial de uma fonte basáltica (ou a média da crosta continental inferior), com resíduo de fusão composto por proporções variáveis de plagioclásio, hornblenda, granada, clinopiroxênio ± ortopiroxênio e ilmenita. No grupo com baixas razões La/Yb, a fase dominante no resíduo de fusão é o plagioclásio, de modo que, a granada provavelmente estava ausente e a hornblenda teve alguma influência, porém limitada (Feio & Dall'Agnol 2012). Dados isotópicos de Nd obtidos pra o GC (que inclui aqueles do então Granito Bom Jesus) forneceram $\varepsilon_{Nd(t)}$ entre +0,1 e +2,3 e T_{DM} entre 2,9–3,0 Ga (Feio *et al.* 2013), o que pode indicar uma origem a partir de materiais juvenis da crosta continental. Essa assinatura isotópica é compatível com uma fonte crustal do tipo-TTG, mas também poderia refletir uma fonte máfica. No diagrama discriminante de fontes para granitoides arqueanos de Laurent et al. (2014), as amostras do GC plotam no campo de fonte tonalítica. Assim, com base nos dados disponíveis não podemos descartar uma origem envolvendo anatexia de crosta TTG, em diferentes profundidades. Além disso, a colocação do GC (2,86–2,83 Ga) é coeva ao pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84

Ga; Marangoanha *et al.* 2019). Isto pode indicar que, independente da composição da rocha fonte, a origem do GC é relacionada a processos de retrabalhamento crustal provavelmente em um cenário colisional, associado com espessamento da crosta continental, que levou a geração de enormes quantidades de magmas graníticos em um pequeno intervalo de tempo.

CONCLUSÕES

O GC ocorre como um batólito de forma tabular subvertical orientado na direção E-W, limitado por zonas de cisalhamento subverticais e subparalelas. Ele é afetado por intensa deformação dúctil sob regime transpressivo sinistral. O GC foi formado durante a atuação de deformação, o que caracteriza sua origem sintectônica. Isto é sustentado por observações microestruturais, que indicam recristalização de quartzo e feldspatos sob moderadas a altas temperaturas (> 500 °C) e feições de deformação na presença de *melt*, como fraturas magmáticas. O GC foi diferenciado em dois grupos geoquímicos, um com alta e outro com baixa razão La/Yb. Metagranitoides tipo-TTG são frequentemente admitidos como fonte desses granitos. No entanto, rochas máficas, intermediárias e granulíticas também têm sido consideradas como possíveis fontes. A formação do grupo alto La/Yb foi atribuída à fusão parcial de uma fonte basáltica, com granada no resíduo. Por outro lado, o plagioclásio foi a principal fase residual no grupo baixo La/Yb. Isótopos de Nd forneceram $\varepsilon_{Nd(t)}$ variando entre +0,1 e +2,3 e T_{DM} entre 2,9–3,0 Ga, o que sugere uma assinatura juvenil para a fonte do GC. Isto é coerente tanto para uma fonte crustal do tipo-TTG quanto para uma fonte basáltica. Com base no contexto geológico do GC e nos dados geoquímicos e isotópicos disponíveis pode-se concluir que sua origem está relacionada com retrabalhamento crustal em um cenário colisional, marcado pelo pico de metamorfismo regional (2,89–2,84 Ga) e associado com espessamento crustal. Este ambiente permitiu a formação de grandes quantidades de magmas derivados da crosta em um curto intervalo de tempo (2,86–2,83 Ga).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. *In*: 13° Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*[...], CD-rom.

Feio G.R.L. & Dall'Agnol R. 2012. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, **154**:33–52.

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**:157–185.

Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. 2014a. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, **205**:208–235.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Dall'Agnol R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350–351**: 105275, DOI: 10.1016/j.lithos.2019.105275.

Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, **127**(1–3):103–123.

Oliveira, D.C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B., 2022. Geologia regional da Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *In*: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá-PA.

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A.O., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. de Geociências*, **16**(4):370–415.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In*: Bizzi L.A. *et al.* (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG. Brasília. CPRM–SGB, 169–226 p.

Santos, E.F.M. em preparação. Mapeamento geológico, petrografia e geoquímica do Granito Cruzadão, oeste de Canaã dos Carajás (PA), Província Carajás. Trabalho de Conclusão de Curso, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Silva L.R. 2022. *Petrogênese e História Tectônica dos Granitoides Mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) - Província Carajás*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.

Silva L.R., Oliveira D.C., Galarza M.A., Nascimento A.C., Marangoanha B., Marques G.T. submetido. Zircon U–Pb–Hf isotope and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic setting of Mesoarchean granitoids from the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*.

CROMITITOS ESTRATIFORMES DO CORPO FAZENDA VALE VERDE (SUÍTE INTRUSIVA CATETÉ), PROVÍNCIA CARAJÁS, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros[1, 2]; Cintia Maria Gaia da Silva[1]; Ciro Duarte de Carvalho[1]; Ana Paula Justo[1]; Jenny Alexandra Ortega Cardozo; Ulisses Antônio Costa[1]; Lívio Wagner C. Correa[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil – SGB-CPRM

[2]*marcos.quadros@sgb.gov.br*

RESUMO

Os corpos máfico-ultramáficos acamadados reconhecidos na Província Carajás se destacam pelos seus depósitos minerais de níquel, cromo e EGP, associados aos corpos Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Luanga e Onça-Puma. A cromita (ferro-cromitas/alumino-cromitas, ferricromitas) associada a cromititos estratiformes no Corpo Fazenda Vale Verde (Suíte Intrusiva Cateté), apresentada neste trabalho, encontra-se hospedada em rochas ultramáficas serpentinizadas e localmente deformadas. Esses novos dados apresentados são preliminares e visam contribuir para o avanço no entendimento das mineralizações associadas às rochas máfica-ultramáficas da porção oeste do Domínio Carajás.

PALAVRAS-CHAVE: Cromitito estratiforme; máfico-ultramáfico; Suíte Cateté; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

Os complexos máfico-ultramáficos neoarqueanos (2,76-2,71 Ga) da Província Carajás, Domínio Carajás, no sudeste do estado do Pará (Figura 1), hospedam importantes mineralizações de cromo (Cr), níquel (Ni) e de elementos do grupo da platina-EGP (Ferreira Filho *et al.*, 2007). Desde a década de 1970 são reconhecidas ocorrências de níquel laterítico associadas aos corpos Jacaré, Jacarezinho e Onça-Puma (Castro Filho e Mattos, 1986), além das ocorrências do Complexo Luanga, um dos mais estudados (Suita, 1986; Ferreira Filho *et al.*, 2007). Além da relevância metalogenética, estes corpos têm importante papel na discussão tectônico-metamórfica, por representarem rochas do manto, contemporâneas ao vulcanismo máfico do Supergrupo Itacaiúnas, e por serem associadas a ambientes de *rift* continental (Ferreira Filho *et al.*, 2007) ou de arco magmático (Suita, 1988). Os dados aqui apresentados fazem parte da cartografia geológica da Folha Igarapé São Sebastião (SB.22-Y-B-II), parte integrante do Projeto Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás, que está sendo desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), no Domínio Carajás.

GEOLOGIA REGIONAL

A Província Carajás, localizada no sudeste do estado do Pará, é o núcleo arqueano mais antigo e preservado do Cráton Amazônico, sendo dividida nos domínios tectônicos Rio Maria e Carajás (Santos, 2003; Vasquez e Rosa-Costa, 2008). Constitui uma província mineral polimetálica com minas ativas de ferro, cobre-ouro, manganês, níquel e inúmeros depósitos de cobre-ouro, níquel, cromo e platinóides.

O Domínio Carajás é caracterizado por uma evolução geológica arqueana complexa, com destaque para a formação de sequências vulcanossedimentares, complexos máfico-ultramáficos acamadados e granitóides diversos no Neoarqueano (2,76-2,50 Ga), sob um embasamento Mesoarqueano pré-2,84 Ga. Sucessões sedimentares paleoproterozoicas e corpos intrusivos de 1,88 Ga complementam o cenário estratigráfico do domínio (Vasquez e Rosa-Costa, 2008) (Figura 1).

Os complexos máfico-ultramáficos acamadados se distribuem por todo o Domínio Carajás, representados na parte oeste por diversos corpos de direções N-S e E-W, agrupados genericamente na Suíte Cateté (Macambira e Vale, 1997). São intrusivos em rochas do embasamento e em rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico. A Suíte Cateté consiste de serpentinitos (peridotitos e piroxenitos como protólitos), gabros e noritos, considerados não metamorfizados ou de baixo grau metamórfico (Macambira e Vale, 1997). Em geral, são corpos alongados que se destacam na topografia do terreno, com os principais denominados de Serra do Puma, Serra da Onça, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho e Igarapé Carapanã, além de outros sem denominação formal. Macambira e Ferreira Filho (2002), baseados em parâmetros estratigráficos, agruparam estas rochas nos tipos Serra da Onça, Serra do Puma e Serra do Jacaré. A idade de colocação da Suíte Intrusiva Cateté é neoarqueana, com base em datações geocronológicas U-Pb em zircão, com idades de 2766 ± 6 Ma no corpo Serra da Onça (Lafon *et al.*, 2000) e 2713 ± 30 Ma no corpo Serra do Puma (Rosa, 2014).

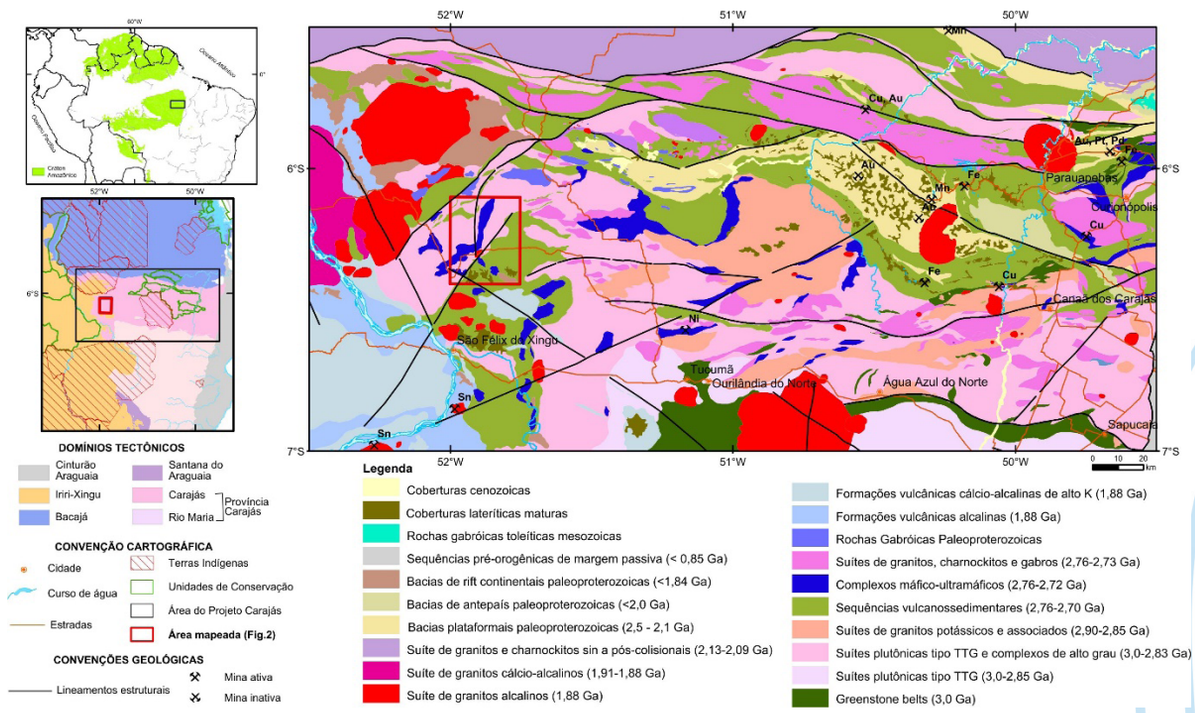


Figura 1. Mapa geológico de Carajás, com a localização dos complexos máfico-ultramáficos.

Fonte: Projeto Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás.

CORPO FAZENDA VALE VERDE

O Corpo Fazenda Vale Verde, denominação aqui adotada, ocorre na porção centro-sudoeste da Folha Igarapé São Sebastião, região da Fazenda Vale Verde no município de São Félix do Xingu-PA. Corresponde a um corpo irregular alongado na direção NW-SE, com forte assinatura magnética, medindo aproximadamente 9,6 km de comprimento por 3,5 km de largura, intrusivo em rochas do Complexo Xingu e em rochas metassedimentares do Grupo São Félix, posteriormente coberto por sedimentos da Formação Triunfo, vulcânicas ácidas da Formação Santa Rosa e por coberturas lateríticas (Figura 2). Trata-se de um corpo constituído por rochas ultramáficas com intensidades variadas de serpentinização, localmente textura *mesh* (peridotitos, dunitos e piroxenitos como protólitos) e subordinadamente por máficas (gabros e noritos), com granulação variando de média a grossa. Variam de isotrópicos a foliados ao longo de zonas de cisalhamento rúptil-dúctil NW-SE, nas quais se observa talco-xisto e xisto-máficos derivados por cisalhamento e metamorfizados em grau xisto-verde (Figura 3).

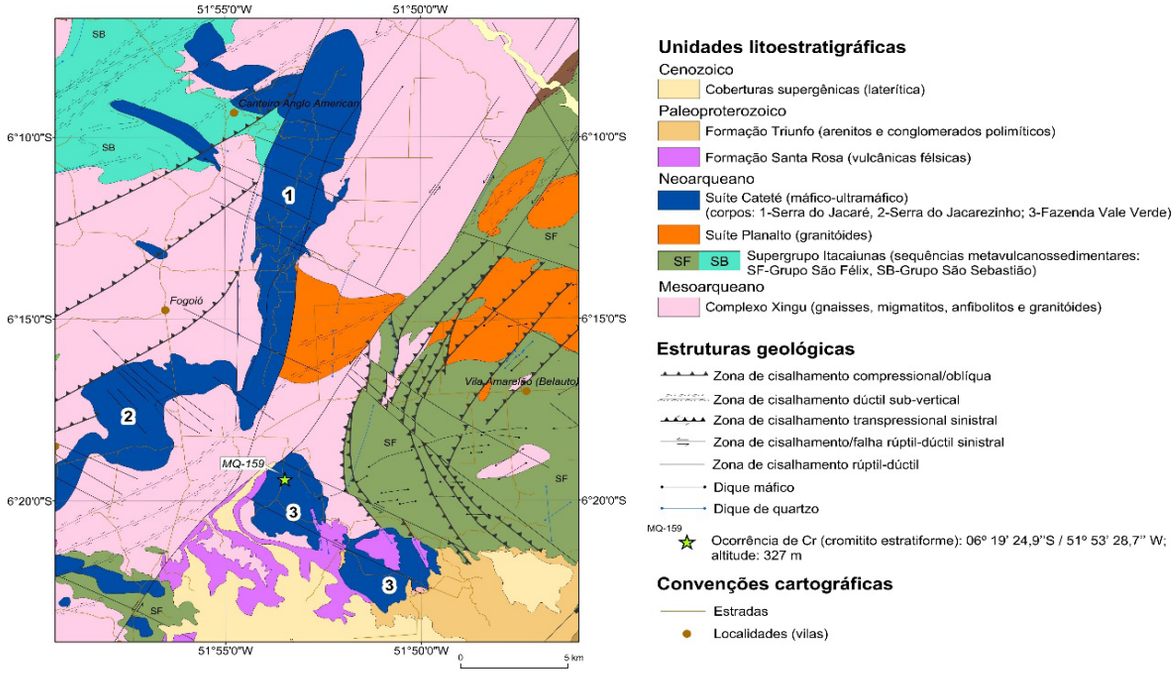


Figura 2. Mapa geológico com a localização do Corpo Fazenda Vale Verde (número 3) e a ocorrência do cromitito estratiforme.

CROMITITOS ESTRATIFORMES

A mineralização de cromo no Corpo Fazenda Vale Verde é concentrada em cromititos estratiformes que ocorrem como blocos dispersos no topo de uma elevação, em meio a vegetação de pastagem, a aproximadamente 1,8 km ao sul da sede da fazenda homônima (estação MQ-159) (Figura 2). Os cromititos encontram-se hospedados na zona ultramáfica serpentinizada, próxima do contato com a zona máfica, na forma de camadas de espessuras centimétricas (~ 0,5-7,0 cm), coloração escura (Figura 4A, 4B, 4C), sendo composto por uma massa de cristais de cromita formada entre os interstícios de cristais pseudomorfos de olivina serpentinizada, exibindo intensidades variadas de magnetismo ao longo das camadas (Figura 4D, 4E, 4F). A cromita na zona mineralizada apresenta granulação fina a média, com cristais euédricos a subeuédricos variando entre 0,1 e 0,7 mm (Figura 4D, 4E, 4F). Petrograficamente, os cromititos apresentam textura cumulática e as cromitas exibem zoneamento marcado, em geral, por duas zonas distintas, quer seja pela diferença de reflectância ou pela diferença composicional.

As análises de MEV nos cromititos foram realizadas no microscópio modelo LS15 EVO da Zeiss do LAMIN-BE/SGB-CPRM. As lâminas foram metalizadas com uma película de carvão, para obter imagens de elétron retroespalhado (*backscattered electron* - BSE). Os dados de EDS foram obtidos a uma distância de trabalho de 8,5 mm, com voltagem de 20 Kv e corrente de chegada de 10 nA e em condições de alto vácuo (3,0 x 10-5mPa). As cromitas analisadas apresentaram teores de Cr (29,56-34,31 wt%), Fe (19,77-39,05 wt%) e Al (8,98-10,11 wt%), com alto teores de Fe e baixa razão Cr/Fe (Figura 5A). De modo geral, o núcleo dos cristais apresenta composição mais cromífera (ferro-cromitas/alumino-cromitas), enquanto que suas bordas são mais ferríferas (ferricromitas) e bem magnéticas. Alguns cristais chegam a apresentar uma borda delgada composta predominantemente por magnetita. É comum nos cromititos, zonas fraturadas ou brechadas preenchidas por magnetita. Destaca-se ainda, nestes cromititos da Fazenda Vale Verde, a presença de Ni, detectado em pseudomorfos de olivina serpentinizada (crisotila), com teores entre 0,97 wt% e 2,30 wt% de Ni (Figura 5B).

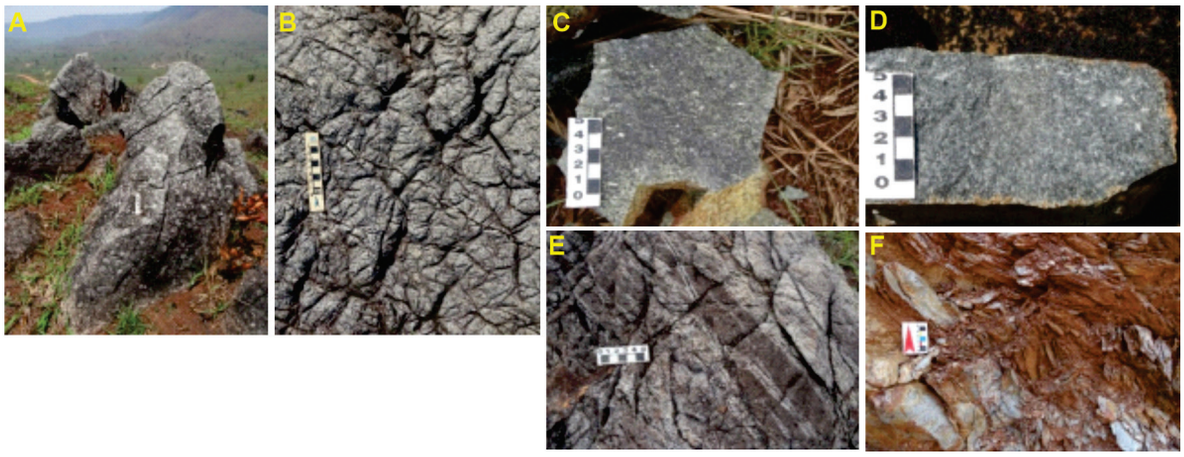


Figura 3. Aspectos de campo das rochas máfica-ultramáficas do Corpo Fazenda Vale Verde. (A) ultramáfica serpentinizada. (B) serpentinito com estrutura mesh (esqueletal). (C) piroxenito. (D) gabro-norito. (E) serpentinito com cromitito estratiforme e (F) talco-xisto em zona de cisalhamento.

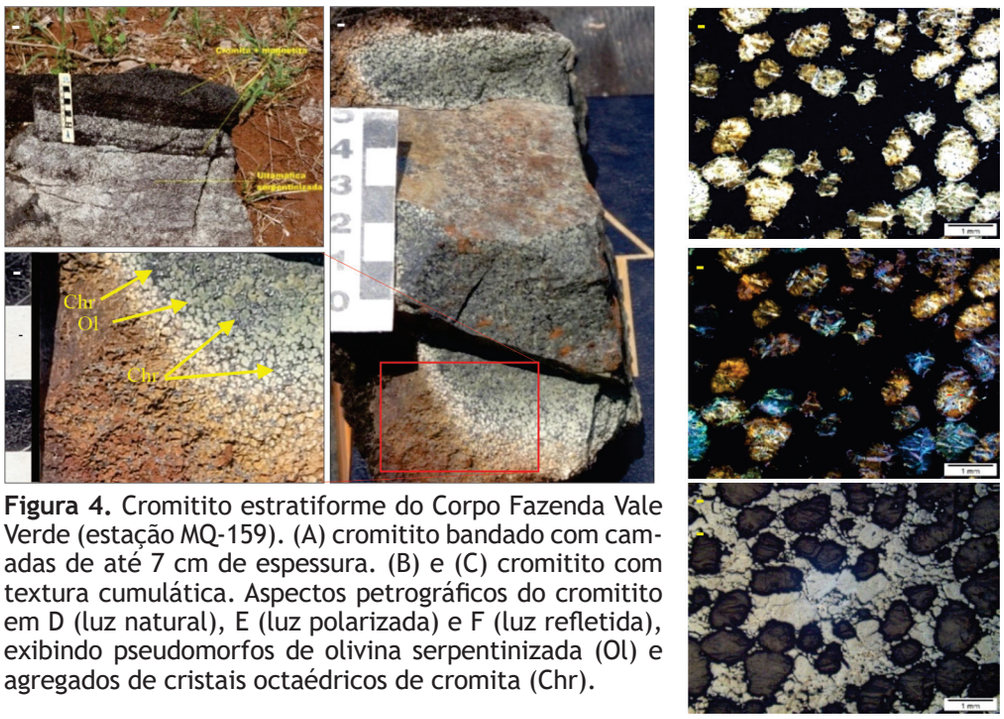
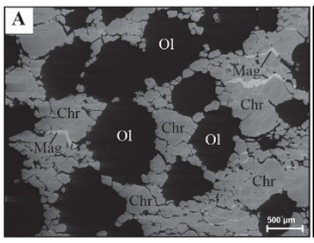


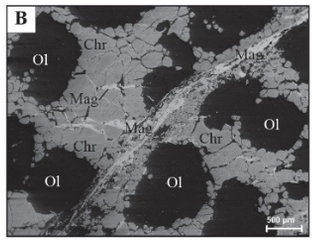
Figura 4. Cromitito estratiforme do Corpo Fazenda Vale Verde (estação MQ-159). (A) cromitito bandado com camadas de até 7 cm de espessura. (B) e (C) cromitito com textura cumulática. Aspectos petrográficos do cromitito em D (luz natural), E (luz polarizada) e F (luz refletida), exibindo pseudomorfos de olivina serpentinizada (Ol) e agregados de cristais octaédricos de cromita (Chr).

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Com base nos trabalhos de campo e de laboratório preliminares (petrografia e MEV), identificou-se no Corpo Fazenda Vale Verde, associado a Suíte Intrusiva Cateté, ocorrência de cromitito estratiforme hospedado em rochas ultramáficas serpentinizadas, associada ao magmatismo máfico-ultramáfico intraplaca de idade neoarqueana. Desse modo, estudos aprofundados ainda se fazem necessários para caracterizar a gênese e a dimensão desta ocorrência de Cr-Ni, bem como para estabelecer correlações com os outros depósitos desta natureza já identificados na Província Carajás.



CROMITA (Chr)		
Elemento	Wt%	Wt% σ
O	32,18	0,3
Mg	5,95	0,15
Al	9,73	0,15
Cr	31,39	0,25
Fe	20,75	0,25



OLIVINA SERPENTINIZADA COM NIQUEL (Ol)		
Elemento	Wt%	Wt% σ
O	50,46	0,46
Mg	23,04	0,31
Si	20,75	0,29
Fe	3,45	0,21
Ni	2,3	0,23

Figura 5. Imagem BSE (*backscattered electron*) e a composição química dos cromititos do corpo Fazenda Vale Verde (estação MQ-159). Chr - Fe-cromita, Ol - pseudomorfo de olivina serpentinizada (crisotila) e Mag - magnetita.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ferreira Filho, C.F.; Cançado, F.; Correa, C.; Macambira, E.M.B.; Siepierski, L.; Brod, T.C.J., 2007. Mineralizações estratiformes de EGP-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. Contribuições à Geologia da Amazônia, vol. 5, pp. 01-14.

Macambira, E.M.B.; Ferreira Filho, C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfico ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – sudeste do Pará. In: Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T. (Ed.). Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: SBG-No. v. 3, p. 105-114.

Macambira, E.M.B.; Vale, A.G. 1997. São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000. Texto Explicativo. Brasília: CPRM. 344 p., il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).

Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A. *et al.* (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapa e SIG. Brasília: CPRM. p.169-226, il.

Vasquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T., 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. CPRM, Belém, p. 328.

Castro Filho, L.W.C.; Mattos, S.C. 1986. Depósitos de níquel laterítico de Jacaré e Jacarezinho, município de São Felix do Xingu. In: Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Principais depósitos minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço. Brasília, Convênio DNPM/CVRD, v.2, p. 369-384

Suita, M.T.F. 1988. Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo máfico-ultramáfico de Luanga e depósitos de cromita associados. Dissertação de Mestrado, UnB, 337 p.

Lafon, J.M.; Macambira, M.J.B.; Pidgeon, R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoarchean magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. Abstracts. Rio de Janeiro. 1 CD-ROM.

Rosa, W.D. 2014. Complexos acamadados da Serra da Onça e Serra do Puma: geologia e petrologia de duas intrusões máfico-ultramáficas com sequência de cristalização distinta na Província Arqueana de Carajás, Brasil. Tese de Mestrado. Universidade de Brasília, p. 65.

PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DE ANFIBÓLIO DA FÁCIES CUMULÁTICA DO GRANITO CANAÃ, DOMÍNIO BACAJÁ

Matheus de Oliveira Figueira[1]; Isis Castro Marinho da Silva[1] &
Ingrid Roberta Viana da Cunha [12]

[1] Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA; [2] Universidade Federal do Pará - UFPA

matheusoliver.geo@gmail.com; isicastromarinho@gmail.com; ingridvcunha@gmail.com

RESUMO

O Domínio Bacajá está inserido no Cráton Amazônico e em sua maior proporção, apresenta mapeamento em escala de 1:1.000.000 com informações geológicas limitadas, especificamente na porção Sul do município de Uruará, no estado do Pará, onde se localiza a área de estudo. Posteriormente, mapeamentos em detalhe (1:60.000) nessa mesma região, permitiram identificar rochas cumuláticas, até então não descritas na literatura sendo, portanto, objetivo principal dessa pesquisa. Vieira et al. (2022) identificaram a ocorrência de rochas cumuláticas nas proximidades de Uruará, porém, sem investigações aprofundadas da mineralogia e possível formação. Com isso, foi desenvolvido nessa pesquisa um estudo mineralógico e textural das fases que constituem a rocha cumulática e também, análises químicas semiquantitativas em microscópio eletrônico de varredura (MEV) nos anfibólios, visando compreender a formação da rocha, assim como, a relação com as ocorrências graníticas circundantes. Os estudos prévios realizados na rocha cumulática mostraram que a fase cumulus é definida pelos anfibólios, exibindo principalmente uma textura porfirítica característica, enquanto a fase intercumulus é constituída por feldspatos, com predomínio do k-feldspato sobre o plagioclásio, quartzo, epidoto, além da ocorrência da granada, identificada localmente na forma de cristal alóctone. Comparativamente, a mineralogia da fase intercumulus se mostra muito similar à identificada nos monzogranitos situados nas proximidades do cumulato, pertencentes a unidade Granito Canaã (2104 ± 5 Ma). Além disso, enclaves da rocha cumulática, com pórfiros de anfibólios, são identificados em diversos pontos do Granito Canaã. Assim sendo, com base na similaridade mineralógica, aspectos texturais e de campo, pode-se sugerir preliminarmente que as rochas cumuláticas correspondem a uma fácies cristalizada precocemente durante a formação do Granito Canaã. Com relação a análise químico-mineralógica nos anfibólios cumulus, estes foram classificados como cálcicos, com composição predominantemente do tipo magnésio-hornblenda e actinolita.

PALAVRAS-CHAVE: Cumulato; Petrografia; Química mineral; Anfibólios.

INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico é uma importante porção geotectônica que ocorre ao norte da Plataforma Sul-Americana e que abrange diversos países da América do Sul. No Brasil, ocupa uma área de aproximadamente 4,5 milhões de km^2, englobando o estado do Pará (Fig. 1a). A compartimentação e modelo evolutivo desse Cráton é detalhada por Santos (2003) e Tassinari & Macambira (2004), ambos partem do princípio de que havia um bloco arqueano antigo que

passou por episódios de acresção crustal, mas divergem em relação aos limites das províncias. Com isso, este trabalho adota a Província Transamazonas do modelo de Santos (2003), onde o Domínio Paleoproterozóico Bacajá (2,26 – 1,95 Ga), se formou em decorrência do Ciclo Transamazônico (Vasquez *et al*., 2008; Besser, 2012).

Vasquez *et al.* (2008) realizam mapeamento (1:1.000.000) no Domínio Bacajá, entretanto, tais autores não descreveram unidades cumuláticas associadas aos granitos da região. Recentemente, mapeamentos em detalhe (1:60.000) realizados pelos discentes do curso de Geologia da Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA), nos anos de 2021 e 2022, na porção sul do município de Uruará (Fig. 1b e 1c), permitiram identificar a ocorrência de fácies cumuláticas na unidade Granito Canaã (2104 ± 5 Ma; Vasquez *et al*., 2005). Vieira (2020) e Vieira *et al.* (2022) também observaram a ocorrência de rochas cumuláticas nessa região e a partir de informações de campo, delimitaram tais ocorrências em mapa. Devido à escassez de informações sobre rochas cumuláticas associadas aos granitos paleoproterozóicos do Domínio Bacajá, tornou-se necessário realizar estudos petrográficos para caracterizar as principais fases minerais, assim como, estudos químico mineralógicos nos anfibólios cumuláticos para verificar sua classificação e a possível relação com a unidade granítica adjacente.

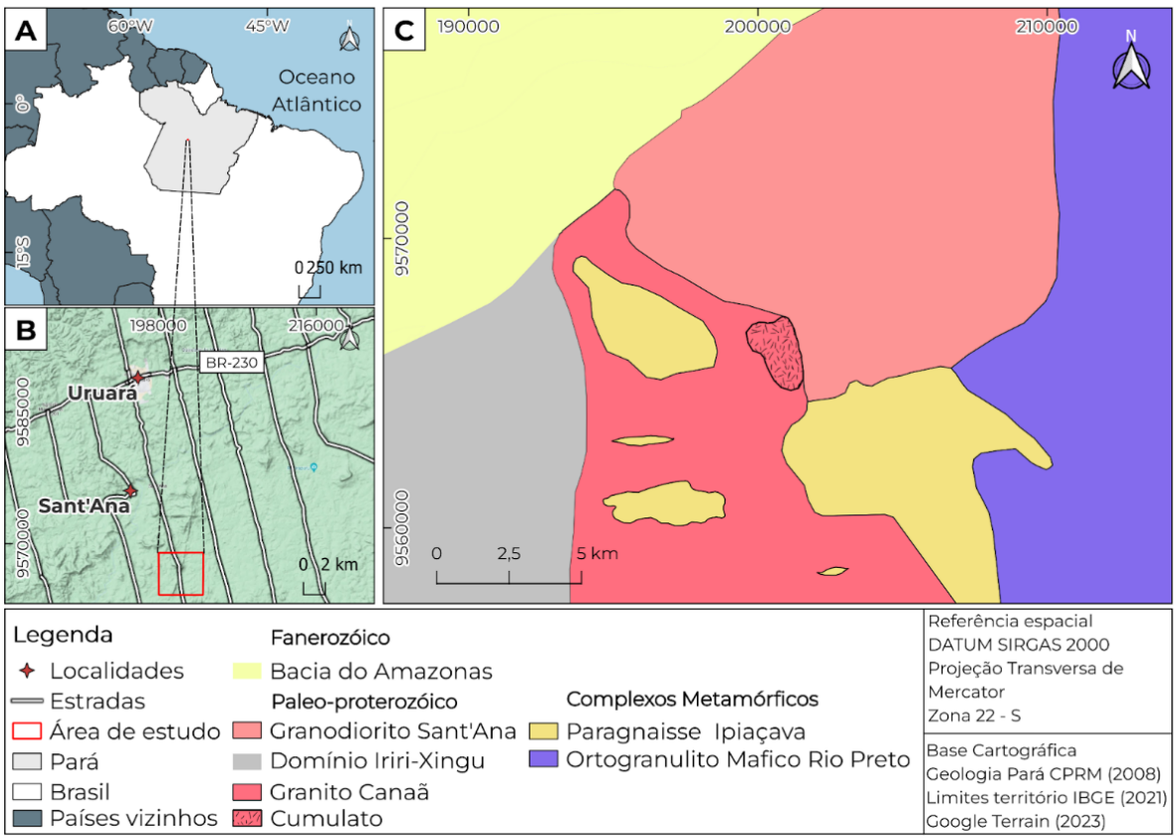


Figura 1. A) Mapa de localização do estado do Pará; B) Área de estudo nas proximidades do município de Uruará e Sant'Ana, com delimitação da área de estudo; C) Unidades litológicas adjacentes a área de estudo, modificado de CPRM (2008).

MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia aplicada neste trabalho envolve quatro etapas distintas. Na primeira etapa foi realizado uma pesquisa bibliográfica, buscando as principais referências acerca da geologia

do Domínio Bacajá e especificamente, da porção sul do município de Uruará-PA, além disso, buscou-se referências bibliográficas sobre química mineral em anfibólios. A segunda etapa metodológica corresponde à atividade de campo desenvolvida nos anos de 2021 e 2022, através da disciplina Mapeamento Geológico II da Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA), que permitiu avaliar as relações de campo e realizar amostragem para posterior confecção de lâminas polidas no laboratório de laminação da Universidade Federal do Pará (UFPA). A terceira fase corresponde à descrição e caracterização mineralógica e textural das principais fases pertencentes à fácies cumulática, utilizando nessa etapa microscópio petrográfico Leica DM750 P do laboratório de mineralogia da UFOPA. A quarta etapa corresponde às análises químicas semiquantitativas em anfibólios, utilizando Espectroscopia por energia dispersiva (EDS) em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Essa última etapa foi realizada no laboratório de microanálises da UFPA.

RESULTADOS

As rochas cumulática apresentam coloração preta esverdeada, sendo constituída por anfibólio, k-feldspato, plagioclásio e quartzo, com variações proporcionais e de granulometria observadas em campo. No geral, a rocha cumulática é isotrópica, com textura fanerítica, inequigranular porfirítica e granulometria variando de grossa a média. Anfibólio é a fase mineral cumulática dominante, macroscopicamente exibe cristais fibrosos euédricos preferencialmente grossos (~6mm), todavia, localmente pode ser identificado como cristais finos em formato de agulhas, ou então, dispersos na matriz granítica (Fig. 2a), além disso, estão presentes nos enclaves centimétricos a métricos inclusos nos monzogranitos do Granito Canaã. A descrição microscópica revelou uma alta concentração de anfibólios (70%) nas rochas cumuláticas, confirmando, portanto, a correspondência de fase cumulus principal definida como melanocrática. Esses anfibólios frequentemente apresentam contatos irregulares com a matriz intercumulus composta predominantemente por k-feldspato e subordinadamente, plagioclásio seguido de quartzo. Além disso, epidoto também é uma fase comumente identificada, exibindo indícios texturais de formação primária e secundária por alteração dos plagioclásios. Contrariando as fases comuns em rochas graníticas, granada ocorre como mega cristal, provavelmente reliquiar devido conter bordas serrilhadas, indícios de corrosão e fraturas preenchidas por anfibólio e minerais quartzo-feldspáticos, evidenciando um caráter provavelmente alóctone (Fig.2b).

A rocha monzogranítica associada ao cumulato é composta essencialmente por plagioclásio (33%), quartzo (30%) e k-feldspato (21%), com maior concentração de biotita, enquanto os anfibólios estão frequentemente alterados para biotita. Os minerais acessórios são representados por allanita metamictizada e epidoto, assim como, cristais reliquiares de granada. Esse monzogranito é inserido na unidade Granito Canaã e, ao longo da área de estudo, exibe enclaves angulosos de tamanhos diversos, visualmente mais máficos e com aspecto porfirítico devido a ampla ocorrência do anfibólio cumulus nos enclaves (Fig.2c).

A análise composicional dos anfibólios cumulus, baseou-se no trabalho de Leake et al. (1997), permitindo inseri-los nos parâmetros referentes aos anfibólios cálcicos [$Ca_B \geq 1,5$; $(Na+K)_A < 0,50$]. Enquanto os valores de Fe^{+2} e F^{+3}, discriminados na fórmula estrutural, seguem os padrões fornecidos por Schumacher (1991). Com o auxílio do programa GCDkit

6.0, os valores de Si e Mg/(Mg+Fe^{+2}) dos anfibólios analisados foram plotados em diagramas específicos de classificação (Leake et al., 1997), expondo anfibólios predominantemente do tipo magnésio hornblenda e actinolita, tanto na borda e centro dos cristais (Fig. 2d). Localmente, em dois pontos, foram detectados anfibólios do tipo ferro hornblenda e em um ponto, tremolita.

DISCUSSÕES

Vasquez et al. (2008) definiram o Granito Canaã como uma unidade constituída por um pluton monzogranítico e granodiorítico intrusivo em complexos metamórficos para- e ortoderivados. Essa intrusão granítica em corpos metamórficos com elevado conteúdo de elementos pesados, pode ter influenciado no enriquecimento do magma em elementos ferromagnesianos, devido processos de assimilação crustal da rocha metamórfica encaixante.

Sabe-se que elementos como Fe e Mg comumente exibem comportamento compatível, portanto, tendem a entrar na estrutura dos primeiros minerais formadores de rocha, nesse caso, os anfibólios precocemente cristalizados que, posteriormente, se separam do magma remanescente por difusão gravitacional, marcam a formação de fácies cumulática. A granada identificada no cumulato (Fig.2b) e no monzogranito referente ao Granito Canaã reforçam que ambas as fácies estão interligadas. Tais granadas exibem formas anédricas com fortes indícios de corrosão, fraturas preenchidas por anfibólio e álcali-feldspato, além de feições de borda irregulares e/ou serrilhadas, evidenciam que esse mineral não é magmático e sim, proveniente das rochas circundantes, sendo essas texturas indícios da resistência desse pórfiro ao processo de assimilação no líquido magmático formador do Granito Canaã. Vasquez et al. (2008) citam que o Paragnaisse Ipiaçava apresenta granada na mineralogia e ocorre como megaxenólitos no Granito Canaã (Fig. 1c), corroborando as evidências texturais com relação à origem da granada.

Com base nos dados obtidos nesta pesquisa, assim como, correlacionando com outros estudos já realizados na área, se sugere que a rocha cumulática, constituída predominantemente por anfibólio, representa uma fácies do Granito Canaã. Por outro lado, o fato de o Granito Canaã apresentar fácies graníticas e cumulática, além de enclaves dessa fácies cumulática no monzogranito, permite supor que esse granito não foi formado por um único pulso magmático, com resfriamento contínuo, pois os enclaves da fácies cumulática indicam formação pretérita, e devido os processos de deposição por diferença gravitacional, anfibólios tendem a acumular na base da câmara, porém, a passagem e contato desta rocha com pulsos magmáticos posteriores, fragmentaram a rocha cumulática, formando enclaves de diversos tamanhos que, ao entrar em contato com altas temperaturas, registram diferentes graus de fusão, podendo ser angulosos ou com bordas parcialmente fundidas em baixo grau (Fig. 2c), até consumos quase completos em níveis maiores de fusão, mantendo apenas os pórfiros de anfibólio parcialmente preservados. Vieira et al. (2022), ao realizarem geoquímica em rocha total nos monzogranitos do Granito Canaã, verificaram uma baixa proporção de MgO nessa rocha, sugerindo que essa carência pode ser resultado de um intenso fracionamento do magma.

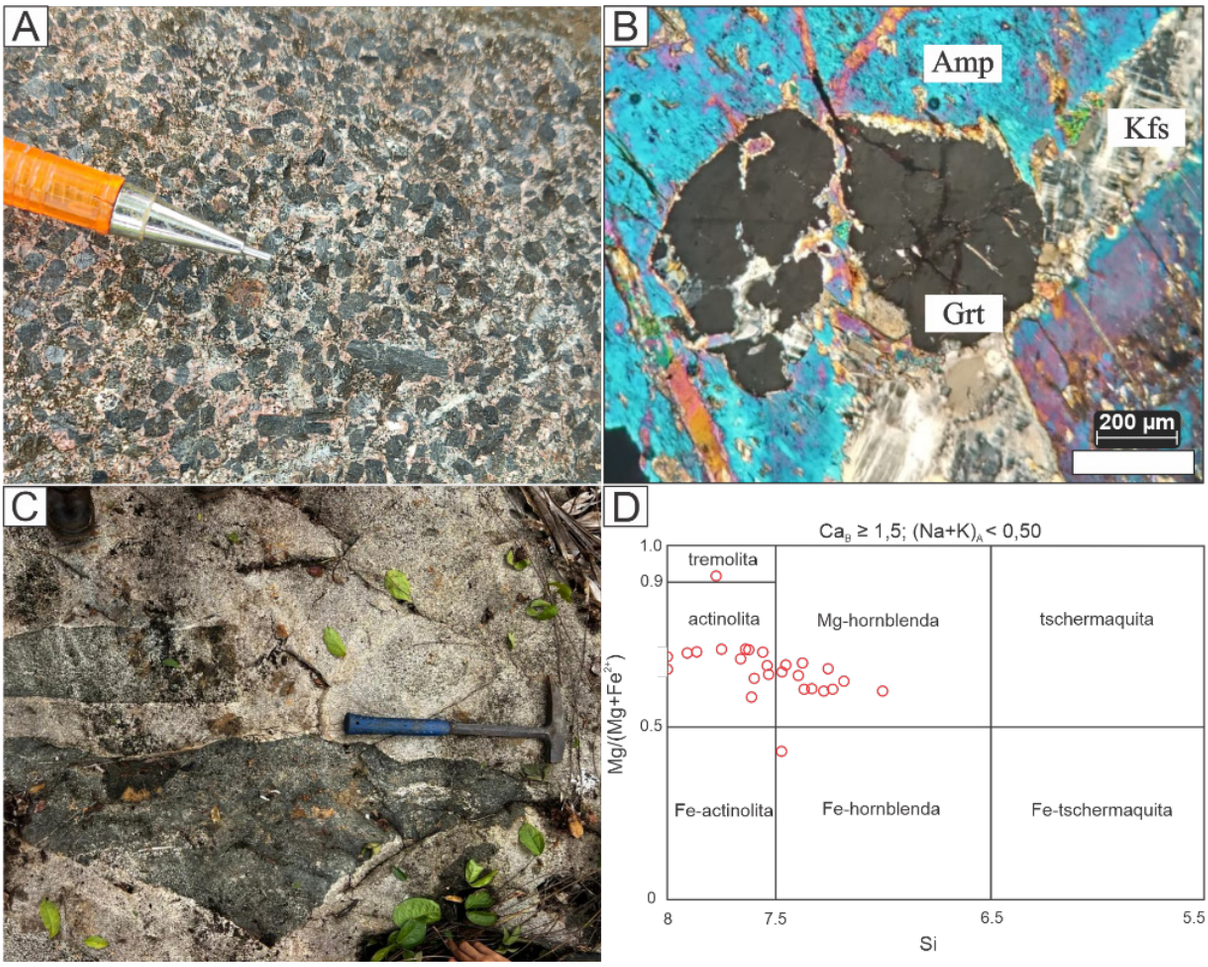


Figura 2. A) Anfibólio cumulus envolto por matriz granítica; B) Fotomicrografia de granada (Grt) fraturada e preenchida por anfibólio (Amp) em associação com álcali-feldspato (Kfs); (C) Enclaves máficos, com anfibólio cumulático, no Granito Canaã e D) Diagrama classificatório de Leake et al. (1997) para anfibólio cálcicos, evidenciando composição magnésio hornblenda e actinolita.

Estudos de química mineral nos anfibólios cumuláticos do Granito Canaã possibilitaram identificar uma composição caracterizada por altos conteúdos de MgO, FeO e CaO, corroborando com os pressupostos sugeridos por Vieira *et al*. (2022). Além disso, anfibólios cumulus do tipo magnésio hornblenda e actinolita, sugerem que tais variações composicionais são reflexos da atuação do metamorfismo de baixo grau (fácies xisto-verde) na região. Assim sendo, no cumulato composições do tipo magnésio hornblenda podem corresponder aos anfibólios cristalizados a partir do magma, ou seja, primários, enquanto actinolita pode ser considerada produto de recristalização metamórfica e/ou hidrotermal, portanto, secundária (Deer *et al.*, 2013). Anfibólios são minerais sensíveis a mudanças de parâmetros intensivos de cristalização, principalmente temperatura e pressão (Anderson e Smith, 1995), portanto, podem registrar variações durante processos de cristalização magmáticos, ou então, mudanças resultantes do metamorfismo.

CONCLUSÕES

Com base no exposto, as conclusões preliminares baseadas nos estudos químico-mineralógicos e texturais indicam que a rocha cumulática pode corresponder a uma fácies precocemente formada no Granito Canaã, podendo ser resultado do processo de cristalização fracionada que ocorreu durante o tempo de colocação do magma na crosta. Essa rocha cumulática é marcada por uma fase cumulus constituída de anfibólios do tipo magnésio hornblenda e actinolita, sendo o primeiro indicativo de composição tipicamente magmática, enquanto o segundo, metamórfico e/ou hidrotermal. Além disso, exibe uma fase intercumulus enriquecida em k-feldspato, seguida de plagioclásio, quartzo, epidoto e granada muito similar a mineralogia identificada no Granito Canaã. Aspectos texturais observados no único cristal de granada, como fraturas preenchidas por anfibólio e álcali feldspato, evidenciam comportamento reliquiar, em vez de magmático.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anderson, J.L., and Smith, D.R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist, 80:549–599.

Besser, M. L. 2012. Origem e evolução das rochas paleoproterozóicas da área Rio Bacajá, Pará, Brasil. *Dissertação de Mestrado*. Curitiba, 136 p.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2013. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. https://doi.org/10.1180/DHZ.

Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Schumacher J., Smith J.C., Stephenson N.C. N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 169-226.

Schumacher J.C. 1997. The estimation of ferric iron in electron micropobe analysis of amphiboles. In: Leake, B.E. (Ed.). 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9: 623-651.

Tassinari C. C. G., e Macambira, M. J. B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *Geologia do continente sul-americano*: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, v. 28, 471-485.

Vasquez, M.L., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A. 2005. Granitóides transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Pará - Novos dados geológicos e geocronológicos. In: HORBE, A.M.C. SOUZA, V.S. (Coord). C*ontribuições à geologia da Amazônia*. Manaus: SBGNúcleo Norte, v. 4, 16-31.

Vasquez, M.L. e Rosa-Costa, L.T. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: *CPRM*, 328 p.

Vieira, C. da S. 2020. Petrografia, Geoquímica e Geocronologia de Granitoides do Noroeste do Domínio Bacajá, Província Transamazonas. *Dissertação de Mestrado*, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, 92 p.

Vieira, C. da S., Amaral, W. da S., Santos, F. H. dos. 2022. Petrography, geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the Siderian-Rhyacian granitoids of NW Bacajá Domain, Amazonian Craton. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, online, vol. 5, 3:145–176.

GRANODIORITO PANTANAL, GRANODIORITO NOVA CANADÁ E GRANITO VELHA CANADÁ: DADOS ISOTÓPICOS DE U-Pb-Hf-Nd-Sr E IMPLICAÇÕES PARA OS PROCESSOS DE CRESCIMENTO E RETRABALHAMENTO CRUSTAL DO TERRENO SAPUCAIA, PROVÍNCIA CARAJÁS

Pablo José Leite-Santos[1,2,3]; Aline Costa do Nascimento[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]; Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Eleilson Oliveira Gabriel[1,2,3]

[1] Universidade Federal do Pará - UFPA; [2] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides – GPPG

pablosleite@hotmail.com; *aline.nascimento@ig.ufpa.br*; *davis@ufpa.br*; *lucianor@ufpa.br*; *eleilson@ufpa.br*

RESUMO

Este estudo apresenta dados isotópicos inéditos de U–Pb–Hf em zircão e Nd–Sr em rocha total para três unidades litoestratigráficas do Terreno Sapucaia: o Granodiorito Pantanal (GPN), o Granodiorito Nova Canadá (GNC) e o Granito Velha Canadá (GVC). O GPN e o GNC afloram como batólitos e *stocks* intrusivos no embasamento TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) e são integrados na Suíte Granodiorítica Nova Canadá, caracterizada por altos conteúdos de Na, Ba e Sr. Diferente dos altos conteúdos de Na que indicam afinidade com os TTGs, os altos conteúdos de Ba e Sr distinguem essas rochas dos TTGs e as aproximam de granodiorito-granitos híbridos, tais como aqueles da Suíte Guarantã. Entretanto, a Suíte Guarantã é caracterizada por altos conteúdos de K-Ba-Sr, enquanto a assinatura alto Na-Ba-Sr da Suíte Nova Canadá implica em uma petrogênese particular, que envolveu a assimilação de crosta continental por magmas tipo-TTG. Já o GVC é geoquimicamente similar aos típicos biotita granitos (BG) arqueanos e foi correlacionado à Suíte Granítica Canaã dos Carajás. Para os GPN e GNC, os isótopos de U-Pb em zircão forneceram idades de cristalização contemporâneas em 2,87 Ga. Populações de zircões mais antigas (2,97 e 2,93 Ga) são interpretadas como xenocristais incorporados das rochas encaixantes durante a ascensão dos magmas e coincidem com idades obtidas para a crosta TTG de Carajás. Já o GVC forneceu idades de 2,74 e 2,73 Ga por evaporação de Pb em monocristais de zircão. Os dados isotópicos de Hf em zircão do GNC forneceram valores essencialmente supracondríticos de $\varepsilon_{Hf(2,87\ Ga)}$ (–0,3 e +1,2), o que indica uma origem juvenil, mas com uma a participação de um componente crustal (assimilação de rochas encaixantes durante a ascensão dos magmas). Já os isótopos de Nd e Sr do GNC forneceram valores de $\varepsilon_{Nd(2,87\ Ga)}$ entre –8,3 e +2,4 e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ entre 0,701755 e 0,707180, o que suporta uma origem juvenil (componente supracondrítico), mas com a participação de materiais crustais (subcondrítico). O GVC apresenta valores subcondríticos de $\varepsilon_{Nd(2,74\ Ga)}$ (–0,8 a –6,7) e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ entre 0,692386 e 0,701687, e sua origem é atribuída à processos de retrabalhamento crustal de uma fonte tipo-TTG.

PALAVRAS-CHAVE: Isótopos radiogênicos; Arqueano; Terreno Sapucaia; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

Granitoides têm importante significado no entendimento da evolução de crátons arqueanos, já que funcionam como marcadores temporais da evolução da crosta e armazenam informações sobre a dinâmica crosta-manto durante sua formação (Almeida *et al.* 2013). Existe um número muito pequeno de estudos que discutem a natureza, idade, evolução magmática e significado tectônico das associações granodiorito-graníticas do Terreno Sapucaia (Teixeira *et al*. 2013; Leite-Santos & Oliveira 2016). Esses estudos são baseados em mapeamento geológico em escala de semidetalhe e foram realizados pelos pesquisadores do GPPG/UFPA nas proximidades de Vila Nova Canadá (Leite-Santos & Oliveira 2016) e Vila Jussara (Teixeira et al. 2013), no sudeste do Pará. Esses trabalhos permitiram uma caracterização petrográfica e geoquímica das três unidades estudadas, que afloram como batólitos e *stocks* intrusivos no embasamento TTG migmatizado, denominados de Leucogranodiorito Pantanal (Teixeira *et al.* 2023) e Leucogranodiorito Nova Canadá e Leucogranito Velha Canadá (Leite-Santos & Oliveira 2016). Oliveira *et al*. (2022) redefiniram a classificação litoestratigráfica dessas rochas, removendo o prefixo leuco dos termos litológicos, conforme as recomendações do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986), e reclassificaram essas unidades como: Granodiorito Pantanal (GPN), Granodiorito Nova Canadá (GNC) e Granito Velha Canadá (GVC). Além disso, Oliveira *et al*. (2022) agruparam o Granodiorito Pantanal e o Granodiorito Nova Canadá na Suíte Granodiorítica Nova Canadá, que também integra as unidades granodioríticas Bonito e Carapanãzinho do extremo norte do Domínio Rio Maria. Esse agrupamento se justifica devido a afinidade alto-Na-Ba-Sr comum entre essas unidades. Por outro lado, esses autores correlacionaram e integraram o GVC na Suíte Granítica Canaã dos Carajás, que é representativa dos típicos BGs potássicos arqueanos. Dados isotópicos inéditos de U–Pb–Hf–Nd–Sr são apresentados com o objetivo de contribuir para o melhor entendimento da petrogênese dessas rochas bem como dos processos de crescimento e retrabalhamento crustal do Terreno Sapucaia.

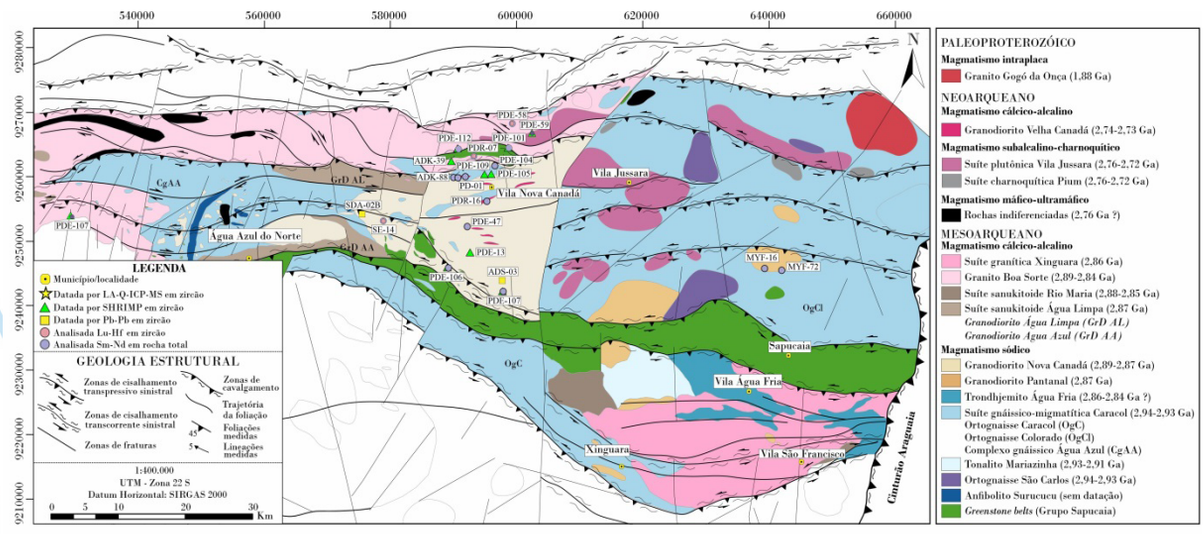


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo com as respectivas localizações das amostras analisadas (modificado a partir de Oliveira *et al*. 2022).

MATERIAIS E MÉTODOS

A coleta de amostras foi realizada em diversas etapas de campo entre os anos de 2010 e 2016 pelo GPPG-UFPA. Ao todo cinco amostras foram analisadas para geocronologia: (i) uma amostra representativa do GNC (PDE-107) foi analisada pelo método U-Pb em zircão por SIMS (*secondary ion mass spectrometry*), modelo SHRIMP IIe (*sensitive high-resolution ion microprobe*), no Laboratório GeoLab/IGc/USP (Universidade de São Paulo); (ii) uma amostra representativa do GPN (MYF-16) foi analisada pelo método LA-Q-ICP-MS (*Laser ablation quadropolo inductively coupled plasma mass spectrometry*) no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da UFPA; e (iii) três amostras, uma do GNC (ADS-03) e duas do GVC (PD-01 e SDA-02), foram analisadas por evaporação de Pb em zircão no Pará-Iso/IG/UFPA, utilizando um espectrômetro de massa da marca Finnigan, modelo MAT 262. Já as análises de Hf em zircão foram obtidas em uma amostra do GNC (PDE-107) previamente analisada por U-Pb SHRIMP. As medidas de Hf em zircão foram obtidas no Pará-Iso/IG/UFPA por um LA-MC-ICP-MS de alta resolução, modelo Neptune, marca Thermo Finnigan, equipado com uma sonda laser Nd:YAG 213nm, modelo LSX-213 G2 da marca CETAC. Os dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total foram realizados na Universidade de Brasília e no Pará-Iso/IG/UFPA, respectivamente, e estão especificados no mapa (Fig. 1). Em ambos os laboratórios foi utilizado um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. A preparação das amostras envolveu processos de britagem, pulverização e homogeneização no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da UFPA.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

O GPN e GNC afloram como batólitos e *stocks* de aproximadamente 40 e 490 Km^2, respectivamente (Teixeira *et al*. 2013; Leite-Santos & Oliveira 2016). Já o GVC ocorre como lentes de aproximadamente 5 km^2 intrusivas no GNC (Leite-Santos & Oliveira 2016). Em geral, estas rochas apresentam foliação de direção E-W, com variações locais para NE-SW e NW-SE, sendo caracterizados por granodioritos e monzogranitos, com textura equigranular média a porfirítica. A biotita é o principal mineral máfico dessas rochas. Os minerais acessórios primários são constituídos por epídoto, opacos, titanita, allanita, zircão, apatita e muscovita. E os minerais secundários são representados por epídoto e muscovita secundários, clorita e sericita.

Os GPN e GNC apresentam afinidade cálcico-alcalina, peraluminosa, com alto Na, Ba e Sr. Os padrões de ETR são homogêneos, sem anomalias de Eu e acentuado fracionamento de ETRP (altas razões La_N/Yb_N), similares aos padrões de TTG arqueanos. Entretanto, se comparados as suítes TTG, o GPN e GNC são enriquecidos em LILE (e.g., K, Ba e Sr) e tendem a ser mais enriquecidos em sílica (68–77%). Essas características são semelhantes às do grupo de alta razão $(La/Yb)_N$ da Suíte Guarantã (~ 2,87 Ga) do Domínio Rio Maria, mostrando que essas rochas podem ter sido geradas por processos semelhantes, envolvendo magmas do tipo-TTG. Já o GVC é caracterizado por altos conteúdos de SiO_2, K_2O, Rb e mostram afinidade com os típicos BGs potássicos arqueanos, derivado a partir de anatexia crustal de um fonte do tipo-TTG.

Os dados U-Pb SHRIMP em zircão do GNC forneceram uma idade concordante em 2871±4,0 Ma, enquanto os dados U-Pb LA-Q-ICP-MS em zircão do GPN forneceram uma idade concordante em 2864±8 Ma. Essas idades são coevas dentro da margem de erro e são interpretadas como idades de cristalização dessas rochas. Essas idades também são contemporâneas àquelas obtidas para a Suíte Guarantã do Domínio Rio Maria (2870±16 Ma; Almeida *et al.* 2013). Adicionalmente, foram identificadas populações de zircões mais antigos em 2,93

e 2,97 Ga, que são interpretadas como populações de xenocristais incorporados das rochas encaixantes durante a ascensão dos magmas e coincidem com as idades obtidas para a crosta TTG de Carajás. Já o GVC forneceu idade de 2733±1,5 Ma e 2747±2 Ma por evaporação de Pb em monocristal de zircão. O GVC representa a unidade mais jovem da Suíte Granítica Canaã dos Carajás (Oliveira *et al.* 2022), sendo que as demais unidades dessa suíte forneceram idades mesoarqueanas, entre 2,96–2,83 Ga (Feio et al. 2013).

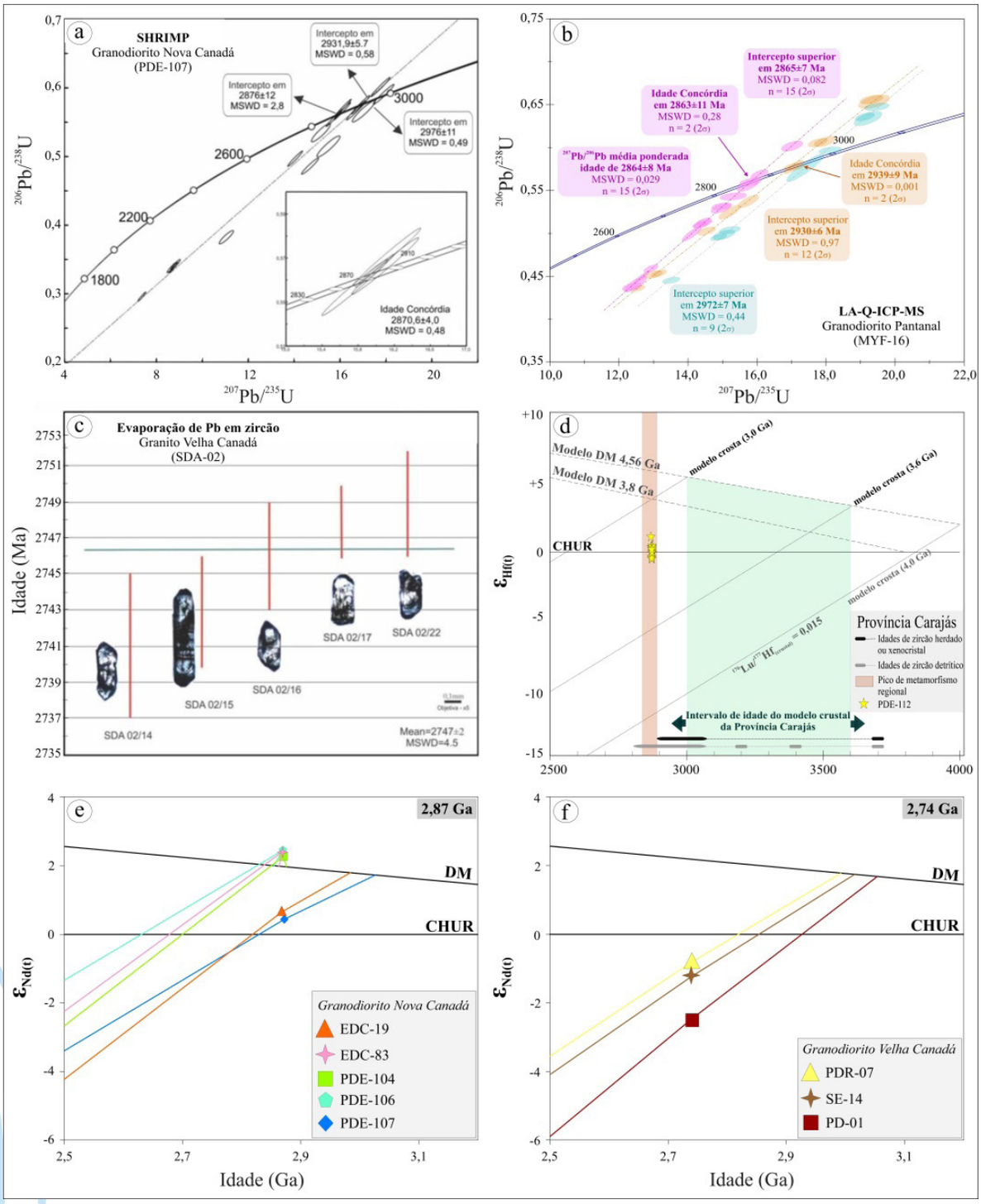


Figura 2. (a-b) Diagrama Concórdia U-Pb SHRIMP e LA-Q-ICP-MS em zircão, respectivamente; (c) Diagrama de idade por evaporação de Pb em zircão; (d-f) diagramas de evolução $\varepsilon_{Hf(t)}$ *versus* Idade (Ma) (modificado de Silva *et al*. 2022) e $\varepsilon_{Nd(t)}$ *versus* Idade (Ga).

Os dados isotópicos de Hf em zircão do GNC forneceram valores essencialmente supracondríticos de $\varepsilon_{Hf(t)}$ variando entre –0,3 e +1,2 e idades modelos crustais (Hf-T_{DM}^{C}) entre 3,3–3,2 Ga, o que indica uma origem juvenil, mas com uma a participação de um componente crustal que explique os altos conteúdos de Ba-Sr dessas rochas. Observações de campo sugerem que esse componente crustal pode estar relacionado com processos de assimilação crustal das rochas encaixantes durante a ascensão dos magmas sódicos que deram origem ao GNC. Para o GPN e GVC ainda não foram obtidos dados isotópicos de Hf em zircão. Já os dados isotópicos de Nd e Sr em rocha total do GNC apresenta valores $\varepsilon_{Nd(t)}$ de –8,3 a +2,4, idade modelo (Nd-T_{DM}) entre 3,2 a 2,8 Ga e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ de 0,701755 a 0,707180, o que corrobora uma origem juvenil (componente supracondrítico), mas com a participação de um componente crustal (subcondrítico). Já o GVC apresenta valores exclusivamente subcondríticos de $\varepsilon_{Nd(t)}$ variando entre –0,8 a –6,7, Nd-T_{DM} entre 3,0 a 2,9 Ga e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ de 0,692386 a 0,701687, cuja origem é atribuída a uma fonte crustal do tipo-TTG. A baixa razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ ($f_{Sm/Nd} < -0,377$ a $-0,568$) obtida tanto para o GNC quanto o GVC é interpretada como resultado da natureza enriquecida da fonte dessas rochas ou devido à processos de assimilação de materiais crustais pelo magma em ascensão. Para o GPN, ainda não há dados disponíveis de Nd e Sr em rocha total. Entretanto, em termos petrogenéticos, para o GPN pode-se admitir interpretações similares àquelas atribuídas ao GNC.

CONCLUSÕES

Os dados isotópicos de U-Pb em zircão forneceram idades de cristalização coevas em 2,87 Ga para o GNC e GPN. Populações de zircões mais antigos (2,97 e 2,93 Ga) são atribuídas à incorporação de xenocristais a partir das rochas encaixantes durante a ascensão de magmas e suas idades coincidem com o registro de crosta TTG de Carajás. Já o GVC forneceu idades de 2,74 e 2,73 Ga por evaporação de Pb em zircão. Os dados isotópicos de Hf em zircão do GNC forneceram valores essencialmente supracondríticos de $\varepsilon_{Hf(t)}$ (–0,3 e +1,2), o que indica uma origem juvenil para essas rochas, mas com uma a participação de um componente crustal, relacionado à processos de assimilação das rochas encaixantes. Enquanto isso, os isótopos de Nd e Sr em rocha total do GNC forneceram valores de $\varepsilon_{Nd(t)}$ entre –8,3 e +2,4 e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ entre 0,701755 e 0,707180, o que também suporta uma origem juvenil (componente supracondrítico), mas com o envolvimento de materiais assimilados da crosta (subcondrítico). O GVC forneceu valores subcondríticos de $\varepsilon_{Nd(t)}$ (–0,8 a –6,7) e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ entre 0,692386 e 0,701687, e sua petrogênese é atribuída à processos de retrabalhamento crustal de uma fonte tipo-TTG.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-*greenstone* terrane, Carajas Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**:103- 126.

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**:157-185.

Leite-Santos P.J.S. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucogranítica arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP*-Série Científica, **16**(2):37-66.

Oliveira D.C., Silva L.R., Nascimento A.C., Marangoanha B. 2022. Geologia Regional da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico: Proposta litoestratigráfica e implicações para a compartimentação tectônica. *In*: II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA. Marabá (PA), *Anais,* CD-rom.

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A.O., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):370–415.

Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Silva A.C., Santos P.A. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi Ciências Naturais,* **8**(3):291-323.

ORIGEMENATUREZADOSGRANITOSPALEOPROTEROZOICOSMANDA SAIA E MARAJOARA DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Rodrigo Santos[1]; Davis Oliveira[1]; Bhrenno Marangoanha[1]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA

rfssantos@ufpa.br; davis@ufpa.br; bhrenno@ufpa.br

RESUMO

Os granitos Manda Saia (GMS) e Marajoara (GMJ) são stocks semicirculares intrusivos no embasamento mesoarqueano do Domínio Rio Maria, Província Carajás. São formados por rochas isotrópicas, hololeucocráticas média a grossa, e por vezes por firíticas. São classificadas como monzo - e sienogranitos. A biotita é o principal mineral ferromagnesiano e o anfibólio é raro e intersticial. São rochas com altas razões Fe/(Fe+Mg) e enriquecimento de ETR leves e pesados com anomalia negativa de Eumoderada. São granitos tipo - A ferrosos no qualasrochas heterogranulares do GMJ e do GMS mostram afinidade com a série ilmenita e das fácies leuco graníticas dos granitos oxidados da Suíte Jamon, enquanto afácies equigranulardo GMJ e a amostra PMD-15 do GMS se assemelha aos tipos reduzidos e aqueles mais evoluídos dos granitos oxidados da Província Carajás. Modelamento geoquímico revelou fonte essencialmente crustal de composição tonalítica com contribuição metassedimentar de *greenstone belt* para os magmas geradores desses plútons. A colocação desses granitos está ligada a uma tectônica extensional e o transporte de magma que resultou na colocação dos plútons em níveis crustais rasos é dada através de um sistema de alimentação por diques.

PALAVRAS-CHAVE: Granitotipo-A; Paleoproterozoico; Carajás; Fontecrustal.

INTRODUÇÃO

Granitos tipo-A podem fornecer importantes informações sobre os processos magmáticos extensionais dentro da litosfera e sua contribuição para o crescimento da crosta continental superior. Alguns modelos petrogenéticos têm sido propostos para a geração de tais granitos: i) anatexia crustal provocada por underplating máfico (Rämö & Happala 1995); ii) fracionamento de basaltos alcalinos derivados do manto (Turner *et al.*1992); iii) baixo graude fusão parcial de um resíduo granulítico anidro da crosta inferior, enriquecido em F e/ou Cl a partir do qual um fundido granítico foi previamente extraído (King *et al.* 1997); iv) fusão de rochas cálcio-alcalinas sob baixa pressão em níveis rasos da crosta superior (Patiño Douce 1997);v) hibridização entregranito anatético e magmasmáficos derivados do manto (Mingram *et al.* 2000); vi) fusão parcial de tonalitos e granulitos (Creaser *et al.* 1991).

Dentro deste contexto e levando-se em consideração que Dall'Agnol *et al*. (2005) admitiu uma provável fonte quartzo-felds pática de composição intermediária para Suíte Jamon, foi desenvolvido um modelo de geração dos magmas formadores dos granitos Marajoara (GMJ) e MandaSaia (GMS) a partirda fusão parcialde rochas tonalíticas com eventual contribuição metas sedimentar. Além disso, análises de química mineral de biotita, revelaram que os referidos plútons cristalizaram-se sob condições de fugacidade de oxigênio (*f*O2) de moderadamente oxidadas à reduzidas.

MATERIAISEMÉTODOS

Os principais aspectos geológicos e geoquímicos do GMJ foram abordados por Santos *et al*. (2018), enquanto do GMS foi apresentado por Santos (2020).

Omodelamentogeoquímicofoifeitoatravésdosoftware GENESIS 4.0. Parainvestigar os parâmetros envolvidos nesses processos, cálculos de balanço de massa dos elementos maiores foram realizados para ajustar as proporções relativas de minerais residuais da fonte e reproduzir a composição do magma esperado. A qualidade dos dados calculados é confiável se a soma dos quadrados dos resíduos(ΣR^2) for≤1,2 permitindo prosseguir como modelamento dos elementos traços com base na equação de fusão parcial em equilíbrio:

$$\frac{CL}{CD} - \frac{1}{F + D - FD}$$

Onde C_L e C_0 são as concentrações dos elementos traços no fundido (líquido) e na fonte (sólido), respectivamente, F é a fração em peso do magma formado e D é o coeficiente de distribuição para os sólidos residuais quando o magma é removido do sistema. Os coeficientes de partição mineral/líquido (Kd) foram obtidos a partir do banco de dados online https://earthref.org/KDD/.

Para o estudo de química mineral de biotita, foram selecionadas amostras representativas de cada variedade para apoio no modelamento geoquímico e na compreensão dos processos magmáticos. As amostras foram analisadas no Laboratório de Microanálises (IG-UFPA) utilizando a microssonda JEOL JXA-8230.

RESULTADOS

Os plútons estudados são representados por stocks subcirculares intrusivos no embasamento arqueano do Domínio Rio Maria. São desprovidos de deformação e enclaves das rochas encaixantes são comumente encontradosnas regiões limítrofes. São classificados como monzogranitos e sienogranitos. A biotita, às vezes parcialmente substituída por clorita ou muscovita, é o principal mineral máfico. Anfibólio intersticial raramente é observado no GMS. São granitos intraplaca, alcalinos a subalcalinos, metaluminosos a levemente peraluminosos, com altas razões K_2O/Na_2O. A razão FeOt/FeOt+MgO (Fe*) tanto em rocha total (Fig. 1A) quanto em biotita (Fig.1B), revela que as amostras do GMS e da fácies heterogranular do GMJ foram geradas em ambiente moderadamente oxidado incidindo no campo dos granitos tipo-A oxidados (Fig.1A) de Dall'Agnol eOliveira(2007) e dasérie magnetita(Fig. 1B) de Ishihara (1977),enquanto as rochas da fácies equigranulardo GMJ e a amostra PMD-15 do GMS, foram formadas em ambiente redutor, semelhantes aos granitos tipo-A reduzidos eda série ilmenita.

Inúmeros testes de balanço de massa foram feitos para determinar a natureza da fonte dos granitos Manda Saia e Marajoara e os dados que se mostraram efetivos são apresentados na Fig.1. As rochas do GMS e do GMJ que foram geradas por fusão parcial de fontes tonalíticas semelhantes aos tonalitos Caracol (amostra AABG-34) e Arco Verde (amostra AM-04) respectivamente, deixaram uma assembleia residual composta por plagioclásio (56-63%), quartzo (22-27%), biotita (13-14%), magnetita (1-3%) eilmenita (0,2-1%) à uma taxa de fusão de 16% (Fig. 1C e D).

Por outro lado, as rochas reduzidas foram formadas pela fusão parcial de uma fonte tonalítica e que teve as similação de rochas metas sedimentares de *greenstonebelts*, produziram uma fonte residual constituída por plagioclásio (~49%), quartzo (~31%), biotita (~14%), anfibólio (~4%), magnetita (~0,8%) eilmenita (~0,5%) à taxa de fusão parcial entre 15% e 18% (Fig. 1E e F).

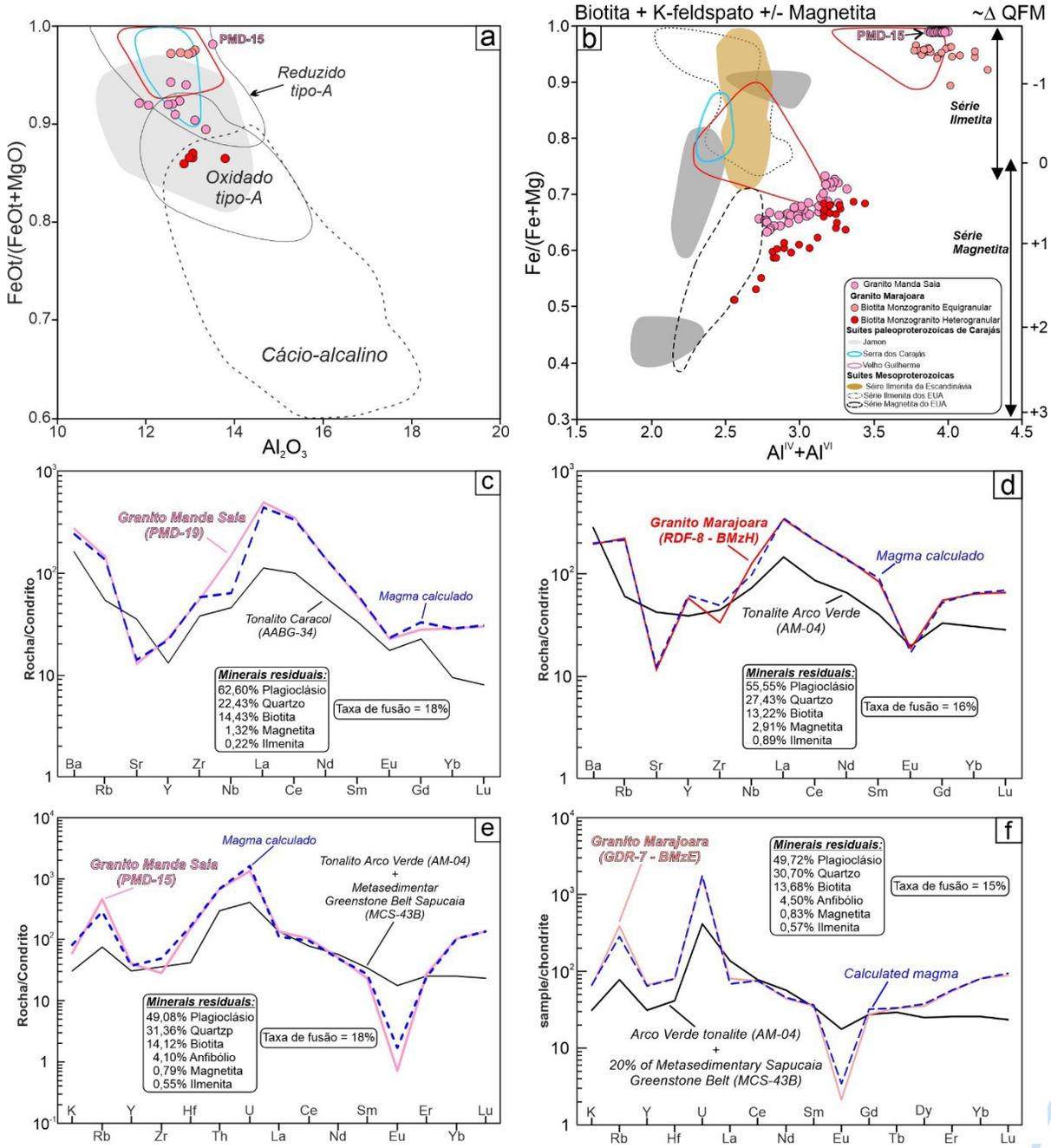


Figura1. a) diagrama de Dall'Agnol & Oliveira (2007); b) diagrama Fe/(Fe+Mg) *vs* $Al^{IV}+Al^{VI}$ (Andersonet al. 2005) mostrando a composição das biotitas do GMJ e GMS; c), d), e) e f) Diagramas multielementares para geração dos granitos Marajoara e Manda Saia por fusão parcial dos Tonalitos Arco Verde e Caracolc om eventual contribuição metas sedimentar. Diagramas normalizados pelo condrito de McDonough & Sun (1995).

DISCUSSÕES

Santos *et al.* (2018) obtiveram uma idade de cristalização de 1885 ±6 Ma do GMJ, enquanto Santos (em preparação) obteve uma idade de 1866 ± 10 Ma para o GMS. Os dados isotópicos de Hf desses autores, indicam idade EHf entre -11,3 e -17,9; TDM de 3,1 a 3,6 Ga para o GMJ e EHf entre -12,9 e -18,7;TDM de 3,3 a 3,6 Ga para o GMS. Esses dados são totalmentecompatíveiscomahipótesedequeestesgranitosforamgeradosapartirdafusãode granitoides mesoarqueanos e colocados em crosta rasa entre 1,88 e 1,86 Ga.

CONCLUSÕES

As idades modelo Hf dos granitos orosirianos são principalmente paleoarqueanas e sugerem fontes mais antigas do que suas rochas encaixantes de idades neo- a mesoarqueanas (~2,75 Ga a 3,0 Ga). No entanto, até o momento, não há registro de rochas paleoarqueanas preservadas na Província Carajás e a ausência de composição isotópica de Hf das rochas encaixantes dos granitos paleoproterozoicos limita uma discussão mais aprofundada sobre o papeldefontescrustaisevoluídas nageraçãodesses granitos.Noentanto,as idadesmodelode Hf dos basaltos da Formação Parauapebas na Bacia de Carajás também atestam uma crosta mais antiga na Província Carajás (Martins *et al.*, 2017) e um zircão herdado com idade de 3,2 Ga foi identificado na Granito Musa (Machado *et al*., 1991). Se as idades modelo de Hf e o modelamento geoquímico estiverem corretos, isso implicaria que os granitos tipo-A são derivados de fontes tonalíticas na crosta profunda que são mais antigas do que as rochas expostas na superfície.

REFERÊNCIASBIBLIOGRÁFICAS

Anderson J.L., Morrison J. 2005. Ilmenite, magnetite, and peraluminous mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. *Lithos*, **80** (1-4):45-60.

Creaser, R.A., Price, R.C., Wormald, R.J., 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology*, **19** (2):163–166.

Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P.,Rämö, O.T., Moura, C.A. V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80** (1-4), 102-129.

Dall'Agnol R., Oliveira, D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93** (3-4):215–233.

Ishihara,S.1977. Themagnetite-series and ilmenite-series graniticrocks. *Mining Geology*, **27** (145), 293–305.

King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., Allen, C.M., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal ofPetrology*, **38** (3):371-391.

Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.

Martins,P.L.G.,Toledo,C.L.B.,Silva,A.M.,ChemaleJr.,F.,Santos,J.O.S.,Assis,L.M.,2017. Neoarchean magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry, and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *PrecambrianResearch*, **302**(340–357).

McDonough,W.F., Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**(3-4), 223- 253.

Mingram, B., Trumbull, R.B., Littman, S., Gerstenberger, H., 2000. A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components. *Lithos*, **54**(1 –22).

Patiño Douce, A.E., 1997. Generation of metal uminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**(8):743–746.

Rämö, O.T., Haapala, I. 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy andPetrology*, **52**(129–185).

Santos, M.R. 2020. *Petrografia e geoquímica do Granito Manda Saia, Província Carajás*. MS Dissertation, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de geociências, Universidade Federal do Pará.

Santos R.F.S, Oliveira D.C., Silva F.F. 2018. Geocronologia U-Pb, classificação e aspectos evolutivos do Granito Marajoara, Província Carajás. *Geologia USP. Série Científica*, **18** (4):89- 124.

Santos R.F.S. 2023. Geochemistry, zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopes of the Manda Saia granite: petrological affinity and magma source of evolved A-type granites from the Carajás province, southeastern Amazonian craton, Brazil.

Turner, S.P., Foden, J.D., Morrison, R.S., 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma; an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, **28**(151– 179).

GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DE MIGMATITO DO COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE, CENTRO-LESTE DO AMAPÁ

Sarah Silva Miranda[1,2]; João Marinho Milhomem Neto[1,2]; Jean Michel Lafon[1,2]

[1]Universidade Federal do Pará-UFPA; [2]Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA

sarah.miranda@ig.ufpa,br; milhomem@ufpa.br; lafon@ufpa.br

RESUMO

O Complexo Tartarugal Grande (CTG) está inserido geologicamente no contexto do sudeste do Escudo das Guianas (SEG), na porção nordeste do Cráton Amazônico. Essa região do SEG, no estado do Amapá, é compartimentada em dois domínios geotectônicos: a norte o domínio paleoproterozoico Lourenço, e a sul o bloco arqueano Amapá. O CTG está localizado na zona de transição entre esses dois domínios, e representa uma associação metamórfica constituída por granulitos félsicos e leucognaisses aluminosos, eventualmente migmatizados, corpos charnockíticos e graníticos com estrutura magmática preservada, além de granulitos máficos e anfibolitos ocorrendo localmente. Possuem protólitos tanto arqueanos quanto paleoproterozoicos. Essa unidade foi envolvida por um evento tectono-termal ocorrido no final do Riaciano (~2,10-2,05 Ga), responsável pelo metamorfismo regional em fácies anfibolito alto a granulito, e pela grande variedade de litotipos encontrados na área. Neste trabalho foi realizada a datação de um neossoma de um leucognaisse migmatítico do CTG pelo método U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS para investigar a idade do episódio de anatexia (metamorfismo), e comparar com os dados pré-existentes para a unidade e com outros eventos metamórficos registrados no SEG. As idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ concordantes obtidas em zircão apresentaram-se em um intervalo de 2064 ± 16 a 2167 ± 28 Ma (n = 18), não sendo possível calcular uma idade média. Apenas uma análise apresentou idade neoarqueana de 2676 ± 26 Ma, interpretada como herdada. As idades mais novas foram interpretadas como resultantes da reabertura do sistema U-Pb nos zircões pelo metamorfismo do final do Riaciano já registrado no CTG, enquanto as mais velhas como idades de cristalização de zircões remanescentes dos protólitos. Os resultados obtidos neste trabalho confirmam que esse evento metamórfico registrado no CTG é coevo ao evento de metamorfismo de ultra-alta temperatura do Cinturão Bakhuis, no Suriname.

PALAVRAS-CHAVE: Geocronologia U-Pb; Zircão; Metamorfismo; Complexo Tartarugal Grande.

INTRODUÇÃO

O CTG, proposto por Rosa-Costa et al. (2014), abrange uma associação de rochas riacianas e relíquias arqueanas, de alto grau metamórfico, que são dispostas ao longo de uma faixa de aproximadamente 60 Km de largura e mais de 90 Km de comprimento, alongada na direção NW-SE. É constituída por rochas granulíticas com retrometamorfismo de fácies anfibolito, além de leucognaisses aluminosos, por vezes migmatizados, e granitoides deformados,

mas que localmente preservam estruturas ígneas. Granulitos máficos e anfibolitos ocorrem subordinadamente na área. As paragêneses metamórficas de litotipos da unidade apontaram que as condições metamórficas do evento atuante no CTG atingiram temperaturas em torno de 800 ± 20 °C e pressões médias entre 6 e 7 Kbar (Gorayeb et al. 2021).

Neste trabalho são apresentados dados isotópicos U-Pb em zircão obtidos por espectrometria de massa com fonte plasma indutivamente acoplada, analisador de massa quadrupolo e sistema de ablação a laser (LA-Q-ICP-MS), que forneceram idades para cristais de um neossoma quartzo-feldspático de um leucognaisse migmatítico do CTG. As idades determinadas neste trabalho contribuíram para o entendimento do quadro geocronológico do metamorfismo no CTG e sua relação com os eventos já registrados no SEG.

Esta pesquisa é uma contribuição do projeto SAXI (The South American Exploration Initiative) – fase II, AMIRA P1061 B, módulo 7a; e do Programa de Apoio a Núcleos de Excelência - PRONEX/FAPESPA/ CNPq 062/2020, intitulado “Geoquímica Isotópica Aplicada a Estudos Ambientais, Paleoambientais, Metalogenia e Evolução Crustal”.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento deste trabalho, foram adotadas as seguintes etapas: (i) Análise petrográfica (macro e microscópica); (ii) Preparação da amostra para análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) e LA-Q-ICP-MS; (iii) Imageamento por catodoluminescência (CL) em MEV; e (iv) Análises U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS. A etapa de geocronologia e tratamento de dados isotópicos foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) seguindo a metodologia descrita por Miranda (2023). O neossoma (HP-09C) selecionado para este trabalho pertence ao CTG, e foi coletado na Pedreira Buruti, localizada próximo da margem esquerda da BR-156 no sentido Ferreira Gomes-Tartarugalzinho. Essa região está cartografada na folha Rio Araguari (NA.22-Y-B; Rosa-Costa et al. 2014).

RESULTADOS

Petrografia

O neossoma de composição quartzo-feldspática ocorre como leitos dispostos concordantemente ao bandamento ou como veios e bolsões (Figura 1), resultado da fusão parcial do granada-biotita leucognaisse (paleossoma). Macroscopicamente a rocha apresenta coloração rosa avermelhada, granulação grossa, predominantemente isotrópica, mas com orientação incipiente de minerais máficos em algumas porções. Microscopicamente exibe textura equigranular hipidiomórfica. Localmente apresenta a orientação de finas lamelas de biotita que caracterizam uma foliação magmática. Sua assembleia mineralógica é constituída por K-feldspato (~ 45%), quartzo (~30%) e plagioclásio (8%) ocorrendo como minerais essenciais, além de granada (9%) e biotita (4%) como varietais, e monazita, zircão e minerais opacos como fases acessórias perfazendo cerca de 4% da rocha. Sericita e argilominerais ocorrem como minerais secundários formados a partir da alteração do plagioclásio e do k-feldspato. O zircão ocorre como finos cristais em geral subédricos, prismáticos alongados, mas também ocorrem com faces arredondadas e curtas, sendo encontrados na forma de inclusões.

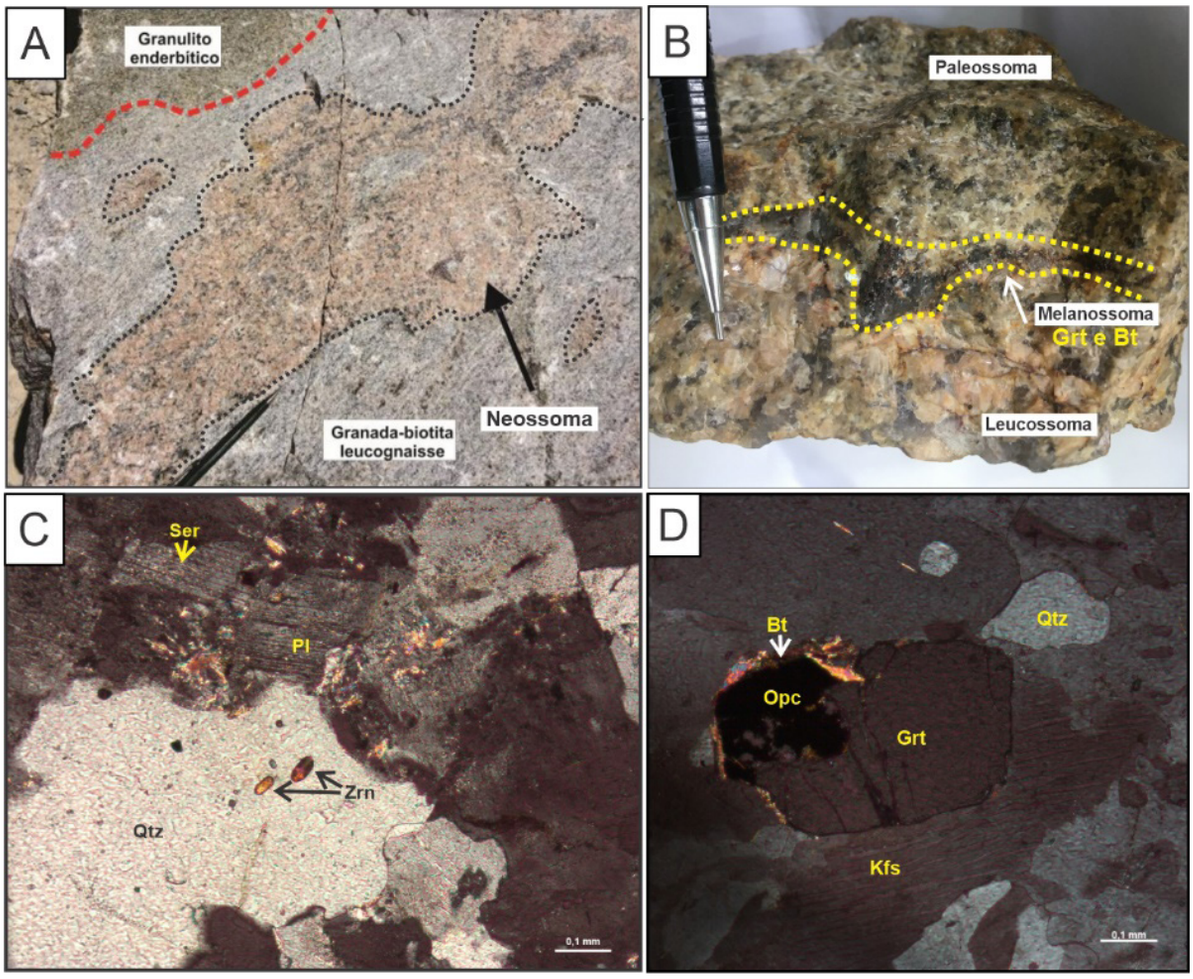


Figura 1. Aspectos petrográficos do neossoma do leucognaisse migmatítico. A) Amostra em campo, destaque para as relações de contato com as rochas do entorno (fonte: Paiva 2016). B) Amostra de mão e relação de contato entre o paleossoma e o leucossoma separados pelo melanossoma. Fotomicrografias com polarizadores cruzados (NX) destacando em C) cristais de zircão inclusos em quartzo, e em D) granada parcialmente circundada por biotita.

U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS

A seleção dos cristais e domínios internos, evitando feições de metamitização, inclusões e fraturas que estavam presentes em alguns cristais, foi realizada com base em imagens de catodoluminescência (CL). As análises geocronológicas U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS foram realizadas em cristais das frações 250-175 µm (20 cristais), onde 30 *spots* foram realizados, com 7 fornecendo idades concordantes (< ± 2% de discordância). Na fração 175-125 µm (29 cristais), 12 dos 30 *spots* realizados indicaram idades concordantes (< ± 2% de discordância). Todos os resultados analíticos apresentaram baixo conteúdo de Pb comum ($f^{206} < 1\%$) e erros das razões isotópicas menores que 2%. Combinando as análises das duas frações, as idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ concordantes variaram entre 2064 ± 16 e 2167 ± 28 Ma, e foi obtida uma idade neoarqueana de 2676 ± 26 Ma em um dos cristais da amostra.

DISCUSSÕES

A paragênese mineral Kfs+Qtz+Grt+Pl±Bt obtida sugere um protólito paraderivado, devido seu caráter aluminoso. A análise petrográfica mostrou feições texturais relacionadas a processos pós-pico metamórfico, como pertitas e mimerquitas, além de reações de substituição de granada por biotita que também são verificadas em outras rochas do CTG e indicam retrometamorfismo e resfriamento durante a exumação tectônica dessas rochas para níveis crustais mais rasos (Gorayeb *et al*. 2021).

As análises isotópicas U-Pb em zircão forneceram idades concordantes que abrangem um intervalo de ~110 Ma (2,06 a 2,17 Ga). Apenas um cristal apresentou idade neoarqueana de 2676 ± 26 Ma (Figura 02). Alguns cristais mostraram variações nas idades entre porções internas e externas (núcleo e borda), com núcleo geralmente sendo mais antigo. Essa variação pode sugerir núcleos preservados dos protólitos riacianos e bordas rejuvenescidas pelo metamorfismo regional de alto grau.

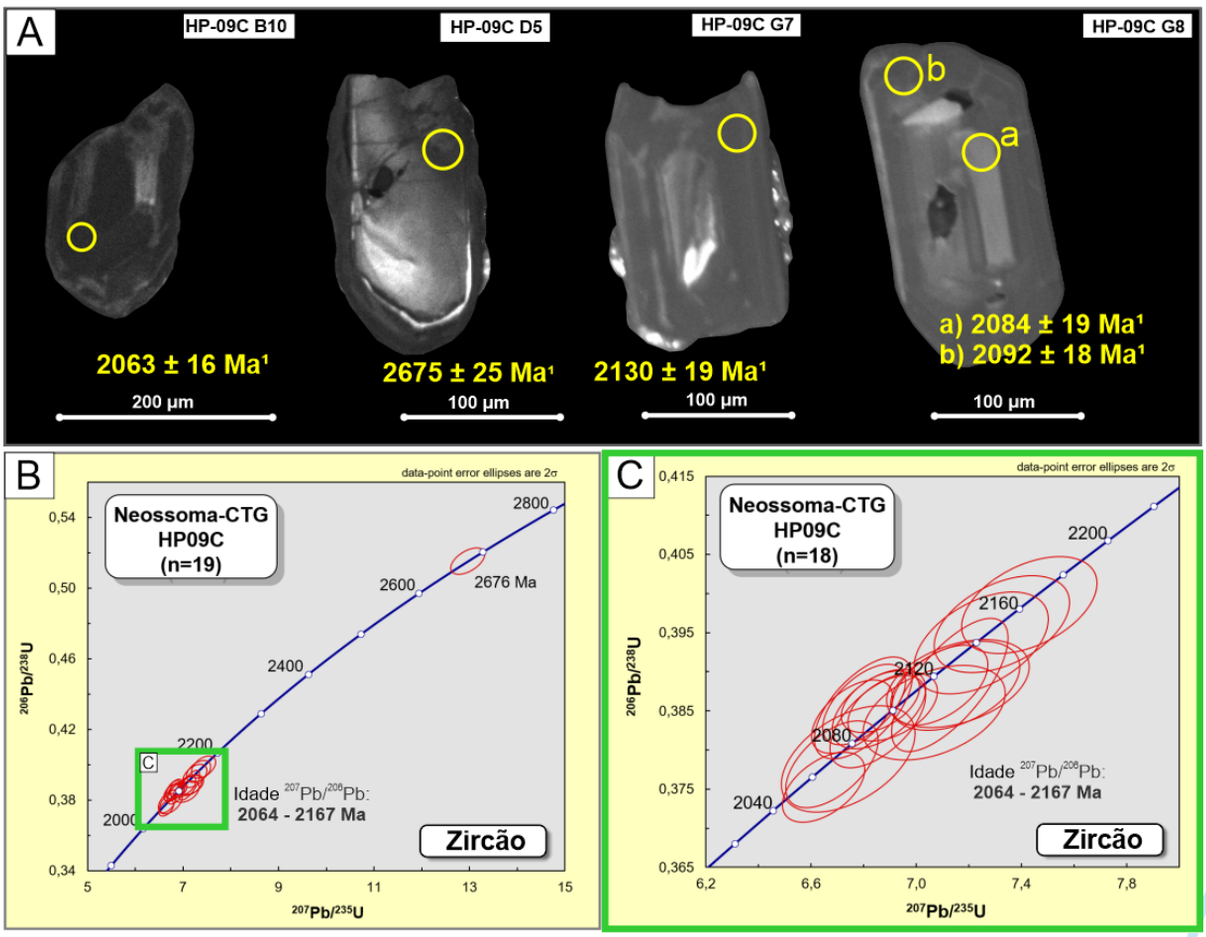


Figura 2. A) Imagens (CL) dos cristais de zircão representativos da amostra do neossoma (HP-09C) do CTG analisados por LA-Q-ICP-MS. Os círculos amarelos (25 µm) indicam as posições aproximadas e o diâmetro dos *spots* realizados. As idades indicadas foram calculadas a partir das razões $^{207}Pb/^{206}Pb$. B) Diagrama Concórdia contendo as 19 análises pontuais em zircões (250-125 µm) da amostra. C) Detalhe dos resultados dos 18 *spots* riacianos concordantes, mostrando a distribuição dos pontos sobre a Concórdia e o intervalo de idades obtido.

Os dados podem sugerir que o sistema U-Pb dos zircões herdados foi rejuvenescido em grau variável, alguns preservando a idade de cristalização magmática, enquanto outros tiveram seu sistema U-Pb parcialmente a totalmente reabertos durante o evento metamórfico. Assim, as

idades mais antigas (2,17 a 2,08 Ga) são consideradas remanescentes dos protólitos, enquanto as mais novas (entre 2,06-2,07 Ga) são atribuídas ao evento metamórfico, sendo consistentes com as idades previamente obtidas em zircão e monazita de rochas da região (Enjolvy 2008, Gorayeb *et al.* 2021 e Ferreira 2022), e com a idade obtida em monazitas da mesma amostra. Os dados indicam um protólito magmático riaciano, possivelmente um granito pré-colisional do orógeno transamazônico (Milhomem Neto & Lafon 2020).

Outra possibilidade para explicar a variação de idades nos zircões da amostra poderia ser que as diferentes populações representam fontes distintas para zircões detríticos, uma vez que o leucognaisse migmatítico (paleossoma) pode ter origem sedimentar. No entanto, as idades mais novas (~2,06-2,07 Ga) não são compatíveis com as unidades do entorno, logo não poderiam ser a fonte desses zircões. Portanto, essa observação reforça a interpretação de que o intervalo de idades novas foi produzido pela atuação do metamorfismo.

A proposta de evolução para a área aponta que no final do Riaciano e início do Orosiriano houve um intenso magmatismo (entre ~ 2,10 e 2,08 Ga) que gerou a colocação dos plútons graníticos intrusivos e dos protólitos ígneos riacianos das rochas do CTG (Rosa-Costa et al. 2014, Gorayeb *et al*. 2021), contribuindo para o aquecimento regional. Posteriormente, ocorreu um evento metamórfico de alta temperatura e pressão intermediária que afetou tanto as rochas arqueanas orto e paraderivadas quanto os granitoides riacianos.

CONCLUSÕES

A geocronologia U-Pb *in situ* em zircão por LA-Q-ICP-MS, de um neossoma de um granada-biotita leucognaisse migmatítico do CTG, permitiu a obtenção de um conjunto de idades magmáticas e metamórficas robustas para a unidade, que variaram de 2,06 a 2,17 Ga, além de uma neoarqueana de 2,68 Ga. Esse conjunto de idades se mostrou consistente com as idades previamente definidas para a região. A idade de 2,06 Ga está de acordo com o intervalo de 2,06-2,04 Ga interpretado como correspondente ao pico de metamorfismo granulítico regional (Enjolvy 2008, Gorayeb et al. 2021 e Ferreira 2022) que ocorreu no final do orógeno riaciano e está registrado nas rochas do CTG. Já idades de 2,08 a 2,17 Ga foram interpretadas como remanescentes dos protólitos da rocha, e a de 2,68 Ga como herança arqueana. No contexto geológico do SEG, os dados obtidos apontam a contemporaneidade do evento metamórfico do CTG com o evento metamórfico de ultra-alta temperatura registrado no cinturão granulítico Bakhuis (De Roever et al. 2003).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

De Roever E.W.F., Lafon J.M., Delor C., Cocherie A., Rossi P., Guerrrot C., Potrel A. 2003. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): I. Petro-logical and geochronological evidence for a counterclockwise P–T path at 2.07–2.05 Ga. Géol. France 2- (2-3-4): 175–205.

Enjolvy R., 2008. Processus d'accr´étion crustale et régimes thermiques dans le bouclier des Guyanes: assinaturas géochimiques et thermochronologiques au Transamazonien (2250-1950 Ma). PhD Thesis, Universaidade de Montpellier II, França, 305 p.

Ferreira D.P.A. 2022. Implantação da metodologia U-Pb em monazita por LA-ICP MS no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso): aplicação em rochas de alto grau metamórfico da região central do Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 121 p.

Gorayeb P.S.S., Paiva H.P.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Dantas E.L. 2021. Petrology and crustal evolution of the Tartarugal Grande Granulitic Complex - Northeastern Amazonian Craton. Journal of South American Earth Sciences, 112:103549.

Milhomem Neto J.M., Lafon J.M. 2020. Crustal growth and reworking of Archean crust within the Rhyacian domains of the southeastern Guiana Shield, Brazil: Evidence from zircon U-Pb-Hf and whole-rock Sm-Nd geochronology. Journal of South American Earth Sciences, 103: 102740.

Miranda C.C. 2023. Metodologia U Pb em zircão por LA Q ICP MS no laboratório Pará-Iso/ UFPA. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 58p.

Paiva H.P.S. 2016. Caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica U-Pb das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande, sudeste do Escudo das Guianas, Amapá. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 89 p

Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Klein E.L. 2014. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B: Estado do Amapá: escala 1:250.000). Belém, CPRM, 159 p.

SUPERSUÍTE PLUTÔNICA PLANALTO: UMA PROPOSTA ESTRATIGRÁFICA PARA O MAGMATISMO NEOARQUEANO SUBALCALINO DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Williamy Queiroz Felix[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]; Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Aline Costa do Nascimento[1,2,3]; Bhrenno Marangoanha[1,2,3]; Fernando Fernandes da Silva[3,4]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica; [3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides; [4]Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

williamy@ufpa.br; davis@ufpa.br; lucianor@ufpa.br; aline.nascimento@ig.ufpa.br; bhrennomarangoanha@gmail.com; ffernandes@ufpa.br

RESUMO

A Supersuíte Planalto é proposta para agrupar os corpos graníticos das suítes Planalto, Vila Jussara e Vila União, além do Complexo Granítico Estrela, Trondhjemito Pedra Branca, e dos granitos Igarapé Gelado e Serra do Rabo. A Supersuíte Planalto é composta predominantemente por granitos e granodioritos, e subordinados tonalitos e quartzo dioritos. Os magmas da Supersuíte Planalto são sintectônicos, ou seja, eles foram alojados por meio de zonas de cisalhamento, onde os processos de deformação magmática se estenderam para deformação em estágio *subsolidus*. A Supersuíte Planalto apresenta uma ampla variação geoquímica, com conteúdo de SiO_2 entre 55,3% e 79,6%. Essa rochas são metaluminosas a peraluminosas e possuem afinidades geoquímicas com os granitos tipo-A, devido aos altos teores de Zr, Nb, Y e Ce. A proposta desta supersuíte segue o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica e tem como objetivo facilitar identificação integrada dessas rochas bem como correlações com outras unidades estratigráficas. Pelo longo histórico e importância regional, a Suíte Planalto foi selecionada como termo geográfico da supersuíte.

PALAVRAS-CHAVE: Magmatismo Subalcalino; Neoarqueano; Geoquímica; Carajás.

INTRODUÇÃO

O termo subalcalino é aplicado para uma série de rochas saturadas ou supersaturadas em sílica (Iddingss 1892; Winter 2001). Na Província Carajás rochas neoarqueanas com afinidade subalcalina vêm sendo identificadas nas últimas décadas, e atualmente, inclui as seguintes unidades: Suíte Granítica Planalto, Suíte Plutônica Vila União, Suíte Plutônica Vila Jussara, Suíte Plutônica Igarapé Gelado, Granito Serra do Rabo, Trondhjemito Pedra Branca e Complexo Granítico Estrela (Gomes e Dall'Agnol 2007; Barros et al., 2009; Feio et al., 2012; Dall'Agnol et al., 2017; Marangoanha *et al.*, 2019; 2020; Silva A.S et al., 2020; Silva F.F *et al.*, 2020; Oliveira *et al.*, 2022 – Figura 1). Ao longo de décadas, várias suítes e corpos graníticos foram individualizados a partir do embasamento do Domínio Carajás, destacando-se as Suítes Planalto e Plaquê (Barros *et al.*, 2009; Feio et al., 2012; Dall'Agnol *et al.*, 2017; Marangoanha et al., 2019). No entanto, estudos recentes mostraram que a ocorrência da Suíte Plaquê foi superestimada, e atualmente, ela está restrita às proximidades do município de Tucumã (Avelar *et al.,* 1999;

Costa 2023). Por outro lado, a Suíte Planalto ganhou destaque e outros corpos graníticos e suítes com características similares foram descritos (e.g., Marangoanha *et al.*, 2020; Silva F.F *et al.,* 2020). Neste estudo, uma compilação dos principais dados destas rochas foi realizada com o intuito de integrar essas unidades neoarqueanas em uma única supersuíte. Esse agrupamento é importante para facilitar a identificação integrada dessas rochas, bem como futuras correlações tectonoestratigráficas. Essa proposta segue o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986), o termo geográfico Planalto foi selecionado, devido ao seu longo histórico e importância regional.

No geral, as diferentes unidades da Supersuíte Planalto possuem características similares na forma de colocação, mineralogia, geoquímica e nas suas idades de cristalização neoarqueana de aproximadamente 2,74 Ga (Feio *et al.*, 2012; Marangoanha *et al*., 2020). Esse magmatismo tem composição ampla e varia de máfico a félsico, com predominância do magmatismo félsico. Sua origem é associada a fusão parcial de rochas máfico-ultramaficas e rochas metamórficas de alto grau (Barros *et al.*, 1997; Feio *et al*., 2012; Dall'Agnol *et al.*, 2017; Marangoanha *et al.,* 2020; Silva F.F *et al*., 2020). O entendimento integrado do magmatismo subalcalino de Carajás é essencial para compreensão do cenário Neoarqueano na Província Carajás e no Cráton amazônico.

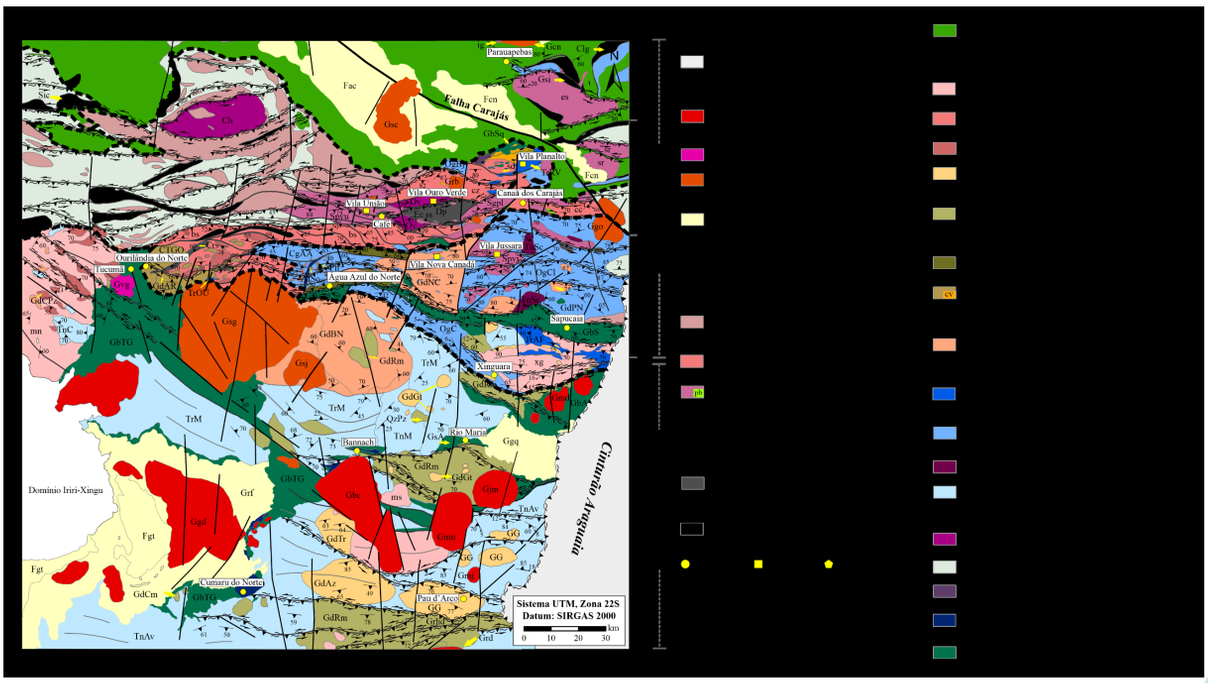


Figura 1. Mapa Regional da Província Carajás proposto por Oliveira *et al.* (2023) publicado neste evento

GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

A Supersuíte Planalto é composta predominantemente por granitos e granodioritos, álcali-feldspato granitos, tonalito e quartzo diorito são subordinados. Biotita e anfibólio são os minerais varietais, enquanto zircão, epídoto, apatita, allanita, ilmenita ± fluorita, ± titanita ± magnetita compõem os acessórios primários. Moscovita, clorita ± escapolita ± carbonato e turmalina são as fases secundárias. Relíquias de piroxênio ocorrem de forma restrita (Barros *et al*., 1997; Feio

et al., 2012; Silva A.S *et al*., 2020; Silva F.F *et al*., 2020; Marangoanha *et al.*, 2019). Enclaves são comuns e, frequentemente possuem composição máfica. Magma *mingling* e *mixing* são processo presentes (Silva F.F *et al*., 2020, Silva 2022, Marangoanha *et al*., 2019; 2020). Os granitoides da Supersuíte Planalto mostram foliação penetrativa subvertical de direção E-W, com variações para NW-SE e NE-SW, por vezes, acompanhada de lineação de alto ângulo e bandas de cisalhamento tipo-C, sendo predominante a cinemática sinistral. No domínio de maior *strain*, formam-se milonitos, enquanto nos domínios de menor *strain*, a textura magmática é bem preservada. (Feio *et al.*, 2012; Marangoanha et al., 2019; 2020). No geral, os magmas da Supersuíte Planalto foram alojados por zonas de cisalhamento, de modo que, a deformação atuante nessas rochas começou no estágio magmático e continuou até o estágio *subsolidus* (e.g., Dall'Agnol *et al*., 2017; Barros *et al*., 1997; Feio *et al.*, 2012; Silva F.F *et al.*, 2020; Marangoanha *et al*., 2019).

A Supersuíte Planalto tem ampla variação geoquímica, os seus conteúdos de sílica variam entre 55,3 e 79,6%, apesar de maior parte das amostras conterem entre 65 e 77% de SiO_2. A unidades da Supersuíte Planalto plotam como rochas subalcalinas, variando entre dioritos e monzogranitos (Figura 2a), e se concentram entre granodiorito e monzogranito. Essas rochas essencialmente ferrosas (Figura 2b). Embora as suítes Vila União, Vila Jussara e o Trondhjemito Pedra Branca plotem entre o campo das rochas magnesianas e ferrosas, um número pequeno de amostras são verdadeiramente magnesianas (Figura 2b). Esse caráter magnesiano na Suíte Vila União está intrinsecamente ligado às rochas máficas do Diopsídio Norito Pium (Marangoanha *et al.*, 2020), enquanto na Suíte Vila Jussara, esse caráter é herdado da fonte granulítica máfica (Silva 2022). A Supersuíte Planalto segue um *trend* cálcico-alcalino (Figura 2c) e são metaluminosas a peraluminosas (Figura 2d), com uma afinidade geoquímica com os granitos tipo-A, devido aos seus altos conteúdos de Zr, Nb, Y e Ce (Figura 2e). Entretanto, as unidades da Supersuíte Planalto tem afinidade com granitos tipo-A reduzido, tipo-A oxidado e cálcico-alcalinos (Figura 2f). A Suíte Granítica Planalto, Suíte Plutônica Igarapé Gelado, Granito Serra do Rabo e Complexo Granítico Estrela são essencialmente reduzidos. Já os granitos da Suíte Vila União plotam como granitos tipo-A oxidados, e a porção menos evoluída desta suíte plota no campo das rochas cálcico-alcalinas. Os granitoides da Suíte Vila Jussara são consistentes com os Granitos Tipo-A reduzidos e oxidados, e assim como a Suíte Vila União, as rochas menos evoluídas de Vila Jussara plotam no campo das rochas cálcico-alcalinas. No geral, as rochas do Trondhjemito Pedra Branca tem comportamento similar as Suítes Vila União e Vila Jussara.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A Super Suíte Planalto é composta pelas Suítes Granítica Planalto, Vila Jussara e Vila União, pelo Complexo Granítico Estrela e pelos granitos Igarapé Gelado, Serra do Rabo e pelo Trondhjemito Pedra Branca. Essas rochas são sintectônicas e foram *stocks* alongados nas direções WNW-ESE a E-W, exibem uma variação de isotropia de intensamente foliados até isotrópicos. Geoquimicamente, a Supersuíte Planalto engloba o magmatismo neoarqueano subalcalino, apresentando altas concentrações de elementos HSFE (*High Field Strength Elements*) e afinidade metaluminosa a peraluminosa. Petrograficamente, as suítes Vila Jussara e Vila União diferem das outras suítes e corpos graníticos, devido à presença subordinada de

rochas tonalíticas e dioríticas. Na Suíte Vila União, essa variação de composição ocorre devido à mistura de magmas, em que o magma máfico corresponde ao Diopsídio Norito Pium, e o magma félsico resulta da fusão parcial da crosta intermediária (Marangoanha et al., 2019; 2020). Por outro lado, na Suíte Vila Jussara, não há participação de magma máfico, e os tonalitos e granitos oxidados (ricos em anfibólio) são resultados da fusão parcial de granulitos máficos, enquanto os granitos reduzidos são produtos da fusão parcial de granulitos félsicos (Silva 2022). No Trondhjemito Pedra Branca esse comportamento pode ser herdado da fonte toleiitica ou devido ao seu alto grau de fusão parcial (Silva A.S et al., 2020)

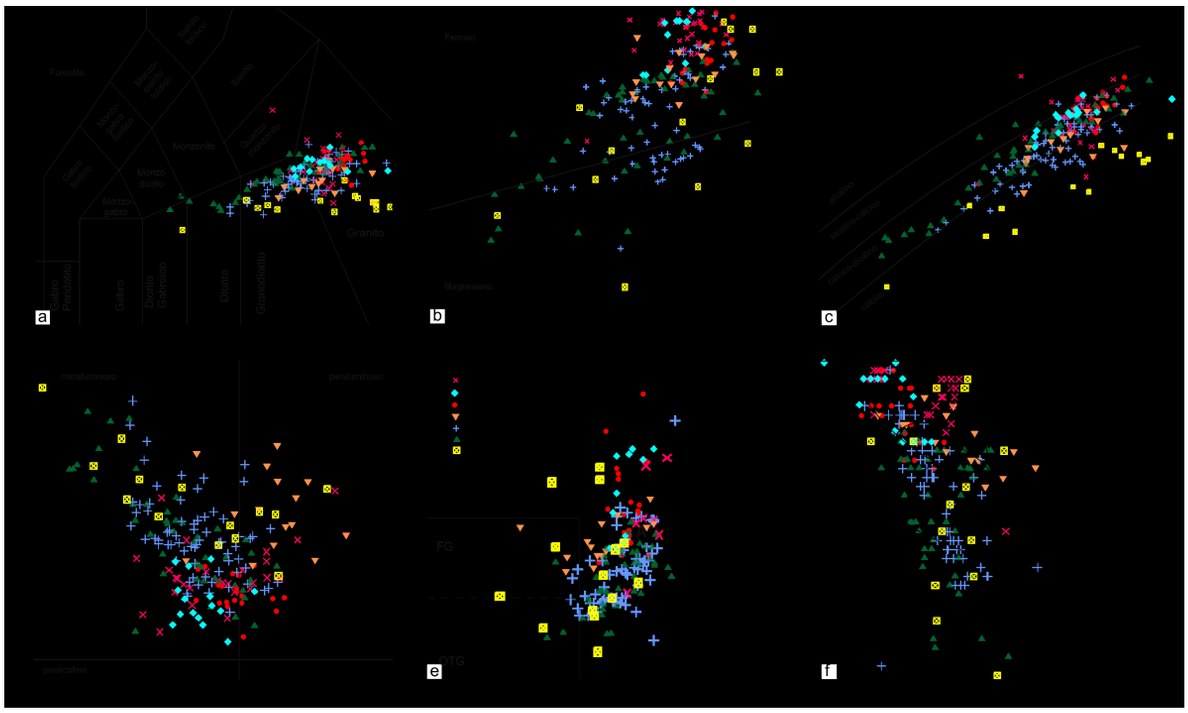


Figura 2. Compilação dos dados geoquimicos da Super Suíte Planalto; a) TAS (Total alkali-silica) diagrama de Middelmost (1994), a linha em negrito separa o campo das rochas alcalinas (acima) e das rochas subalcalinas (abaixo) de Miyashiro (1978); b) diagrama de FeO* vs. SiO_2 (Frost *et al.*, 2001); c) diagrama Na_2O+K_2O-CaO (MALI) vs. SiO_2 (Frost *et al.*, 2001); d) diagrama de saturação em alumina de Shand (1943); e) diagrama de classificação de granitos Tipo-A de Whalen *et al.* (1987); f) diagrama de Dall'Agnol e Oliveira (2007) para granitos Tipo-A. FeO*=FeOt/(FeOt+MgO).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Avelar, V. G., Lafon, J. M., Correia Jr, F. C., & Macambira, E. M. B. (1999). O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, *29*(4), 453-460.

Barros, C. E. D. M., Dall'Agnol, R., Barbey, P., & Boullier, A. M. (1997). Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences*, *10*(3-4), 321-330.

Barros, C. E. D. M., Sardinha, A. S., de Oliveira Barbosa, J. D. P., Macambira, M. J. B., Barbey, P., & Boullier, A. M. (2009). Structure, petrology, geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, *47*(6), 1423-1440.

Costa, H, S, B, D. (2023) Petrografia e aspectos deformacionais dos granitoides sintectônicos de Tucumã (PA) - Província Carajás.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**(3-4):215-233.

Dall'Agnol, R., da Cunha, I. R. V., Guimarães, F. V., de Oliveira, D. C., Teixeira, M. F. B., Feio, G. R. L., & Lamarão, C. N. (2017). Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoarchean ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos*, *277*, 3-32.

Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Gomes, A. C. B., Sardinha, A. S., Santos, P. A. (2012). Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites?. *Lithos*, *151*, 57-73.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, *42*(11), 2033-2048.

Gomes A.C.B., Dall'agnol R. 2007. Nova associação tonalítica trondhjemítica neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTGS com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1):182- 193.

Iddings, J. P. (1892). The origin of igneous rocks. *Bulletin of the Philosophical Society of Washington* 12, 89–214.

Marangoanha, B., de Oliveira, D. C., de Oliveira, V. E. S., Galarza, M. A., & Lamarão, C. N. (2019). Neoarchean A-type granitoids from Carajás province (Brazil): New insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research*, *324*, 86-108.

Marangoanha, B., de Oliveira, D. C., Galarza, M. A., & Marques, G. T. (2020). Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoarchean A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: Petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Research*, *338*, 105585.

Middlemost E, A, K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci Rev* 37:215–224

Miyashiro, A. 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 91–104.

Oliviera, D. C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B. (2022). Geologia regional da província mineral de carajás, sudeste do cráton amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA.*

Oliveira *et al.* (2023). *Simpósio de Geologia da Amazonia*, Santarém.

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A.O., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4):370–415.

Silva, F. F. D., Oliveira, D. C. D., Dall'Agnol, R., Silva, L. R. D., & Cunha, I. V. D. (2020). Lithological and structural controls on the emplacement of a Neoarchean plutonic complex in the Carajás province, southeastern Amazonian craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, *102*, 102696.

Silva, A. S. D., Feio, G. R. L., Alves, J. P. S., Dall'Agnol, R., Almeida, J. D. A. C. D., & Gomes, A. C. B. (2020). Mineralogy, petrology, and origin of the Pedra Branca Suite: a tonalitic-trondhjemitic association with high Zr, Ti and Y, Carajás Province, Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology,* 50.

Silva, F. F. D. (2022). Origem e evolução do complexo granitoide neoarqueano de vila Jussara: implicações para a evolução crustal da província Carajás.

Whalen, J. B., Currie, K. L., & Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to mineralogy and petrology, 95, 407-419.

Shand S. J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore - Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, New York.

Winter, J. D. (2013). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Pearson education.

SUÍTE CHARNOQUÍTICA PIUM: UMA PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA PARA O MAGMATISMO CHARNOQUÍTICO DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Williamy Queiroz Felix[1,2,3]; Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]; Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3]; Aline Costa do Nascimento[1,2,3]; Bhrenno Marangoanha[1,2,3]; Fernando Fernandes da Silva [3,4]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica;

[3]Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides; [4]Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

williamy@ufpa.br; davis@ufpa.br; lucianor@ufpa.br; aline.nascimento@ig.ufpa.br; bhrennomarangoanha@gmail.com; ffernandes@ufpa.br

RESUMO

A Suíte Charnoquítica Pium (SCP) é composta pelos plútons do Diopsídio Norito Pium, Enderbito Café, Charnoquito Rio Seco, e rochas máfico-enderbíticas de Sapucaia, cristalizados em torno de 2,74 ±0,01 Ga. Em termos litológicos, variam de noritos a charnoquitos *lato sensu*. Os plútons da SCP são intrusivos no embasamento mesoarqueano onde estão dispostos segundo o *trend* E-W e NE-SW, e mostram uma relação espaço-temporal com o magmatismo subalcalino do tipo-Planalto. A ascensão e colocação dos magmas geradores da SCP se deu ao longo de zonas de cisalhamento que atuaram como condutos para o transporte de magmas derivados do manto para a crosta superior. Essas rochas exibem texturas ígneas bem preservadas, e localmente apresentam-se deformadas. A SCP mostra ampla variação geoquímica com teores de sílica variando entre 46% e 80%, natureza metaluminosa, magnesiana e comportamento transicional entre as séries cálcico-alcalina e cálcico-alcalina alto-K. Dados geoquímicos e isotópicos sugerem que o Diopsídio Norito Pium foi formado por fusão parcial do manto peridotítico em 2,74 ±0,01 Ga, previamente enriquecido por componentes crustais (εNd_t -2,22 e +0,3). As fácies do Charnoquito Rio Seco mostram evidências de que são comagmáticas, onde os granitos e granodioritos são gerados por cristalização fracionada dos gabronoritos. Os magmas geradores da SCP foram colocados em um cenário pós-colisional neoarqueano (2,74 Ga), definido após o intervalo do pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84 Ga).

PALAVRAS-CHAVE: Charnoquito; Neoarqueano; Carajás; Geoquímica.

INTRODUÇÃO

A Província Carajás, conhecida por sua complexidade geológica e riqueza mineral, abriga uma variedade de rochas charnoquíticas que vem desafiando a compreensão sobre a evolução crustal de terrenos arqueanos. Até o início do século XXI, o termo charnoquito era indiscriminadamente integrados às rochas metamórficas de alto grau da província (e.g., Pidgeon et al., 2000), contudo, estudos posteriores mostraram que se tratavam de rochas ígneas neoarqueanas (Ricci e Carvalho, 2006; Santos et al., 2013). Recentemente, Oliveira et al. (2022) e Silva (2022), a partir da reformulação da proposta de Dall'Agnol et al. (2013), apresentaram um mapa geológico regional atualizado para a Província Carajás (Figura 1), construído a partir de uma revisão e integração de dados gerados pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides

(GPPG) da UFPA aos longo das últimas décadas. Neste contexto, e baseado no mapa de Oliveira *et al.* (2022), este trabalho propõem a Suíte Charnoquítica Pium (SCP) para agrupar os plútons do Diopsídio Norito Pium, Enderbito Café, Charnoquito Rio Seco, e as rochas máfico-enderbíticas de Sapucaia, todas com idade de cristalização de aproximadamente 2,74 ± 0,01 Ga (Teixeira 2013; Santos *et al*., 2013; Feio *et al.*, 2012; Marangoanha *et al*., 2019; Felix et al., 2020;). O termo geográfico "Pium" foi mantido devido ao seu longo histórico e importância regional, conforme as recomendações do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986). Neste contexto, este estudo visa revisar as principais características geológicas e geoquímicas dessas rochas, além de divulgar a SCP. A integração das rochas charnoquíticas de Carajás em uma única suíte litoestratigráfica simplifica a identificação integrada dessas rochas e facilita correlações futuras com outras unidades arqueanas.

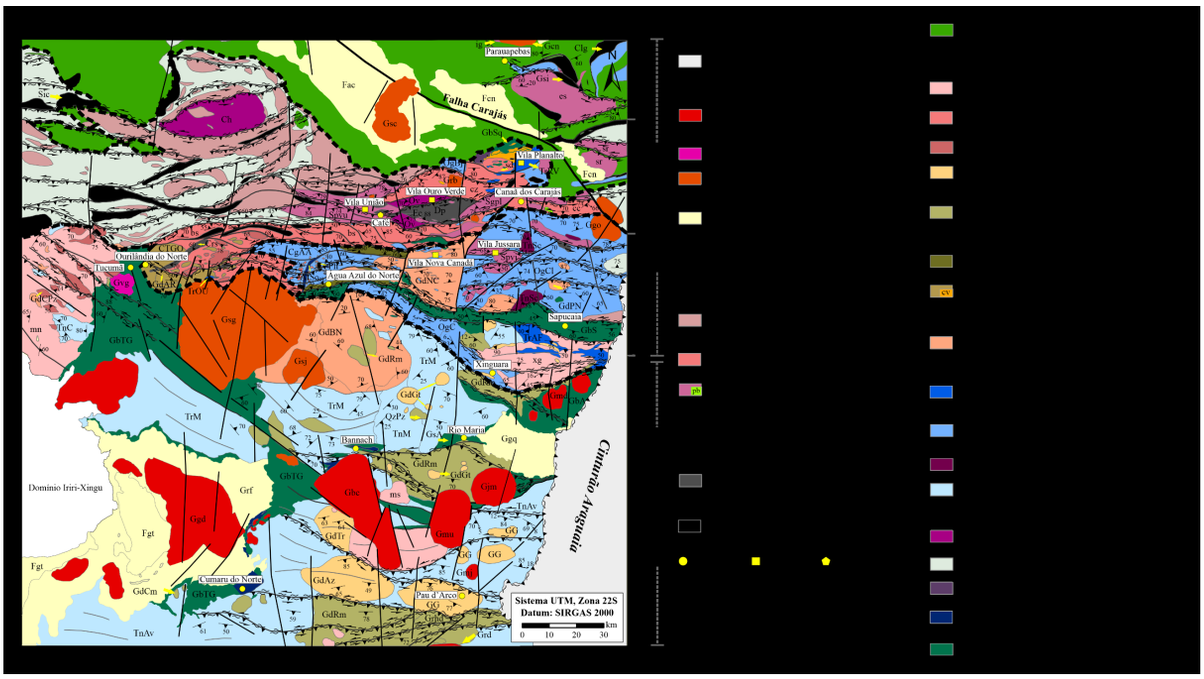


Figura 1. Mapa Regional da Província Carajás proposto por Oliveira *et al*. (2023) publicado neste evento.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A SCP compreende uma variedade de rochas que variam de gabros a granitos (Figura 2a), que podem ser petrograficamente classificados desde noritos até charnoquitos *lato sensu*. Apesar de serem heterogeneamente deformadas, essas rochas mostram texturas ígneas bem preservadas. A SCP é formada por corpos alongados nas direções E-W e NE-SW e intrusivos no embasamento mesoarqueano. Além disso, os plútons da SCP são espacial e temporalmente relacionados com os granitoides do tipo-Planalto (e.g., Feio et al., 2012; Dall'Agnol *et al*., 2017; Silva *et al*, 2020; Marangoanha et al., 2020), com ascensão e colocação de seus magmas controlados por zonas de cisalhamento translitosféricas que atuaram como canais para a migração de magmas derivados do manto para a crosta superior, atingindo níveis de epizona (7,0–10,5 km) (Felix *et al.,* 2020; Marangoanha *et al.,* 2022).

A assembleia mineralógica deste grupo de rochas inclui plagioclásio, piroxênio (enstatita/ferrosilita e augita/diopsídio), quartzo, anfibólio e biotita. Allanita, epídoto, zircão, apatita, magnetita e ilmenita são os minerais acessórios primários. As fases secundárias são sericita, clorita e moscovita. Estas rochas exibem texturas de hidratação, sendo a transformação do piroxênio para anfibólio (textura em coroa) a mais comum (Felix *et al.,* 2020). Rochas com ortopiroxênio, em geral, são cristalizadas sob altas pressões, temperaturas e baixa atividade de fluidos, condições essas, mais restritas quando comparadas aos granitoides com biotita e anfibólio (Dall'Agnol *et al*., 1999). Dados de química mineral em piroxênio mostram que as temperaturas *liquidus* para a formação dos magmas que deram origem as rochas do Enderbito Café e do Charnoquito Rio Seco situam-se entre ~1500 e 1104 ºC (Felix *et al.*, 2020; Marangoanha *et al.*, 2022).

A SCP tem ampla variação geoquímica, em que seus conteúdos de sílica variam entre 46 e 80% (Figura 2a). O Enderbito Café plota no campo da série toleiítica, enquanto o Diopsídio Norito Pium e o Charnoquito Rio Seco têm um comportamento transicional entre as séries cálcico-alcalina e cálcico-alcalina alto-K (Figura 2b). As rochas máficas associadas aos enderbitos de Sapucaia plotam junto com o Diopsídio Norito Pium e com as variedades máficas do Charnoquito Rio Seco, enquanto as amostras mais félsicas apresentam comportamento similar ao do Enderbito Café. As rochas da SCP são essencialmente metaluminosas (Figura 2c) e magnesianas (Figura 2d). O Diopsídio Norito Pium segue um *trend* cálcico-alcalino, enquanto as outras unidades plotam principalmente no campo das rochas cálcicas (Figura 2e).

As diferenças geoquímicas entre as unidades da SCP sugerem que elas não são cogenéticas (e.g., Figura 2f). A natureza toleiítica do Diopsídio Norito Pium indica uma origem a partir de fusão parcial do manto peridotítico (Santos *et al.*, 2013), entretanto, dados isotópicos de Nd obtidos para essa unidade forneceram idade-modelo (T_{DM}) em ~3,1 Ga e valores de $\varepsilon_{Nd(2,74\ Ga)}$ subcondríticos entre –2,8 e –1,6 (Galarza *et al*., 2017), que sugere a participação de uma crosta mesoarqueana (~3,1 Ga) em sua gênese. Tais características geoquímicas e isotópicas indicam que o Diopsídio Norito Pium foi formado por fusão parcial do manto peridotítico previamente enriquecido por componentes crustais reciclados do Mesoarqueano. As fácies do Charnoquito Rio Seco mostram evidências de que são comagmáticas, onde os granodioritos são gerados por cristalização fracionada dos gabbronoritos (Felix *et al.*, 2020). Os quartzo dioritos do Enderbito Café foram formados pela fusão parcial da rochas máficas, e por cristalização fracionada, evoluíram para os tonalitos e trondhjemitos com ortopiroxênio (Marangoanha *et al*., 2022). Os magmas que deram origem a essas rochas foram colocados em um cenário sintectônico pós-colisional neoarqueano, que é definido após o pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84 Ga; Marangoanha *et al.*, 2019; Felix *et al*., 2020).

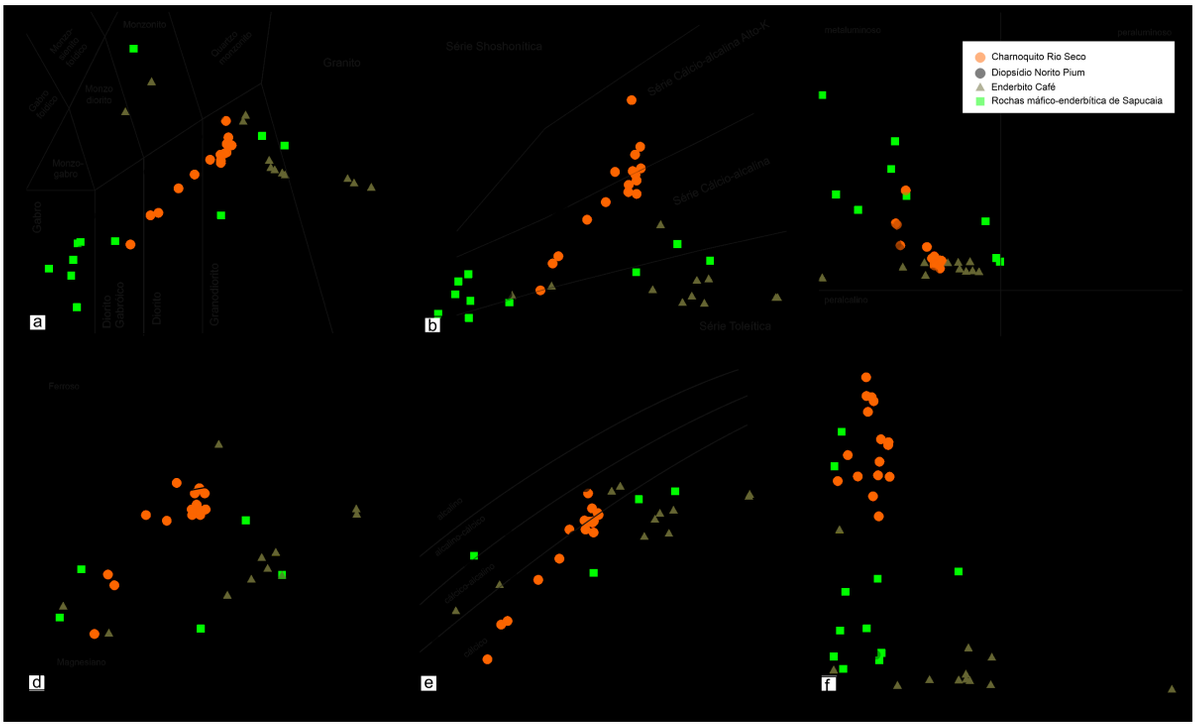


Figura 2. Compilação dos dados geoquimicos da Suíte Charnoquítica Pium; **a)** TAS (*Total alkali-silica*) diagrama de Middlemost (1994); **b)** K_2O vs. SiO_2 campos de Peccerilo e Taylor (1976); **c)** diagrama de saturação em alumina de Shand (1943); **d)** diagrama de FeO* *vs.* SiO_2 (Frost *et al.*, 2001); **e)** diagrama Na_2O+K_2O-CaO (MALI) vs. SiO_2 (Frost *et al.*, 2001); **f)** diagrama Rb/(Zr+Y+Ce+Nb) vs. Zr. FeO*=FeOt/(FeOt+MgO).

CONCLUSÕES

A SCP é composta pelos plútons do Charnoquito Rio Seco, Diopsídio Norito Pium, Enderbito Café, e rochas máfico-enderbíticas de Sapucaia (Oliveira *et al*., 2022). Estas rochas são formadas por *stocks* sintectônicos (origem contemporânea à deformação) alongados nas direções WNW-ESE a E-W. Os plútons da SCP mostram uma relação espaço-temporal com o magmatismo neoarqueano subalcalino do tipo-Planalto. O transporte de seus magmas de seus magmas se deu ao longo de zonas de cisalhamento, que atuaram como canais para a migração de magmas derivados do manto para a crosta superior (7,0–10,5 km). A SCP mostra ampla variação geoquímica (SiO_2 entre 46% e 80%). Essas rochas são dominantemente metaluminosas e magnesianas e exibem comportamento transicional entre as séries cálcico-alcalina e cálcico-alcalina alto-K, que são condições favoráveis para a cristalização de piroxênio. Dados de química mineral em piroxênio forneceram temperaturas *liquidus* entre ~1500 e 1104 ºC para os magmas formadores do Enderbito Café e do Charnoquito Rio Seco. Dados geoquímicos e isotópicos sugerem que o Diopsídio Norito Pium foi formado por fusão parcial do manto peridotítico em 2,74 ±0,01 Ga, previamente enriquecido por materiais crustais reciclados durante o Mesoarqueano. Os líquidos menos evoluídas do Enderbito Café (quartzo diorito) teriam sido formados pela fusão parcial da crosta inferior máfica que, por cristalização fracionada, evoluíram para formar as variedades sódicas (tonalitos e trondhjemitos com ortopiroxênio). Já as fácies do Charnoquito Rio Seco mostram evidências de que são comagmáticas entre si, onde os granodioritos são gerados a partir da cristalização fracionada de magmas de composição similar ao gabronoritos. Os magmas que formaram as unidades da SCP foram colocados em um cenário pós-colisional neoarqueano (2,74 Ga), definido após o pico de metamorfismo regional da Província Carajás (2,89–2,84 Ga).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M., 1999. An experimental study of a lower proterozoic A-type granite from the Eastern amazonian craton, Brazil. *J. Petrol*. 40, 1673–1698. https://doi.org/10.1093/petroj/40.11.1673

Dall'Agnol, R., Oliveira, D. D., Guimarães, F. V., Gabriel, E. O., Feio, G. R. L., Lamarão, C. N., Althoff, F.J., Santos, P.A., Teixeira, M.F.B., Silva, A.C., Rodrigues, D.S., Santos, M.J.P., Silva, C.R.P., Santos, R. D., Santos, P. J. L. (2013). Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás–implicações para a evolução arqueana da Província Carajás-pará. *Simpósio de Geologia da Amazônia,* 13(2013), 1082-1085.

Dall'Agnol, R., da Cunha, I. R. V., Guimarães, F. V., de Oliveira, D. C., Teixeira, M. F. B., Feio, G. R. L., & Lamarão, C. N. (2017). Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoarchean ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos*, *277*, 3-32.

Felix W.Q., Oliveira D.C., Silva L.R., Silva F.F. 2020. Charnockites from Carajás Province, SE Amazonian Craton (Brazil): Petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. *Journal of South American Earth Sciences*, 101:102598. https://doi.org/10.1016/j.jsames. 2020.102598

Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Gomes, A. C. B., Sardinha, A. S., Santos, P. A. (2012). Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites?. *Lithos*, *151*, 57-73.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. Journal of petrology, 42(11), 2033-2048.

Galarza, M.A., Oliveira, D.C., Rodrigues, E.A., Santos, A.N., Martins, A.C., Marangoanha, B., 2017. Neoarchean granitoids (2.73–2.74 Ga) intrusive and associated with the Pium Diopside-Norite, Canaã dos Carajás, Carajás Province (PA). Contribuições à Geologia da Amazônia 10, 225–246

Marangoanha, B., de Oliveira, D. C., & Dall'Agnol, R. (2019). The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, 350, 105275

Marangoanha, B., de Oliveira, D. C., Galarza, M. A., & Marques, G. T. (2020). Crustal anatexis and mantle-derived magmas forming Neoarchean A-type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: Petrological evidence and tectonic control. *Precambrian Research*, *338*, 105585.

Marangoanha, B., Oliveira, D. C. D., Lamarão, C. N., Marques, G. T., & Silva, L. R. D. (2022). Geothermobarometry and geochemical modeling of Archean charnockites from Carajás Province, Amazonian craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, *52*, e20210092.

Middlemost E, A, K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci Rev* 37:215–224.

Oliviera, D. C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B. (2022). Geologia regional da província mineral de carajás, sudeste do cráton amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA* Oliveira et al. (2023) Este Evento SGA, Santarém.

Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eoceno calcalkaline volcanic rocks from the Kastamoru area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A.O., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4):370–415.

Pidgeon R., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: Evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the source of the enderbite. *Chemical Geology*, 166(1- 2):159-171. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00190-4

Ricci, P.S.F., Carvalho, M.A., 2006. Rocks of the Pium-Area, Caraj as Block, Brazil e a deep seated high-T gabbroic pluton (charnockitoid-like) with xenoliths of enderbitic gneisses dated at 3002 Ma e the basement problem revisited. In: *Anais do 8º Simposio de Geologia da Amazonia*. SBG, Manaus, CD-rom.

Santos, R.D., Galarza, M.A., Oliveira, D.C., 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi.* Serie Ciências da Terra 8, 355-382.

SILVA, L. R. D. (2022). Petrogênese e história tectônica dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia (PA)–Província Carajás.

Silva, F. F. D., Oliveira, D. C. D., Dall'Agnol, R., Silva, L. R. D., & Cunha, I. V. D. (2020). Lithological and structural controls on the emplacement of a Neoarchean plutonic complex in the Carajás province, southeastern Amazonian craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, *102*, 102696.

Shand S. J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore - Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, New York.

Teixeira, M. F. B. (2013). Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos de Sapucaia-Província Carajás-PA.

PETROGÊNESE E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO TTG DE OURILÂNDIA-TUCUMÃ (PA): IMPLICAÇÕES PARA UM MODELO DE GERAÇÃO DE CROSTA NA PROVÍNCIA CARAJÁS

Yury Harrison da Costa Reis[1, 2]; Davis Carvalho de Oliveira[1, 2]; Ana Carolina Mendes da Silva [1,2]; Williamy Queirox Felix[1,2]; Luana Camile Silva-Silva[1,2]

[1]Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG);
[2]Universidade Federal do Pará – UFPA

yury.reis@ig.ufpa.br; davis@ufpa.br; a.carolmendes13@gmail.com; williamy@ufpa.br; luana.silva@ig.ufpa.br

RESUMO

Os granitoides TTG da área de Ourilândia-Tucumã, porção centro-oeste da Província Carajás, foram individualizados a partir dos domínios de ocorrência das rochas do Complexo Xingu. A idade de cristalização U-Pb em zircão obtida para estes granitoides é de 3.0 ± 4 Ga. Estes são constituídos dominantemente por tonalitos com trondhjemitos e granodioritos subordinados e podem ser distinguidos em dois grupos: (i) TTG de baixo-ETRP com altas razões $(La/Yb)_N$ e Sr/Y, e (ii) TTG de alto-ETRP, com baixas razões $(La/Yb)_N$ e Sr/Y. A origem do grupo de baixo-ETRP está relacionada à fusão parcial em alta pressão (até 1.5 GPa) de uma fonte anfibolítica/eclogítica na zona de estabilidade da granada, enquanto o grupo de alto-ETRP sugere fusão parcial de uma crosta metabasáltica em baixa pressão (~1.0 GPa), com ausência ou pouca influência da granada no resíduo. Dentro do modelo petrogenético proposto, a fonte teria afinidades com metabasaltos da sequência *greenstone belt* do Grupo Tucumã-Gradaús, em um cenário tectônico de anatexia de uma crosta máfica espessada associada à arcos de ilhas ou fusão parcial da base de platôs máficos em um contexto de tectônica de domos-e-quilhas (TTG de alto-ETRP), seguido por uma tectônica horizontal com subducção de planaltos oceânicos (TTG de baixo-ETRP).

PALAVRAS-CHAVE: Cráton Amazônico; TTG, Mesoarqueano; Evolução crustal; SHRIMP.

INTRODUÇÃO

Os granitoides tipos TTG são importantes indicadores petrotectônicos para compreensão dos processos de formação da crosta continental primitiva da Terra. A composição geoquímica distintiva dos TTGs e sua abundância na crosta arqueana levantaram questões sobre sua origem e processos de formação (Almeida *et al*., 2011; Moyen e Martin 2012, Moyen 2020). Na Província Carajás o reconhecimento das suítes TTG tem avançado significativamente ao longo dos anos. No centro-oeste da província a crosta mesoarqueana é formada por biotita tonalitos de afinidade TTG e leucogranodioritos com texturas ígneas preservadas (Silva-Silva et al., 2020; Silva et al., 2022). Os nossos resultados contribuem para o avanço do conhecimento sobre geologia da área de Ourilândia-Tucumã, propondo um modelo petrogenético para o embasamento TTG que está inserido em um cenário geodinâmico que deverá ter implicações para o melhor entendimento da evolução da crosta mesoarqueana da Província Carajás.

MATERIAIS E MÉTODOS

Mapeamento geológico foi realizado durante a disciplina de Mapeamento Geológico II (MGII) 2019 e 2022, da Faculdade de Geologia da (UFPA). Método U-Pb em zircão *in situ* por SIMS (*sensitive high-resolution ion microprobe* SHRIMP IIe/MC). O estudo em microscópio petrográfico consistiu em: (i) identificação dos minerais e descrição sistemática; (ii) estudo das texturas magmáticas, deformacionais e de alteração; (iii) obtenção de composições modais em 40 amostras e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS. A geoquímica consistiu no tratamento em laboratório na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do (IG) da (UFPA). As análises químicas em rocha total foram realizadas no Laboratório da ALS *Geochemistry Ltda,* maiores detalhes em (www.alsglobal.com). Os diagramas foram geradors nos *softwares GCDkit* 4.1 (*Geochemical Data Tookit*) e *Microsoft Excel versão 11*. Os cálculos do balanço de massa dos elementos principais foram realizados utilizando-se o software GENESIS 4.0 (Teixeira 2005), maiores detalhes em (Silva *et al*., 2022).

RESULTADOS

Geologia

A partir do mapeamento geológico (1:50.000) foi possível individualizar, o que antes era considerado domínio de ocorrência das rochas do Complexo Xingu, um segmento de crosta formado por granitoides de afinidade TTG com ampla dominância de tonalitos com trondhjemitos e granodioritos subordinados. A crosta TTG é intrudida por rochas máfico-ultrmáficas da Suíte Cateté e granitoides miloníticos indiferenciados. Faz contato a sul com as rochas da sequência *greenstone belts* do Grupo Tucumã e com os granitoides das suítes leucograníticas (Silva-Silva *et al*., 2020) e sanukitóides (Silva et al., 2022), e ainda é cortada por diques de orientação preferencial NW-SE (Figura 1a). Feições de migmatização (retrabalhamento) são descritos próximo ao contato com demais tipos de granitoides. No mapa geológico da figura 1a, nota-se que o padrão deformacional dos granitoides TTG segue a orientação geral E-W, no entanto, variações na direção dos planos de foliação milonítica para NE-SW e NW-SE podem sugerir um padrão de distribuição concêntrica. Tais granitoides possuem textura equigranular (hipidiomórfica) média, ocasionalmente fina, bem preservada onde a biotita ocorre como principal mineral ferromagnesiano, seguida pela ocorrência frequente de epídoto magmático, e ocasionalmente por cristais de anfibólio escassos. zircão e titanita ocorrem como fases acessórias primárias.

Geoquímica

Os granitoides TTG mostram importantes diferenças geoquímicas que podem refletir em suas diferentes condições de formação (Halla et al., 2009; Almeida et al., 2011). Na área de estudo tais granitoides são formados por tonalitos e trondhjemitos subordinados, onde o primeiro é mais enriquecido FeO, MgO, CaO e HFSE e apresenta as maiores razões Rb/Sr, enquanto o último possui teores mais elevados de SiO_2, Al_2O_3, Na_2O e Sr, e forte afinidade com a crosta trondhjemítica da Província Carajás (Figura 1b). Já seus padrões de elementos terras raras (ETR) são semelhantes àqueles encontrados nos típicos granitoides TTG arqueanos, sendo que os tonalitos são mais enriquecidos nestes elementos em relação ao padrão mais fracionado dos tipos trondhjemíticos (Figura 1c). As diferenças em seus padrões ETR permitem correlacioná-los com os granitoides TTG de alto e baixo ETR pesados dos crátons Karelian e Kola do Escudo Báltico definidos por Halla et al., (2009). O padrão com baixo ETR pesado também é observado na crosta TTG da Província Carajás e se aproxima daquele fornecido pelos trondhjemitos da área de estudo.

Geocronologia

As idades apresentadas neste trabalho foram obtidas através do método U-Pb em zircão com análises realizadas em um microscópio iônico SHRIMP II do Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução da Universidade de São Paulo. Os cristais analisados, em geral, são incolores, apresentam forma euédrica, hábito prismático pouco alongado e bipiramidal, comprimento variando entre 175-250 µm, são pouco fraturados, e com zoneamento oscilatório concêntrico (Figura 1d). Ao todo,16 cristais de zircão foram utilizados para o cálculo da reta discórdia com intercepto superior em **3002 ± 4 Ma** (MSWD = 1,4; 2σ), onde 15 deles forneceram uma média ponderada $^{207}Pb/^{206}Pb$ de idade em **3001 ± 3 Ma** (MSWD = 1,04; 2σ) e 8 cristais forneceram uma idade Concórdia de **3001 ± 6 Ma** (MSWD = 0,018; 2σ), interpretadas como idade de cristalização da rocha (Figura 1d). Tais idades são ligeiramente mais antigas do que aquelas da crosta TTG (trondhjemítica) da Província Carajás (2,92 – 2,94 Ga; Almeida *et al*., 2011).

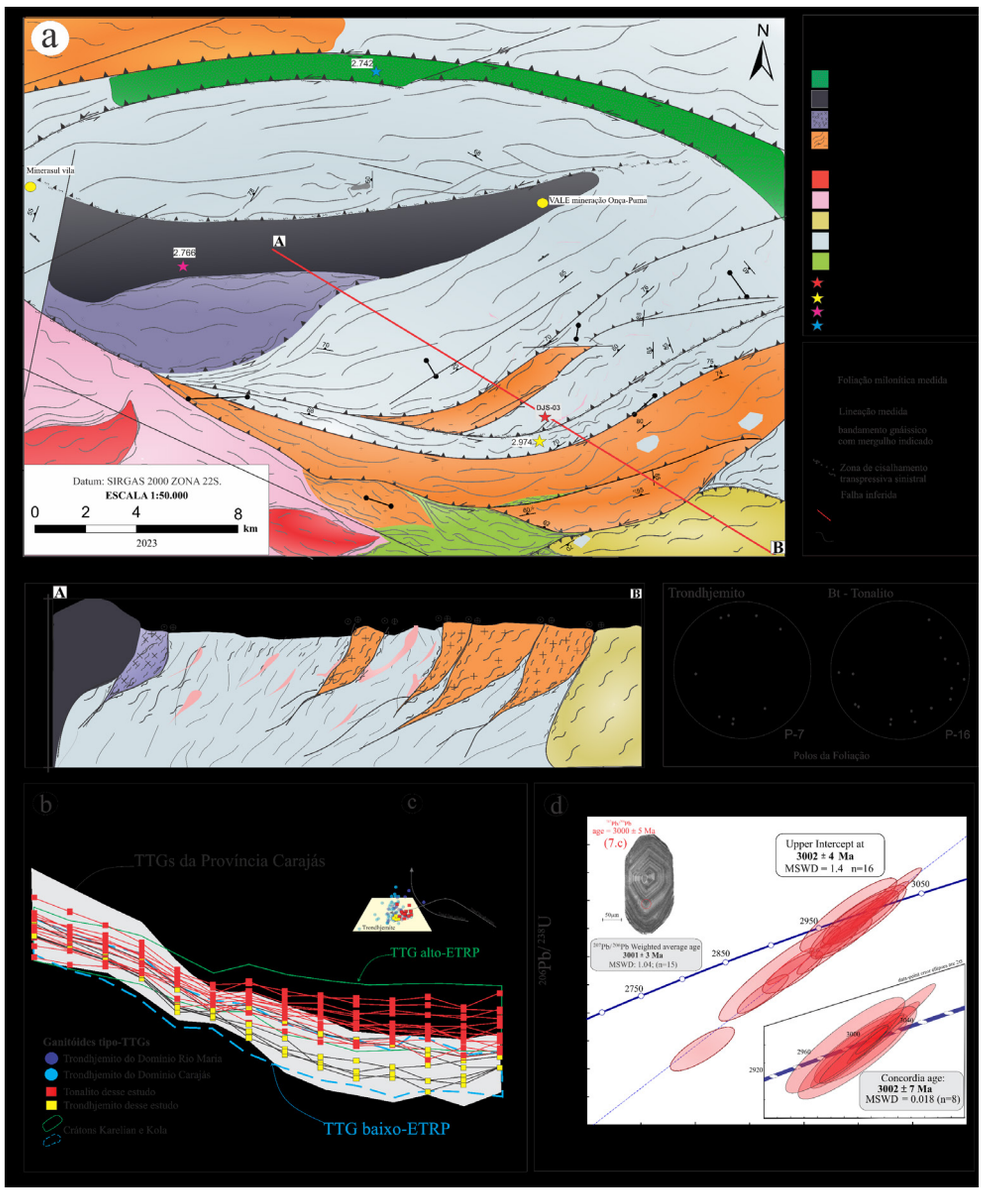


Figura 1: a) Proposta de mapa geológico para o norte da área de Ourilândia-Tucumã. b) Diagrama *spider* normalizado para os valores condríticos de Evensen et al., (1978). d) Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP em zircão para o TTG de Ourilândia-Tucumã. c) Diagrama ternário Na-K-Ca de classificação química de rochas TTG (Barker e Arth. 1976).

DISCUSSÕES

O comportamento geoquímico distinto de granitoides TTG pode estar relacionado às variações na profundidade (pressão) em que seus magmas foram gerados, ou até mesmo às diferenças na rocha-fonte (Halla et al., 2009, Almeida *et al.*, 2011, Moyen *et al.*, 2020). No diagrama ternário (Ba+Sr)/1000 x 1/Er x Er (Heilimo *et al.*, 2010), nota-se forte afinidade da variedade tonalítica com fontes sem granada (alto ETR pesados), enquanto os trondhjemitos incidem no campo de granitoides com granada na fonte (baixo ETR pesados; Figura 2b). Os TTGs de Ourilândia-Tucumã apresentam médias e baixas razões La/Yb, sendo que aquelas dos trodhjemitos são ligeiramente mais elevadas (depletados em Yb e Y) em relação aos tipos tonalíticos (Figura 2a). A ausência de altas razões La/Yb, notadas em composições globais de TTGs, distinguem os granitoides estudados daqueles que formam a crosta TTG (trondhjemítica) da Província Carajás e dos granitoides de alto ETR pesados dos crátons Karelia e Koala. Tais granitoides interceptam as curvas de estabilidade da granada a partir de diferentes graus de fusão da *slab melting* na fácies anfibolito (tonalito) e eclogito (trondhjemito). Com base nesses indicadores, o modelo petrogénetico proposto para os TTGs de Ourilândia-Tucumã envolve a fusão parcial, em diferentes condições, de metabasaltos pertencentes aos *greenstones belts* do Grupo Tucumã-Gradaús. Para os granitoides de baixo ETR pesados (moderadas razões La/Yb), sugere-se a fusão em fácies anfibolito/eclogito (com granada no resíduo) sob pressões intermediárias a altas (1,0–1,5 GPa). Já aqueles de alto ETR pesados (baixas razões La/Yb) seriam gerados sob pressões inferiores (≤ 1,0 GPa) fora do campo de estabilidade da granada (± granada no resíduo) - Figura 2b. Um provável cenário seria a partir de uma protocrosta máfica primitiva associada à delaminação vertical em um contexto de tectônica de tampa estagnada para tampa móvel (gotejamento), tem se mostrado plausível para a geração das variedades de TTGs em um contexto de tectônica de domos e quilhas, pré tectônica de placas, ou o que marcaria a transição desses estilos (Nebel *et al.,* 2018; Cawood *et al*., 2018).

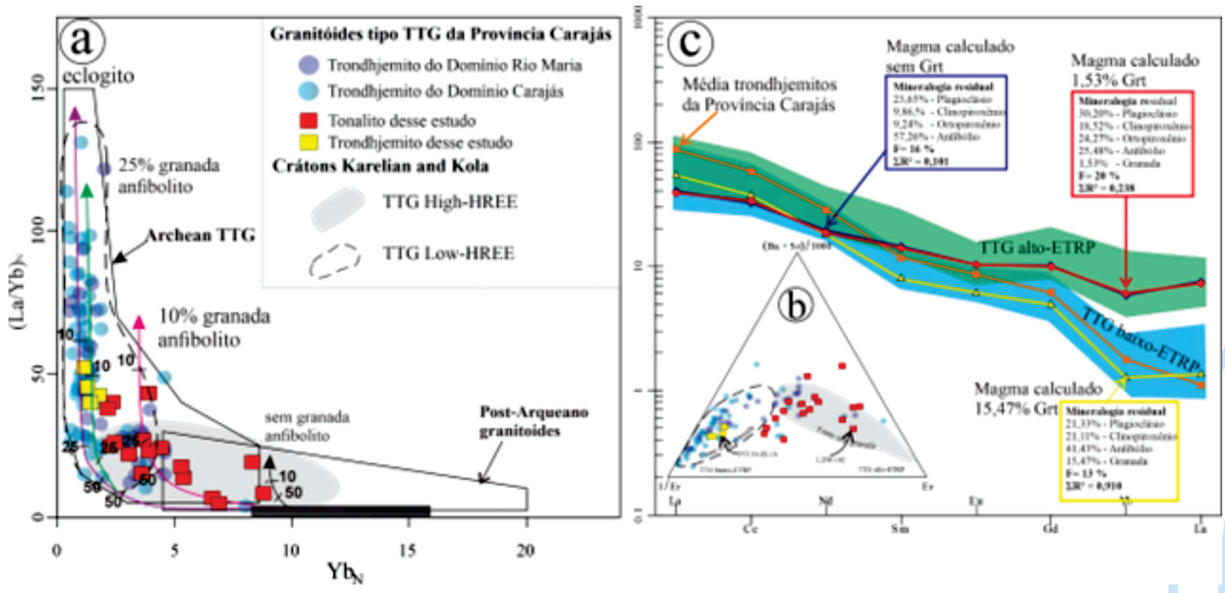


Figura 2. Petrogênese dos TTGs de Ourilandia do Norte e Tucumã: a) diagrama de razão La/Yb *vs* Yb mostrando as curvas de estabilidade da granada (Martin 1987; Drummond e Defant, 1990); b) diagrama de fontes (Heilimo *et al.*, 2010); c) *spider plot* normalizado para o condrito de (Evensen *et al.*, 1978) com os campos de (Halla *et al.*, 2009) e Padrão ETR dos líquidos resultantes do modelamento geoquímico para geração de magma tipo similar aos TTGs deste estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *recambriam Research*, **187**(1–2):201–221.

Avelar V.G., Lafon J.M., Correia JR, F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências,* **29**(4):453–460.

Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**: 596–600.,

Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Pisarevsky S.A., Dhuime B., Capitanio F.A., Nebel O. 2018. Geological archive of the onset of plate tectonics. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, **376**, 20170405.

Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth by slab melting: archean to modern comparison. *J. Geophys*. **Res. 95**, 21503–2152.

Evensen N.M., Hamilton P.T., O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochemical et Cosmochemical Acta, 39:55–64

Halla J., Van Hunen J., Heilimo E., Holtta P. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoarchean plate tectonics. *Precambrian Research*, **174**:155–162.

Heilimo E., Halla J., Hölttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**(1–4):27–39.

Justo A.P., Dantas E.L., Freitas-Silva F.H., Rodrigues J.B. 2019. Detrital Zircon Populations inthe Neoarchean to Paleoproterozoic Sedimentary Coverage of Carajás, Amazon Cráton, Brazil. *In*: 49º *Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, Rio de Janeiro.

Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoarchean magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (Eastern Amazonian Craton, Brazil). *In*: 31º International Geological Congress. Rio de Janeiro, *Abstracts,* 1 CDrom.

Martin H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol*., **28**: 921–953.

Moyen J.F. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148**: 312–336.

Moyen J.F., 2020. Archean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin, *In*: Dey S. & Moyen J.F. (Eds) *Archean Granitoids of India: Windows into Early Earth Tectonics. Geological Society*, London, Special Publications, 489 p.

Nebel O., Capitanio F.A., Moyen J.F., Weinberg R.F., Clos F., Nebel-Jacobsen Y.J., CawoodP.A. 2018. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci*., **376**:20180103.

Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Guimarães A.V. 2013b. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio GoeldiCiências Naturais*, **8**(3):257–290.

Silva-Silva L.C., Oliveira D.C., Souza D.B. 2020. Geology and geochemical constraints on the origin of the Mesoarchean granitoids from Carajás province, Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **100**:102–568.

Silva L.R., Oliveira D.C., Nascimento A.C., Lamarão C.N., Almeida J.A.C., 2022 The Mesoarchean plutonic complex from Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications, *Lithos*, 432-433.

TECTÔNICA E EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DEFISSÃO EM APATITA NA REGIÃODO CINTURÃO ARAGUAIA

Aline Carla de Pina Barros[1]; CandidoAugustoVelosoMoura[2]; Maria Lidia Vignol Lelarge[3]; Paulo Sergio de Sousa Gorayeb[2]

[1]Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM; [2]Universidade Federal do Pará-UFPA;[3] Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

aline.barros@sgb.gov.br; candido@ufpa.br; lidia.vignol@ufrgs.br; gorayebp@ufpa.br

RESUMO

Estetrabalhoapresentaaaplicaçãodométodotraçosdefissãoemapatitaemrochasdo Cinturão Araguaia (CA), que constitui o embasamento oestedabaciado Parnaíba, e em diquesmáficos intrusivos neste cinturão. As idades traços de fissão em apatita nos gnaissese xistos situam-se entre 123 Mae 66Ma e nos diques variam de 52Maa 45Ma. Isso mostra que o magmatismo de idade 130Ma responsável pela abertura do Atlântico Sul, que afetou as bacias paleozoicas brasileiras, incluindo a bacia do Parnaíba também está registrado nas rochas deste cinturão. Da mesma forma, o magmatismo Penatecaua, relacionado à abertura do Atlântico Norte, é observado apenas no CA nas modelagens das idades, a partir de 200 Ma. Além disso, as modelagens térmicas registram eventos de subsidência no final do Cretáceo Superior e início do Paleogeno, indicativo de tectônica onde interagiram as placas Sul-Americana, do Caribe e de Nazca. Finalmente são registrados eventos soerguimento de idades entre 20Ma e 5Ma, que atuaram também na Bolívia e nos Andes.

PALAVRAS-CHAVE: Cinturão Araguaia; Bacia do Parnaíba; Traços de Fissão em Apatita.

INTRODUÇÃO

O Cinturão Araguaia (CA) está inserido na Província Tocantins como uma unidade geotectônica do Neoproterozoico situada na borda oriental do Cráton Amazônico, e representa um importante segmento crustal da sucessão de eventos orogênicos que resultaram na colagem que edificou o supercontinente Gondwana (Almeida *et al,* 1981) (Figura 1). Este cinturão é constituído, predominantemente, por rochas metassedimentares e, restritamente, por suítes magmáticas. Na porção leste do CA ocorrem janelas tectônicas onde afloram rochas arqueanas e paleoproterozoicas do embasamento (Assis *et al*. 2021). Em toda extensão do cinturão ocorrem rochas máficas e ultramáficas alojadas concordantemente ou discordantemente às estruturas deste Cinturão (Gorayeb *et al*. 2023), além de diques máficos cortando as rochas metassedimentares (Cruz e Gorayeb 2020). Plútons graníticos sin a tarditectônicos estão alojados nas rochas metassedimentares de mais alto grau metamórfico do CA (Gorayeb *et al.*2020).

O CA corresponde ao embasamento oeste da Bacia do Parnaíba, uma sinéclise paleozoica intracratônica constituída por uma sucessão de rochas sedimentares dividida em cinco grandes sequências deposicionais delimitada por discordâncias, das quais três iniciaram o processo de de posição no Paleozoico e duas foram depositadas no Mesozoico (Vaz *etal.,*2007).

Neste trabalho são apresentados estudos termocronológicos em traços de fissão emapatita (TFA) com o objetivo de identificar os processos tectônicos que ocorreram no CA no Fanerozoico e que também afetaram as rochas da bacia do Parnaíba. A determinação da idade desses eventos contribui para a avaliação do potencial de geração e preservação de hidrocarbonetos nesta bacia.

Oestudo foirealizado em 12 amostras derochas do segmento nortedo CAeincluem os gnaisses do Complexo Colméia (Mesoarqueano), o Gnaisse Cantão (Orosiriano), o Granito Ramal do Lontra e o Granodiorito Presidente Kennedy (Ediacarano), xistos da Formação Pequizeiro (Ediacarano) e diques máficos (Jurássico).

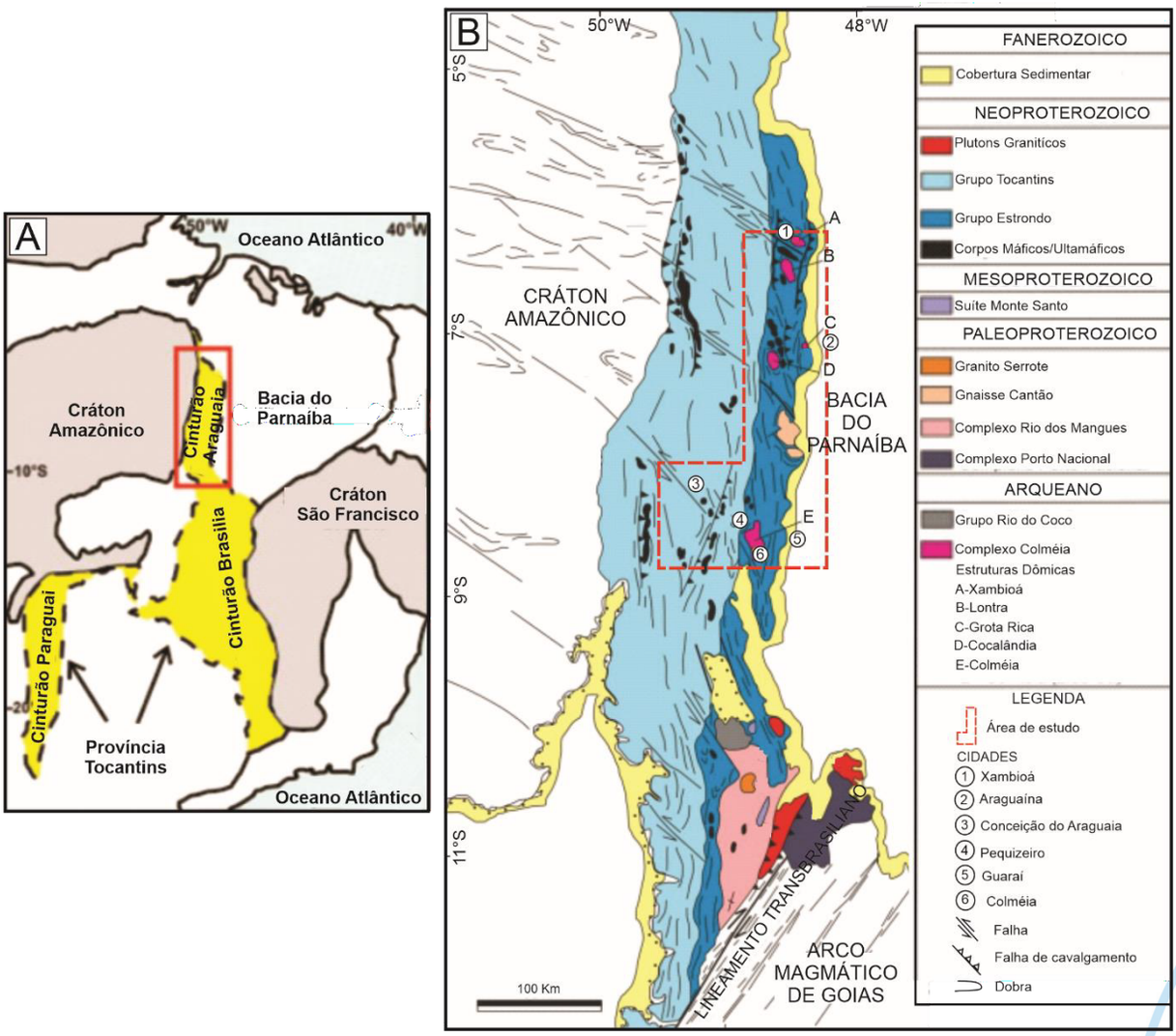


Figura 1. A) Cinturões neoproterozoicos Araguaia, Paraguai e Brasília da Província Tocantins. B) Mapa geológico simplificado do Cinturão Araguaia. Adaptado de Gorayeb *et al.* (2008) e Assis *et al.*(2021).

MATERIAISEMÉTODOS

As análises TFA foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará(UFPA) e no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). As amostras foram trituradas, pulverizadas, peneiradas, em seguida

passaram por separação magnética e por lÍquido denso (bromofórmio). Depois foi realizada a triagem dos grãos de apatita para montagem em resina epóxi. Posteriormente, os grãos foram polidos e atacados quimicamente. Estas amostras foram montadas em pilhas juntamente com detector externo, padrões e do símetros para serem irradiadas. Ao retornar da irradiação, os detectores externos foram atacados quimicamente para a revelação dos traços de fissão induzidos. A contagem e medição dos traços foram feitas utilizando um microscópio biológico Zeiss Axio Z2m^2. Para aquisição dos dados foiutilizado o software Work Tracks e para a determinação das densidades de traços, comprimentos confinados e Dpar (ângulo formado entre o eixo C do cristal e a inclinação do traço confinado) foi utilizado o software Fast Tracks. Todas as idades TFA apresentadas neste trabalho foram calculadas como idade central segundo o cálculo do Dunkl (2002). A obtenção das histórias térmicas foi feita com o software HeFTy proposto por Ketcham (2017).

RESULTADOS

As amostras apresentaram idades TFA entre 123 Mae 45M aonde foram datados de 27 a 41 grãos (Tabela1). Todas as amostras passaram no teste deχ^2 o que indica, estatisticamente, que para cada uma delas, os grãos individuais pertencem a uma única população. Os valores médios de DPar situam-se entre 0,68 µm a 1,69 µm para um total de 1372 medidas, equivalendo-se à composição de fluorapatitas (Donelick 2005).

Asmodelagenstérmicasforamrealizadasem6amostras(DA-25,PK-18,AB-07,AB- 10, AB-01 e AB-18) em função do número reduzido de traços confinados. Estas modelagens estão coerentes com os controles geológicos utilizados, os histogramas de frequência dos traços confinados são todos unimodais, com predominância de traços curtos (< 13µm) e raros traços longos.

DISCUSSÃO

As amostras de gnaisse do Complexo Colméia coletadas na estrutura dômica de Xambioá apresentaram idades TFA de 98Ma (AB-2) e 123Ma (AB-1). O gnaisse desse complexo amostrado na estrutura dômica de Grota Rica apresentou idade TFA de 122M a (AB- 18). Na amostra AB-10, gnaisse da estrutura dômica de Colméia, foi obtida idade TFA de 104Ma. A amostra AB-07 do Gnaisse Cantão apresentou idade TFA de 103 Ma. Esses gnaisses do embasamento do CA foram submetidos ao metamorfismo no Ediacarano cujo resfriamento registrou idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ em torno de 500 Ma (Pinheiro 2016).

A amostra de xisto da Formação Pequizeiro (AB-06) metamorfizada no Ediacarano apresenta idade TFA de 52Ma. Duas rochas graníticas (~540Ma) alojadas nas sucessões de maisalto grau de metamorfismo CA, fornecer amidades TFA de 66Ma (AB-03, Granito Ramal do Lontra) e 77 Ma (PK-18, Granodiorito Presidente Kennedy).

Os diques máficos (DA-12, DA-15, DA-18 e DA-25) intrudidos nas rochas do CA apresentar amidades TFA variando entre 45 Mae 53Ma. Estes diques podem ter sido formados nos eventos de magmatismo Penatecaua de 200 Mae/ou no evento de magmatismo responsável pela abertura do Atlântico Sul de aproximadamente 130Ma.

As histórias térmicas obtidas na modelagem sugerem que as amostras começam a registrar eventos de exumação contínuo a partir do Triássico até o Cretáceo. Todas as amostras registram eventos a partir de 200 Ma, podendo ser um indicativo de que o magmatismo Penatecaua aqueceu estas rochas a ponto de apagar a história pretérita dos traços de fissão da apatita. Este aquecimento é corroborado por idades de traços de fissão em zircão de gnaisses do embasamento do CA que registram fortemente a influência deste magmatismo do Jurássico (Dias *et al*. 2017), o que fortalece a hipótese de que os diques máficos do CA são contemporâneos ao magmatismo Penatecaua. A temperatura de fechamento na apatita é ~110/120°C enquanto no zircão é ~ 220/240°C (Gallagher *et al.,* 1998, Brandon *et al.,* 1998). A história térmica registra eventos de subsidência no final do Cretáceo e início do Paleogenoqu e podem estar associados a um acinemática transformante dextralenvolvendo as placas Sul-Americana, do Caribe e de Nazca (Campos e Teixeira 1988) esão identificadas por Pina (2010) e Negrão (2011).

Ocorrem ainda eventos de idades entre 20 Ma e 5 Ma, que podem indicar reativação de antigas zonas de transcorrência. Tais eventos têm sido identificados também na Bolívia no final do Eoceno ao início do Mioceno e na Zona Interandina passagem Mioceno-Plioceno (Barnes *et al*. 2008).

Tabela 1. Dados analíticos traços de fissão das amostras da região do Cinturão Araguaia.

Amostra	*n*	Área*(cm²)*	*re (x10E+5) (Ne)*	*ri (x10E+5) (Ni)*	*Dpar Média*	*Teor U(%)*	*P(c²) (%)*	*Idade TF ± sd(Ma)*	*Lc ± σ (mm) [Nt]*	*Desviopadrão (mm)*
DA-18	27	1,810E-04	2,596 (47)	1,546 (28)	1,4	11,8	100	45,23±11,3 *[26-93]*	-	-
DA-15	28	2,711E-04	2,619 (71)	1,438 (39)	1,5	11,3	100	49,0 ±10,4 *[20-107]*	-	-
DA-12	39	3,750E-04	3,412 (128)	1,733 (65)	1,7	13,3	100	53,0±8,9 *[26-133]*	-	-
DA-25	41	4,418E-04	2,241 (99)	1,13 (50)	1,4	8,7	100	53,3±10 *[22-107]*	7,84±0,78 *[100]*	1,79
AB-03	40	4,383E-04	3,946 (173)	1,597 (70)	1,3	12,3	100	66,49±10,6 *[26-186]*	-	-
PK-18	37	4,166E-04	9,861 (387)	3,425 (137)	1,5	25,2	99,8	*77,38±9,6 [32-212]*	8,78±0,57 *[51]*	1,77
AB-06	29	2,423E-04	4,622 (112)	2,352 (57)	0,7	18,1	100	52,92±9,4 *[26-133]*	-	-
AB-02	33	2,472E-04	5,622 (139)	1,537 (38)	1,5	11,8	100	98,17±19 *[26-212]*	-	-
AB-07	41	4,408E-04	11,979 (528)	3,108 (137)	1,3	23,9	98,5	103,3±12,4 *[53-569]*	6,78±1,67 *[17]*	1,60
AB-10	33	3,683E-04	1,414 (521)	3,285 (121)	1,4	25,2	100	104±13,3 *[53-264]*	9,41±0,91 *[60]*	1,57
AB-01	39	6,279E-04	8,616 (541)	1,863 (117)	1,6	14,3	98,8	123,8±15,3 *[45-494]*	7,25 ±1,6 *[20]*	1,32
AB-18	37	5,116E-04	8,948 (475)	1,950 (98)	1,4	14,7	100	122,8±16,52 *[53-444]*	9,28±1,53 *[37]*	1,33

n=número de cristais de apatita datados; **re**=densidade de traços espontâneos; Ne = número total de traços espontâneos; **ri**=densidade de traços induzidos; Ni = número total de traços induzidos determinados na amostra; Número total de traços induzidos no dosímetro CN5 Nd=60000; Zeta= 360.38±26.27; Lc= média dos comprimentos dos traços confinados; σ=erro associado; Nt= número de traços confinados medidos para cada amostra; Densidade de traços induzidos no dosímetro RhoD=1,5 E+05 tr/cm2. A dispersão da idade de todas as amostras foi 0. A cor verde na tabela indica rocha ígnea intrusiva, a cor rosa indica rocha ígnea extrusiva e a cor amarelo indica rochas metamórficas.

CONCLUSÕES

As idades TFA e as modelagens térmicas das rochas do CA marcaram eventos que ocorreram também na bacia do Parnaíba. A história térmica revelada pelos TFA começa a ser registrada a partir de 200 Ma, indicativo do apagamento da história pretérita possivelmente devido ao magmatismo jurássico presente no CA e na bacia do Paranaíba. Além disso, são observados eventos de tectônica responsável pela formação do Atlântico Sul de ~130Ma. Registra-se ainda eventos de tectônica no final do Cretáceo e início do Paleogeno, além de tectônica do Eoceno-Mioceno e Mioceno-Plioceno.

REFERÊNCIAS BIBLIOTECAS

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-ScienceReviews*,**17**:1-29.

Assis C.R.F., Moura C.A.V. Milhomem Neto J.M. Dias A.N.C. 2021. Zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope systematics of the Araguaia Belt basement Rocks: Evidence of links with the southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **356**:106090.

Barnes J.B., Ehlers T.A., McQuarrie N., O'Sullivan P.B., Tawackoli S. 2008. Thermochronometer record of central Andean Plateau growth, Bolivia. *Tectonics, vol. 27*.

Brandon, M., M. Roden-Tice, and J.Garver (1998). Late Cenozoicex humation of the Cascadia accretionarywedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Geol. Soc. Am. Bull., 110.* p.985-1009.

Campos J.N.P. e Teixeira L.B. 1988. Estilos tectônicos da Bacia do Amazonas. *In:* 35º Congresso Brasileiro de Geologia, 35. 1988. Belém. *Anais*... v. 5, p. 2161-2172.

Cruz D.J.N. e Gorayeb P.S.S. 2020. Geology and petrology of the mafic dike swarms of the Araguaia Belt: Evidence for distinct events of intracontinental magmatismin central-northern Braziland correlations withlarge igneous provinces. *Journal of South American Earth Sciences,* **100**:102563

Dias A.N.C., Moura C.A.V., Milhomem Neto J.M., Chemale Jr. F., Girelli T.J., Masuyama K.M. 2017. Geochronology and thermochronology of thegneisses of the Brasiliano/Pan-African Araguaia Belt: Records of exhumation of West Gondwana and Pangea break up. *Journal of South American Earth Sciences,* 80:174-191.

Donelick R.A. 2005. Apatite fission-track analysis. *Rev. Miner. Geochem.* **58**, p.49-94. https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.3

DunklI.2002.TRACKKEY: Awindows program forcal culation and graphical presentation of fissiontrack data. *Comput.Geosci.,***28**,3–12.

Gallagher, K., Brown R., Johnson C. 1998. Fisssion track analysis and its applications to geological problems, Annu. *Rev. Earth Planet.* Sci., **26**. p.519-572.

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do Parque Estadual da Serra dos Martírios- Andorinhas e região adjacente, in: Gorayeb, P.S.S. (Ed.), Parque Martírios-Andorinhas: Conhecimento, História e Preservação. EDUFPA, Belém. p. 53–75.

Gorayeb, P.S.S., Cordani, U.G., Silva Neto, J.J.A., Sato, K., Maurer, V.C. 2020. U–Pb SHRIMP zircon ages of Ediacaran-Cambrian granitic bodies in central Brazil: Implications for the tectonic evolution of the Araguaia belt. *Journal of South American Earth Sciences,* **104**:102804

Gorayeb P.S.S., Barros, G.S., Moura C.A.V., Dantas, E.L., Assis C.R.F. 2023. Scapolite metagabbros of the Xambica Suite: A Tonian OIB magmatism in the crustal evolution of the Araguaia Belt. *Journal of South American Earth Sciences,* **123**:104217.

Ketcham R.A. (2017). HeFTy, Version 1.9.3. Austin: University of Texas.

Negrão S.C.B. 2011. *Datação pelo método de traços de fissão em apatita da região da estrutura dômica de Monte Alegre, Bacia do Amazonas (PA)*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 107 p.

Pina A.C.M. 2010. *Termocronologia por traços de fissão em apatita da borda sul da Bacia do Amazonas, na região de Itaituba (PA).* Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 126p.

Pinheiro B.L.S., 2016. *Petrologia e Geotermobarometria das rochas metamórficas do Cinturão Araguaia: região de Xambioa-Araguanã (TO).* Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, 262 p.

Vaz P.T., Rezende V.G.A.M., Wanderley Filho J.R., Travassos W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás,* Rio de Janeiro, **15(2)**: 253-263.

MICROESTRUTURAL DE ROCHAS DA PORÇÃO OESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ - PA

Antônio Alessandro de Jesus Braga [1]; Laiene Catarina dos Santos Viana[1]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

antonio.braga@ufopa.edu.br; laiene.viana@hotmail.com

RESUMO

A área englobada por esta pesquisa está situada na região oeste do Pará, ao sul da cidade de Uruará, geologicamente inserida no Domínio Bacajá. Representa um terreno complexo, no qual atuaram processos orogenéticos associados ao Ciclo Transamazônico (2,01-2,26 Ga), abrangendo magmatismo, deformação e metamorfismo. O objetivo desta pesquisa foi focado na descrição de microestruturas a fim de entender os processos deformacionais, bem como estimar condições de temperatura nas quais se formaram. As rochas analisadas foram classificadas como gnaisse de composição tonalitica, a granodioritica, onde foram identificadas microestruturas de recuperação, recristalização por protuberância (BLG), rotação de subgrãos (SGR) e migração de limite de grãos (GBM), além de outras mais específicas, como o arranjo em "tabuleiro de xadrez" e pertita em "chamas". Essas microestruturas permitiram estimar um intervalo de temperatura média entre ~500 ºC a ~700 ºC, com pico de ~850 ºC e mínima de 300 ºC. As descontinuidades em cristais de feldspato podem sugerir que os mecanismos rúpteis não foram dominantes, mas atuaram para que os defeitos de borda facilitassem a recristalização. Apesar de não terem sido reveladas microestruturas provenientes de cristalização de fundido, a presença de rochas de alto grau, como os migmatitos, é uma ideia relevante, principalmente em função das feições de campo, as quais se mostram semelhantes a paleossoma e neossoma. Estudos anteriores feitos na região já sugeriram esta possibilidade.

PALAVRAS-CHAVE: mecanismos de recristalização; recristalização por proeminência; rotação de subgrãos; migração de borda de grão.

INTRODUÇÃO

As microestruturas em rochas são respostas ao estresse, deformação, temperatura, podendo ser relacionados a reações químicas e eventos com abrangência maior (Passchier e Trouw, 2005), como colocação de corpos, metamorfismo e estágios orogenéticos. O que ocorre em microescala, é observado em mesoescala e macroescala. Alguns fatores envolvidos no processo de deformação são composição mineralógica, presença de fluidos intergranulares, tamanho de cristais, trama preferencialmente orientada, porosidade e permeabilidade (Pluijm e Marshak, 2004). Além desses fatores, outros processos, como metamorfismo, podem ter contribuído para a trama final e nova assembleia mineral estável da rocha e estruturas anteriores a deformação podem ser apagadas.

Autores como Pluijm e Marshak (2004), Vernon (2004) e Passchier e Trouw (2005) descrevem os processos que ocorrem em nível intracristalino. Estes processos referem-se aos mecanismos de deformação que geram as microestruturas dúcteis, que neste trabalho, foram o principal objeto de estudo. Estes autores e suas obras foram fundamentais no desenvolvimento desta pesquisa.

As microestruturas desempenharam papel fundamental na determinação de condições de temperatura, pressão, e processos deformacionais atuantes nas rochas das unidades litológicas mapeadas. Desta forma, espera-se contribuir com novas informação para o melhor entendimento acerca do Domínio Bacajá

MATERIAIS E MÉTODOS

A área escolhida para esta pesquisa localiza-se no extremo Oeste do Domínio Bacajá (Figura 1), o qual representa parte da província Transamazonas (Santos, 2003) ou província Maroni-Itacaiúnas (Tassinari e Macambira, 2004). A pesquisa foi desenvolvida em três fases: pré campo, campo e pós campo. A primeira envolveu pesquisa bibliográfica acerca de microestruturas e mecanismos de deformação, além do contexto geológico. A segunda fase representou uma etapa de campo para descrição de afloramentos, tomada de atitudes e coleta de amostras. Por fim, foram confeccionadas lâminas delgadas para petrografia e, posterior, desenvolvimento do artigo.

A descrição petrográfica foi feita no Laboratório de Microscopia da Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA) com auxílio do microscópio da marca *Leica*, modelo DM750P, com mesa giratória, luz transmitida e objetivas de 5x, 10x, 20x e 50x. A petrografia embasou a classificação as rochas, bem como das microestruturas.

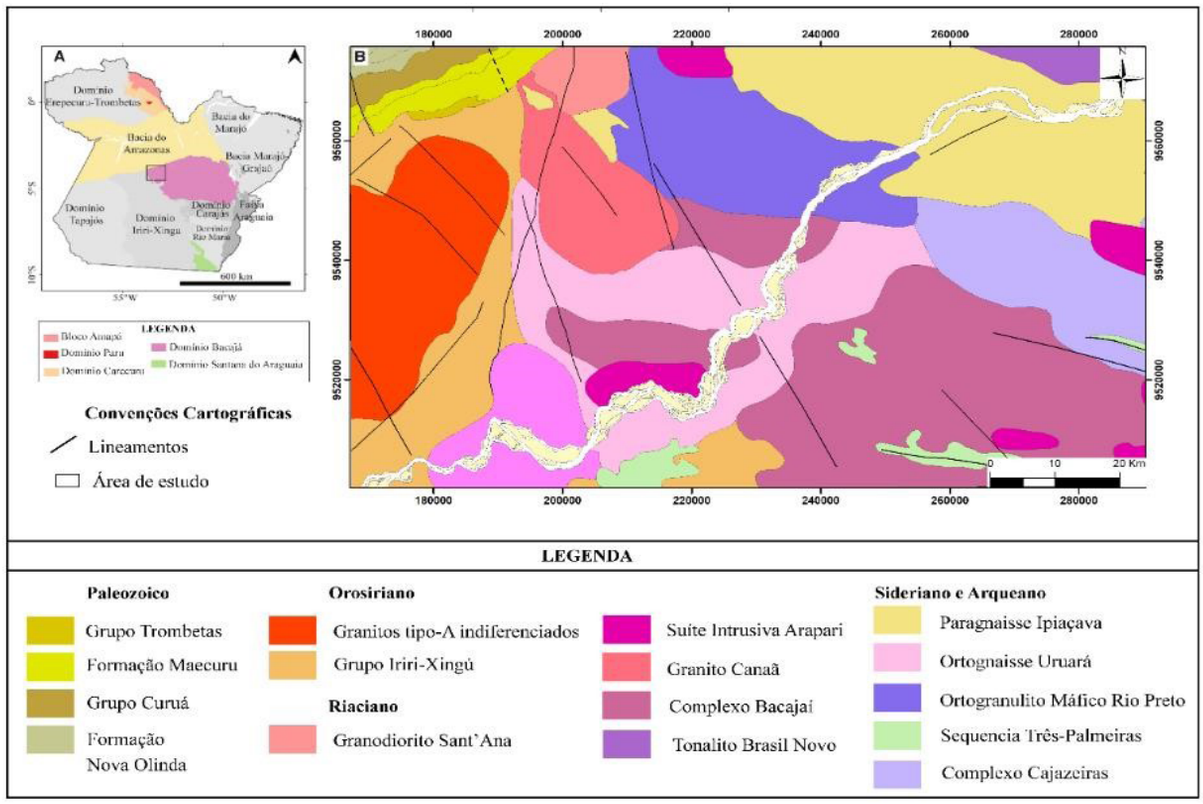


Figura 1. Localização da área de pesquisa inserida no extremo oeste do Domínio Bacajá. B – Unidades litoestratigráficas de acordo com Vasquez e Rosa-Costa (2008).

RESULTADOS

As rochas aqui descritas foram definidas como gnaisses de composição tonalitica a granodioritica (Figura 2a e 2b). Exibem foliação e bandamento composicional e granulação média a grossa, alternando entre bandas milimétricas a centimétricas máficas e félsicas. As foliações ocorrem segun-

do *trend* WNW-ENE com variações para NW-SE. A coloração das rochas varia devido a presença de feldspato potássico. Por vezes é possível observar feições que podem remeter a fusão parcial, as quais são representadas por concentrações de minerais máficos e porções quartzo fedspatica.

O mecanismo de recuperação é destacado pela presença de subgrãos em cristais de quartzo (Figura 2c). Apresentam-se mais abundantes em cristais de granulação média e grossa, normalmente, os subgrãos estão concordantes com a foliação e paralelos ao alongamento do cristal. A figura 2d mostra microestruturas do tipo "tabuleiro de xadrez", tendendo a formar subgrãos mais euédricos.

O mecanismo de recristalização é evidenciado nas figuras 2e – 2h. A recristalização por BLG, desenvolve rotação e migração de bordas, exibindo contatos lobados entre cristais de quartzo (Figura 2e). Além disso, são frequentes microestruturas de fixação, marcadas por biotitas placóides nas bordas dos minerais de quartzo e feldspatos. Secundariamente ocorrem micas recristalizadas de granulação fina. A recristalização BLG e SGR são indicadas por microestruturas manto-núcleo (Figura 2f) nos feldspatos e ao longo de fraturas intracristalinas, facilitando a protuberância (Figura 2h). Para o quartzo os novos cristais finos com extinção diferente dos que estão ao redor (Figura 2g) apontam para recristalização por migração de borda grão (GBM) com a presença de contatos lobados.

Ocorrem ainda as texturas de intercrescimento como exsolução pertítica e intercrescimento mimerquítico, que ocorre preferencialmente nos contatos de feldspato potássico com plagioclásio. A figura 2i destaca pertitas "em chamas" caracterizadas pelas finas, alongadas e bem delimitadas exsoluções de plagioclásio.

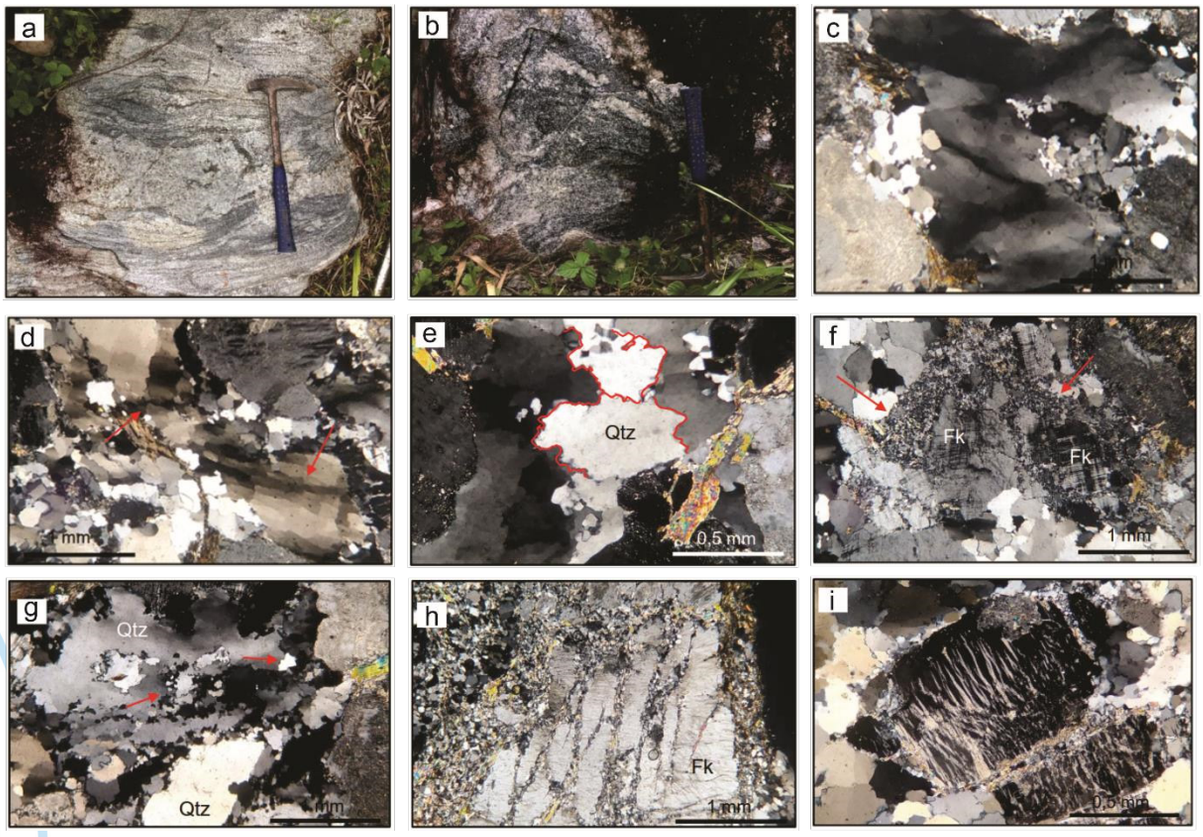


Figura 2. As pectos mesoscopicos e microscopicos. a e b) Bandamento composicional com concentrações de possíveis paleossomas e neossomas. c) Subgrãos em cristal de quartzo. d) Subgrãos em tabuleiro de xadrez. e) Contatos interlobados em quartzos. f) Finos cristais recristalizados de feldspato potássico, indicados pelas setas vermelhas. g) Recristalização por rotação e limite de borda para quartzos. h) Recristalização por proeminência ao longo de fraturas em feldspato potássico. i) Pertita em "chamas".

DISCUSSÕES

Passchier e Trouw (2005) abordam algumas microestruturas presente em minerais formadores de rochas, de acordo com o grau de deformação, levando em consideração principalmente a temperatura (Figura 3). As principais microestruturas referentes ao quartzo se manifestam através de contatos lobados entre os cristais, o que pode indicar temperaturas acima de 500 ºC, devido a recristalização por migração de borda de grão. Acima de 700 ºC são formados os subgrãos em arranjo "tabuleiro de xadrez". O mecanismo SGR é abundante entre 400 ºC e 500 ºC, como também formação de subgrãos. Contatos curvos, lobados e cúspides para feldspatos, podem indicar recristalização por migração de bordas, atuante em temperaturas em torno de 850 ºC, (Pluijm e Marshak, 2004). A microestrutura manto-núcleo se desenvolve de 400 ºC a ~700 ºC, tendo como principal mecanismo a recristalização por proeminência (BLG) que pode se desenvolver em temperaturas mais baixas até 300 ºC, simultaneamente, a rotação também pode ocorrer (Passchier e Trouw, 2005; Vernon, 2004). Passchier e Trouw (2005) citam o limite bem definido entre manto e núcleo para temperaturas entre 400 ºC e 600 ºC. Já a "pertita em chamas" é citada por Passchier e Trouw (2005) para temperaturas superiores a 600 ºC, em condições de fácies xisto verde

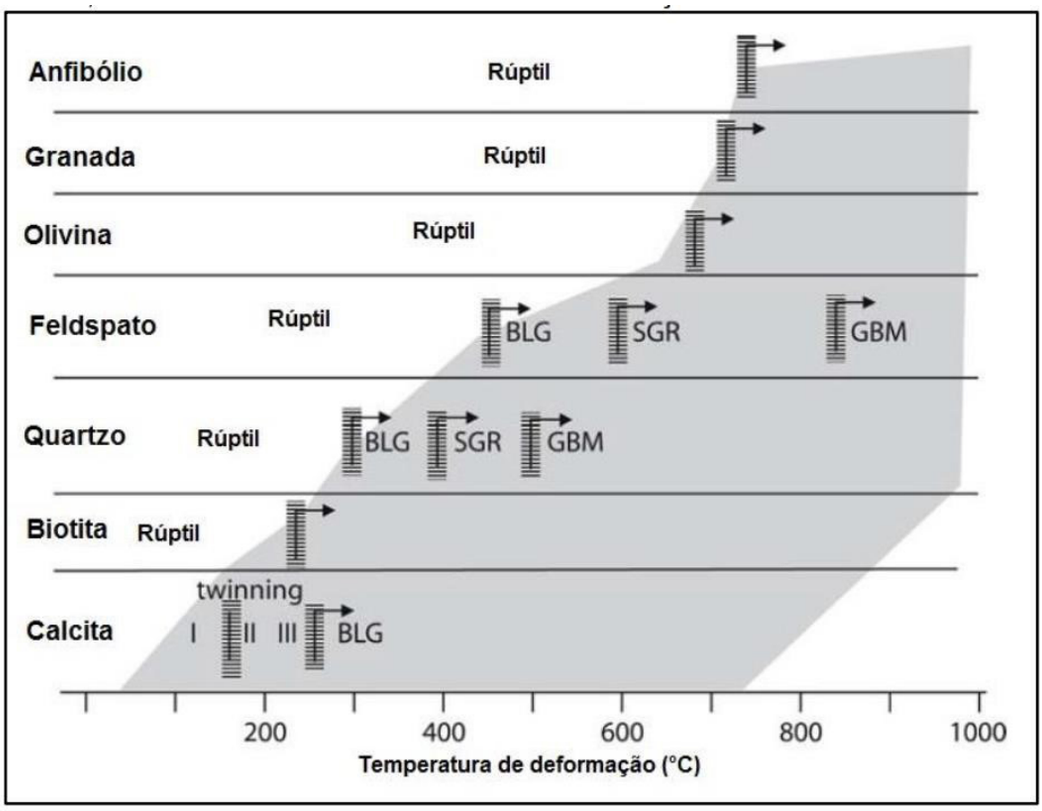


Figura 3. Temperatura de recristalizações. A região sombreada representa o domínio da deformação cristaloplástica; as setas indicam o efeito da taxa de deformação. Modificado de Passchier e Trouw (2005).

A feição gnáissica em mesoescala e a diminuição de cristais para rochas de composição granítica são indicadas por Vernon (2004) como estruturas resultantes de deformação. Entretanto, nos afloramentos podem ser observadas porções migmatizadas, descritas em trabalhos anteriores de Forman *et al*. (1972), Jorge João *et al*. (1987) e Santos *et al*. (1988). Desse modo,

evidências de cristalização de fundido, em escala microscópica, podem facilmente ser obliteradas por processos deformacionais posteriores (Vernon, 2004; Sawyer, 2008).

As recristalizações de alta temperatura e um componente difusivo são abordadas por Passchier e Trouw (2005) para estado sólido. Deste modo, as estruturas de fluxo observadas em mesoescala, conjuntamente com as microestruturas de estado sólido (recristalizações e desenvolvimento de estrutura manto-núcleo, redução do tamanho dos cristais, mimerquita, petita em "chamas") podem indicar deformação por fluxo de estado sólido e submagmático conforme Vernon (2004).

CONCLUSÕES

As análises microestruturais permitiram concluir que:

As rochas estudadas foram deformadas em condições de temperatura média entre 500 ºC e 700 ºC, atingindo pico de ~850 ºC e mínima de ~300 ºC atestadas pela presença extinção ondulante, BLG, SGR, GBM, textura em tabuleiro de xadrez e pertita em "chamas".

Apesar da recristalização por migração de borda para feldspatos descrita em condições acima de 850 ºC, esta microestrutura pode ter sido facilitada em condições mais baixas (~700 ºC) devido outros fatores como presença de fluidos e taxa de deformação. Adicionalmente, pertita em "chamas" e subgrãos em tabuleiro de xadrez, também ocorrem, aproximadamente, nesta temperatura.

As fraturas presentes em cristais de feldspato, ao longo dos planos de clivagem indicam que os mecanismos rúpteis não foram dominantes, mas serviram para que os defeitos de borda facilitassem as recristalizações.

De modo geral, apesar das microestruturas não revelarem presença de fusão parcial e cristalização de fundido, a existência de migmatitos na área é uma ideia relevante, devido a presença de possíveis paleossomas e neossomas em algumas porções das rochas. Além disso, também há registro de um evento de migmatização em 2109 Ma (VASQUEZ, 2006). Estabelecer uma relação em campo, ter uma boa amostragem e utilizar outros métodos de análise como por exemplo a geoquímica, podem ajudar na constatação da ocorrência dessas rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Forman, J.H.A. Nardi, J.I.S. Marques, J.P.M. Lima, M.I.C., 1972. Pesquisa Mineral no Iriri/Curuá. SUDAM/Geomineração, relatório técnico.

Jorge João, X.S. Vale, A.G. Lobato, T.A.M., 1987. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Altamira. Folha SA.22-Y-D. Estado do Pará. CPRM/DNPM, relatório técnico.

Passchier, C.W e Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics (2nd ed.). Berlin: Springer.

Pluijm, V. e Marshak, S.,2004. Earth Structure – An introduction to structural geology and tectonics, 2nd ed., New York.

Santos, M.V. Souza Filho, E.E. Tassinari, C.C.G. Teixeira, W. Ribeiro, A.C.O. Payolla, B.L. Vasconi, A.N., 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio Rio Xingu – Altamira – PA. In: Congresso LatinoAmericano de Geologia, Belém, SBG.

Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites. NRC Research press.

Tassinari, C. C. G., & Macambira, M. J. B.,(2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In Geologia do continente sul-americano: evoluçao da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca.

Vernon, R.H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge: Cambridge University Press. http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511807206

SISTEMA DE ZONAS DE CISALHAMENTO JAUAPERI E ITÃ-BARAUANA: EFEITOS DO ORÓGENO INTRACONTINENTAL K'MUDKU NA SLIP UATUMÃ

Antonio Charles da Silva Oliveira; Túlio Amós de Araújo Mendes; Marcelo Esteves Almeida; Paulo Roberto Santos Lopes

Serviço Geológico do Brasil, SGB/CPRM

antonio.charles@sgb.gov.br; tulio.mendes@sgb.gov.br; marcelo.esteves@sgb.gov.br; paulo.lopes@sgb.gov.br

RESUMO

Na porção central do Escudo das Guianas (EG) é reconhecido o evento mesoproterozoico K'Mudku, expresso por sistema de zonas de cisalhamento NE-SW. Entretanto, ainda há debate sobre a extensão e intensidade desse retrabalhamento crustal. Neste trabalho, apresentam-se análises estruturais de múltiplas escalas e geocronológicas que definem o Sistema de Zonas de Cisalhamento Jauaperi e Itã-Barauana, localizado na porção centro-sul do EG. Nessas zonas de cisalhamento são gerados milonitos de médio-baixo a alto grau metamórfico, gerados a partir de protólitos graníticos e rochas vulcânicas tardi-orosirianas associadas a SLIP Uatumã. Datações de zircões extraídos dessas amostras pelo método U-Pb SRHIMP, mostrou idades de cristalização no intervalo 1880-1856 Ma e metamorfismo em 1442 Ma (leucossoma granítico). Há também idades aparentes de metamorfismo de 1503 e 1224 Ma. Concluímos que essa feição litoestrutural esteve ativa durante a Orogenia Intracontinental K'Mudku, tendo papel importante na compartimentação geotectônica nos terrenos orosirianos do EG.

PALAVRAS-CHAVE: Escudo das Guianas; Orogenia Intracontinental K'Mudku; zonas de cisalhamento; SLIP Uatumã.

INTRODUÇÃO

A identificação de orógenos intracontinentais tem confrontado a ideia inicial de que regiões cratônicas seriam estáveis ao longo do tempo geológico e que os efeitos de eventos orogênicos se limitariam as suas porções marginais. Para o Escudo das Guianas (EG; Figura 1A), esse paradigma já é contestado desde a definição do Evento Metamórfico K'Mudku (Barron 1966). Todavia, a extensão e efeito desse evento tectônico ainda permanece em debate. Santos *et al*. (2006) apresentam dados que indicam alto grau de metamorfismo e até mesmo geração de magmas durante a atuação de um orógeno intracontinental. Enquanto Cordani *et al*. (2010) atrelam esse evento a reativação de estruturas prévias e efeitos de acomodação provocados por magmatismo cratogênico, restringindo esse evento a condições de baixa temperatura.

Neste trabalho, apresentamos dados inéditos de análise de sensores remotos, campo, petrografia e geocronologia, além de dados consistidos de trabalhos anteriores, para mostrar como se deu a deformação ao longo de zonas de cisalhamento que atravessam a porção centro-sul do EG. Enfocando rochas da SLIP (*silicic large igneous province*) Uatumã, de contexto anorogênico e majoritariamente indeformadas, revelamos como essas rochas plutônicas e vulcânicas foram deformadas e metamorfisadas em diferentes graus ao longo das zonas de cisalhamento ativas durante o Evento K'Mudku (1,42-1,10 Ga; Santos *et al*. 2006).

A área de estudo se situa na porção central do EG (Figura 1B), geograficamente no centro-sul de Roraima e nordeste do Amazonas. Ao norte, litotipos do Cinturão Ígneo Rio Urubu apresentam estruturação complexa, com sobreposição de foliações de estado-sólido, dobras de escala regional e zonas de cisalhamento de direção NE-SW. A sul, o embasamento eo-orosiriano (2,02-1,91 Ga) é intrudido por batólitos da SLIP Uatumã (1,89-1,85 Ga, Klein *et al*. 2012) e parcialmente recoberto pelo vulcanismo desse evento de magmatismo intraplaca.

MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi desenvolvido com base em dados geológicos, geocronológicos e de aerolevantamentos geofísicos obtidos na plataforma de dados, informações e produtos do SGB/CPRM (GeoSGB; www.geosgb.sgb.gov.br) e no Repositório Institucional de Geociências (RI-Geo; www.rigeo.sgb.gov.br). Ademais, informações recém obtidas no Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado de Roraima forneceram importantes elementos quanto a porção meridional de Roraima. A área de estudo se situa na porção centro-sul do Escudo das Guianas, abrangendo o nordeste do Amazonas e centro-sul de Roraima.

RESULTADOS

Geologia Estrutural

No embasamento, predominam ortognaisses da Suíte Martins Pereira que mostram uma foliação subvertical orientada segundo uma direção principal em torno de E-W, localmente superposta por uma segunda foliação NE-SW que gera dobras e zonas de cisalhamento. Os granitoides das suítes Mapuera e Água Branca apresentam feições magmáticas primárias bem preservadas (*e.g*. e fluxo magmático), sendo essencialmente livres de deformação e metamorfismo. Contudo, ao longo de faixas que se estendem do nordeste do Amazonas para o sul e centro de Roraima, há litotipos intensamente deformados, chegando a apresenta tramas de alta temperatura (550-600 C), compatíveis com condições de fácies metamórfica anfibolito.

Na área entre o Rio Jauaperi e a Vila Jundiá (|Figuras 1M e 1N; ponto TM-53), ocorrem augen gnaisses com foliação milonítica muito penetrativa, contornando porfiroclastos sigmoidais de álcali-feldspato. Vê-se também *ribbons* de quartzo recristalizado e agregados máficos compostos por hornblenda, biotita, titanita e ilmenita. Há uma foliação com direção próxima a N-S e mergulhos de alto ângulo para leste, com lineação de estiramento mineral de alto ângulo com caimento para leste. Há também metagranitos equigranulares que desenvolvem trama gnáissica mais discreta e com mesma atitude, com predominância de feições lineares, caracterizada por quartzo e feldspato recristalizados e extremamente alongados. Seções delgadas revelam uma trama augen-milonítica de médio-grau, com temperaturas de 500-650°C, caracterizada por porfiroclastos de microclina com extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos, imersos em uma matriz quartzofeldspática recristalizada e orientada. Também ocorrem lentes de biotita, titanita e opacos neoformados em contato com grãos de anfibólio. Feições de sombra de pressão e sigmoides assimétricos definem a cinemática sinistral.

No limite sul da Zona de Cisalhamento Itã-Barauana (ZCIB), porção central de Roraima, aflora uma sucessão metavulcanoclástica (Fm. Represa Jatapu; PL-29), com foliação penetrativa mergulhando para NW. Um corte de estrada trouxe à tona uma série de falhas de empurrão que formam rampas (50-80º) e patamares (20-40º) mergulhando para NW, onde as camadas formam cavalgamentos. Imediatamente a norte, as rochas plutônicas (Suíte Água Branca e Corpo Rio

Itã; MA-44 e MA-42; Figuras 1H, 1I, 1J e 1L) apresentam metamorfismo dinâmico, que gerou milonitos e cataclasitos com zonas de cisalhamento e foliação de estado-sólido de direção NE-SW e mergulho de alto ângulo para NW. Na porção setentrional dessa zona de cisalhamento, encontra-se uma lente da Suíte Água Branca em meio ao Cinturão Rio Urubu, onde aflora um metatexito estromático com foliação NE-SW e mergulho para SE (AC-10; Figuras 1F e 1G).

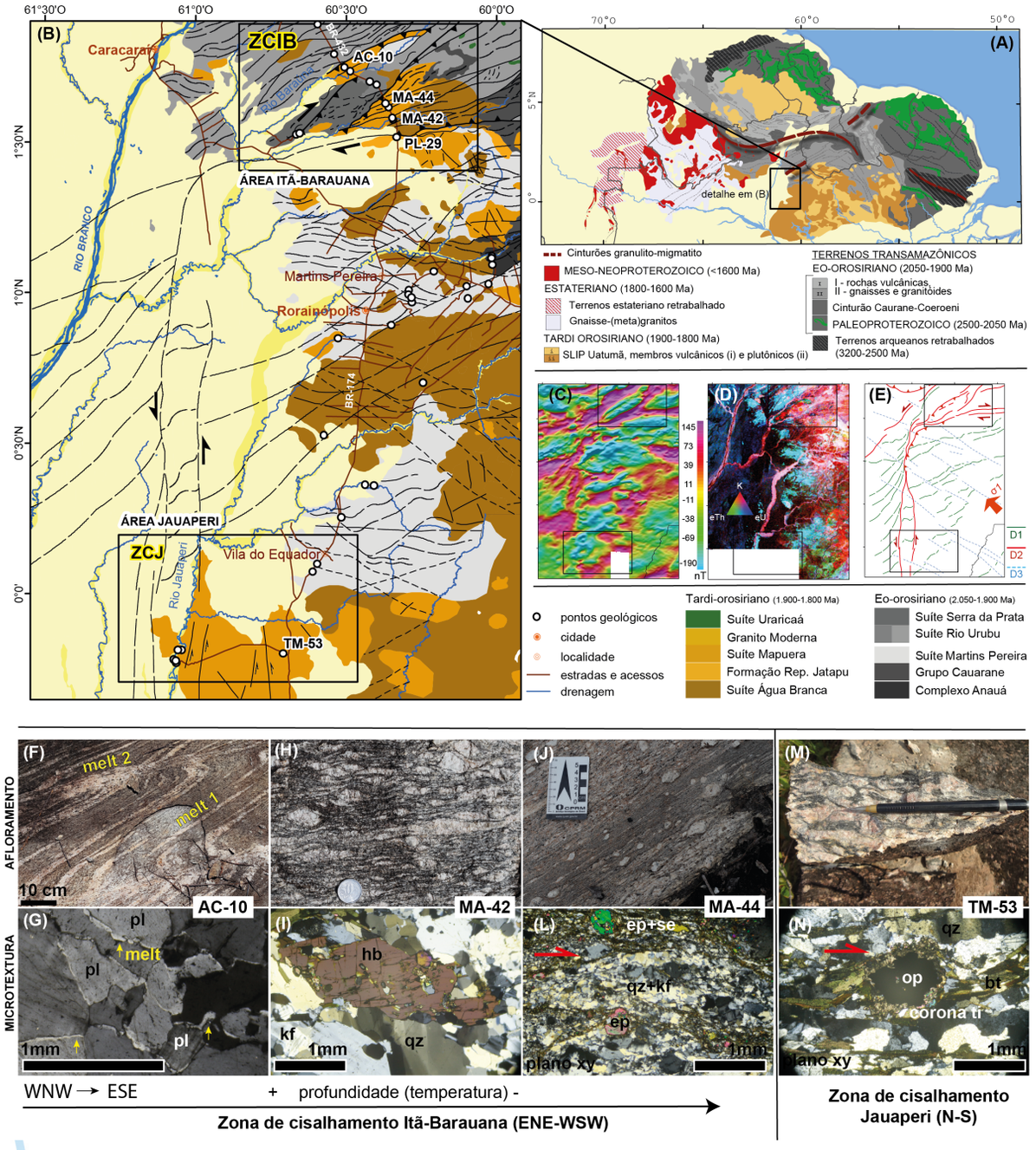


Figura 1. Síntese da geologia e estruturas da porção centro-sul do Escudo das Guinas com destaques às zonas de cisalhamento Jauaperi e Itã-Barauana. (A) Mapa geotectônico do Escudo das Guianas; (B) mapa geológico simplificado do sul de Roraima; aerogeofísica mostrando (C) o campo magnético anômalo e (D) a composição ternária RGB gamaespectrométrica; (E) interpretação de lineamentos do arcabouço estrutural geofísico. Feições texturais em afloramento e microescala mostrado fusão parcial (F e G) e diferentes intensidades de milonitização (H, I, J, L, M e N), impressas em protólitos plutônicos da SLIP Uatumã afetados pela deformação e metamorfismo do Orógeno Intracontinental K'Mudku nas zonas de cisalhamento Jauaperi e Itã-Barauana.

Geocronologia

Ao todo, quatro amostras foram selecionadas para análises geocronológicas (U-Pb SHRIMP em zircão), sendo uma na Zona de Cisalhamento Jauaperi (ZCJ) e três na ZCIB. Na ZCJ, uma amostra de hornblenda-biotita augen gnaisse (TM-053; Suíte Mapuera), apresentou grãos de zircão subédricos e com zoneamento oscilatório, cujos spots forneceram uma idade concórdia de 1879 ± 4 Ma atribuída à cristalização. Na ZCIB, um metandesito com textura cataclástica (PL-29B; Fm. Represa Jatapu) apresentou grãos de zircão euédricos, predominantemente com zoneamento oscilatório, que forneceram uma idade de cristalização de 1879 ± 5 Ma. Um gnaisse de composição granodiorítica (MA-44), cujos grãos de zircão são subédricos a anédricos, com textura de zoneamento interno atenuado e geração de borda neoformada, forneceu uma idade discórdia em núcleo de grãos de 1880 ± 16 Ma e duas idades aparentes mesoproterozoicas em borda de grãos de 1506 ± 32 Ma e 1224 ± 59 Ma. O restito de um metatexito estromático (biotita-hornblenda gnaisse de composição granodiorítica; AC-10A; Suíte Água Branca) apresentou idade de cristalização de 1856 ± 5,4 Ma; enquanto o leucossoma dessa rocha (sienogranito; AC-10B) apresentou cristalização de 1442 ± 3 Ma e idade discórdia de herança de 1871 ± 8 Ma.

DISCUSSÕES

A deformação e metamorfismo intracratônico e de idade mesoproterozoica no Escudo das Guianas recebeu a denominação de Evento Metamórfico K'Mudku (Barron 1966). Cordani et al. (2010), a partir da reavaliação de dados termocronológicos em micas e rocha-total, restringem esse evento tectonotermal à reativação de estruturas antigas, aquecimento regional e ao magmatismo "cratogênico", no período de 1240-1080 Ma. No entanto, Santos et al. (2006), com robusto suporte analítico termocronológicos e geocronológicos em zircão, titanita, monazita, xenotima, anfibólio e biotita, redefinem o Evento K'Mudku, como um orógeno intracontinental de longa duração (1,46-1,10 Ga). Assim, observa-se que apesar do consenso sobre a existência desse evento tectonotermal mesoproterozoico, os autores divergem quanto ao significado geotectônico, papel na compartimentação e implicação na evolução do CA.

Com base em dados de geologia sólida (análise de sensores remotos, dados de campo e petrográficos) e geocronológicos, nosso estudo apresenta como grandes zonas de cisalhamento teriam afetado rochas plutônicas e vulcânicas da SLIP Uatumã em diferentes níveis crustais e, consequentemente, gerando rochas de baixo a alto grau metamórfico.

Os dados apresentados revelam a presença de rochas da Suíte Mapuera afetadas por metamorfismo de grau médio ao longo de uma zona de cisalhamento de direção N-S (ZCJ) que parte do nordeste do Amazonas até sua confluência para a ZCIB na porção central de Roraima. A sul da ZCJ, já havia conhecimento de dados geocronológicos que indicavam efeitos do Evento K'Mudku. Essa feição magneto-estrutural se estende por mais de 150 km, na região do Curiuau (nordeste do Amazonas), onde afloram gnaisses e metagranitos com trama NNW-SSE e idade de metamorfismo de 1481-1475 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão e titanita; segundo Simões *et al*. 2019 e Almeida *et al*. 2022). Essas rochas também apresentam idades Ar-Ar em anfibólio (1519-1428 Ma) e biotita (1182-1178 Ma).

Observando como as estruturas se apresentam na ZCIB, vê-se que de sul para norte há um aprofundamento no nível crustal e, consequentemente, aumento do grau metamórfico. Isso se caracteriza pela presença de cavalgamentos em rochas epicrustais do Magmatismo Uatumã (metavulcanitos da Fm. Represa Jatapu) na porção mais meridional, passando para presença de milonitos de baixo/médio grau metamórfico e migmatitos. Essas últimas rochas tendo como protólitos rochas plutônicas do Magmatismo Uatumã e com registro geocronológico (U-Pb SHRIMP em zircão) de metamorfismo mesoproterozoico.

CONCLUSÕES

Há indícios geocronológicos e estruturais (lineamentos que partem do nordeste do Amazonas até o centro-sul de Roraima) de que as zonas de cisalhamento Jauaperi e Itã-Barauana fazem parte de um mesmo sistema, aqui denominado Sistema de Zonas de Cisalhamento Jauaperi-Itã, que se manteve ativo durante a Orogenia Intracontinental K'Mudku (1,46-1,10 Ga; Santos *et al*. 2006). Esse evento não se limitaria à reativação de falhas prévias e a condições de baixo grau metamórfico, conforme tido por Cordani *et al*. (2010), uma vez que essas zonas de cisalhamento afetam fortemente batólitos orosirianos anorogênico da SLIP Uatumã. As falhas de empurrão e cavalgamento nas vulcânicas da Fm. Represa Jatapu fornecem uma evidência inconteste de tectônica transpressional em nível crustal raso. Já a sucessão de cataclasitos, milonitos e metatexitos com restito orosiriano e leucossoma calimiano, nas imediações a norte dessa frente de empurrão, demonstram como essa orogenia intracontinental gerou intensa deformação e metamorfismo até alto grau em parte dessas zonas de cisalhamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida M.E., Nascimento R.S.C., Mendes T.A.A., Santos J.O.S., Macambira M.J.B., Vasconcelos P., Pinheiro S.S. 2022. An outline of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic crustal evolution of the NW Amazon craton and implications for the Columbia Supercontinent. *International Geology Review*, **64:**3195–3229.

Barron C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of Guyana. Geological Survey British Guyana Resources, 28 p.

Cordani U.G., Fraga L.M., Tassinari C.C.G., Brito-Neves B.B. 2010. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: A discussion. Journal of South American Earth Science, **29:**143-159.

Klein E.L., Almeida M.E., Rosa-Costa L.T. 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. *LIP Commission*, 14 p.

Santos J.O.S., Faria M.S.G., Riker S.R.L., Souza M.M., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2006. A faixa colisional K'Mudku (Idade Grenvilleana) no norte do Cráton Amazonas: Reflexo intracontinental do Orógeno Sunsás na margem ocidental do cráton. *9st Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, p. 160-163.

Simões M.S., Lisboa T.M., Almeida M.E., Silva S.R.A., Souza A.G.H. 2019. Projeto Uatumã Abonari: geologia e recursos minerais das folhas Igarapé Canoa - SA.20-X-D-VI, Santo Antônio do Abonari - SA.20-X-D-III e Vila do Pitinga - SA.20-B-VI, Estado do Amazonas. Serviço Geológico do Brasil, 47 p.

METODOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-Q-ICP-MS NO LABORATÓRIOPARÁ-ISO/UFPA

Caio Cruz de Miranda[1]; João M. Milhomem Neto[1,2]; João Alberto Evangelista Pinto[1,2]

[1]Universidade Federaldo Pará -UFPA;[2] Laboratóriode Geologiaisotópicada UFPA- Pará-Iso

caio.miranda305@gmail.com; milhomem@ufpa.br; joaoalbertoep@gmail.com

RESUMO

Este trabalho foi desenvolvido com vistas à implantação e descrição detalhada do protocolo experimental da metodologia U-Pb em zircão por espectrometria de massa com fonte plasma indutivamente acoplada, analisador de massa do tipo Quadrupolo e sonda de ablação a laser (LA-Q-ICP-MS). Os equipamentos utilizados foram o ICP-MS modelo *iCAP-Q* da marca *Thermo Fisher* e a sonda a laser *Nd: YAGLSX-213 G2* da *CETAC*, pertencentes ao Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). O procedimento experimental utilizado neste estudo foi adaptado a partir daquele já em rotinano Pará-Iso para as análises em zircão por LA-ICP-MS multicoletor (MC). Os materiais de referência internacional (MRs) adotados para avalidação da metodologia foram os zircões BB, 91500 e Mud Tank, analisados repetidas vezes em diferentes sessões analíticas para testar a confiabilidade, precisão e reprodutibilidade do método e dos dados analíticos. As análises por LA-Q-ICP-MS realizadas durante os anos de 2021 e 2022 fornece ramidades médias ponderadas $^{206}Pb/^{238}U$ de 560 ± 1 Ma (MSWD = 1,12; n = 373) no zircão BB, 1069 ± 4 Ma(MSWD= 1,5; n = 43) para o zircão 91500 e 730 ± 17 Ma (MSWD=1,3; n= 30) para o zircão Mud Tank. A verificação de exemplos de aplicação geológica se deu a partir das diversas análises realizadas por diferentes pesquisadores em níveis de Graduação, Mestrado e Doutorado, no âmbito do Pará-Iso, em diferentes tipos de rocha e vários ambientes geológicos (Cráton Amazônico, Província Borborema, Faixa Paraguai, Zona Iberiana Central-Portugal e Cráton São Luís), destacando-se a Província Carajás (Sudeste do Cráton Amazônico) como oterreno mais estudado (2107 análises pontuais). Os resultados obtidos nos MRs corroboramcom os dados publicados por outros autores e laboratórios, mostrando excelente acurácia, reprodutibilidade e precisão para a metodologia U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso, já em rotinae à disposição da comunidade geocientífica.

PALAVRAS-CHAVE: Geocronologia,U-Pbemzircão;LA-Q-ICP-MS,Cráton Amazônico.

INTRODUÇÃO

O método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS tem sido amplamente utilizado desde o final do século passado para a datação radiométrica, e tem apresentado bons resultados em análises de zircões como nos trabalhos iniciais de Hirata & Nesbitt (1995) e Jackson *et al.* (2004). A maior parte dos testes pioneiros na datação de zircão e outros minerais acessórios foramrealizados com ICP-MS monocoletor com analisador de massa Quadrupolo-Q (Russo et al.,2002). Coma evolução tecnológica, se passou a utilizar nas pesquisas realizadas mais recentemente o ICP-MS multicoletor-MC com analisador magnético, como nos trabalhos desenvolvidos em alguns dos laboratórios de Geologia Isotópica do Brasil (Buhn *et al.*, 2009; Chemale *et al.*, 2012;

Milhomem Neto e Lafon, 2019). A diferença instrumental entre o sistema LA-Q-ICP-MS, utilizado neste trabalho, e outras metodologias de análises pontuais (SIMS,LA-MC-ICP-MS,LA SF-ICP-MS, etc) implica, dentre outros fatores, em uma diferença substancial nos preços de aquisição, instalação, manutenção e resolução do sistema de detecção. Assim, constitui-se uma alternativa viável e mais econômica para a aplicação da geocronologia U-Pb*in situ* em zircão.

Para o andamento desta pesquisa foram utilizados equipamentos disponíveis (ICP-MS Quadrupolo e sonda a laser) e a infraestrutura instalada do Laboratório Pará-Iso. Buscou-sedescrever o protocolo analítico do método supramencionado, testado, implantado e colocado em rotina no segundo semestre de 2021.

Esta pesquisa é uma contribuição do Programa de Apoio a Núcleos de Excelência –PRONEX/FAPESPA/CNPq 062/2020, intitulado "Geoquímica Isotópica Aplicada a Estudos Ambientais, Paleoambientais, Metalogenia e Evolução Crustal".

MATERIAIS E MÉTODOS

Autilização de MR sem técnicas de datação é ponto fundamental nas análises *insitu* de materiais sólidos em laboratório. Com este objetivo, foram analisados neste trabalho, a partir da aplicação do protocolo experimenta lU-Pbemzircão por LA-Q-ICP-MS, os seguintes zircões de referência: GJ-1 (608,5 ± 1,5 Ma; Jackson *et al.* 2004), BB (562 ± 9 Ma de Santos *et al.,* 2017), 91500 (1065,4±0,6 Made Wiedenbeck *etal*.,1995) e Mud Tank (732±5 Made Black & Gulson, 1978).

Para a otimização e implantação do método U-Pb *in situ* em zircão por LA-Q-ICP-MS no Pará-Iso, foram realizados diversos testes seguindo os protocolos já implementados para o LA-MC-ICP-MS (Milhomem Neto e Lafon, 2019), além de outros disponíveis na literatura (Lana *etal.,* 2013*;* Takenaka *etal.,*2015; Santos *etal.,* 2017), que utilizaram a mesma técnica. O protocolo experimentaldetalhado é descrito em Miranda (2023). Os parâmetros instrumentais para o ICP-MS ela ser são sintetiza dos na Tabela1.

Tabela1. Parâmetros instrumentais para o sistema LA-Q-ICP-MS do Pará-Iso

ICP-MS	*iCAP-Q Thermo Fisher*	LASER	LSX-213G2CETAC
Analisador de Massa	*Quadrupolo*	Comprimento deOnda	213nm
PotênciaRF	1550W	FluxodeGásHe	480m $Lmin^{-1}$
Gás de Resfriamento (Ar)	16,0$Lmin^{-1}$	Frequência	10 Hz
GásAuxiliar (Ar)	1,0 L min^{-1}	Fluência	4-5 J/cm^2
		Energia	55%
Isótopos analisados	^{202}Hg, $^{204}(Pb + Hg)$, ^{206}Pb,^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th,^{238}U	Diâmetro dos furos (*Spotsize*)	25e 50 µm
Dwell Time (ms)	0.04 (^{207}Pb) e 0.03 [^{202}Hg, ^{204}(Pb+Hg), ^{206}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U]	Tempo *Background*	~ 20s
		Tempo de Ablação (*Burstcount*)	~ 40s (420)

RESULTADOS

As idades médias obtidas nos anos de 2021 e 2022 para os MRs foram de: 560 ± 1 Ma (MSWD = 1,12; n= 373) para o zircão BB, 1069 ± 4 Ma (MSWD = 1,5; n=43) para o zircão 91500 e 730 ± 17Ma (MSWD = 1,3;n = 30) para o zircão Mud Tank. As aplicações geológicas foram verificadas a partir dos resultados obtidos durante o desenvolvimento de 12 teses de doutorado e 7 dissertações de mestrado no Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, além de 2 trabalhos de conclusão de curso na Faculdade de Geologia da UFPA. As análises foram realizadas em zircões provenientes de rochas de diferentes ambientes geotectônicos, como: Cráton Amazônico (64%), Província Borborema (14%), Faixa Paraguai(9%), Zona Iberiana Central-Portugal (7%) e Cráton São Luís (6%). Estes resultados são apresentados na Figura1.

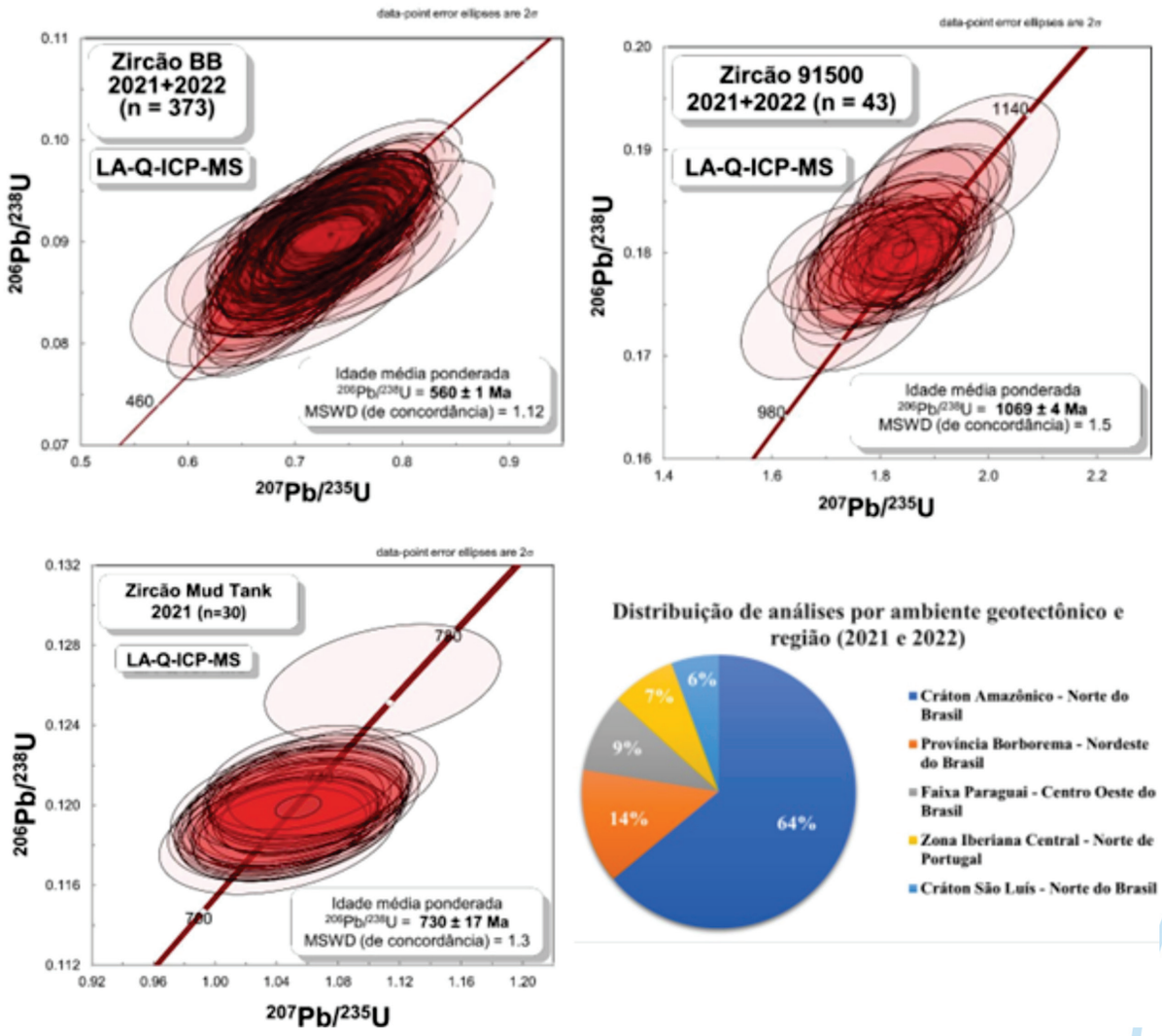


Figura1. Diagramas Concórdia para as idades obtidas nos MR se gráfico estatístico de análises realizadas porambientegeotectônicoe região para os anos de 2021 e 2022.

DISCUSSÃOECONCLUSÃO

Os resultados obtidos para as análises dos MRs realizadas durante os anos de 2021 e2022, nas etapas de implementação e aplicação da metodologia U-Pb para análises *in situ* dezircões por LA-Q-ICP-MS, reproduziram os valores da literatura com precisão, acurácia ereprodutibilidade necessárias para a aplicação em rotina da metodologia no Pará-Iso. Duranteas aplicações e testes realizados, o zircão BB (Santos et al., 2017) foi o material de referênciaque mais se adequou para uso como MR secundário, apresentando maior estabilidade analíticae intensidade de sinal. Os MRs 91500 e Mud Tank apresentaram maior variância nos dados analisados e, portanto, sutil discrepância com as idades difundidas na comunidade científica,comprovado pelo baixoquantitativo de análises do 91500 para os dois anos de análises compreendidos neste trabalho e na ausência de dados analíticos do Mud Tank durante o ano de 2022.

Os resultados encontrados durante a aplicação geológica do presente método mostraram que 77% dos trabalhos desenvolvidos e que realizaram análises U-P bem zircão por LA-Q-ICP-MS no laboratório Pará-Isso em 2021 e 2022 foram pesquisas realizadas em rochas ígneas, pertencentes em sua maioria ao contexto geológico do Cráton Amazônico (norte do Brasil). Em seguida as rochas sedimentares com 18% do total de análises e metamórficas com apenas 5% do montante.Os demais ambientes geotectônicos em que foram realizadas aplicações geológicas distribuem-se da seguinte forma: Província Borborema – Nordeste do Brasil, Faixa Paraguai–Centro Oeste do Brasil, Zona Iberiana Central–Norte de Portugal e Cráton São Luís–Norte do Brasil.

Finalmente, com base nos resultados obtidos (MR se aplicações geológicas) foi possível demonstrar o potencial de aplicação da metodologia U-P bem zircão por LA-Q-ICP-MS, como uma alternativa mais econômica para a obtenção desse tipo de dados. Tal metodologia encontra-se em rotina no Pará-Iso e à disposição da comunidade geocientífica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Black, L.P., Gulson, B.L.1978. Theage of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern-Territory, BMR Journal of Australian Geologyand Geophysics 3,227-232.

Buhn, B. Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, E. L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and Uisotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasa ass spectroetry (L-C-ICP-MS). Academia Brasileira de Ciências 81,99-114.

Chemale, Jr., F., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Martins, M.S., Queiroga, G., Armstrong, R., Santos, M.N. 2012. Unravelling a proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. Gondwana Res. 22,200–206.

Hirata T. & Nesbitt R.W. 1995. U-Pb isotope geochronology of zircon: evaluation of the laser probe-inductivel ycoupled plasma mass spectrometry technique. *Geochimicaet Cosmochimica. Acta*, **59**:2491-2500.

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L, Belousova, E. A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasm-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. Chemical Geology, 211,47-69.

Lana, C., Alkmim, F.F., Armstrong, R., Scholz, R., Romano, R., Nalini, H.A. 2013. Theancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. PrecambrianResearch, 230,1-30.

Milhomem Neto, J.M., Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. Geoscience Frontiers, 10,1477-1506.

Miranda, C. C. Metodologia U-Pb por LA-Q-ICP-MS no laboratório Pará-Isso/UFPA. 2023. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém.60p.

Russo, R.E., Mao, X.L., LiuH., Gonzalez, J., Mao, S.S. 2002. Laser a blation inanalytical chemistry–areview. Talanta, 57: 425-451.

Santos, M. M. 2015. Desenvolvimento de padrões de zircão para geocronologia U-Pb e análises isotópicas deHf por laser ablation ICP-MS. Dissertation, Programa de Pósgraduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas, Ouro Preto. 115p.

Santos, M.M., Lana, C., Scholz, R., Buick, I., Schmitz, M.D., Kamo, S.L., Gerdes, A., Corfu, F., Tapster, S.,Lancaster, P., Storey, C.D., Basei, M.A.S., Tohver E., Alkmim, A., Nalini, H., Krambrock, K., Fantini, C., Wiedenbeck M.2017. Anewap praisal of Sri Lankan BB zircon asa reference material for LA-ICP-MSU-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. Geostandards & Geoanalytical Research, 41, 335-358.

Takenaka,L.B.,Lana,C., Scholz, R., NaliniJr., H.A., Abreu, A.T., 2015. Optimization of thein-situ U-Pb agedating method via LA-Quadrupole-ICP-MS with applications to the timing of U-Zr-Mo mineralization in the Poços de Caldas Alkaline Complex, SE Brazil. Journalof South American Earth Sciences 62,70-79.

Widenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., W.L. Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel W. 1995.Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elementand REE analyses. Geostandards Newsletter, 19, 1-23.

REVISÃO LITOESTRATIGRÁFICA COM IMPLICAÇÕES PARA COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Davis Carvalho de Oliveira[1,2,3]; Luciano Ribeiro da Silva[1,2,3] Aline Costa do Nascimento[1,2,3]; Bhrenn O. Marangoanha[1,2,3]; Eleilson Oliveira Gabriel[1,2,3]; PabloJosé Leite-Santos[1,2,3]; Jean Ricardo Mesquita Machado[1,2,3]; Williamy Queiroz Felix[1,2,3], Luana Camile Silva-Silva[1,2,3]; Rodrigo Fabiano Silva Santos[1,2,3]

[1]Universidade Federal do Pará (UFPA),Rua Augusto Corrêa, CEP66075-110,Belém,PA,BR;[2] Programa de Pós-Graduaçãoem Geologia e Geoquímica;[3] Grupo de Pesquisa Petrologiade Granitoides

davis@ufpa.br; lucianor@ufpa.br; aline.nascimento@ig.ufpa.br

RESUMO

A Província Mineral de Carajás é subdividida em dois domínios tectônicos: (1) Domínio Rio Maria (DRM), situado ao sul, definido como um terreno granito-*greenstone* mesoarqueano bem preservado (2,98–2,85 Ga), cujo padrão estrutural é marcado por uma foliação regional NW- SE a E-W. É formado por *greenstone belts*, suítes tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG), sanukitoides e ocorrências subordinadas de biotita granitos; e (2) Domínio Carajás (DC), localizado na porção norte da província, é caracterizado por uma evolução geológica mais complexa durante o Meso-Neoarqueano (3,07–2,70 Ga) e apresentam um padrão estrutural linear E-W. A proposta de compartimentação tectônica deste domínio é apresentada neste trabalho com base descontinuidades regionais que delimitam segmentos crustais com diferentes associações litológicas. Assimtemos: (i) o Terreno Sapucaia formado predominantemente por suítes TTG, semelhante ao DRM, mas afetado por eventos de migmatização do final do Mesoarqueano e por magmatismo sintectônico neoarqueano; (ii) o Terreno Canaã dos Carajás que compreende o embasamento da Bacia Carajáse difere de outros terrenos granito-*greenstone* pela escassez de TTGs, ampla dominância de biotita granitos e presença de granulitos e charnoquitos; e (iii) Bacia Carajás formada por sequências metavulcanos sedimentares neoarqueanas com idade >2,76 Ga, intrudida por magmatismo bimodal (rochas máfico-ultramáficas e granitos subalcalinos). Em ambos os domínios ocorrem granitos tipo-A do Paleoproterozoico.

PALAVRAS-CHAVE: Estratigrafia; Arqueano; Evolução crustal; Carajás.

INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, várias propostas estratigráficas foram apresentadas para diferentes regiões da Província Carajás à medida que se avançava no conhecimento geológico regional. Dentre estas pode-se destacar os trabalhos de Silva *et al.* (1974), DOCGEO (1988), Santos (2003),Vasquez & Rosa-Costa (2008), Almeida *et al.* (2011,2013), Oliveira *et al.* (2014), Costa *et al.* (2016), Santos-Silva *et al.* (2021). A contribuição do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) da UFPA para a compreensão da estratigrafia da Província Carajás envolveu tanto estudos de granitos tipo-A do Paleoproterozoico quanto de rochas meso - e neoarqueanas. Isto permitiu, que a partir da elaboração de mapas geológicos de escala de semidetalhe de áreas-chave, aliado à estudos geoquímicos e geocronológicos, individualizar várias unidades

de caráter ígneo e metamórfico a partir do que era considerado domínio de ocorrência das rochas do ComplexoXingu (e.g., Feio *et al.,* 2013; Marangoanha *et al.,* 2019; Silva *et al.,* 2022). Isto tem levado a uma compreensão moderna de como o embasamento da Bacia Carajás foi construído e episodicamente retrabalhado.

Apesar da quantidade expressiva de informações geradas pelo GPPG/UFPA ao longo das últimas décadas na Província Carajás, boa parte dessas informações estavam dispersas e não se encontravam integradas em um único banco de dados, dificultando a elaboração de um mapa geológico regional integrado com dados atualizados, e que permitisse reavaliar a estratigrafia da província. Assim, esta pesquisa visa fazer um levantamento histórico dos resultados gerados pelo GPPG/UFPA ao longo dos últimos quarenta anos para aliar tais informações com resultados obtidos por outros grupos de pesquisa e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Este trabalho faz parte de esforço integrado do GPPG/UFPA para preservar a memória de suas pesquisas e também visa realizar um levantamento dos dados geocronológicos até então disponíveis para a Província Carajás. Além disso, com o objetivo especifico, visa apresentar uma proposta de compartimentação tectônica para a província e revisar a classificação litoestratigráfica de várias unidades granitoides. Para isso, foram utilizadas as recomendações do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.,* 1986).

ESTUDOS ANTERIORES

Desde a década de 70, o arranjo tectônico do Cráton Amazônico tem sido entendido como províncias geocronológicas ou estruturais (e.g., Amaral, 1974; Cordani & Brito Neves, 1982; Tassinari & Macambira, 2004), entretanto, foi apenas no século XXI que os termos províncias e domínios tectônicos passaram a ser largamente empregados, impulsionados pelo Serviço Geológico Brasileiro (Santos, 2003; Vasquez & Rosa-Costa, 2008; Figura 1a). Por outro lado, o segmento de crosta representado pela porção sudeste do Pará vinha sendo descrito e interpretado por diferentes autores como sistemas estruturais transcorrentes e núcleos crustais preservados (e.g., Hasui & Haralyi, 1985; Costa *et al.,* 1995; figuras 1b–c).

Em termos litoestratigráficos, a proposta da DOCEGEO (1988) representou um marco na organização do conhecimento geológico da região no final da década de 80 (Figura 1d). Outro trabalho regional de grande relevância foi publicado 20 anos depois pelo Serviço Geológico Brasileiro em revisão à geologia e recursos minerais do Estado do Pará (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Posteriormente, Almeida *et al.* (2011, 2013) revisaram a geologia e geocronologia do Domínio Rio Maria e contribuíram para a redefinição de várias unidades de granitoides mesoarqueanas, enquanto Oliveira *et al.* (2014) apresentaram um mapa regional integrando os dados de mapeamento geológico de semidetalhe até então gerados pelo GPPG/UFPA (Figura 1e). Mais recentemente, o Serviço Geológico Brasileiro apresentou dois mapas litogeofísicos regionais que merecem destaque, um dando ênfase à estruturação em domosequilhasobservada em imagens aerogeofísicas do Domínio Rio Maria que contrasta com o padrão linear do Domínio Carajás (Figura1f; Costa*etal.*, 2020) e outro foca do nalitoestratigrafia da província, o qual foi gerado pela integração de folhas litogeofísicas de 1:100.000, vinculadas a dois projetos: Áreas de Relevante Interesse Mineral - ARIM Carajás (Costa *et al.*, 2016) e Novas Fronteiras Rio Maria (Santos-Silva *et al.*, 2021).

Apesar do avanço no conhecimento apresentado nos trabalhos do Serviço Geológico Brasileiro, em especial nas unidades de *greenstone belts*, pode-se destacar alguns problemas com relação à classificação estratigráfica das unidades granitoides. No mapa (versão preliminar)

apresentado por Costa *et al.* (2016), entre algumas questões está a ausência de unidades como o Trondhjemito Rio Verde, Tonalito Bacaba e os granitos Bom Jesus e Serra do Rabo. Enquanto, no mapa de Santos-Silva *et al.* (2021) a área de ocorrência do Tonalito Caracol foi superestimada. Outra questão quem e recerelevância está relacionada ao fato de quem ambos os trabalhos (Costa*etal.*, 2016; Santos-Silva *e tal.*, 2021), diversas unidades granitoides que não mostram evidências de metamorfismo (de acordo com estudos anteriores) receberam nomenclatura com prefixo "meta" (e.g., Metagranodiorito Rio Maria). Portanto, para manter o rigor no estudo estratigráfico, este trabalho tem como referência artigos publicados em periódicos nacionais e internacionais.

RESULTADOS

Na Figura 2 é apresentado o mapa geológico regional proposto neste estudo, com destaque para a nova proposta litoestratigráfica e de compartimentação tectônica para Província Carajás. Na Figura 3 são mostrados encartes de diferentes tipos de imagens (aerogeofísicas, radar) e dados vetoriais (lineamentos, litologia). Em combinação com os dados de campo, essas informações foram utilizadas com o suporte na construção do mapa geológicoregional proposto.

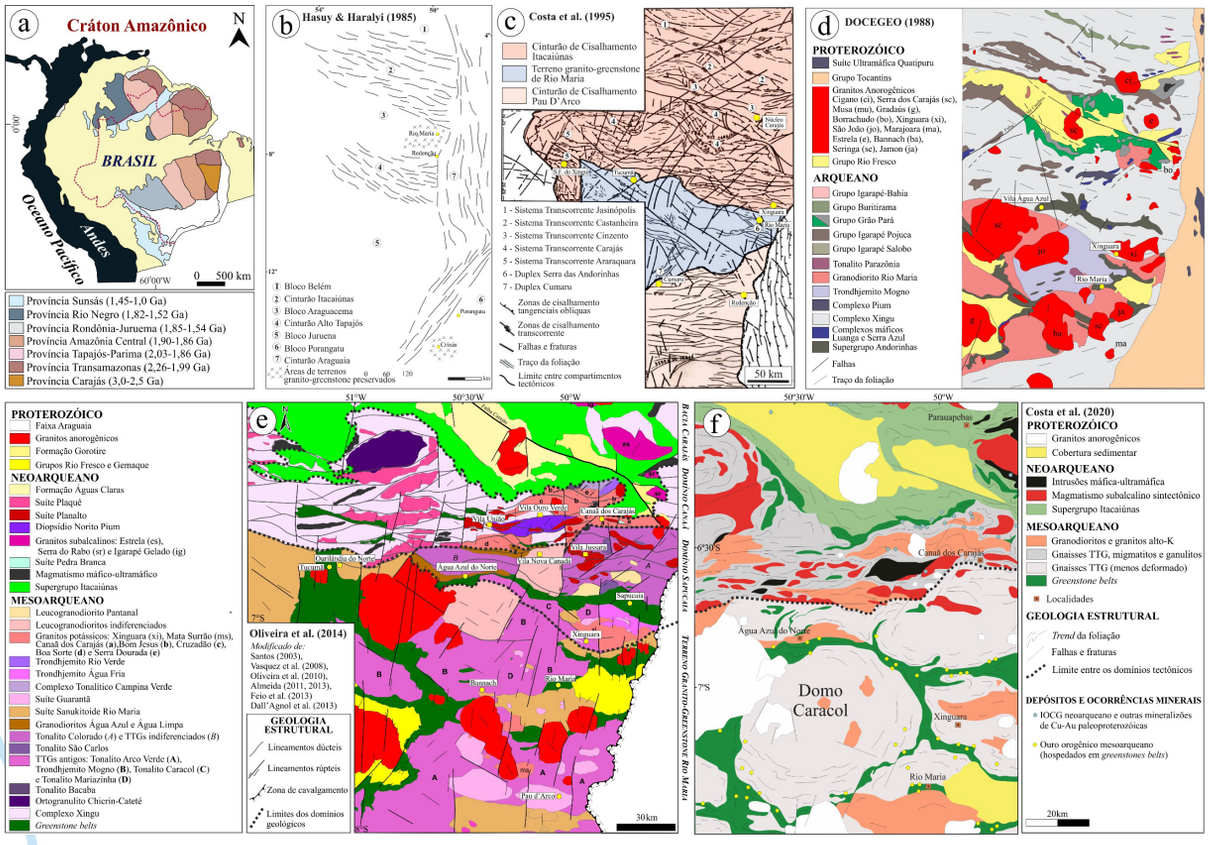


Figura 1. Evolução do conhecimento geológico regional da Província Carajás(Santos, 2003; Vasquez & Rosa- Costa, 2008): (a) localização da província no Craton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981); (b) esboço geotectônico de parte da Amazônia Oriental (Hasuy & Haralyi, 1985 e suas referências); (c) arcabouço estrutural de parte da região sudeste do estado do Pará (Costa *et al.*, 1995); (d) mapa da Província Carajás (Docegeo, 1988); (e) Mapa geológico regional (PPGG/UFPA; Oliveira *et al.*, 2014); (f) mapa esquemático sugerindo arquitetura domos-e-quilhas para o DRM e estruturação dominada por lineamentos E-W no DC (Costa *et al.*, 2020).

Nossa proposta envolve uma redefinição do limite entre o Domínio Rio Maria e o Domínio Carajás (sugerido a sul de Xinguara), além de subdividir o DC em três subdomínios (Terreno Sapucaia, Terreno Canaã dos Carajás e Bacia Carajás), que serão descritos a seguir. Os limites dos subdomínios foram definidos com base em suas diferenças litológicas e evolutivas, bem como na presença de descontinuidades regionais, similarmente ao que foi proposto por Dall'Agnol *et al.* (2013). Informações adicionais são encontradas em Silva (2022).

Em decorrência da abordagem regional neste resumo, não há espaço para listar as características das diferentes unidades litoestratigráficas da Província Carajás, incluindo as novas unidades propostas ou redefinidas aqui (Figura2). Entretanto, em geral, pode-se apontar que as diferentes unidades até então definidas na Província Carajás podem ser agrupadas em sete grupos, relacionadas aos seguintes eventos: (i) geração de *greenstonebelts* emagmatismo sódico tipo-TTG mesoarqueanos (3,07–2,92 Ga), com subordinado plutonismo máfico-ultramáfico; (ii) formação de magmatismo cálcico-alcalino moderado a alto-K, representado por sanukitoides, biotita granitos e granitoides híbridos mesoarqueanos (2,96–2,83 Ga); (iii) formação de migmatitos e granulitos mesoarqueanos, que restringem o pico de metamorfismo regional em 2,89–2,84 Ga, (iv) formação de sequências metavulcanos sedimentares de fundo oceânico da Bacia Carajás (>2,76Ga), (v) geração de magmatismo bimodal neoarqueano (2,76–2,70Ga), caracterizado por rochas máfico-ultramáficas, charnoquitos e uma grande diversidade de granitoides subalcalinos sintectônicos; (vi) formação de amplas coberturas sedimentares intracratônicas durante o Sideriano–Riaciano (>1,9 Ga); e (vii) formação de magmatismo intraplaca durante o Orosiriano(~1,88Ga). Além disso, na província é comum a ocorrência de diferentes populações de diques (máficos, félsicos e híbridos), que podem ser correlacionados à eventos do Paleoproterozoico ao Fanerozóico, e até do Mesozóico.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O Domínio Rio Maria representa um típico terreno granito-*greenstone* mesoarqueano bem preservado (2,98–2,85 Ga), composto essencialmente por *greenstone belts* e suítes TTG (Suíte Mogno), com subordinadas unidades sanukitoide (Suíte Rio Maria) e biotita granitos (Suíte Xinguara). Já o Domínio Carajás é caracterizado por uma evolução geológica mais complexa durante o Meso-Neoarqueano (3,07–2,70 Ga). Neste trabalho, é proposta uma subdivisão do Domínio Carajás em três subdomínios, que apresentam um padrão estrutural linear E-W em comum, porém, são limitados por descontinuidades regionais e formados por diferentes associações litológicas: (i) Terreno Sapucaia formado predominantemente por suítes TTG, semelhante ao Domínio Rio Maria, mas afetado por eventos de migmatização no final do Mesoarqueano, representado pela Suíte Migmatítica Caracol, e por magmatismo subalcalino sintectônico no Neoarqueano (Suíte Vila Jussara); (ii) Terreno Canaã dos Carajás compreende o embasamento da Bacia Carajás e difere do Domínio Rio Maria e outros terrenos granito-*greenstone*, pelo padrão imbricado de suas rochas, escassez de TTGs, ampla dominância de biotitagranitos(SuíteGranítica Canaã dos Carajás) e presença de migmatitos, granulitos (Suíte Granulítica Chicrim Catete) e charnoquitos (Suíte Charnoquítica Pium); e (iii) Bacia Carajás formada por sequências metavulcanos sedimentares neoarqueanas com idade >2,76 Ga, intrudida por magmatismo bimodal (rochas máfico-ultramáficas e granitos subalcalinos). Ambos os domínios registram coberturas sedimentares do Sideriano–Riaciano, indicando

que no Paleoproterozoico esse segmento de crosta representava um cenário de plataforma continental estável capaz de alojar extensas bacias. Toda a província foi cortada por granitos tipo-A orosirianos (~1,88 Ga).

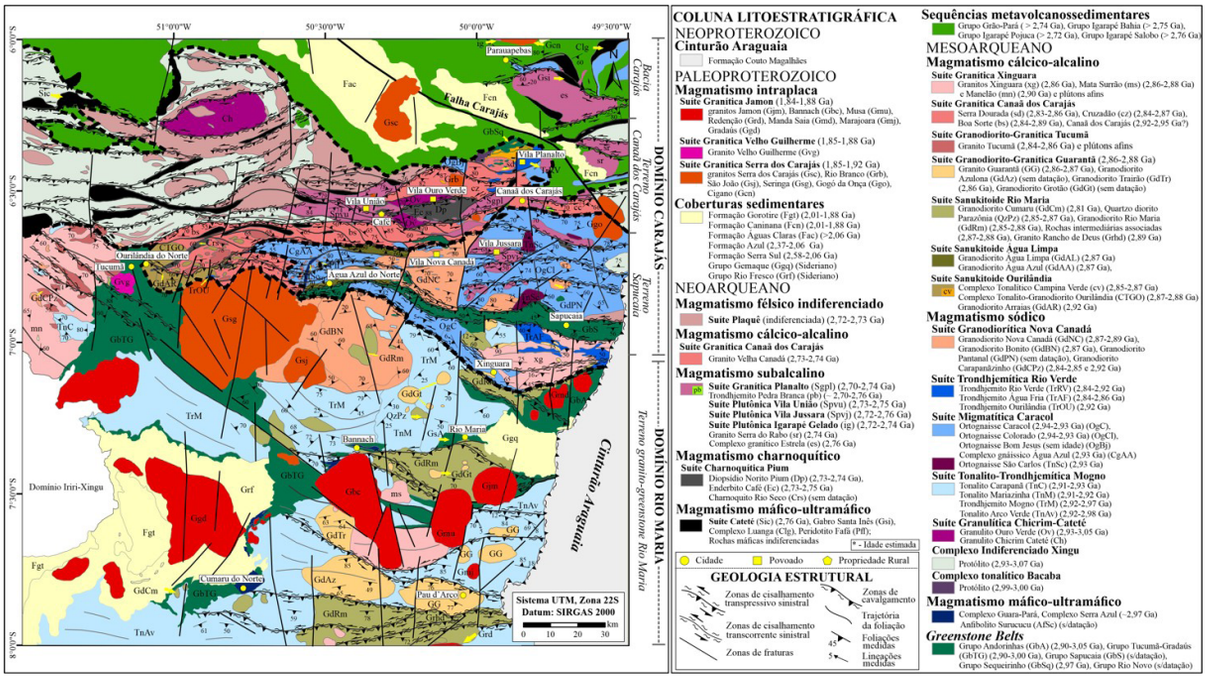


Figura 2. Mapa geológico da Província Carajás, proposto a partir da integração dos dados doGPPG/UFPA, após Vasquez & Rosa Costa (2008), Dall'Agnol *et al.* (2013), Oliveira *et al.* (2014), Costa *et al.* (2016)e Santos-Silva *et al.* (2021).

Entre as questões mais debatidas sobre a evolução tectônica da Província Carajás está a discussão sobre o limite entre os domínios Rio Maria e Carajás. Anteriormente, a porção sul do Domínio Carajás foi denominada informalmente de Domínio de Transição por Dall'Agnol *etal.* (2006) e interpretada como uma possível extensão do Domínio Rio Maria afetada pelos eventos neoarqueanos relacionados à evolução da bacia. Costa *et al.* (1995) indicaram que o limite entre o Terreno Rio Maria e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas estaria situado a sul de Xinguara enquanto Dall'Agnol *et al.* (2006) sugeriram que o limite estaria a norte de Xinguara. Posteriormente, Feio *e tal.* (2013) mostraram evidências geológicas e isotópicas indicando que a área de Canaã dos Carajás teria evolução distinta em relação aquela da região de Rio Maria, o que enfraquece a hipótese de que a crosta de Canaã também representasse uma extensão do Domío Rio Maria, mesmo que retrabalhada durante o Neoarqueano. Imagens aerogeofísicas não permitem descartar essa hipótese devido a presença de importante descontinuidade crustal de direção E-W localizada a norte de Sapucaia (Figura2). Além disso, feições de migmatização do Mesoarqueano são registradas nos TTGs da área de Xinguara, o que não é observado no Domínio Rio Maria. Isto, aliado a presença de uma grande descontinuidade regional, sugere que o limite entre o DRM eo Terreno Sapucaia seria melhor definido a sul de Xinguara, similar ao que foi sugerido por Costa *et al.* (1995).

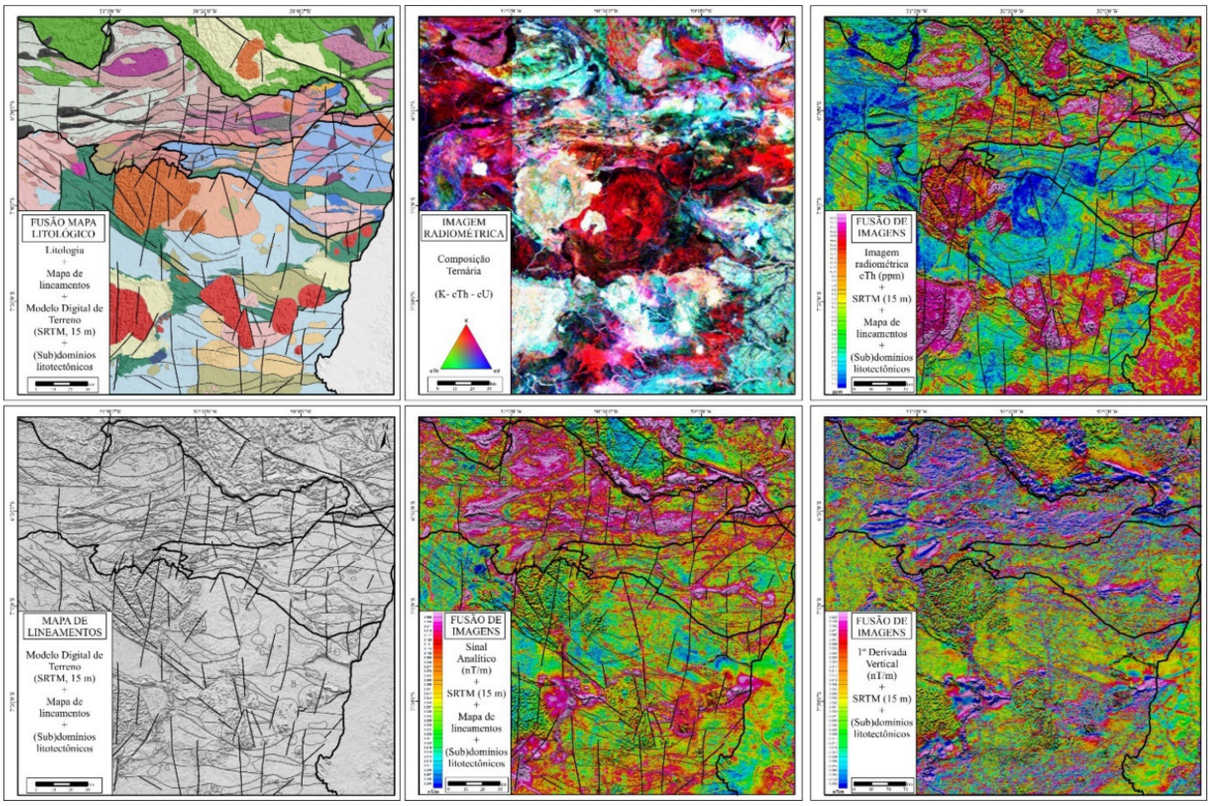


Figura 3. Encartes (mosaico) de imagens elaboradas a partir da fusão de informações aerogeofísicas (radiometria e magnetometria) com o modelo digital de elevação (SRTM, 15m).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA FFM, HASUIY, BRITO NEVES BB, FUCKRA. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *E. Sci. Review*, v. 17(1–2), p. 1–29, 1981.

ALMEID AJAC, DALL'AGNOLR, LEITEA AS. Geochemistry and zircongeochronology of the Archeangranite suites of the Rio Mariagranite-greenstoneterrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 103–126, 2013.

ALMEIDAJAC, DALL'AGNOLR, OLIVEIRA MA, MACAMBIRA MJB, PIMENTEL MM, RÄMÖOT, GUIMARÃES FV, LEITE AAS. Zircongeochronology, geochemistry and origin of the TT Gsuites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambriam Research*, v. 187(1–2), p. 201–221. 2011.

AMARAL G. *Geologia Pré-cambrianada Região Amazônica.* PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP, 212 p. 1974.

CORDANI UG, BRITO NEVES BB. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12(1.3), p.78–88, 1982.

COSTA FG, SANTOS PA, SERAFIM ICCO, COSTA ISL, ROOPNARAINS. From Mesoarchean dripsto modern–style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 104, p. 102817,2020.

COSTA JBS, ARAÚJO OJB, SANTOS A, JORGE JOÃOXS, MACAMBIRA MJB, LAFONJM. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do MuseuParaense Emilio Goeldi*, v. **7**, p. 199–235, 1995.

COSTA UAP, PAULA RR, SILVA DPB, TAVARES FM, OLIVEIRA JKM, JUSTO AP. Mapageológico-geofísico ARIM Carajás. Belém: CPRM. Escala 1:250.000. Programa Geologia do Brasil (PGB) – Projeto Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral Carajás. 2016.

DALL' AGNOLR, OLIVEIRA DC, GUIMARÃES FV, GABRIEL E O, FEIOGRL, LAMARÃO CN, ALTHOFF FJ, SANTO SPA, TEIXEIRA MFB, SILVA AC, RODRIGUES DS, SANTOS MJP, SILVA CRP, SANTOS RD, SANTOS PJL. Geologiado Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a Evolução Arqueana da Província Carajás – Pará. *In*: 13° SGA, Belém, *Anais*[...], CD-rom, 2013.

DALL' AGNOLR, OLIVEIRA MA, ALMEIDA JAC, ALTH OF FFJ, LEITEA AS, OLIVEIRA DC, BARROS CEM. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: DALL'AGNOL R, ROSA-COSTA LT, KLEIN EL. (eds.). Symp. on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Belém, *Abstracts Volume And Field Trips Guide*,150 p., 2006.

DOCE GEOEDA. Revisão lito estratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In*: 35º CBG, CVRD, Belém, *Anais* [...], p. 10–54. 1988.

FEIOGRL, DALL'AGNOLR, DANTASEL, MACAMBIRA MJB, SANTOS JOS, ALTHOFFFJ, SOARES JEB. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 227, p. 157–185, 2013.

HASUI I, HARALYI NLE. Integração de informações geofísicas e geológicas na definição de estruturas crustais brasileiras. *In*: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, Goiânia, *Atas,* 1985.

MARANGOANHA B, OLIVEIRA DC, DALL'AGNOL R. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, v. 350–351, p. 105275. 2019.

OLIVEIRADC, GABRIELEO, SANTOS PJL, SILVA CRP, RODRIGUESDS, SANTOSRD, GALARZA MA, MARANGOANHA B, SANTOS MS, SOUZA DB. Geologia da região de Água Azul do Norte (PA) - Implicações para a compartimentação tectônica do Domínio Carajás. *In*: 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, *Anais* [...], 1 CD-ROM, 2014.

PETRI S, COIMBRAAM, AMARALG, OJEDA HAO, FÚLFARO VJ, PONÇANO WL. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16 (4), p. 370–415, 1986.

SANTOS JOS. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In*: Bizzi L.A. *et al.* (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG. Brasília. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 169–226, 2003.

SANTOS-SILVARC, SABÓIAAM, OLIVEIRAHJ. Projeto integração geológica-geofísica-metalogenéticadas sequências de Greenstone Belts do Domínio Rio Maria – Novas Fronteiras Rio Maria. Escalas: 1.250.000– 1:100.000. CPRM, Belém, 274 p., 2021.

SILVAGC, LIMAMIC, ANDRADE ARF, ISSLER RS, GUIMARÃES G. *Geologiadas folhas SB-22 Araguaia e parteda SC-22 Tocantins*. Belém, DNPM, v.4, p.1–143, 1974.

SILVALR, OLIVEIRA DC, NASCIMENTO AC, LAMARÃO CN, ALMEIDA JAC. The Mesoarche anplutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. *Lithos*, v. 432–433, p. 106901, 2022.

SILVA LR. *Petrogênese e História Tectônica dos Granitoides Mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) -Província Carajás*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 302 p., 2022. TASSINARI CCG, MACAMBIRA MJB. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: MANTESSO NETO V, BARTORELLIA, CARNEIRO CDR, BRITO NEVES BB. (eds.). *Geologia do continente Sul Americano.* Evolução da obra de Almeida FFM, São Paulo, BECA, p. 471–486,2004.

VASQUEZML, ROSA-COSTALT. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000*. CPRM, Belém, 329 p., 2008.

DRIPS, WHIFFS AND BIFS: AN ARCHEAN BIOGEODYNAMICAL MODEL OF THE CARAJÁS PROVINCE, BRAZIL

Felipe Grandjean da Costa[1]; Patrick Araújo dos Santos[1]

[1]Geological Survey of Brazil

felipe.costa@sgb.gov.br; Patrick.santos@sgb.gov.br

ABSTRACT

The Planet Earth is a complex integrated system, called Mother Nature, acting just like a large living being (e.g., Gaia theory). There is a growing understanding that geoscience studies must account for the long-time coevolution of the mantle, lithosphere, hydrosphere, atmosphere, and biosphere. For example, during the Archean Eon (4.0-2.5 Ga), our planet may have witnessed the formation of the first cratons and the initial emersion of continents above the sea level, which brought many consequences to the evolution of life, such as the dawn of photosynthetic cyanobacteria on the newly formed continental shelf. Therefore, we may speculate that we first need a craton to evolve photosynthetic cyanobacterial communities. However, as proposed by many authors, in Archean times, the cratonic continental crust was probably formed by non-plate tectonic processes (e.g., sagduction; crustal **drips)**. After craton formation and associated continental emersion, the arisen photosynthetic cyanobacteria was then responsible for the first **whiffs** of O_2 in our planet at ~3.2-2.5 Ga. The Archean oceans were all full of dissolved ferrous iron (Fe^{2+}), so the bio-oxygenation of the seawater may have triggered the deposition of banded iron formations (**BIFs**). In the Carajás Province, the Archean records strongly suggest a similar biogeodynamical evolution as highlighted above, with the evolution of 3.0-2.9 TTG-greenstone domains, late 2.86 Ga potassic granites, craton stabilization, continental emersion, ~ 2.7-2.6 Ga continental shelf/rift sedimentation with stromatolite communities and large deposits of BIFs. Therefore, we believe that the geological records of the Carajás Province are an ideal opportunity to test Archean biogeodynamical hypothesis, such as the emergence of photosynthetic organisms after craton formation/stabilization/emersion.

KEYWORDS: Drip-tectonics; Archean Craton; Stromatolites; Banded iron formation.

DISCUSSION

Life's evolution on Earth is intrinsically associated with geological processes, such as magmatism, craton stabilization, continental emersion, weathering, and sedimentary processes (e.g., Zerkle, 2018). The growing field of "biogeodynamics" aims to test hypotheses about such connections, highlighting the coevolution of mantle, lithosphere, hydrosphere, atmosphere and biosphere (Gerya et al., 2020; Spencer, 2022). For example, the formation of the first Archean cratons and associated continental emersion above the sea level promoted extensive weathering and the discharge of "nutrients" (e.g., Phosphorous) to the emergence of photosynthetic cyanobacteria on Earth (Johnson & Van Kranendonk, 2019; Hao *et al.*, 2020). However, when

and how exactly it happened is not an easy task. Many authors suggest that the first stabilized continental crust (cratons) formed during the Mesoto Neoarchean (ca. 3.2-2.5 Ga) transition (Cawood *et al*., 2022). Still, there is no consensus on whether they formed by plate tectonics (Palin & Santosh, 2021). In addition, a similar age interval (ca. 3.2-2.5 Ga) is also attributed to the first continental emersion above sea level (Bindeman *et al.,* 2018; Chowdhury *et al.*, 2021), the first appearance of photosynthetic cyanobacterial on Earth (Sánchez-Baracaldo *et al.,* 2022) and large occurrence of banded iron formations (BIFs) (Bekker *et al.*, 2010).

Many authors agree that non-plate tectonic styles (e.g., drip tectonics) operated through most of the Archean (ca. 3.8–2.5 Ga), culminating in the formation of the first stable cratons (Nebel et al., 2018; Cawood et al., 2022). The stabilization of cratons in the latter half of the Archean (ca. 3.2–2.5 Ga) is associated with the cooling of the lithosphere and the possible transition to a plate tectonic (or mobile-lid) mode (e.g., Cawood *et al*., 2022). The generation of a thick continental crust by non-plate tectonic processes (e.g., sagduction, crustal **drips**) and the progressive cooling of the mantle/lithosphere may be allowed continental emersion above sea level (isostasy) and the first interaction of rocks with the atmosphere (Rey & Coltice, 2008; Bindeman *et al.*, 2018; Chowdhury *et al*., 2021). The interaction of exposed continental rocks with the atmosphere and its acid rains (e.g., H_2CO_3) promoted large chemical weathering and removal of CO_2 from the atmosphere (Rey & Coltice, 2008). Together with new fluvial sedimentary systems that carried large amounts of "new nutrients" (e.g., Phosphorous) to shallow seas of the continental shelf, allowed the emergence of cyanobacteria that started to liberate the "exotic" O_2 gas to the surroundings (Anbar *et al.,* 2007; Lyons *et al.,* 2014). The first **whiffs** of O_2 in the anoxic Archean ocean may have favored extensive deposition of banded iron formations (**BIFs**), as the seawater at that time was full of dissolved ferrous iron (Fe^{2+}) (Bekker *et al.,* 2010). Only after the major sink of iron on the oceanic bottom during late Archean time, the oxygen molecule (O_2) was capable of rising to the atmosphere, promoting the ca. 2.4-2.1 Ga Great Oxygenation Event (GOE) (Bekker *et al.,* 2004) and huge climate change (Snowball Earth Huronian glaciation) (Warke *et al.,* 2020; Watanabe *et al*., 2023).

Like other Archean domains worldwide, the geological records of the Carajás Province strongly suggest a biogeodynamical evolution similar to the one highlighted above. The formation of 3.0-2.9 TTG-greenstone domains and late 2.86-2.83 Ga potassic granites ended in craton stabilization (Souza *et al.,* 2001; Leite et al., 2004), but there is no consensus if it evolved by plate tectonics (e.g., Silva et al., 2021; Ribeiro-Silva *et al*., 2022) or not (e.g., Costa *et al*., 2020). However, mainly because of the dome-and-keel architecture of the southern part of the Carajás Province (Rio Maria domain), we favor a non-plate (e.g., sagductions, drip tectonic) model (Costa *et al.*, 2020). After craton stabilization, this province recorded no magmatism (quiescence) between 2.83-2.76 Ga, which probably matches the first time of continental emersion above the sea level (Santos *et al*., *this symposium*). According to these authors, the thickening of the continental crust by expressive Mesoarchean plutonism may have guided continental emersion by isostasy at ca. 2.83-2.76 Ga. Consequently, many sedimentary environments emerged on continental freeboard and shallow continental shelf, such as the "Carajás rift" at ~2.76-2.73 Ga, with large basaltic volcanism, deposition of banded iron formations (Trendall et al., 1998) and local stromatolites (Luz and Crowley, 2012; Costa *et al.*, *this symposium*).

Therefore, for the Carajás Province, in a very simplistic biogeodynamical model, we may wonder that after 3.0-2.86 Ga TTG-granite-greenstone formation by non-plate tectonic processes (e.g., **drips**) and craton stabilization at ca. 2.83 Ga, the continental crust got thick and cold enough to its emersion (by isostasy) above sea level. This may have prompted the emergence of new sedimentary processes, such as the river delivery of "nutrients" (e.g., Phosphorous) from weathering to the shallow continental shelf and/or rift settings, allowing the evolution of photosynthetic cyanobacteria at ca. 2.7 Ga. The bio-oxygenation (**whiffs**) of the Archean seas in the Carajás Province may have triggered large deposition of banded iron formations (**BIFs**). After a major sink of iron formation at the oceanic bottom, oxygenation of the atmosphere took place in the late Archean to Paleoproterozoic times, provoking a massive climate change on Earth (Huronian glaciation) (Araújo & Nogueira, 2019). However, there are still many controversies, such as the plate or non-plate tectonic evolution (as above mentioned), the absence of free oxygen during the deposition of the BIFs (Rego *et al*., 2021; Pellerin *et al.*, 2022), the "true" nature of the stromatolites and/or the Huronian glacial (?) deposits in the Carajás Province (e.g., Rossignol *et al*., 2020). Nevertheless, apart from these local problematic discussions, we understand that a more integrated regional discussion can help to build robust Archean evolutionary models. The envisaged Archean biogeodynamical model of the Carajás Province is similar to other Archean cratons worldwide. Therefore, we may say that you first need a craton and its emersion above sea level to evolve photosynthetic cyanobacteria. However, it was highly diachronic in Earth's history, happening between ca. 3.5 and 2.5 Ga. After the Archean times, Earth's biogeodynamic evolution continued, and somehow (natural selection?) it got to the evolution of complex multicellular organisms, such as plants, animals, and the late technological species (Homo sapiens) (e.g., Stern *et al.*, 2016).

REFERENCES

Anbar, A.D., et al, 2007. A whiff of oxygen before the Great Oxidation Event? Science, v. 317, p. 1903–1906

Araújo, R., Nogueira, N., 2019. Serra Sul diamictite of the Carajás Basin (Brazil): A Paleoproterozoic glaciation on the Amazonian craton. Geology, 47(12), 1166–1170.

Bekker, A., Holland, H.D., Wang, P.L., Rumble, D., 2004. Dating the rise of atmospheric oxygen. Nature, 427, 117–120.

Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Krapez, B., Hofmann, A., Konhauser, K.O., Rouxel, O.J., 2010. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. Econ. Geol. 105, 467–508.

Bindeman, I.N., et al., 2018. Rapid emergence of subaerial landmasses and onset of a modern hydrologic cycle 2.5 billion years ago. Nature 557, 545–548.

Cawood, P.A., Chowdhury, P., Mulder, J.A., Hawkesworth, C.J., Capitanio, F.A., Gunawardana, P.M., Nebel, O. 2022. Secular evolution of continents and the Earth system. Reviews of Geophysics, 60, e2022RG000789.

Chowdhury, et al., 2021. Magmatic thickening of crust in non–plate tectonic settings initiated the subaerial rise of Earth's first continents 3.3 to 3.2 billion years ago. Proceedings of the National Academy of Sciences, 118, e2105746118.

Costa, F.G., Santos, P.A., Serafim, I.C., Costa, I.S.L., Roopnarain, S., 2020. From Mesoarchean drips to modern–style tectonics in the Carajás province, Amazonian Craton. J. South Am. Earth Sci., 104, 102817.

Costa, F.G., Silva, A.R.C., Lima, R.B., Santos, P.A., Souza, S.M., Chaves, C.L., Vasquez, M.L., (*this symposium*). Possible record of Neoarchean (2.7 Ga) stromatolites in the Carajás Province, Brazil. 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Geotecnologias e Sustentabilidade: A Geologia na Amazônia atual, Santarém-Pará.

Gerya, T., Stern, R., Pellissier, L., Stemmler, D., 2020. Bio-geodynamics of the Earth: State of the art and future directions, EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-10657, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-10657

Hao, J., Knoll, A. H., Huang, F., Hazen, R. M., Daniel, I., 2020. Cycling phosphorus on the Archean Earth: Part I. Continental weathering and riverine transport of phosphorus. Geochimica et Cosmochimica Acta, 273, 70–84.

Johnson, C.M., Van Kranendonk, M.J., 2019. Ancient Life and Plate Tectonics. In: V.M. Kolb (Editor), Hanbook of Astrobiology. CRC Press.

Leite, A.A.S., Dall'Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J., 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da regi˜ ao de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do terreno granito–greenstone de Rio Maria. Rev. Bras. Geociencias 34, 447–458.

Luz, B.R., Crowley, J.K., 2012. Morphological and chemical evidence of stromatolitic deposits in the 2.75 Ga Carajás banded iron formation, Brazil. Earth and Planetary Science Letters, 355-356, 60–72.

Lyons, T.W., Reinhard, C.T., and Planavsky, N.J., 2014. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere: Nature, v. 506, p. 307–315.

Nebel, O., Capitanio, F., Moyen, J.F., Weinberg, R., Clos, F., Nebel–Jacobsen, Y.J., Cawood, P.A., 2018. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. Phil. Trans. R. Soc. A. 376, 20180103.

Oliveira, R.G., 2018. Insights on the framework of the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil, and on the three–dimensional shape of the Carajás Basin, based on gravity data. Journal of the Geological Survey of Brazil, 1(3), 101–112.

Palin, R.M., Santosh, M., 2021. Plate tectonics: What, where, why, and when? Gondwana Res., 100, 3-24.

Pellerin, A., Thomazo, C., Philippot, P., Ader, M., Rossignol, C., Rego, E.S., 2022. Extreme Carbon and Nitrogen Isotopic Signatures Overlapping the Fortescue Excursion Preserved in the 2.7 Ga Carajás Basin, Brazil. Goldschmidt 2022 Abstract, https://doi.org/10.46427/gold2022.11863.

Rego, E.S., Busigny, V., Lalonde, S.V., Philippot, P., Bouyon, A., Rossignol, C., Babinski, M., Zapparoli, A., 2021. Anoxygenic photosynthesis linked to Neoarchean iron formations in Carajás (Brazil). Geobiology, 10.1111/gbi.12438.

Rey, P.F., Coltice, N., 2008. Neoarchean strengthening of the lithosphere and the coupling of the Earth's geochemical reservoirs, Geology 36, 635–638.

Ribeiro-Silva, L., Oliveira, D.C., Nascimento, A.C., Lamarão, C.N., Almeida, J.A.C., 2022. The Mesoarchean plutonic complex from the Carajás province, Amazonian craton: Petrogenesis, zircon U-Pb SHRIMP geochronology and tectonic implications. Lithos, 432–433(1), 106901.

Rossignol, C., Rego, E.S., Narduzzi, F., Teixeira, L., Ávila, J.N., Silva, M.A.L., Lana, C., Philippot, P., 2020. Stratigraphy and geochronological constraints of the Serra Sul Formation (Carajás Basin, Amazonian Craton, Brazil). Precambrian Research, 351, 105981.

Sánchez-Baracaldo, P., Bianchini, G., Wilson, J.D., Knoll, A.H., 2022. Cyanobacteria and biogeochemical cycles through Earth history. Trends in Microbiology, 30, 143–157.

Santos, P.A., Costa, F.G., Toledo, C.L.B., (*this symposium*). O Domo Sapucaia e as rochas metassedimentares da Serra do Rabo: Registro da emersão continental na Província Carajás. 17º Simpósio de Geologia da Amazônia, Geotecnologias e Sustentabilidade: A Geologia na Amazônia atual, Santarém-Pará.

Silva, M.A.D., Monteiro, L.V.S., Santos, T.J.S., Moreto, C.P.N., Sousa, S.D., Faustinoni, J.M., Melo, G.H.C., Melo, Xavier, R.P., Toledo, B.A.M., 2021. Mesoarchean migmatites of the Carajás Province: From intra-arc melting to collision. Lithos, 388–389, 106078.

Souza, Z.S., Potrel, A., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall'agno L,R., Oliveira, C.G., 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonia Craton. Precam. Res., 109: 293-315.

Spencer, C.J., 2022. Biogeodynamics: Coupled evolution of the biosphere, atmosphere, and lithosphere. Geology 2022, 50(8), 867–868.

Stern, R.J., 2016. Is plate tectonics needed to evolve technological species on exoplanets? Geoscience Frontiers, 7, 573-580.

Trendall, A.F., Basei, M.A.S., de Laeter, J.R., Nelson, D.R., 1998. SHRIMP zircon U–Pb constraints on the age of the Carajás Formation, Grão Pará Group, Amazon craton. J S Am Earth Sci., 11:265–277.

Warke, M.R., Di Rocco, T., Zerkle, A.L., Lepland, A., Prave, A.R., Martin, A.P., Ueno, Y., Condon, D.J., Claire, M.W. 2020. The great oxidation event preceded a Paleoproterozoic "snowball earth". Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 117, 13314– 13320.

Watanabe, Y., Tajika, E., Ozaki, K., 2023. Biogeochemical transformations after the emergence of oxygenic photosynthesis and conditions for the first rise of atmospheric oxygen. Geobiology, 00, 1–19.

Zerkle, A.L., 2018, Biogeodynamics: bridging the gap between surface and deep Earth processes: Philosophical Transactions of the Royal Society A. Mathematical, Physical, and Engineering Sciences, 376, 20170401.

ESTRATIGRAGIA, LITOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO GRUPO ROOSEVELT ENTRE AS REGIÕES DE CASTANHEIRA, JURUENA E FILADÉLFIA, CRÁTON AMAZÔNICO, BRASIL

Fernando Santos Diener[1]; Gil Barreto Trindade Netto[1]; Gabriel de Freitas Gonçalves[1]; Joffre Valmório de Lacerda Filho[1]; Tiago Bandeira Duarte[1]; Joseneusa Brilhante Rodrigues[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil – CPRM

fernando.diener@sgb.gov.br; gil.netto@sgb.gov.br; gabriel.goncalves@sgb.gov.br; joffre.valmorio@sgb.gov.br; tiago.duarte@sgb.gov.br; joseneusa.rodrigues@sgb.gov.br

RESUMO

O Grupo Roosevelt compreende uma sequência metavulcanossedimentar estateriana com cerca de 450 Km de extensão localizada na porção sudoeste do Cráton Amazônico (Província Rondônia-Juruena ou Província Rio Negro-Juruena). Na região centro leste desta sequência, entre as cidades de Castanheira, Juruena e o vilarejo de Filadélfia, esse grupo é composto por espessos pacotes de rochas piroclásticas de tração, de fluxo e de queda, domos de lava maciços de rochas subvulcânicas porfiríticas de composição andesítica a riolítica e diques de diabásio (Formação Serra do Expedito) que estão associados a pacotes sedimentares (Formação Filadélfia). Os pacotes piroclásticos são representados por ignimbritos, lapillitufos, tufos estratificados e tufos cineríticos. Os dados litoquímicos para as rochas vulcânicas e piroclásticas intermediárias a ácidas mostram assinatura cálcio-alcalina de médio a alto K, caráter meta a peraluminoso com assinatura de arco magmático. A litoquímica dos diques de diabásio indicam tendência toleítica, metaluminosa, com assinatura dúbia entre MORB e basaltos continentais. Datação geocronológica U-Pb (SHIRIMP) em cristais de zircão de riolito obteve idade de 1.776 ± 6 Ma, interpretada como idade de cristalização. Os pacotes sedimentares da Formação Filadélfia são constituídos principalmente por uma sucessão siltitos, argilitos e ritmitos com contribuição vulcanogênica associados a conglomerados, rochas cálcio-silicáticas, xistos e grauvacas em menor proporção. Essa associação litológica indica sedimentação fluvio-lacustre associada ao vulcanismo. O estudo de proveniência de zircão detrítico U-Pb (LA-MC-ICPMS) em paraconglomerado revelou idade máxima de deposição em torno de 1,62 Ga com dois picos populacionais significativos em 1,6-1,8 Ga e outro em 2,0-2,3 Ga. O pico mais novo pode ter como fonte as rochas estaterianas da Província Rondônia-Juruena. O pico de idades mais antigo pode estar relacionado a contribuição de fontes do embasamento como a Província Tapajós-Parima. Cabe destacar que na Província Rondônia-Juruena são raras rochas com idades em torno de 1,70-1,60 Ga. Deste modo, considera-se a hipótese de que unidades mais novas da Província Rondônia-Juruena podem estar encobertas por rochas sedimentares da bacia do Parecis. Os dados obtidos indicam que o Grupo Roosevelt se desenvolveu em bacia orogênica provavelmente intramontana ou de reto-arco durante o Estateriano.

PALAVRAS-CHAVE: Grupo Roosevelt; Estateriano; Cráton Amazônico; Arco magmático.

INTRODUÇÃO

Os estudos realizados em rochas estaterianas da porção sudoeste do Cráton Amazônico (Província Rondônia-Juruena ou Rio Negro-Juruena) revelam complexos arranjos evolutivos. Essa característica, tem levado a diferentes interpretações em relação aos ambientes geotectônicos formadores dessas rochas. Uma linha de pesquisas indica ambiente de arco do tipo andino (ex.: Santos et al., 2000; Duarte et al., 2012; Scandolara et al., 2017; Diener et al., 2019) enquanto outros trabalhos sugerem ambiente extensional intrapaca (ex.: Neder et al., 2002; Rizzotto et al., 2017) ou tardi a pós tectônico (ex.: Pinho et al., 2003).

Com intuito de contribuir para o entendimento do ambiente geotectônico desta porção do Cráton Amazônico, o presente trabalho apresenta o resultado da caracterização petrográfica, litoquímica e geocronológica de rochas do Grupo Roosevelt localizadas entre as cidades de Castanheira, Juruena e o vilarejo de Filadélfia no Estado de Mato Grosso. O Grupo Roosevelt representa uma sequência vulcanossedimentar estateriana de aproximadamente 450 Km de extensão inserida nesse contexto geotectônico. Os materiais desse estudo foram coletados em mapeamento geológico em escala 1:100.000 de uma área de 12.000 km^2 realizados pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB).

Além das contribuições científicas almejadas com esse estudo, o avanço no conhecimento geológico dessa região é muito importante, visto que essa porção do Cráton Amazônico é uma importante produtora nacional de ouro. Deste modo, um melhor entendimento do ambiente geotectônico formador dessas rochas possibilita avaliar o potencial metalogenético regional e direcionar os trabalhos prospectivos.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização do trabalho foram utilizadas 270 descrições de afloramentos, 150 lâminas petrográficas delgadas, 53 análises litoquímicas e duas datações U-Pb de rochas do Grupo Roosevelt.

As lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Serviço Geológico do Brasil e descritas em microscópio óptico pelo petrógrafo Tiago Bandeira Duarte. A análise litoquímica foi realizada pelo Laboratório SGS GEOSOL. A preparação para essa análise consistiu na britagem de cerca de 1 a 10 Kg de amostra a <3mm e que posteriormente foi quarteada até obtenção de alíquota de 235g, que foi pulverizada a baixo de 150 mesh. A análise química para elementos maiores na forma de óxido foi realizada pelo método de fluorescência de raios X – XRF. Os elementos traços foram obtidos pelo método Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) com fusão por metaborato de lítio.

O Laboratório de Preparação de Amostras do SGB realizou o processo de separação de concentrados de minerais pesados de amostras de rocha para a realização de datação U-Pb. Esse trabalho consistiu na britagem (500 micrômetros), concentração gravimétrica com uso de bateia, separador isodinâmico Frantz e separação manual dos grãos de zircão em lupa binocular. A análise de proveniência de zircão detrítico de paraconglomerado do Grupo Roosevelt foi efetuada por LA-MC-ICP-MS em equipamento Neptune (Thermo-Finnigan) acoplado a Nd-YAG (λ=213nm) Laser Ablation System (New Wave Research, USA) no Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais (LEGGA) da Universidade de Brasília.

A composição isotópica dos cristais de zircão da amostra de riolito foram determinados em microssonda iônica SHRIMP IIe do Laboratório da Universidade de São Paulo.

RESULTADOS

A partir dos dados obtidos foram geradas novas informações sobre os constituintes litológicos, a estratigrafia, a estrutural, a litoquímica e as idades do Grupo Roosevelt.

Mapeamento Geológico e petrografia

Na área de estudo as rochas do Grupo Roosevelt apresentam orientação preferencial E-W. Essas rochas foram afetadas por evento compressivo N-S que gerou dobramentos isoclinais, evento compressivo WNW-ESSE que imprimiu redobramentos com padrões domo e bacia e sela, falhas de empurrão e zonas de cisalhamento. Nessas rochas predomina o metamorfismo em fácies anquimetamórfico a xisto verde baixo.

Nessa região o Grupo Roosevelt é constituído principalmente por rochas vulcânicas e piroclásticas (Formação Serra do Expedito) e extensos pacotes de rochas metassedimentares vulcanogênicas (Formação Filadélfia). Na região, a Formação Serra do Expedito é representada pelos membros Ilha Pequena e Rio Natal. O primeiro é formado por espessos pacotes de rochas piroclásticas de tração, de fluxo e de queda, representados por ignimbritos, lapilli-tufos, tufos estratificados e tufos cineríticos de composição dacítica a riolíticas que exibem estratificações cruzadas e acanaladas, lapilli acrescionários, grãos soldados e laminação plano-paralela. O Membro Rio Natal é composto principalmente por domos de lava maciços de rochas subvulcânicas porfiríticas, de composição andesítica a riolítica, ignimbritos e diques e soleiras de diabásio.

A Formação Filadélfia é representada por uma sequência psamo-pelítica com forte contribuição de sedimentos vulcanogênicos que estão associadas a rochas sedimentares químicas, ruditos e grauvacas metamorfizadas. A base desta sequência (Membro Castanheira) é constituída principalmente por arenitos e siltitos vulcanogênicos, orto e paraconglomerados vulcanogênicos, rochas calciossiliciclásticas, xistos, metagrauvacas e tufos ressedimentados. Estas rochas podem apresentar imbricamento de seixos, estratificações cruzadas normais e acanaladas. Sobreposto a esta unidade (Membro Rio Canaã) ocorrem siltitos ricos em óxido de ferro e manganês intercalados a siltitos arroxeados, tufos cineríticos, cherts, argilitos tufáceos por vezes formam ritmitos. Localmente ocorrem camadas de filitos carbonosos, rochas carbonatadas silicatadas e argilitos tufáceos. Neste contexto predomina estratificação plano-paralela, mas ocorre também estratificação cruzada acanalada. O topo da Formação Filadélfia é representado pelo Membro Fazenda Continental que é constituído por pacotes psamo-pelíticos intercalados a tufos cineríticos, argilitos tufáceos ricos em púmices e lapilli acrescionários, sendo comum a presença de ritmitos.

Litoquímica

As composições químicas e os gráficos de classificação mostram que as rochas vulcânicas e piroclásticas apresentam composição variando entre andesito e riolito. Nos diagramas AFM e

K_2OxSiO_2 essas rochas apresentam tendência cálcio-alcalina de médio a alto potássio e o diagrama de aluminosidade mostra que essas rochas apresentam caráter meta a peraluminoso. O diagrama de Hacker mostra que o aumento da SiO_2 provoca o empobrecimento de TiO_2, MgO, CaO, K_2O e FeOt, enquanto os teores de Al_2O_3 e P_2O_5 inicialmente crescem com o aumento da sílica e depois decrescem. O Na_2O tem o comportamento mais disperso, sendo difícil evidenciar uma tendência. O diagrama de ETR normalizado pelo condrito de Boynton mostra padrão caracterizado pelo maior enriquecimento em ETRL enquanto os ETRP são mais horizontalizados com anomalia negativa de Eu moderada a alta. No diagrama de LILE/HFSE normalizado pelo ORG observa-se forte enriquecimento nos LILE e enriquecimento moderado a empobrecimento nos HFSE. Os diagramas de classificação geotectônica (Batcherlor e Bowden, 1985; Whalen et. al., 1987; Pearce, 1996) mostram maior parte dos dados com assinatura para arco vulcânico, entretanto algumas amostras também preenchem os campos intraplaca e tardi a pós-tectônico. A litoquímica dos diques de diabásio indicam tendência toleítica, metaluminosa, com assinatura dúbia entre MORB e basaltos continentais.

Geocronologia

A datação U-Pb (SHIRIMP) de 14 cristais de zircão de riolito porfirítico (amostra GB-760A) da Formação Serra do Expedito obteve idade de 1.776 ± 6 Ma com MSWD 0,46, interpretada como idade de cristalização da rocha. A datação U-Pb (LA-ICPMS) de 79 grãos de zircão detríticos de paraconglomerado intraformacional (amostra DF-205) do Membro Castanheira mostram idades variando entre o Paleoproterozoico ao Arqueano com idade máxima de deposição de 1,62 Ga e dois picos populacionais mais significativos, um entre 1,6-1,8 Ga e outro em 2,0-2,3 Ga.

DISCUSSÕES

A predominância de rochas piroclásticas e domos de lava maciço associado a sedimentação pelítica indicam vulcanismo ácido e explosivo em ambiente aquoso raso para o Grupo Roosevelt nessa região. As composições andesíticas a riolíticas das rochas vulcânicas e piroclásticas indicam uma tendência cálcio-alcalina de médio a alto K provavelmente de arco magmático. A variação aleatória nos teores de Na_2O com a variação da SiO_2 sugere que houve processo de contaminação crustal na geração dessas rochas. A natureza geotectônica destas rochas é de difícil caracterização a partir dos estudos petrotectônicos, haja vista que suas assinaturas variam entre vários ambientes. A idade de cristalização de 1.776 ± 6 Ma para riolito é muito próxima a outras idades de rochas do Grupo Roosevelt que variam em torno de 1,78-1,65 Ga.

Na Formação Filadélfia, o predomínio de rochas pelíticas intercaladas a tufos cineríticos com estratificação plano-paralela e variações rítmicas indicam sedimentação de baixa energia, provavelmente em ambiente flúvio-lacustre. No Membro Castanheira o predomínio de rochas imaturas associadas a estratificações cruzadas e imbricamento de seixos indicam sedimentação proximal, provavelmente em ambiente flúvio-lacustre raso. No Membro Rio Canaã a precipitação de rochas químicas como óxidos de ferro e manganês pode estar relacionada a uma zona transicional rasa a profunda do ambiente lacustre que apresenta variação nas condições de oxi-redução da água. Por sua vez, os pacotes pelíticos intercalados a tufos cineríticos e ritmitos do Membro Fazenda Continental remetem a um ambiente de baixa energia, que pode representar um ambiente lacustre profundo. Os padrões populacionais de grão de zircão com idade entre 1,6-1,8 Ga para paraconglomerado da Formação Filadélfia podem ter como fonte as próprias

rochas da Província Rondônia-Juruena e indicam uma idade máxima de deposição em torno de 1,6 Ga. A população mais antiga (~1,85-2,1 Ga) pode representar contribuição detrítica de rochas da Província Tapajós-Parima.

CONCLUSÕES

Os dados obtidos indicam que, na região de estudo, o Grupo Roosevelt é representado principalmente por rochas piroclásticas e domos vulcânicos porfiríticos de composição andesítica a riolítica com idade em torno de 1,77 Ga, e ocorrem associadas a pacotes sedimentares que tem idade máxima de deposição em torno de 1,62 Ga. Essa associação de rochas remete a ambiente extensional com vulcanismo explosivo intermediário a ácido e implantação de bacia onde se depositaram sedimentos em sistema flúvio-lacustre. Os padrões litoquímicos indicam tendência para ambiente convergente para rochas, entretanto algumas amostras apresentam assinatura para ambientes anorogênicos, intraplaca e tardi a pós tectônicos o que sugere um ambiente complexo, e com forte processo de contaminação crustal. Essas assinaturas conflitantes são comuns em bacias de arco, onde há a interação entre magmas relacionados ao processo de abertura da bacia e de magmas da subducção. Os padrões de grãos detríticos de zircão mostram expressiva população com idade da Província Rondônia-Juruena e uma população menos significativa do embasamento, situação comum em bacias intramontana e de retro-arco.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Batchelor, R. A., Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 48: 43-55.

Diener, F.S., Polo, H. J. de O., Carneiro, J. de S.M., 2019. Geologia e recursos minerais da folha Rio Branco - SC.20-Z-B, Estado do Mato Grosso. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 2019.

Duarte, T.B., Rodrigues, J.B., Ribeiro, P.S. E., Scandolara, J.E., 2012. Tectonic, evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências,* 42(4): 824-840.

Neder, R.D., Leite, J.A.D., Figueiredo, B. R.,; McNaughton, N. J. 2002. 1.76 Ga volcano-plutonism in the southwestern Amazonian craton, Aripuanã-MT, Brazil: tectonostratigraphic implications from SHRIMP U-Pb zircon data and rock geochemistry. *Precambrian Research*, 19 (14): 171-187.

Pearce, J.A., 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4):120-125.

Pinho, M.A.S.B, Chemale Junior, F.,A., Van Schmus, W.R, Pinho, F.E.C., 2003. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126, 1-25.

Rizzotto, G.J., Alves, C.L., Rios, F.S., Barros, M.A. de S.'A., 2019. The Nova Monte Verde metamorphic core complex: Tectonic implications for the southern Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences* 91, 154–172.

Scandolara, J.E., Correa, R., Fuck, R.A., Souza, V.S, Rodrigues, J.B., Ribeiro, P.S.E., Frasca, A.A.S, Saboia, A. M., Lacerda Filho, J.V., 2017. Paleo-Mesoproterozoic arc-accretion along the southwestern margin of the Amazonian craton: The Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, 73, 223-247.

Whalen, J.B, Currie, K.L.,Chappell, B. W. 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimation and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95 (4): 407-419.

AVALIAÇÃO/REVISÃO SOBRE EVENTOS DE RUPTURA E DANOS DE BARRAGENS PROVENIENTE DE EVENTOS GEOTÉCNICOS NO BRASIL

Gabriel Ripardo Furtado[1]; Mário José Failache Ribeiro[2]; Camila Nascimento Alves[3]

[1]Discente - Universidade Federal do Pará - UFPA; [2]Discente - Universidade Federal do Pará - UFPA;[3] Docente - Universidade Federal do Pará - UFPA

RESUMO

O Crescimento econômico e de infraestrutura no Brasil observado nos últimos 50 anos fez com que fosse ampliada uma demanda de obras de barramento que fossem viáveis tecnologicamente para diferentes demandas nicho da engenharia de obras brasileiras, desde ampliação de fontes de energia menos impactantes como usinas de Itaipu e PCH outras a ampliação de barramentos de rejeitos industriais acompanhando a evolução de distritos mineiros em todo brasil. Os projetos de barragens naturalmente são de elevada complexidade construtiva e operacional e possuem elevados grau de risco potencial caso haja eventos de ruptura, podendo causar danos irreversíveis ao meio ambiente e para cidades vizinhas em sub-bacia de ação. Este trabalho tem como finalidade contribuir para expandir o conhecimento global do cenário brasileiro desse tipo de estrutura e riscos associados, com observações mais crítica aos eventos geotécnicos que causam ruptura. Relatos de Doc Lições aprendidas com acidentes e incidentes em Barragens e rochas anexas do brasil (ANA 2020); e trabalho de conclusão de curso Levantamentos dos principais problemas geotécnicos envolvidos nas rupturas de barragens de Grazielle Dorta 2023. Para tal, foram analisados 164 relatos de acidentes e incidentes envolvendo barragens no Brasil, englobando eventos que datam de 1912 a 2020. Foi identificado que em 44% desses casos houveram rupturas parciais ou totais da estrutura e, que dentre as causas para as rupturas, 31% ocorreram devido a causas geotécnicas.

PALAVRAS-CHAVE: Barragens; Geotecnia; Erosão; Risco Geológico.

INTRODUÇÃO

Relatos de Doc Lições aprendidas com acidentes e incidentes em Barragens e rochas anexas do brasil (ANA 2020); e trabalho de conclusão de curso Levantamentos dos principais problemas geotécnicos envolvidos nas rupturas de barragens de Grazielle Dorta 2023. Para tal, foram analisados 164 relatos de acidentes e incidentes envolvendo barragens no Brasil, englobando eventos que datam de 1912 a 2020. Foi identificado que em 44% desses casos houveram rupturas parciais ou totais da estrutura e, que dentre as causas para as rupturas, 31% ocorreram devido a causas geotécnicas.

Dentro dos objetivos principais observados formar de avaliar os eventos causariam ruptura a observação de desmoronamento interno por erosão como umas das principais causas de desmoronamento. No brasil as legislações relacionadas as barragens incluem diversas normas e regulamentações pertencentes a diferentes órgãos governamentais. As principais legislações aperfeiçoadas das as barragens no brasil são as seguintes:

1. Política nacional de segurança de barragens (Lei Federal n° 12.334/2010) que visa como objetivo promover a segurança da barragem e prevenir eventos danos e acidentes, esta lei cria o sistema nacional de informações sobre segurança de barragens (SNISB) e define os critérios de classificação das barragens

2. Constituição Federal do Brasil (1988): A Constituição estabelece os princípios gerais de proteção e conservação do meio ambiente, incluindo a responsabilidade do governo e da sociedade de proteger e preservar o meio ambiente para as presentes e futuras gerações.

3. Política Nacional de Recursos Hídricos (): Esta lei estabelece os princípios e diretrizes para a gestão e proteção dos recursos hídricos no Brasil. Abrange aspectos relacionados à alocação de água, licenças de uso de água, planejamento de recursos hídricos e proteção de fontes de água.

4. Política Nacional do Meio Ambiente (Lei nº 6.938/1981): Esta lei estabelece as diretrizes e princípios para a proteção do meio ambiente no Brasil. Abrange avaliações de impacto ambiental, procedimentos de licenciamento e a responsabilidade do governo e da sociedade na conservação ambiental.

5. Código Brasileiro de Mineração (Decreto-Lei nº 227/1967): O Código de Mineração regula as atividades de mineração no Brasil, incluindo a extração de minérios de minas. Abrange vários aspectos relacionados à exploração mineral, licenciamento, proteção ambiental e gestão de rejeitos.

6. Regulamentação do Licenciamento Ambiental: O processo de licenciamento ambiental no Brasil é regido por regulamentação específica emitida pelos órgãos ambientais estaduais. Esses regulamentos estabelecem os procedimentos para obtenção de licenças ambientais para atividades que possam impactar o meio ambiente, incluindo a construção e operação de barragens.

7. Agência Nacional de Águas e Saneamento (ANA): A ANA é responsável pela implementação das políticas de recursos hídricos e pela regulamentação do uso da água no Brasil. Ele desempenha um papel no monitoramento da segurança de barragens, licenciamento e cumprimento dos regulamentos.

Quanto aos mecanismos de envolvem os principais eventos físicos que acarretam rompimentos de barragem, temos:

a) Percolação: é mecanismos físico de trajetória e que a água é capaz de percorrer o barramento. Essa trajetória pode ocorrer no interior da barragem, me interfaces que podem ser aterro/fundação ou aterro/concreto ou ainda por cima por baixo das fundações. Esse mecanismo engloba situações em que são verificadas perdas expressivas de água no reservatório em pontos afastados da barragem (ponto mais distante em relação a estrutura em si) um processo que pode ocorrer em áreas de rochas solúveis ou em divisores de águas pouco consistentes (Guidicini; Sandroni; mello, 2021ª).
b) Instabilidade: esse mecanismo engloba acidentes nos quais as cargas atuantes são superiores aos esforços resistentes do maciço. Nas estruturas de concreto, esse fenômeno é manifestado por meio de deslizamento, tombamentos e de pressões excessivas que afetam tanto a estrutura como o conjunto estrutura/ fundação do barramento. a atividade de instabilidade também é comumente exibida na forma de deslizamento de encostas e

movimento de massa próximas as margens do reservatório e rios a jusante. (Guidicini; Sandroni; mello, 2021ª).

c) Erosão: a erosão é um mecanismo que atua de duas formas básicas: a erosão interna e externa. Sendo a erosão externa dividida entre três maneiras principais:
- Erosão da crista: onde ocorre após o evento de ultrapassagem das águas por cima da barragem. Conhecido comumente como Galgamento (erosão do talude jusante),
- Erosão dos taludes: usualmente ocasionadas por ondas no caso do talude de montante ou precipitação e tempo no caso de taludes de jusante.
-Erosão de estruturas e de suas fundações: geralmente decorrentes dos impactos causados pelas águas que escoam por meio dos órgãos extravasares ou por corrente de retorno.

A erosão interna se mostrou como um dos principais decorrentes de danos as estruturas de barramento e suas ocorrências precede em a aterros e fundações em solo, com caráter retrocedente, denominado sinfonamento ou entubamento, sedo denominado com piping.

Dentro dos aspectos principais de erosão podemos destacar o Galgamento que ocorre quando os níveis de d'agua de um reservatório ultrapassam a cota de sua crista. Podem ter diferentes causas desde chuva muito intensas a cheias dos cursos pluviais.

A erosão interna (Piping), acontece em decorrência do carreamento de partículas de solo do maciço de uma barragem ou fundação devido ao fluxo de percolação existente delmitados por Foster et al. (2000).

d) Liquefação: é o mecanismo que ocorre em solos não corretamente compactados e drenados e quando ocorre aumento de pressão de sustentação na estrutura, á uma equiparação das forças de resistências de cisalhamento com a tensão de confinamento inicial, desmoronando a estrutura (Castilho, 2017).

Quanto a definição de acidentes envolvendo barragens, busca-se delimitar com base na resolução º 144/2012 do Conselho Regional de Recursos Hídricos (CNRH), duas principais calssificações: Um acidente é o comprometimento da integridade da estrutura, apresentando a liberação incontrolável do conteúdo de um reservatório em decorrência de colapso da estrutura, e o incidente como qualquer evento que interfira no comportamento da barragem ou estrutura anexa qu

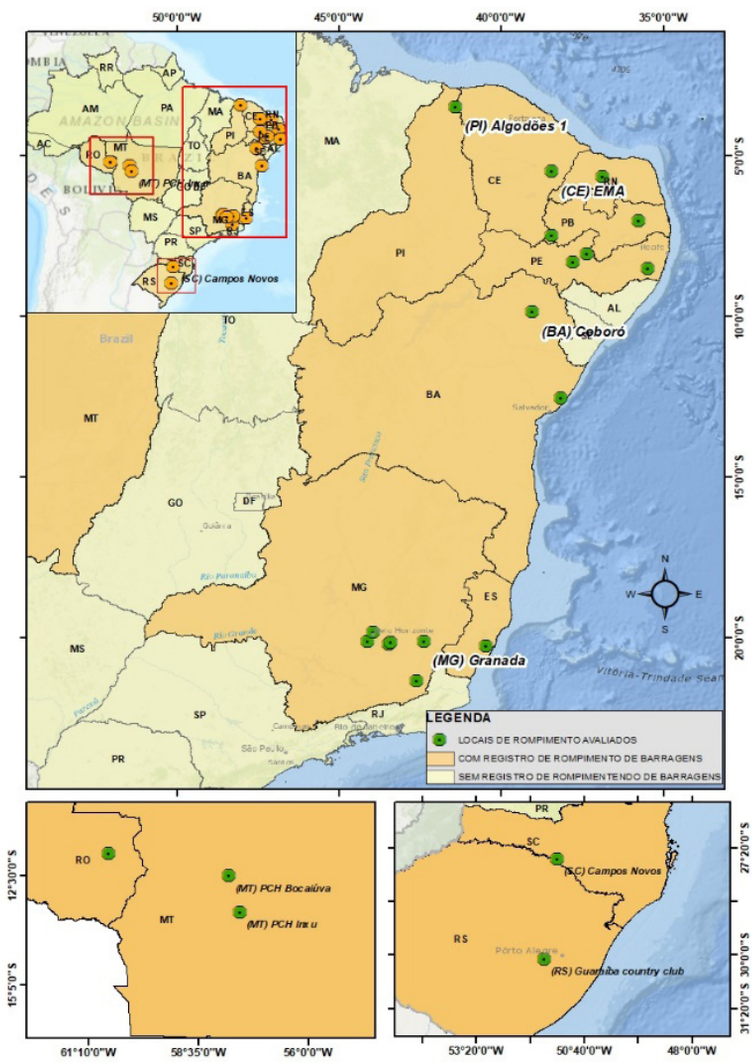
MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia de pesquisa adotada nessa pesquisa iniciou com a revisão de literatura sobre o tema de eventos e casos de danos em barragens para fornecer embasamento teórico, sendo analisados sites de órgãos envolvidos ao monitoramento e pesquisa de tema e documentos de legislação e fontes já direcionadas ao assunto aplicado principalmente aos documentos: Relatos do documento Lições aprendidas com acidentes e incidentes em Barragens e rochas anexas do brasil (ANA 2020); e trabalho de conclusão de curso Levantamentos dos principais problemas geotécnicos envolvidos nas rupturas de barragens de Dorta 2023. Houve também a catalogação de dados e mapas por meio se softwares GIS e planilhas Microsoft office.

RESULTADOS

Dentro dos dados e análises realizadas sobre documentação, foram documento Lições aprendidas com acidentes e incidentes em Barragens e rochas anexas do brasil (ANA 2020), e catalogados por (Dorta 2023), dos 164 relatos, 72 apresentaram casos de eventos de ruptura parcial ou total e 22 foram correlatos a rupturas por tendencia de má avaliação geotécnica, que foram avaliados dentro das condições de movimentos de massa, processos de liquefação, falhas de fundação e Piping.

Avaliando uma provável relação de geomorfologia e dinâmica de solo mais aprofundadas, houve uma tentativa de associar as condicionantes gerais de terreno com a os eventos de rupturas estudados. Chegando assim à observação de três grupos, os eventos localizados no centro-oeste, nordeste, sul e sudoeste. Foram 7 observadas dentro de complexos de embasamento Gnáissico, em sua maioria encontrados no Nordeste. 7 situados em áreas de bacia e 8 situados em áreas de predominância de relevos de faixas de dobramentos com relevos de altos a moderados.



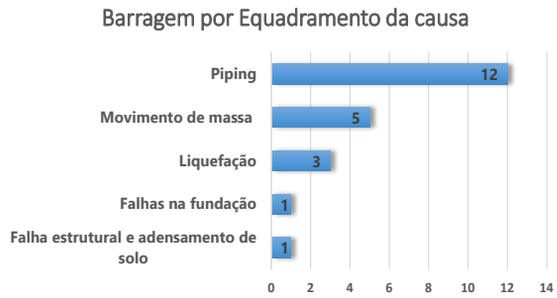


Figura 1. As imagens detalham a localização e disposição de localização dos 22 relatos e barragens construtivas pesquisadas na acidentes e incidentes em Barragens e rochas anexas do brasil (ANA 2020).

Gráfico 1. Relação entre as barragens e o enquadramento da causa de rompimento.

CONCLUSÕES

Por meio das observações realizadas por meio dos 22 relatos, a maior quantidade de desastres, são atribuídas ao mecanismo de Piping. 12 Piping, 5 movimentos de massa, 3 por liquefação, 1 por falha de fundação e 1 por falha de estrutura de barramento e adensamento de solo. Dentre as formas de construção dos barramentos é de profunda importância a observação de avaliação dos tipos de solos e a fragilidade das condições geológicas locais, visando prever a prevenir futuros acidentes. Vale ressaltar que a muitos dos relatos foram causados por negligencia de obras na etapa de construção, falhas nas manutenções e observações além da idade de alguns projetos que não possuíam os melhores condicionamentos tecnológicos de construção.

O desenvolvimentos desse tipo de projetos no cenário brasileiro é bastante variado dependendo de sua estratégia de uso e vida útil, são priorizados os projetos de barragens para usinas hidroelétricas, com a projeção de aumento de demanda de energia regional, e as futuras projeções na mineração, há uma movimentação contínua para a diminuição de usos de barragens pois são projetos caros e de risco potencial alto para o meio ambiente e o próprio descomissionamento de projetos atuais no sudeste do brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANA. Relatório de segurança de barragens 2021. Brasília: Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), 2022. 68 p.

BRASIL. – Resolução nº 144, de 10 de julho de 2012 – MMA/CNRH – Ministério do Meio Ambiente / **Conselho Nacional de Recursos Hidrícos** – Brasília, 2012. 16p.

BRASIL. Lei nº 12.334, de 20 de Setembro de 2010. Estabelece a Política Nacional de Segurança de Barragens destinadas à acumulação de água para quaisquer usos, à disposição final ou temporária de rejeitos e à acumulação de resíduos industriais, cria o Sistema Nacional de Informações sobre Segurança de Barragens e altera a redação do art. 35 da Lei nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997, e do art. 4º da Lei nº 9.984, de 17 de julho de 2000. **Diário oficial da União**, 21 Set. 2010.

BRASIL. Lei nº 6.938, de 31 de Agosto de 1981. Dispõe sobre a Política Nacional do Meio Ambiente, seus fins e mecanismos de formulação e aplicação, e dá outras providências. **Diário Oficial da União,** 01 Set. 1981.

BRASIL. Lei nº 227, de 28 de Fevereiro de 1967. Dá nova redação ao Decreto-lei nº 1.985, de 29 de janeiro de 1940. (Código de Minas). **Diário Oficial da União**, 28 fev. 1967.

BRASIL. Constituição da República Federativa do Brasil de 1988. Nós, representantes do povo brasileiro, reunidos em assembleia Nacional Constituinte para instituir um estado democrático, destinado a assegurar o exercício dos direitos sociais [...]. **Diário Oficial da União**, Brasília, ano 126, n. 19-A, 5 out. 1988.

Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/constituicao/DOUconstituicao88.pdf. Acesso em: 24 jul. 2023.

CASTILHO, Breno de Matos. Análise dos gatilhos de liquefação dinâmica e modelagem numérica da Barragem do Germano. 2017.

DORTA, Grazielle Smaniotto. Levantamento dos principais problemas geotécnicos envolvidos na ruptura de barragens no Brasil. 2023.

FOSTER, M.; FELL, R.; SPANNAGLE, M. A method for assessing the relative likelihood of failure of embankment dams by piping. **Canadá: Can. Geotech**. J. 37, p.1025–1061, 2000 (a).

GUIDICINI, Guido; SANDRONI, Sandro S.; MELLO, F. M. Lições aprendidas com acidentes e incidentes em barragens e obras anexas no Brasil. **Comitê Brasileiro de Barragens. Rio de Janeiro**, 2021.

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL NA REGIÃO DE FILADÉLFIA-MT, TERRENO JURUENA, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

Gil Barreto Trindade Netto[1]; Gabriel de Freitas Gonçalves[2]; Fernando Santos Diener[3]; Joffre Valmório de Lacerda Filho[4]

[1234] Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM

gil.netto@sgb.gov.br; gabriel.goncalves@sgb.gov.br; fernando.diener@sgb.gov.br; joffre.lacerda@sgb.gov.br

RESUMO

A área deste estudo abrange a porção norte do estado de Mato Grosso e está inserida geotectonicamente na porção do sudoeste do Cráton Amazônico, na Província Rondônia-Juruena. A análise estrutural das Folhas SC.21-Y-A-V, SC.21-Y-A-VI, SC.21-Y-C-II e SC.21-Y-C-III em escala 1:100.000 concentrou-se em rochas vulcanossedimentares estaterianas do Grupo Roosevelt (Formação Filadélfia e Serra do Expedito) e granitos da Suíte Zé do Torno, nos granitos caliminianos da Suíte Serra da Providência, por fim nas rochas da Formação Dardanelos, composta por sedimentação siliciclastica ectasiana. O objetivo deste trabalho foi de caracterizar e hierarquizar as principais estruturas, através da compartimentação em 5 domínios principais, assim chamados de Domínio I, Domínio II, Domínio III e Domínio IV e Domínio V, e 5 fases de deformação (Dn, Dn+1, Dn+2 e Dn+3) e estruturas rúpteis tardias. A fase Dn está relacionada à foliação sin-magmática com deformação tardia de direção W-E, de caráter dúctil no Domínio 1 e dúctil a dúctil-rúptil no Domínio 2, e gera dobras fechadas com eixos de direção W-E e foliação plano-axial penetrativa com mergulhos para Sul. A fase Dn+1, correlacionada à orogênese Quatro Cachoeiras (1.67 e 1.63 Ga), segue o *trend* da evolução do Cráton Amazônico (NW-SE e WNW-ESSE). As estruturas WNW-ESSE são compostas por feições dúcteis-rúpteis compressivas a transpressivas e foliação penetrativa (Sn+1). Essa foliação é crenulada por Sn+2 (ENE-WSW). A fase Dn+2 é correlacionada à orogênese Rondoniano-San Ignácio (1.4 e 1.31 Ga), responsável pela reativação e obliteração de estruturas pretéritas, em rochas do Complexo Juruena e deformação nos granitos do Maciço Serra da Providência, com idade de 1550 Ma, a principal orientação é NE-SW. A fase Dn+3 encontra-se impressa nas rochas graníticas com regime dominantemente rúptil, em nível crustal raso, e também podem estar associadas a regime dúctil-rúptil em rochas menos competentes, formando dobramentos em rochas sedimentares da Formação Dardanelos. O tensor de máximo encurtamento possui direção W-E e geram estruturas N-S, principalmente foliação N-S (Domínio II). As estruturas rúpteis mesoproterozoicas e paleozoicas estão presentes ao longo de toda área de estudo e melhor impressas no Domínio III e Domínio V.

PALAVRAS-CHAVE: Terreno Juruena; Grupo Roosevelt; Estrutural; Domínios tectônicos.

INTRODUÇÃO

A subárea Filadélfia localiza-se na porção noroeste do estado de Mato Grosso próximo à divisa com o estado de Rondônia, abrangendo uma área de 12.000 km², constituída por 4 folhas no corte cartográfico 1:100.000: SC.21-Y-A-V, SC.21-Y-A-VI, SC.21-Y-C-II e SC.21-Y-C-III, limitadas pelas coordenadas 10°30´ e 11°30´ (latitude sul) e 58°30´ e 59°30´ (longitude oeste), abrangendo parte dos municípios de Juína, Castanheira, Juruena e Aripuanã, figura 1.

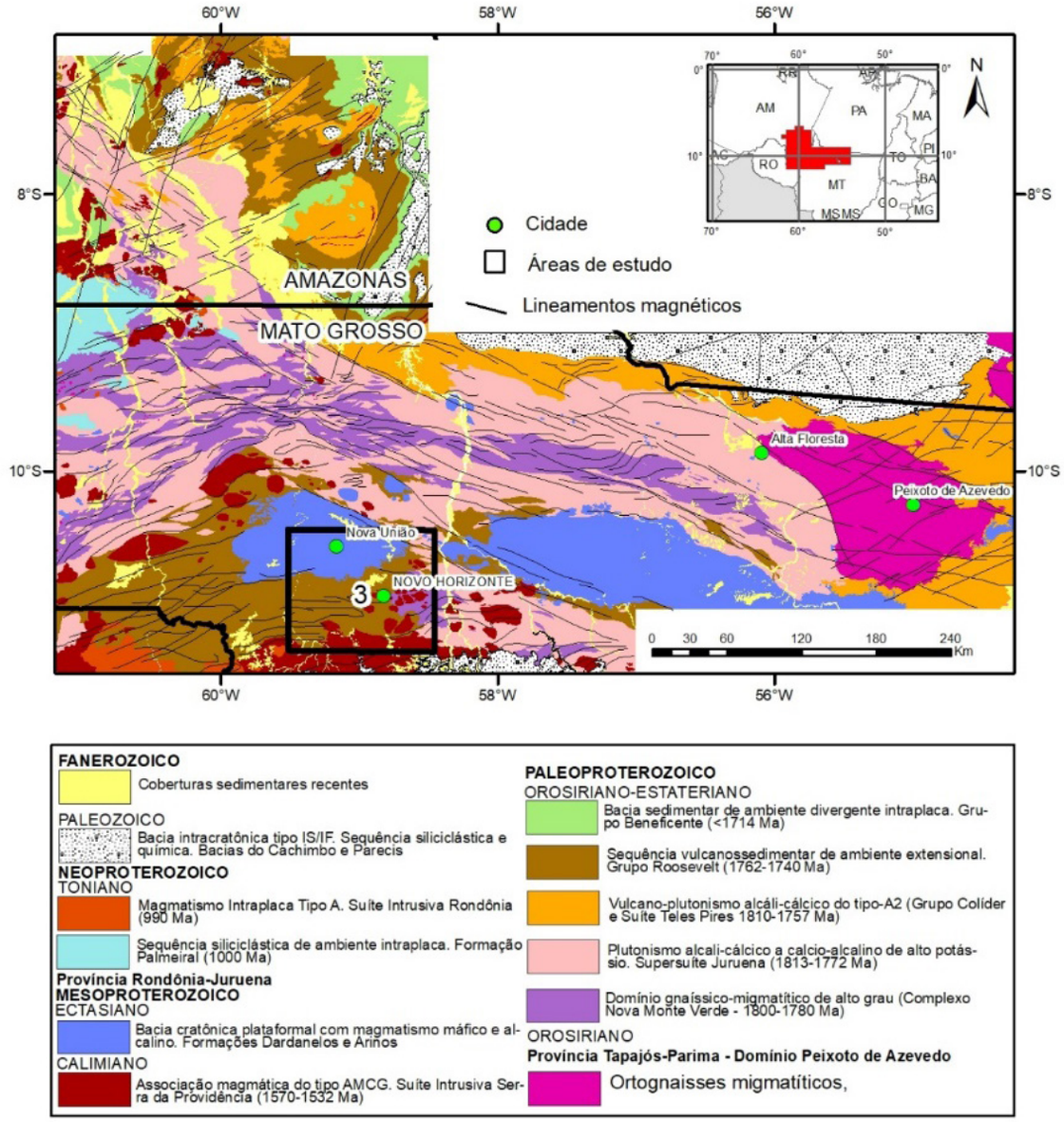


Figura 1. Mapa de localização e contextualização geotectônica.

A dificuldade no entendimento estrutural atribui-se ao fato de ser uma região polideformada, com litologias variadas e características reológicas distintas, o que confere um comportamento estrutural bastante heterogêneo, mesmo sem grandes variações nos tensores de cada fase. O objetivo deste trabalho foi de caracterizar e hierarquizar as principais estruturas, através da compartimentação em 5 domínios principais, assim chamados de Domínio I, Domínio II, Domínio III, Domínio IV e Domínio V, e 5 fases de deformação (Dn, Dn+1, Dn+2 e Dn+3) e estruturas rúpteis tardias.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para assinalar estes padrões estruturais foram elaborados mapas de estruturas dúcteis regionais com base em imagens Landsat, Geocover e SRTM (traços de superfícies “S”), bem como imagens aeromagnetométricas. Estas últimas denotam lineamentos magnéticos marcados pelos contrastes de magnetização e permitem o delineamento do arcabouço magneto-estrutural, principalmente em regiões de relevo arrasado e encobertas por sedimentos recentes. Lineamentos de primeira ordem têm grandes extensões e normalmente separam domínios magnéticos diferentes, enquanto lineamentos magnéticos de segunda e terceira ordem são superficiais e possuem extensões menores que 100 km. Além disso, foram plotados os dados estruturais planares e lineares nos mapas discriminados em: medidas de atitudes de foliações, eixos de dobras, bandamentos e lineações de estiramento mineral. Para isso foi realizado a compilação de dados pré-existentes e o uso dos dados estruturais coletados em campo.

RESULTADOS

Os dados permitiram a hierarquização das fases de deformação e sua contextualização diante dos principais eventos deformacionais conhecidos na província Rondônia-Jurena, através das relações tectono-estratigráficas observadas. A partir das informações extraídas elaborou-se um mapa de compartimentação tectônica integrado, separado em domínios estruturais e seu arcabouço, com lineamentos estruturais (traço de superfície S), falhas interpretadas com indicadores cinemáticos e a representação em estereogramas de hemisfério inferior dos polos dos planos para acamadamento sedimentar e foliação, além de eixos de dobras e lineação de estiramento mineral (LX) separados em domínios, figura 2.

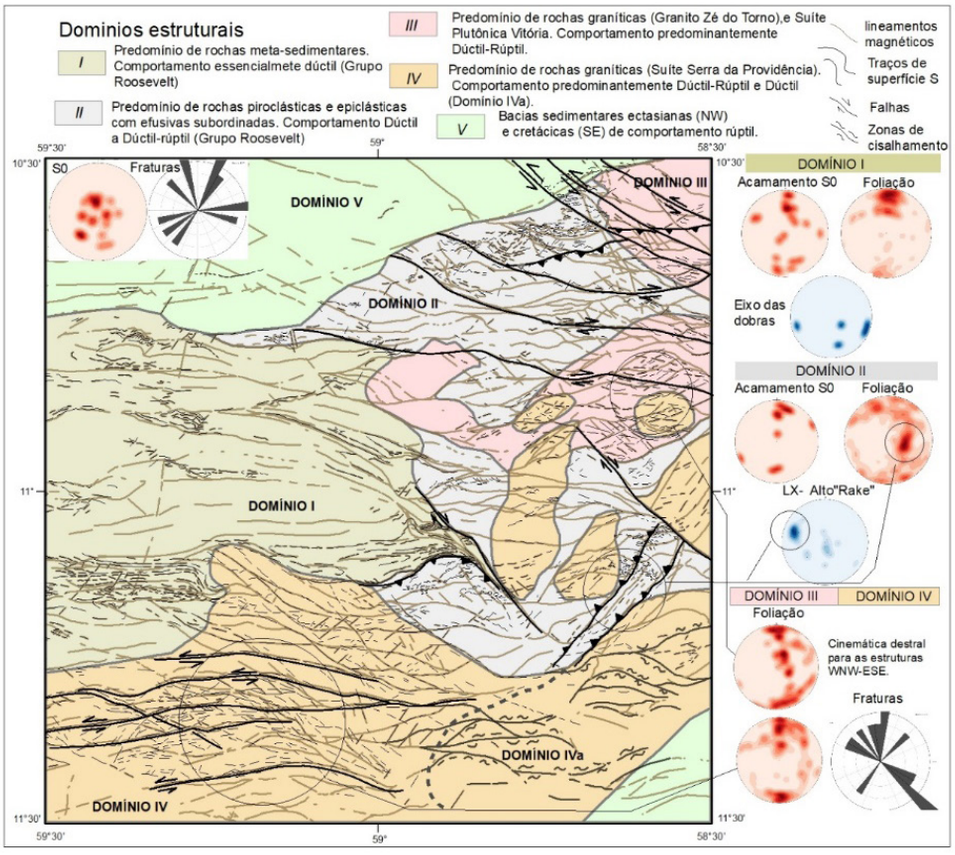


Figura 2. Mapa de domínio Estruturais.

DISCUSSÕES

Neste trabalho as estruturas (Dn) preservadas de direção W-E, na forma de relictos, com alguma ou muita transposição, foram relacionadas à foliação sin-magmática, com a presença de deformação tardia, das rochas estaterianas presentes no Terreno Juruena.

A Orogênese Quatro Cachoeiras, com metamorfismo na fácies anfibolito superior a granulito, em torno de 1690-1930Ma (SANTOS et al., 2008), relaciona-se à fase Dn+1, que segue o *trend* da evolução do Cráton Amazônico (NW-SE e WNW-ESSE).

A segunda orogênese, com pico metamórfico em 1350Ma, corresponde à orogenia Rondoniana-San Ignácio (SCANDOLARA et al., 1999; SILVA et al., 2002; SANTOS et al., 2002; e BETTENCOURT et al., 2010), responsável pela reativação e obliteração de estruturas pretéritas, em rochas do Complexo Juruena e deformação nos granitos do Maciço Serra da Providência, com idade de 1550 Ma. O primeiro conjunto gera uma foliação de crenulação Sn+2 (ENE-WSW) em rochas statherianas do Grupo Roosevelt e Granito Zé do Torno, representado por um sistema de bandas de cisalhamento e formam uma rede em X, juntamente com Sn+1, e estruturas W-E e ENE-WSW, de padrão anastomosado nos granitos calymmianos do maciço Serra da Providência.

O segundo conjunto reativa estruturas pretéritas de direção W-E, WNW-ESSE e NW-SE em regime cinemático transpressivo destral. As falhas com essa direção limitam a bacia de Dardanelos, que neste trabalho é interpretada como tipo “pull Apart”, originada de deslizamento antiparalelo dos bordos WNW-ESE, deslocados por falhas W-E de cinemática destral.

A fase Dn+3 encontra-se impressa nas rochas graníticas com regime dominantemente rúptil, em nível crustal raso, e também podem estar associadas a regime dúctil-rúptil em rochas menos competentes, formando dobramentos em rochas sedimentares do grupo Caiabis. O tensor de máximo encurtamento possui direção W-E e gera estruturas N-S, principalmente foliação N-S (Domínio II). Ocorrem ainda nestas rochas veios extensionais W-E e veios em sela alojados em arenitos vulcanogênicos.

As estruturas rúpteis mesoproterozoicas e paleozoicas estão presentes ao longo de toda área do Projeto e melhor impressas no Domínio III e Domínio V. Essas estruturas no Domínio V são de difícil reconhecimento em campo, principalmente pelo nível de erosão e desenvolvimento de coberturas.

CONCLUSÕES

As estruturas de direção NW-SE (Dn+1) não deformam as rochas da Suíte Serra da Providência, o que configura uma importante relação tectono-estratigráfica indicativa de que essas estruturas são pré-caliminianas

De acordo com os dados levantados, a região apresenta um complexo arranjo estrutural, marcado por reativações, principalmente das falhas WNW-ESE e NW-SE, que durante a orogenia Rondoniana-San Ignácio (Dn+2) passam a ter cinemática destral. Essas falhas com direção WNW-ESE limitam a bacia de Dardanelos, que neste trabalho é interpretada como tipo “pull Apart”, originada de deslizamento antiparalelo dos bordos WNW-ESE, deslocados por falhas W-E de cinemática também destral.

A intrusão de um corpo composto majoritariamente por rochas de caráter alcalino e composição granítica, a Alcalina Canamã, que se encontra parcialmente alojada na estrutura homônima, com idade de cristalização U-Pb de 1.249 Ma +- 3 (Fuentes et al. 2018) é um importante marcador tectono-estratigráfico, que indica que este magmatismo é contemporâneo à evolução da orogenia Rondoniana-San Ignácio.

A fase Dn+3 encontra-se impressa nas rochas graníticas com regime dominantemente rúptil, em nível crustal raso, e também podem estar associadas a regime dúctil-rúptil em rochas menos competentes, formando dobramentos em rochas sedimentares do grupo Caiabis.

O tensor de máximo encurtamento da fase Dn+3 possui direção W-E e gera estruturas N-S, principalmente foliação N-S (Domínio II). Ocorrem ainda nestas rochas veios extensionais W-E e veios em sela alojados em arenitos vulcanogênicos.

Nos granitos, as principais estruturas geradas por esta fase são fraturas de cisalhamento (NW-SE/NE-SW) com veios alojados ou não, clivagens disjuntivas (N-S) e veios extensionais de direção W-E.

Esse esforço compressivo parece estar associado também à reativação sinistral de estruturas pretéritas NW-SE, principalmente próximas à bacia dos Caiabis (Nordeste da área).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J.; Potter, P.E.; Hart-mann, L.A.; Easton, R.M.; Mcnaughton, n.j. (2002). The Sunsas Orogenic cycle in western amazon Craton, South America and correlation to the Grenville cycle of Laurentia, based on U-Pb isotopic study of detrial and igneous zircons. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. Anais. João Pessoa: SBG-Núcleo Nordeste, 2002. P. 335.

Santos, João Orestes Schneider; Rizzotto, Gilmar José; POTTER, P. E.; MACNAUGHTON, Neal Jesse; MATOS, R. S.; HARTMANN, Leo Afraneo; CHEMALE JR., Farid; QUADROS, Marcos Luiz do Espírito Santo. Age and Autochthonous Evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton Based on Mapping and U- Pb Geochronology. Precambrian Research, v. 165, p. 120 – 152, 2008.

Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S, amorim, J.L., Dall'igna, L.G. (1999). Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondonia: texto explicativo e mapa geologico na escala 1:1.000.000. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. CPRM-Servico Geológico do Brasil, Brasília.

Silva, L. C.; Amstrong, R.; Pimentel, M. M.; Scandolara, J. E.; Ramgrab, G.; Wildner, W.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Rizzotto, G. J.; Quadros, M. L. E. S.; Sander, A.; Rosa, A. L.Z. (2002). Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema Mantiqueira e Rio-Juruena. Revista Brasileira de Geociências, v. 32, n.4, p. 529-544.

BETTENCOURT Jorge Silva; LEITE JUNIOR, Whashington Barbosa; RUIZ, Amarildo Salina; MATOS, Ramiro; PAYOLLA, Bruno Leonelo; TOSDAL, Richard M. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. Journal of South American Earth Sciences, n.29, p. 28–46, 2010.

GEOCRONOLOGIA U-Pb LA-ICP-MS EM ZIRCÃO DAS ROCHAS DO GRUPO JACAREACANGA, DOMÍNIO TAPAJÓS

Jenny Alexandra Ortega Cardozo[1]*; Marco Antonio Galarza Toro[1,2]; Marcelo Lacerda Vasquez[3]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2]Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso – UFPA); [3]Serviço Geológico do Brasil – SGB-CPRM

jenny.9525@hotmail.com; antogt@ufpa.br, marcelo.vasquez@sgb.gov.br

RESUMO

O Grupo Jacareacanga compreende xistos, metacherts, quartzitos, paragnaisses pelíticos e anfibolitos relacionados à sedimentação siliciclástica-química e vulcanismo máfico-ultramáfico. Estas rochas correspondem a sedimentos turbidíticos com basaltos de fundo oceânico de uma bacia de retroarco do arco magmático mais antigo (Arco Cuiú-Cuiú) do Domínio Tapajós no Cráton Amazônico. Os dados de campo e petrografia suportam as novas idades U-Pb LA-ICP--MS em cristais de zircão de um micaxisto, um anfibolito e dois paragnaisses pelíticos desta unidade fornecendo idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ próximas das previamente obtidas para esta unidade. Este estudo obteve dados geocronologicos robustos por um método de datação *in situ* próprio para analisar grandes quantidades de zircão e identificar as idades de populações detríticas e idades que delimitam a sedimentação das rochas metamórficas de origem sedimentar do Grupo Jacareacanga, e distinguindo das idades de eventos posteriores. Um limite de idades < 2000 Ma foi aplicado para evitar eventos posteriores (por exemplo, intrusões graníticas). Dois paragnaisses pelíticos forneceram idades de $^{207}Pb/^{206}Pb$ entre 2008 e 2042 Ma e um micaxisto de *ca*. 2056 Ma para a idade de sedimentação das rochas metassedimentares. Populações de zircão das idades riacianas e arqueanas indicam fontes detríticas de áreas cratônicas adjacentes. O anfibolito não forneceu dados geocronológicos para delimitar a idade do vulcanismo basáltico associado aos sedimentos da Bacia de Jacareacanga. Os dados geocronológicos adquiridos mostram que a Bacia de Jacareacanga foi formada durante o início do Orosiriano e as fontes detríticas mais antigas sustentam que era uma bacia de um arco magmático de margem continental de um continente de crosta riaciana a arqueana.

PALAVRAS-CHAVE: Domínio Tapajós; Grupo Jacareacanga; Arco Cuiú-Cuiú; U-Pb LA-ICP-MS em zircão.

INTRODUÇÃO

O Domínio Tapajós representa a parte central da Província Tapajós-Parima, sua evolução é caracterizada por sucessivas acresções de um ou mais arcos magmáticos durante o Orosiriano na margem de um continente arqueano retrabalhado no Transamazônico (Santos *et al.* 2000, 2004, Vasquez *et al.* 2008).

O Grupo Jacareacanga é uma sequência vulcanossedimentar com sedimentação siliciclástica e química, e vulcanismo máfico-ultramáfico correspondente a uma sedimentação turbidítica intercalada com basaltos de fundo oceânico de uma bacia de retroarco relacionada a um arco

magmático formado entre 2040 e 1998 Ma – Arco Magmático Cuiú-Cuiú (Santos *et al.* 2000, 2004, Ferreira *et al.* 2000). Este grupo está dividido nas formações Sai Cinza e Cadiriri (Fig. 1). A Formação Sai Cinza é composta por micaxistos (muscovita e biotita), quartzo-micaxistos, clorita xistos, actinolita xistos, tremolita-talco xistos, anfibolitos e metacherts ferruginosos. Enquanto a Formação Cadiriri consiste de lentes de quartzito concordantes com as foliações das rochas da região (Ferreira *et al.* 2000). Além disso, Vasquez *et al.* (2019, 2020) distinguiram paragnaisses pelíticos com lentes leucograníticas no Grupo Jacareacanga (Fig. 1).

Neste trabalho, são apresentadas novas datações U-Pb por LA-ICP-MS em cristais de zircão de micaxistos e paragnaisses pelíticos do Grupo Jacareacanga, com o objetivo de delimitar o intervalo da idade de sedimentação e identificar as principais populações de fontes detríticas da bacia Jacareacanga do Arco Cuiú-Cuiú.

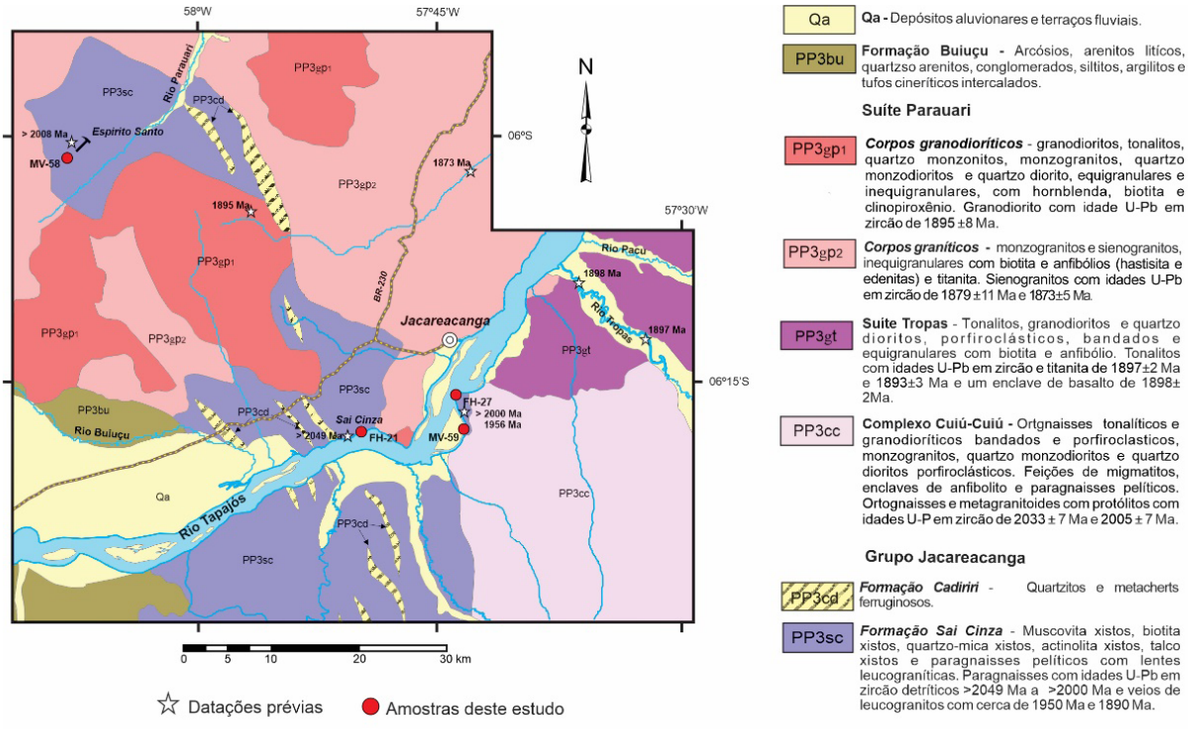


Figura 1. Mapa geológico simplificado da área de Jacareacanga, com localização das amostras datadas e as selecionadas para este estudo (modificado de Vasquez *et al*. 2019).

MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo localiza-se na porção sudoeste do Domínio Tapajós. Foram analisadas três amostras disponibilizadas pelo Serviço Geológico do Brasil – SGB-CPRM: um paragnaisse pelítico (FH-27), um paragnaisse pelítico blastomilonítico (FH-21) e um micaxisto (MV-58): A separação e montagem dos cristais de zircão, assim como a obtenção de imagens de catodoluminescência (CL) foram executadas no laboratório dessa instituição. As imagens CL foram usadas para selecionar locais nos cristais livres de fraturas, inclusões e alterações metamicticas para as análises *in situ* por ablação a laser.

As datações U-Pb em zircão foram realizadas no espectrômetro de massa de fonte de plasma indutivamente acoplado com multicoletores da Thermo Finnigan modelo Neptune de alta

resolução (MC-ICP-MS) acoplado a uma microssonda de ablação a laser Nd: YAG LSX-213 da CETAC do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). Foi aplicado o protocolo e configuração do equipamento de acordo com Milhomem *et al.* (2017). Para o cálculo das idades U-Pb em zircão os dados com valores da razão $^{206}Pb/^{204}Pb$ abaixo de 2500 foram excluídos do cálculo da idade, para minimizar as incertezas consequentes da correção do chumbo comum. Neste trabalho foi adotado e plotado as idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ com ± 10% de concordância nos gráficos de distribuição de frequência associado com a curva de probabilidade relativa. Além disso, foi realizado um maior refinamento utilizando-se somente os grãos das idades $^{207}Pb/^{235}U$, $^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{206}Pb$ que se superpunham nos limites dos erros analíticos, onde as idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ foram estimadas como a idade mais representativa do grão.

RESULTADOS

No Paragnaisse FH-21 foram acrescidos os dados obtidos por Vasquez *et al.* (2019) que apresentaram uma população de 1933 e 2042 Ma (Fig. 2A), sendo a primeira relacionado aos eventos posteriores e a segunda admitida como idade máxima de sedimentação, além de populações de fontes detríticas de idades riacianas e arqueanas. Avaliando só as populações > 2000 Ma destaca-se o pico de 2042 Ma (Fig. 2B) e os dados obtidos só neste estudo mostram picos de 2008 e 2039 Ma (Fig. 2C). Aplicando o tratamento com a superposição dos erros analíticos das três idades apresentam picos de 2009 e 2050 Ma (Fig. 2D).

No Paragnaisse FH-27A foi aplicado o mesmo critério e tratamento e também incluindo os dados de Vasquez *et al.* (2019) obtivemos uma população bem marcada de 2021 Ma com alguma interferência de populações de eventos < 2000 Ma (Fig. 2E). Esta população permanece com o corte > 2000 Ma (Fig. 2F), e se mantem usando só os dados deste estudo (Fig. 2G). Refinando mais o tratamento se divide em dois picos, um de 2010 e outro de 2035 Ma (Fig. 2H). Os picos das populações de fontes detríticas riacianas e arqueanas foram mais modestos.

Os paragnaisses FH-21 e FH-27 afloram próximos, mas o micaxisto MV-58 é de um corpo mais a oeste que sofreu metamorfismo de baixo grau e foi intrudido por granitos mais novos, como mostra o mapeamento de Vasquez *et al.* (2020). Isso é reforçado pelos dados totais obtidos apresentando idades < 2000 Ma, apesar de não ter um pico notável (Fig. 2I). Esta amostra não conta com dados prévios e a principal população mostra uma idade de 2056 Ma (Fig. 2I), que com o corte mantem um pico com uma idade próxima de 2057 Ma (Fig. 2J), mas com o refino do tratamento aparece um pico periférico de 2041 a um pico de 2064 Ma (Fig. 2J). Como a contribuição de fontes detríticas riacianas é muito forte nessa amostra é possível que a idade de 2056 Ma estabeleça a idade máxima de sedimentação orosiriana.

Foi feita uma tentativa de datar o vulcanismo básico associado a sedimentação da bacia Jacareacanga, mas o anfibolito forneceu poucos resultados (não apresentados aqui) e sem consistência para determinar a idade de cristalização do protólito.

DISCUSSÕES

Prévias datações por geocronologia em zircão das rochas do Grupo Jacareacanga apontam para a sua formação por volta de 2100 Ma (Santos *et al.* 2000) e entre 2008 e 2034 Ma (Almeida *et al.* 2001).

Alguns desses resultados já indicavam idades de sedimentação da bacia compatíveis com as idades de 2033 e 2005 Ma dos granitoides precoces do Arco Cuiú-Cuiú obtidas por Santos *et al.* (2000, 2004). Vasquez *et al*. (2019) obtiveram idades entre 2000 e 2050 Ma para deposição dos sedimentos pelíticos que originaram os paragnaisses e identificaram eventos há cerca de 1950 Ma e 1890 Ma que respectivamente representam eventos de fusão crustal (metamorfismo de médio a alto grau) e intrusão de granitoides do Arco Tropas (1907-1870 Ma). As feições de campo e petrográficas respaldaram a distinção desses eventos posteriores a formação das rochas do Grupo Jacareacanga e permitiram esses autores admitirem idades > 2000 Ma para as populações de cristais de zircão detrítico.

Foi aplicado um corte das idades < 2000 Ma usado por Vasquez *et al.* (2019) por serem relacionadas a eventos mais jovens e não a idade das fontes detríticas dos sedimentos da Bacia Jacareacanga. Os resultados obtidos foram analisados com e sem os resultados de Vasquez *et al.* (2019), e as idades entre 2008 e 2042 Ma nos paragnaisses são coerentes com as idades máximas de sedimentação esperadas para uma bacia do Arco Cuiú-Cuiú. Contudo, a idade de 2056 Ma no micaxisto pode ter sofrido influência das populações detríticas riacianas presentes em maior ou menor quantidade em todas amostras estudadas. O tratamento mais rigoroso reduziu a quantidades de dados, mas mostrou as populações detríticas orosirianas e reforçou a possibilidade de influência das populações riacianas.

CONCLUSÕES

Os dados U-Pb por LA–ICP–MS em zircão obtidos neste estudo para os paragnaisses pelíticos e um micaxisto do Grupo Jacareacanga forneceram idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ que se aproximam das previamente obtidas por geocronologia em zircão para essa unidade.

Os paragnaisses pelíticos e micaxistos indicaram fontes detríticas de 2021 a 2057 Ma, que podem representar idade máxima de sedimentação dos sedimentos que originaram essas rochas metamórficas paraderivadas do Grupo Jacareacanga. Infelizmente não foi possível datar o vulcanismo básico associado para delimitar melhor a formação Bacia Jacareacanga.

As idades orosirianas de deposição dos sedimentos pelíticos originais reforçam a correlação da Bacia Jacareacanga com o Arco Cuiú-Cuiú, mas a ocorrência de populações de idades riacianas e subordinadas sideriana a arqueanas respaldam que se trata de um arco magmático de margem continental. Essas fontes detríticas mais antigas foram mais abundantes na bacia de *foreland* contemporânea, localizada mais a oeste no Domínio Tapajós, a Bacia Castelo dos Sonhos (Vasquez *et al*. 2008).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida M.E., Ferreira A.L., Macambira M.J.B., Sachett C.R. 2001. Time constraint based on zircon dating for the Jacareacanga Group (Tapajós Province, Amazon Craton, Brazil). In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 3, Pucon, Chile. Abstracts.

Ferreira A.L., Almeida M.E., Brito M.F.L., Monteiro M.A.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga – SB.21-Y-B: Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Manaus, SGB-CPRM. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/5671>. Acesso em: Jul, 2023.

Milhomen Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A., Moura C.A.V. 2017. U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. Contribuições à Geologia da Amazônia, **10**: 333-346.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. Gondwana Research, **3(4)**: 453-488. DOI: 10.1016/S1342-937X(05)70755-3.

Santos J.O.S., Van Breemen O.T., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: Constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. Precambrian Research, 131: 73–109. DOI: 10.1016/j.precamres.2004.01.002.

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008. Compartimentação tectônica. In: M.L., Vasquez, L.T. Rosa Costa (Orgs.). Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo do mapa geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém, SGB–CPRM. p. 39-112.

Vasquez M.L., Pinheiros F.G.R., Rodrigues J.B., Tavares F.M., Chaves C.L., Faraco M.T.L. 2019. Idades U-Pb por LA-ICP-MS em zircão das rochas do Grupo Jacareacanga, sudoeste do Domínio Tapajós. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 16. Anais..., Manaus.

Vasquez M.L., Castro J.M.R., Chaves C.L., Costa Neto M.C., Cruz V.L. 2020. Mapa de integração geológico-geofísica da ARIM Tapajós na escala 1:500.000. Projeto Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral do Tapajós. Belém, SGB-CPRM. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18638>. Acesso em: Jul, 2023.

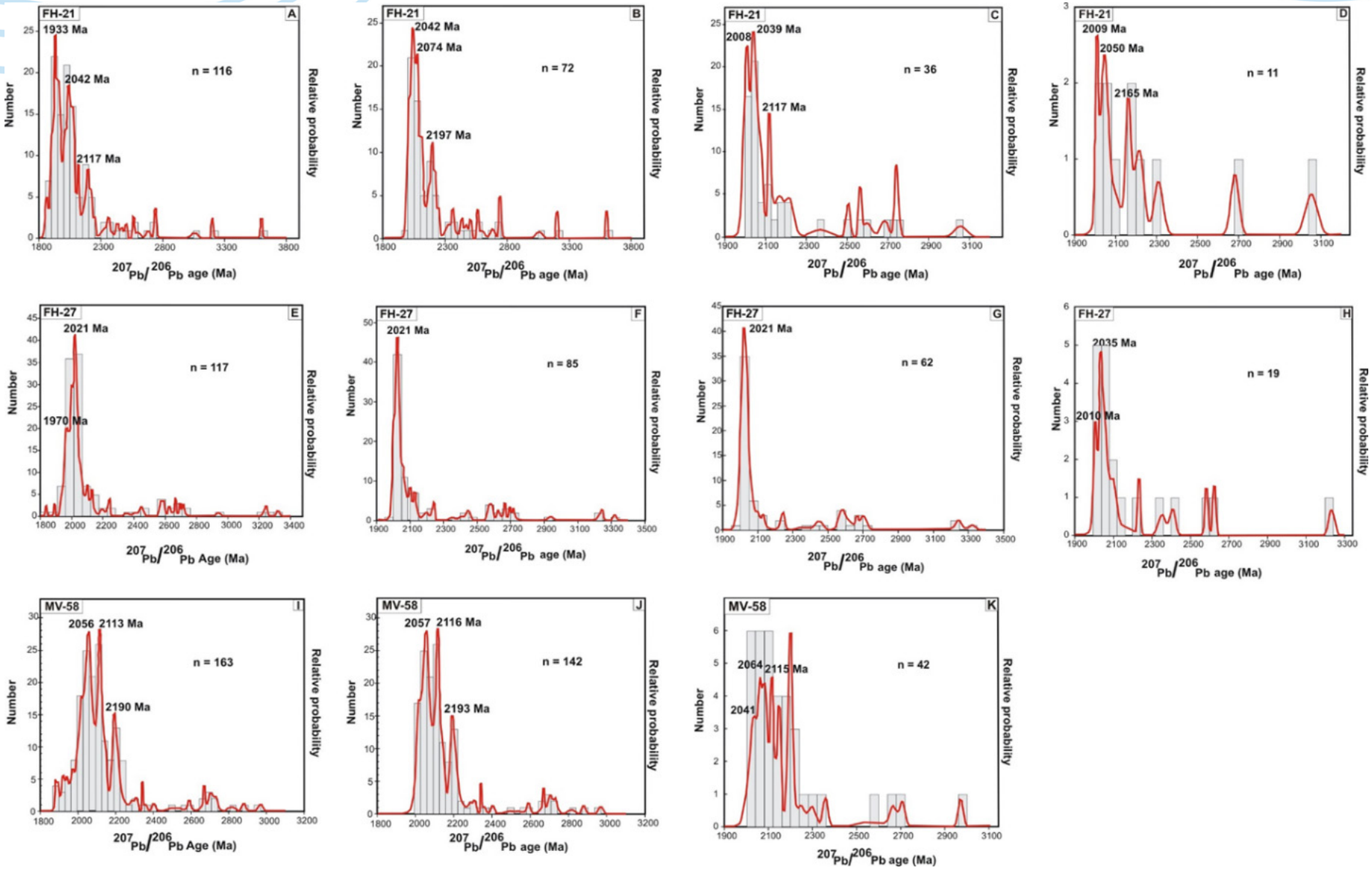


Figura 2. Histogramas de frequência e curvas de probabilidade relativa das idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ (concordantes 100±10%). (A, E) paragnaisses, Todos os grãos deste estudo e de Vasquez *et al*. (2019. (I) todos os grãos para o micaxisto. (B, F) grãos com idades > 2000 Ma dos dois estudos e (C, G, J) deste trabalho. (D, H, K) somente os grãos com superposição dos erros das idades.

CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DA FOLHA FAZENDA ANAPORÃ (SB.22-Y-B-III), OESTE DO DOMINIO CARAJÁS

Lívio Wagner C. Correa[1]; Luciano C da Silva[1]; Cíntia M. Gaia da Silva[1]; Ulisses Antônio Costa[1]; Marco L. E. Quadros[1]; André M. Saboia[1];

[1]Serviço Geológico do Brasil – SGB-CPRM

livio.correa@sgb.gov.br; luciano.castro@sgb.gov.br; cintia.gaia@sgb.gov.br; ulisses.costa@sgb.gov.br; marcos.quadros@sgb.gov.br; andre.saboia@sgb.gov.br

RESUMO

A Província Carajás corresponde à porção continental mais antiga do Cráton Amazônico. Esta província é dividida em dois domínios: Domínio Rio Maria, mesoarqueano, a sul e Domínio Carajás, meso a neoarqueano, a norte. Trabalhos recentes mostraram que o Domínio Carajás foi afetado por quatro expressivos eventos tectono-metamórficos ocorridos no Mesoarqueano (2,89-2,83 Ga), Neoarqueano (2,76-2,73 Ga e 2,58-2,55Ga) e no Riaciano (2,09-2,05Ga). No Neoarqueano, no Domínio Carajás houve a geração de magmatismo granítico, vulcanismo máfico a félsico, plutonismo máfico-ultramáfico, metamorfismo regional e metassomatismo. No entanto, o ambiente tectônico no qual se desenvolveram esses processos ainda é controverso. Os efeitos dos eventos orogênicos paleoproterozoicos, no Domínio Carajás, são pouco estudados. O mapeamento geológico básico na escala 1:100.000 levou à identificação de uma expressiva zona de cisalhamento dúctil com direção preferencial E-W, na porção centro-oeste do Domínio Carajás. Nesta região ocorre, um conjunto de rochas deformadas com taxas de deformação variadas e de idades distintas, que incluem gnaisses migmatíticos, granitoides, anfibolitos e sequências metavulcanossedimentares. Foram reconhecidas tramas tectônicas típicas de fluxo plástico (foliação milonítica), comumente transpondo um bandamento composicional prévio, bem como os produtos de migmatização nos gnaisses do Complexo Xingu, com o desenvolvimento de foliação milonítica e dobras intrafoliais. Próximo às zonas de cisalhamento, as feições pretéritas dos gnaisses são completamente obliteradas gerando proto a ultramilonitos.

PALAVRAS-CHAVE: Zona de cisalhamento; Província Carajás; Ladeira vermelha; Geologia Estrutural

INTRODUÇÃO

Modelos de evolução tectônica disponíveis para o Domínio Carajás, em especial em sua porção leste, sugerem que o principal controle estrutural é associado a grandes transcorrências e empurrões oblíquos, a partir de encurtamento na direção NE-SW, durante o Arqueano, na instalação do Cinturão Itacaiúnas (Costa *et al.,* 1995; Araújo *et al.,* 1988, Pinheiro; Holdsworth, 1997, 2000). Porém, Tavares (2015), com base em estudos termocronológicos em idades ^{40}Ar-^{39}Ar em micas e anfibólio, reacenderam a discussão acerca da influência da orogenia transamazônica e o retrabalhamento no paleoproterozoico relacionado ao Evento Sereno no Domínio Carajás, em destaque na porção nordeste. Durante o desenvolvimento do Projeto Geologia, Recursos

Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás, realizado pelo Serviço Geológico do Brasil, com mapeamento sistemático na escala 1:100.000 na Folha Fazenda Anaporã (SB.22-Y-B-III), (figura 1), foram identificadas um conjunto de rochas intensamente deformadas, associado com expressivas zonas de cisalhamento dúcteis.

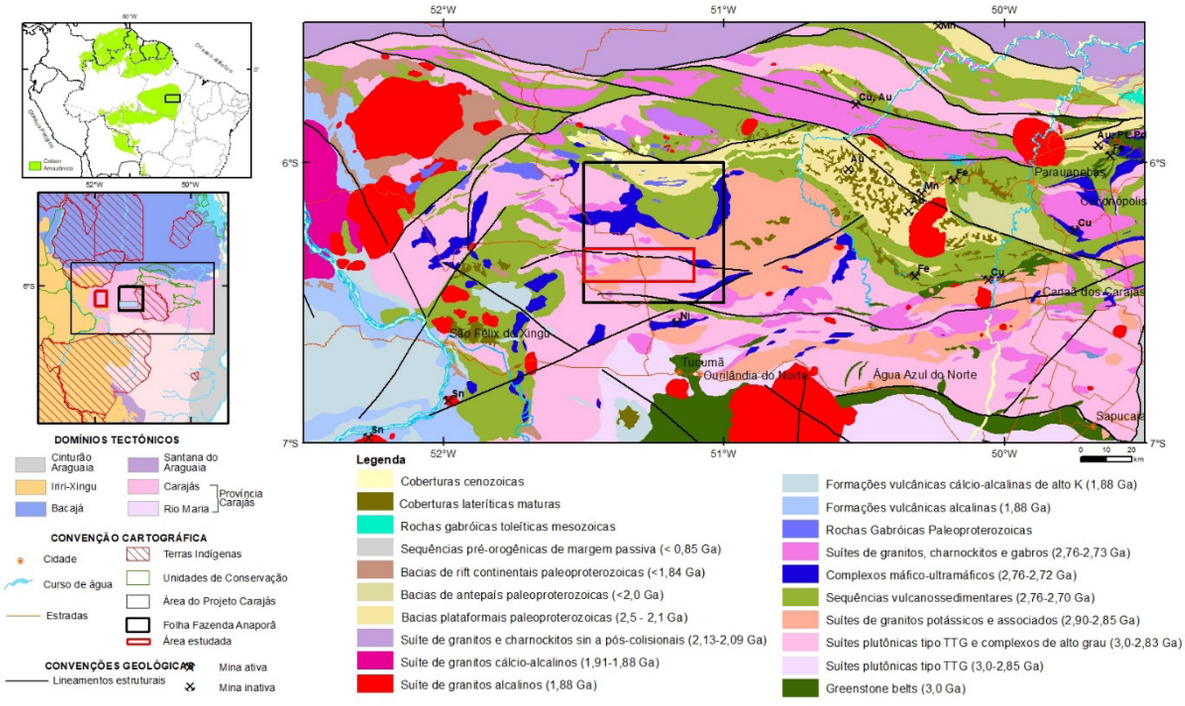


Figura 1. Mapa geológico regional de Carajás, com a localização da Folha Fazenda Anaporã e polígono em vermelho destacando a área estudada. Fonte: Projeto Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás.

MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho utilizou técnicas de mapeamento geológico básico na escala 1:100.000, com a realização de perfis regionais e de detalhe, coleta de dados geológicos, com foco na descrição das estruturas deformacionais ao longo das zonas de cisalhamento, bem como interpretação de imagens aeromagnetométricas do projeto aerogeofísico Oeste de Carajás (CPRM, 2015).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Foram mapeadas rochas intensamente deformadas, afetadas por zonas de cisalhamento com deformação dominada por transpressão e natureza dúctil, subverticais, de direção dominantemente E-W e que apresentam geometria anastomosada (figura 2A), denominada informalmente de Zona de Cisalhamento Ladeira Vermelha. As foliações exibem direções médias E-W, e são em sua maioria subverticais. Os indicadores cinemáticos sugerem sentido de cisalhamento predominante sinistral. O conjunto de rochas deformadas (figura 2B) incluem gnaisses migmatíticos do Complexo Xingu com idade de cristalização entre 3,08-2,93 Ga e idade de migmatização/metamorfismo entre 2,89-2,83 Ga (Machado *et al.* 1991; Tavares 2015), anfibolitos e sequências metavulcanossedimentares, correlacionáveis aos *greenstone*

belts mesoarqueanos. Foram mapeados ainda granitoides associados a Suíte Planalto e rochas gabroicas da Suíte Cateté 2,76-2,73 Ga (Lafon *et al.* 2000), e que apresentam variadas intensidades de deformação.

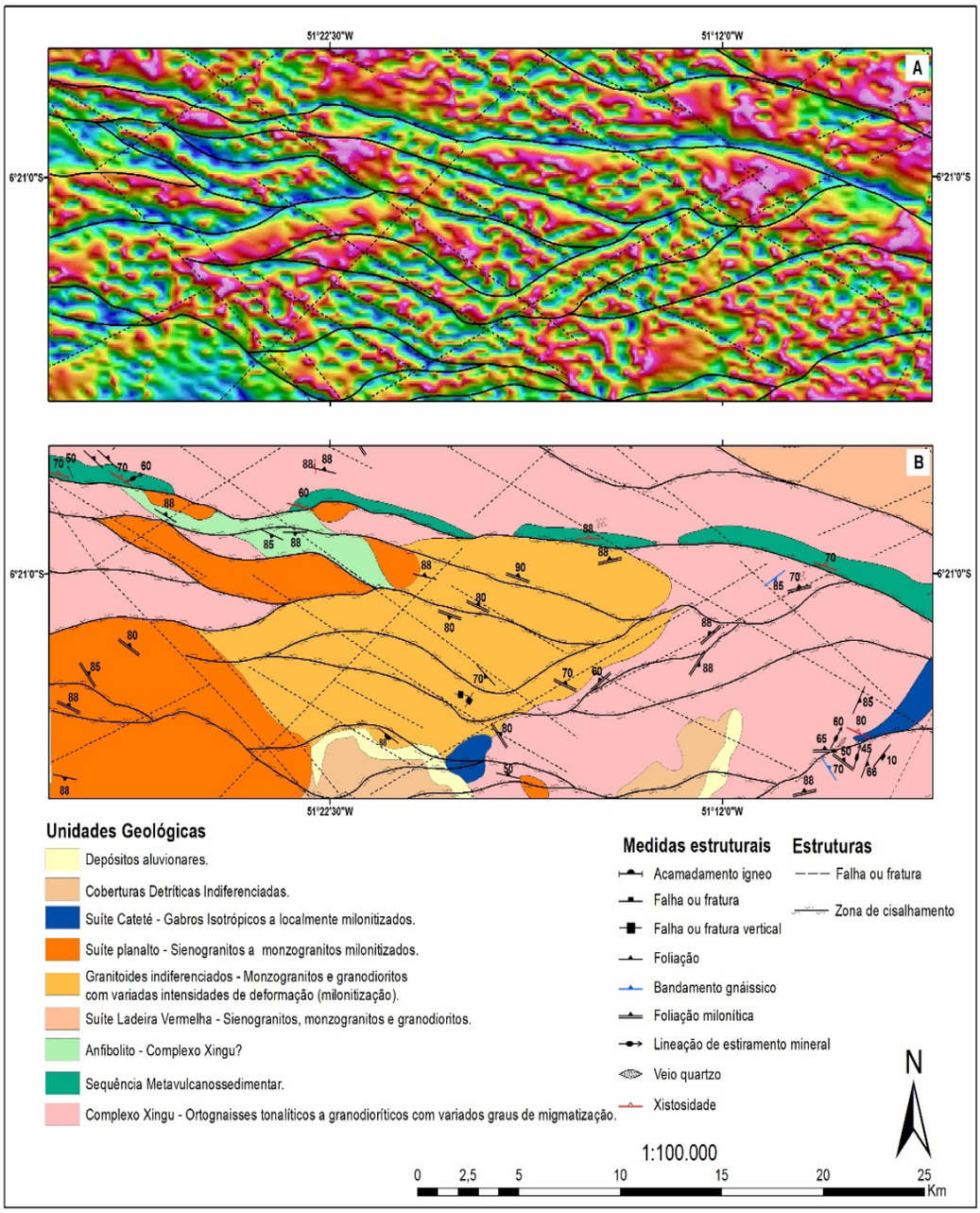


Figura 2. Detalhe de parte da Folha Fazenda Anaporã. A) Mapa de Inclinação do Sinal Analítico com os principais lineamentos interpretados; B) Mapa geológico preliminar simplificado com zonas de cisalhamento marcando o sistema transpressivo Ladeira Vermelha.

No contexto dessa zona de cisalhamento, foram reconhecidas tramas tectônicas típicas de fluxo plástico (foliação milonítica), comumente transpondo um bandamento composicional prévio, bem como os produtos de migmatização nos gnaisses do Complexo Xingu, com o desenvolvimento de foliação milonítica e dobras intrafoliais (figura 3A e B). Próximo às zonas de cisalhamento, as feições pretéritas dos gnaisses são completamente obliteradas,

originando proto a ultramilonitos. As rochas metavulcanossedimentares (figura 2B) apresentam baixo a médio grau metamórfico e exibem uma xistosidade penetrativa espaçada (figura 3C) como estrutura predominante. Localmente se observa uma clivagem ardosiana**,** além de leve dobramento da xistosidade que, por vezes, gera uma clivagem de crenulação.

Os anfibolitos apresentam foliação penetrativa, localmente há feições de migmatização, com forte transposição da migmatização, além de *boudins* assimétricos com estruturas em quadrante indicando sentido de cisalhamento sinistral (figura 3D).

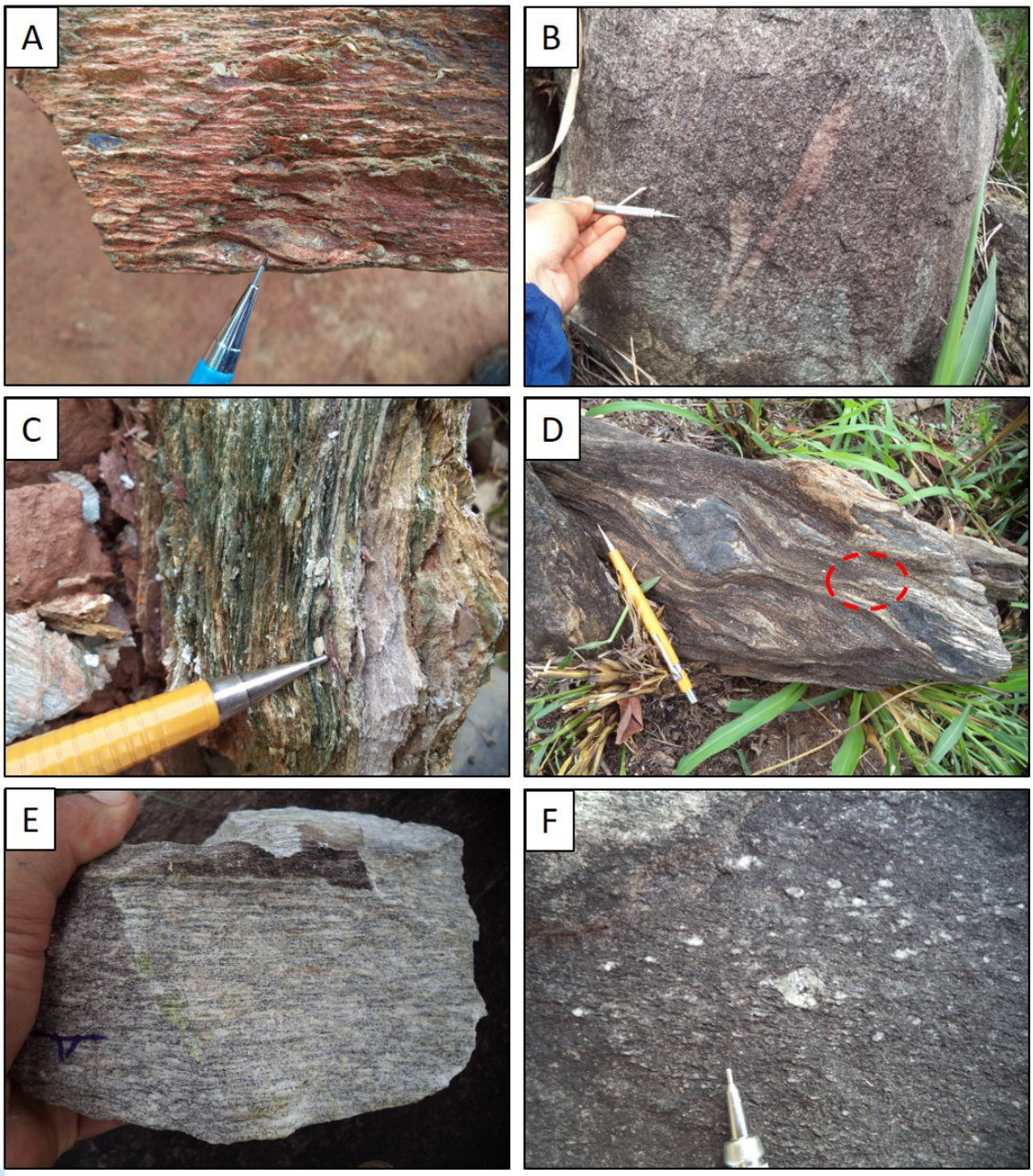


Figura 3. A) Foliação milonítica com estrutura S-C. Observar o arranjo imbricado dos cristais indicando movimento sinistral. B) Detalhe das dobras intrafoliais em gnaisses/migmatitos do Complexo Xingu. C) xistosidade penetrativa em clorita-talco xisto na sequência metavulcanossedimentar. D) Boudins assimétricos em anfibolito migmatizado, dobras assimétricas em torno dos boudins representam estruturas em quadrante (círculo tracejado em vermelho) evidenciando sentido de cisalhamento sinistral. E) Foliação milonítica em granitoide com características de ultramilonito. F) Porfiroclasto de feldspato tipo sigma em granitoide, sugerindo sentido de cisalhamento sinistral.

Na área de influência da Zona de Cisalhamento Ladeira Vermelha se observou ainda dois corpos graníticos. O primeiro, de composição monzo a sienogranítica, que pode ser correlacionado à Suíte Planalto e o outro, de composição granodiorítica a monzogranítica, representado no mapa como granitoides indiferenciados (figura 2B). Ambos apresentam grau de deformação heterogênea, com deformação mais expressiva na porção interna da zona de cisalhamento, onde se observam feições miloníticas a ultramiloníticas (figura 3E) e porfiroclastos de feldspatos com caudas assimétricas que indicam movimentação sinistral (figura 3F). O gabro, correlacionado neste trabalho a Suíte Cateté (Figura 2B), é seccionado pela zona de cisalhamento, convertendo-o em xisto máfico, que exibe uma xistosidade penetrativa.

CONCLUSÕES

O mapeamento geológico básico na escala 1:100.000 levou à identificação de um expressivo sistema transpressivo com sentido de movimentação sinistral, direção preferencial E-W e geometria anastomosada. Se desenvolveram tramas tectônicas típicas de fluxo plástico (foliação milonítica), comumente transpondo um bandamento composicional prévio, bem como os produtos de migmatização nos gnaisses do Complexo Xingu, desenvolvendo foliação milonítica e dobras intrafoliais. Os granitoides apresentam grau de deformação heterogênea, com maior taxa de deformação na região interna da zona de cisalhamento, apresentando feições miloníticas a ultramiloníticas. Por fim, o gabro correlacionado a Suíte Cateté, e seccionado pela zona de cisalhamento, sugere que a instalação da zona ocorreu no Paleoproterozoico. Trabalhos futuros de termocronologia nessas rochas são necessários para posicionar o evento tectonotermal que deu origem a zona de cisalhamento Ladeira Vermelha, e seu papel no contexto da evolução tectônica do Domínio Carajás.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CPRM/LASA Prospecções S/A. Microsurvey Aerogeofísica Consultoria Ltda. 2015. Projeto Aerogeofísico Oeste Carajás - Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos – Volume 1, Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro.

Costa U.A.P, Paula R.R., Silva D.P.B., Barbosa J.P.O., Silva C.M.G., Tavares F.M., Oliveira J.K.M., Justo A.P. 2016. Programa Geologia do Brasil-PGB. Mapa de integração geológico-geofísica da ARIM Carajás. Estado do Pará, Belém: CPRM, Escala 1:250.000.

Costa, J.B.S. et al. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, v. 7, p. 199-235, 1995. (Série Ciências da Terra, 7)

Pinheiro, R.V.L.; Holdsworth, R.E. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. Journal of the Geological Society, v. 154, p. 99-103, 1997.

Pinheiro, R.V.L; Holdsworth, R.E. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. Revista Brasileira de Geociências, v. 30, n. 4, p. 597-606, 2000.

Tavares, F.M. 2015. Evolução Geotectônica do Nordeste da Província Carajás. Ph.D. thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 115 p.

Lafon, J.M.; Macambira, M.J.B.; Pidgeon, R.T. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoarchean magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. Abstracts… Rio de Janeiro, 2000. 1 CD-ROM

Machado, N.; Lindenmayer, D.H.; Krough, T.E.; Lindenmayer, Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archeanmagmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. Precamb. Res.49:329-354.

EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS

Marcelo Lacerda Vasquez

Serviço Geológico do Brasil – SGB, Belém - PA.

marcelo.vasquez@sgb.gov.br

RESUMO

A Província Mineral do Tapajós (PMT), corresponde ao Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima do Cráton Amazônico. Esse domínio tectônico se formou a partir da acresção de dois arcos magmáticos durante o Orosiriano na margem de um continente formado entre o Mesoarqueano e o Riaciano. Sucessivos eventos vulcano-plut**ônicos** e de sedimentação marcaram a formação dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú (2050-1970 Ma) e Tropas (1910-1870 Ma). Entre os eventos compressionais desses arcos ocorreu uma extensão, com um adelgaçamento crustal que resultou em um metamorfismo de alto grau com anatexia entre 1956 e 1948 Ma e, localmente, um metamorfismo granulítico há 1937 Ma. O magmatismo bimodal calcioalcalino de alto K de *ca*. 1880 Ma, o alcalino ácido (tipo A) de *ca*. 1870 Ma e sedimentação continental há *ca*. 1850 Ma representam a etapa final de evolução do Arco Tropas, que foi marcada por um evento extensional. A PMT tem importantes depósitos de ouro magmático-hidrotermais, e um de paleoplacer modificado. A maioria desses depósitos foram controlados por falhas de cisalhamento transcorrente sinistral de orientação NW-SE, com uma componente extensional (T) de orientação E-W e outras componentes de orientação NE-SW, WNW-ESE e NNE-SSW que também geraram espaço para mineralização. Modelamentos gravimétrico e magnetotelúrico mostraram uma descontinuidade crustal de orientação NNW que exumou no oeste da PMT uma crosta que sofreu metamorfismo de alto grau entre 1956 e 1937 Ma. Também mostraram um adelgaçamento crustal no centro da PMT, que possivelmente desencadeou um metassomatismo mantélico que gerou fluidos mineralizantes, e também condicionou a formação dos magmas e a colocação de corpos ígneos ácidos e básicos hospedeiros das mineralizações.

PALAVRAS-CHAVE: Orosiriano, arcos magmáticos, Província Mineral do Tapajós.

INTRODUÇÃO

O Serviço Geológicos do Brasil (SGB-CPRM) tem mapeado a geologia e recursos minerais da PMT desde a década de 1970, na década de 1980 pesquisou depósitos aluvionares de ouro e cassiterita, e entre as décadas de 1990 e 2000 mapeou a província na escala 1:250.000 e diversos depósitos primários de ouro (Klein *et al*. 2001). A partir de década de 2010, o SGB mapeou na escala 1:100.000, com auxílio de levantamentos aerogeofísicos mais detalhados. Os mapas aerogeofísicos, imagens de diferentes tipos de sensores e as novas ferramentas de mapeamento em SIG permitiram avanços na cartografia geológica (Guimarães *et al*. 2015; Vasquez *et al*. 2017).

A pesquisa acadêmica, também, tem gerado maior conhecimento sobre a PMT, especialmente na metalogenia dos depósitos de ouro, com estudo dos fluidos, paragêneses metálica e de alteração hidrotermal, estruturas de controle e as rochas hospedeira das mineralizações desses depósitos.

As empresas de mineração avançaram nos seus projetos de exploração, pesquisaram os controles das mineralizações nos seus alvos e frentes de lavra, e avaliaram os recursos de seus depósitos.

O projeto Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral do Tapajós, também referido como ARIM-Tapajós (Áreas de Relevante Interesse Mineral), é uma integração do conhecimento sobre a geologia e metalogenia da PMT gerado nos últimos 50 anos. Além disso, foram mapeadas e modeladas áreas chave no leste e oeste da principal estrutura de controle das mineralizações de ouro, o Lineamento Tocantinzinho (LTCZ), um corredor de orientação WNW-ESSE no meio da PMT. Também mapeou na escala 1:100.000 áreas ao sul do LTCZ, onde fez levantamentos geofísicos terrestres de gravimetria e magnetotelúrico

As análises petrográficas e litogeoquímicas permitiram uma melhor distinção das filiações magmáticas, fontes e ambiente tectônico das unidades litoestratigráficas da PMT. Além disso, as análises geocronológicas por Pb-Pb e U-Pb em zircão e outros minerais possibilitaram datar eventos ígneos, metamórficos e de mineralização magmático-hidrotermal.

A geoquímica prospectiva mostrou anomalias de Au coincidentes com Cu, Mo, Bi, Ag, Pt, Pd e As no norte e leste da PMT que também apresenta anomalias de Sn, Nb e Ta com potencial para jazimentos de cassiterita e columbita. Além disso, apontou potenciais áreas para ocorrências de diamante.

O conhecimento da geologia e metalogenia, somado com os dados aerogeofísicos e geoquímicos deram suporte para geração de mapas e modelamentos de favorabilidade para ouro em áreas no oeste e leste da PMT.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os levantamentos de geofísica terrestre foram feitos ao longo da Rodovia Transgarimpeira, totalizando cerca de 200 km, com estações gravimétricas a cada 1 km, e com espaçamentos de 6, 12 e 22 km entre diferentes tipos de estações de magnetotelúrico. As transversas atravessaram a borda sul do LTCZ até a parte central da PMT (Fig. 1). Os modelos de estrutura elétrica integrada a gravimetria e o modelo de resistividade para os primeiros 15 km na crosta permitiram investigar a crosta litosférica da PMT.

No ARIM-Tapajós foram feitas 20 análises U-Pb em zircão por LA-ICP-MS e SHRIMP (Vasquez *et al*. 2023). Dessas 17 amostras são de rochas ígneas e de protólitos ígneos de rochas metamórficas, que somadas aos dados da literatura totalizam 143 datações. As idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ foram plotadas em diagramas de probabilidade de densidade relativa e de distribuição dos erros médios.

DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

Os levantamentos terrestres de gravimetria e magnetotelúrico de SW para NE permitiram um modelamento da crosta que mostrou um adelgaçamento de 40 km para 35 km de espessura de crosta continental. Além disso, o modelamento por inversão magnetométrica mapeou zonas de metassomatismo mantélico, que marcam potenciais fontes de mineralizações, descontinuidades

crustais de até 15 km de profundidade e uma extensa descontinuidade crustal, de orientação NNW em superfície, marcada por uma falha de cavalgamento a 6 km de profundidade que exumou a crosta da parte oeste da província (Fig. 2).

A distribuição das idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ das rochas ígneas e de protólitos ígneos de rochas metamórficas da PMT distinguem as populações de zircão relacionados aos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú e Tropas, e mostra um hiato entre os dois conjuntos (Fig. 3).

Os granitoides de 2033 Ma a 2000 Ma do Complexo Cuiú-Cuiú, as rochas vulcânicas de 2012 a 2000 Ma das formações Comandante Arara e Vila Riozinho e os granitos de *ca*. 1997 Ma marcam o magmatismo calcioalcalino normal a de alto K. Granitoides da Suíte Creporizão de 1984 e 1959 Ma e de rochas vulcânicas contemporâneas marcam pulsos mais jovem de evolução do magmatismo calcioalcalino e subordinado magmatismo alcalino ácido (tipo A) do Arco Cuiú-Cuiú (Fig. 3).

Durante este intervalo de aquiescência de atividade ígnea foi detectada eventos metamórficos de alto grau, com anatexia há 1956 Ma de paragnaisses pelíticos do Grupo Jacareacanga e há 1948 Ma de ortognaisses do Complexo Cuiú-Cuiú, além de metamorfismo de fácies granulito de baixa pressão há 1937 Ma. Esses eventos podem estar relacionados a uma extensão subsequente a acresção do Arco Cuiú-Cuiú (Vasquez *et al*. 2023).

As rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas de 1908 a 1881 Ma das formações Buiuçu, Tocantinzinho e Salustiano, os granitoides das suítes Tropas e Parauari de 1905 a 1874 Ma marcam a evolução do magmatismo calcioalcalino de normal a de alto K do Arco Tropas. Gabros (Suíte Ingarana) e andesitos (Formação Bom Jardim) contemporâneos a esses granitoides marcam a bimodalidade do magmatismo calcioalcalino de alto K.

Os granitos da Suíte Maloquinha e rochas vulcânicas ácidas da Formação Moraes Almeida marcam um amplo magmatismo tipo A, em parte, contemporâneo ao magmatismo calcioalcalino de alto K das suítes Parauari e Ingarana, que devem estar relacionados a uma tectônica extensional. A maior ocorrência de gabros da Suíte Ingarana e granitos da Suíte Maloquinha ao longo do adelgaçamento crustal identificado pela transversa de geofísica profunda na PMT (Fg. 2) reforça a tectônica extensional no final da evolução do Arco Tropas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Guimarães, S. B.; Klein, E.L.; Chaves, C. L.; Souza, S. M.; Castro, J. M. R.; Queiroz, J. D. S; Feio, J. V. B.; Lima, R. G. C. 2015. Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área sudeste do Tapajós, Estado do Pará. , Brasília SGB-CPRM. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/16601>. Acesso em: Jul, 2023.

Vasquez, M.L.; Chaves, C.L.; Moura, E.L.; Oliveira, J.K.M. 2017. Geologia e recursos minerais das folhas São Domingos – SB.21-Z-A-II e Jardim do Ouro – SB.21-Z-A-III. Escala: 1:100.000. Belém, SGB-CPRM. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/17997>. Acesso em: Jul,. 2023.

Vasquez, M.L.; Gaia, S.M.S.; Chaves, C.L.; Silva, C.M.G. (orgs.). 2023. Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral do Tapajós – ARIM Tapajós. Belém, SGB-CPRM. (em revisão).

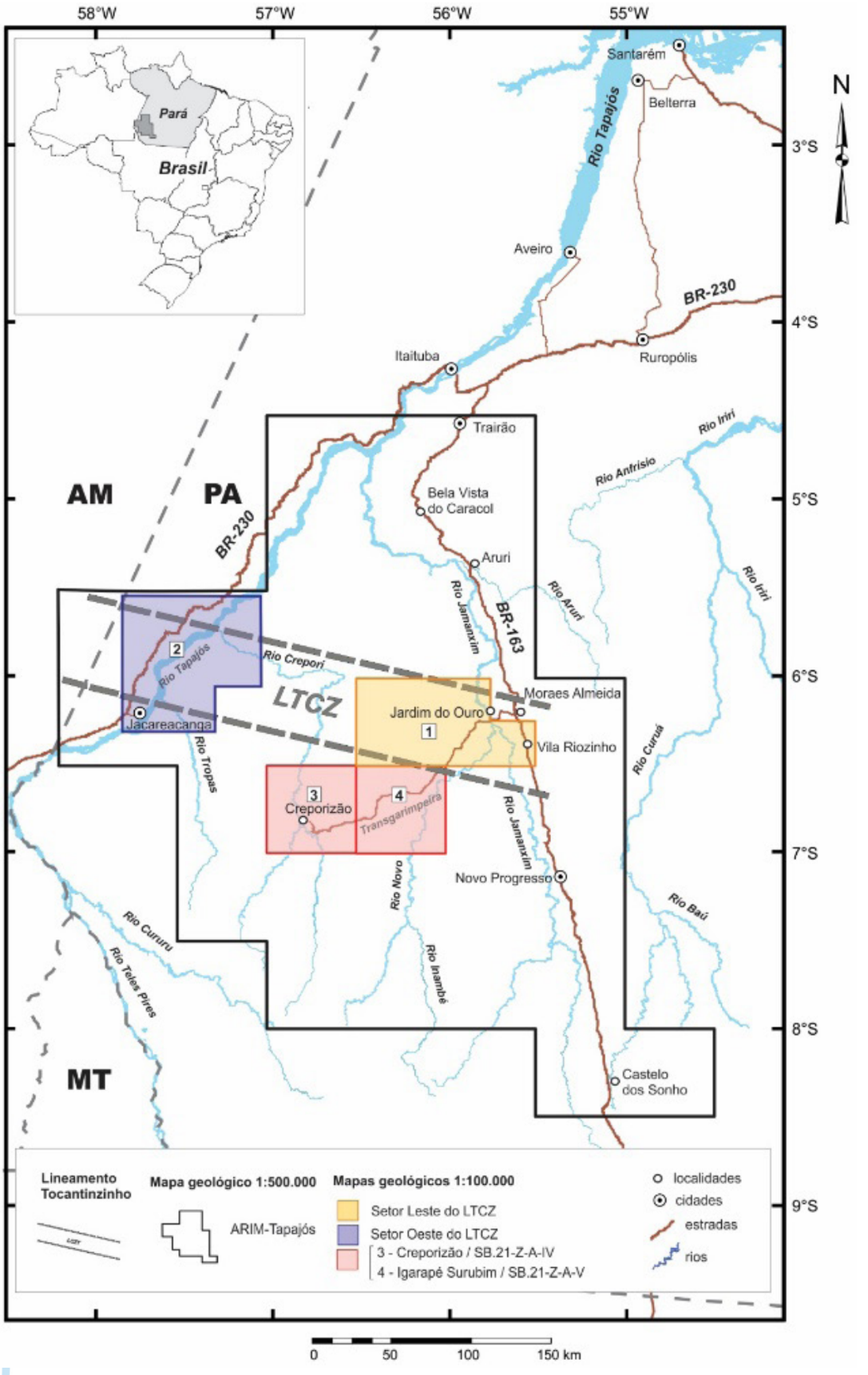


Figura 1. Mapa de localização da área do projeto ARIM-Tapajós e de suas áreas de mapeamento de na escala 1:100.000 e das transversa de geofísica terrestre.

ment

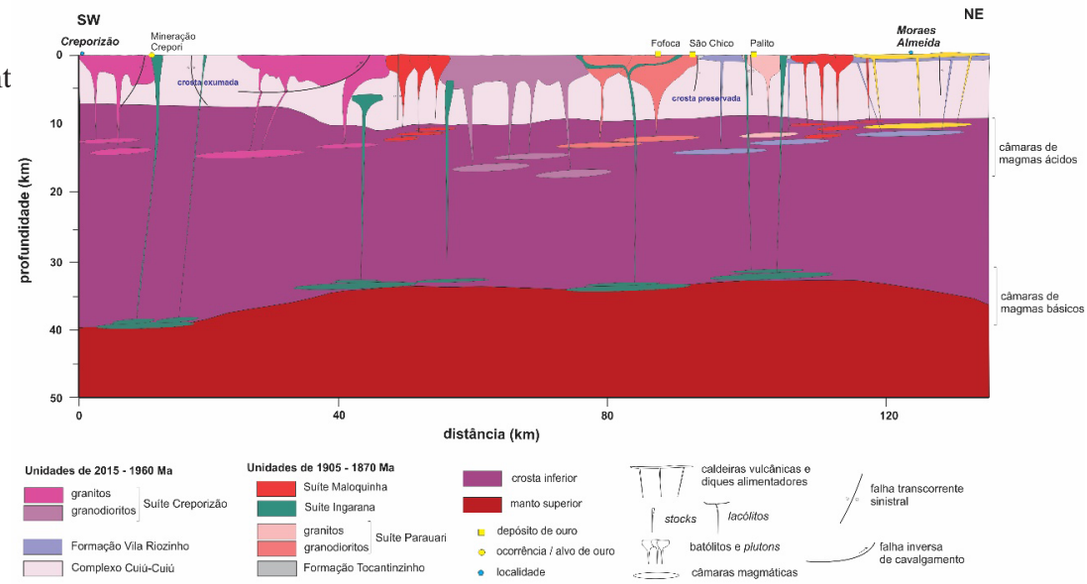


Figura 2. Seção esquemática da crosta na parte central da PMT, baseada nos modelamentos geofísicos.

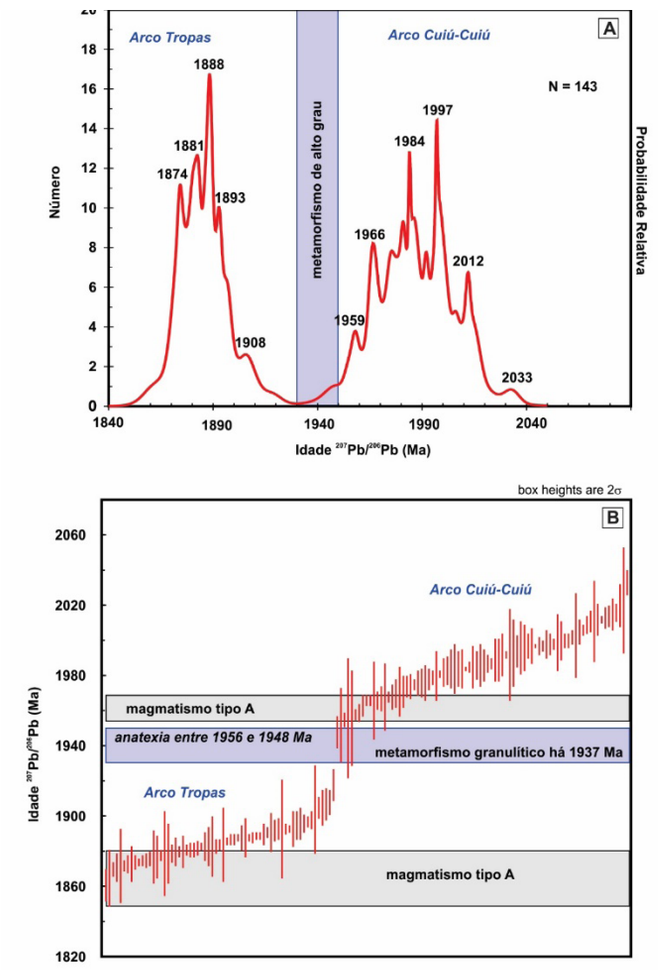


Figura 3. Idades dos eventos ígneos e de metamorfismo de alto grau da PMT. A) Diagrama de probabilidade de densidade relativa de idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ dos cristais de zircão de rochas de anatexia e rochas ígneas datadas pelos métodos U-Pb e evaporação de Pb em zircão; B) Diagrama de distribuição dos erros médios de idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ em zircão de amostras de rochas dos arcos magmáticos da PMT e demais eventos associados.

DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS DA ILHA DE MARAJÓ (PA) E SUAS IMPLICAÇÕES ECONÔMICAS

Mário Ivan Cardoso de Lima[1]; Fernanda Catharina Souza Ferreira[2]

IBGE[1]; graduanda UNIFESSPA[2]

mariocardoso492@gmail.com; fernanda.souza@unifesspa.edu.br

RESUMO

A ilha de Marajó, nor-nordeste do Estado do Pará, com uma área de cerca 50.000 km^2, situa-se na foz estuarina do rio Amazonas. Essa região foi palco de atividade intensa tectônica a partir do cretáceo e tais movimentações se prologaram até os tempos recentes. Tanto assim que a região em foco apresenta evidências de neotectônismo, sendo considerada uma região sismogênica. O presente artigo visa mostrar domínios que assomam nessa ilha sob o ponto de vista de idade (crono), litologias (lito) e morfoestruturas (relevo associado a estruturas geológicas); e tendo como complemento natural suas implicações econômicas; considerando-se sua posição geográfica, contexto geológico e infraestrutura, uma vez que se posiciona na foz estuarina de um dos mais importantes rios do planeta. Na execução do presente artigo foram de grande relevância imagens de sensoriamento remoto, nas faixas do ótico e das micro-ondas, na identificação de feições de relevo, estruturas geológicas e cartografia. Por sua vez, a literatura geológica existente merece destaque, embora muito pouco tenha sido feito. As principais feições morfoestruturais que se pode vislumbrar na ilha de Marajó, são, sem dúvida, a presença de dois grandes sistemas: um transtensivo e outro transpressivo. O primeiro disposto a leste (Oriental) e o outro a oeste (Ocidental) da ilha em foco. No Subdomínio Oriental (distensivo) assomam bacias *pull-apart*, Chaves e lago Arari, eivado de paleocanais, corroborando os efeitos distensivos. De outra forma, o Subdomínio Ocidental, tipicamente transpressivo, exibe em sua porção noroeste uma zona anômala na região da ilha Anajás, evidenciando a presença de uma possível janela tectônica, ou então sendo interpretada como um Astroblema ou uma intrusão. Em termos de idade, tais terrenos são cobertos por sedimentos quaternários, Holoceno e Pleistoceno, com influência marinha marcante, além de processos lagunares e fluviais, e fatores climáticos intimamente associados. Em termos de bens minerais existe a possibilidade de petróleo e gás natural na Bacia do Marajó, no entanto considerando ser encoberto pelo Subdomínio Ocidental, a única estrutura que podia ter uma relevância é a ilha dos Anajás. Os solos são distróficos e álicos, mas considerando ser uma região plana podem ser corrigidos, servindo para diversas aplicações na agricultura. Na pecuária é asa principal atividade. Os paleocanais poderão ser objeto de estudos para água subterrânea na época da seca, arqueologia e depósitos de turfa. Deve ser explorada para o turismo.

PALAVRAS-CHAVE: ilha de Marajó; bacia pull-apart; domínios morfoestruturais; quaternário.

INTRODUÇÃO

A Ilha de Marajó, chamada de Mbara'yo (barreira do mar) por seus nativos; ilha Grande de Joanes pelos colonizadores europeus, ou então Pantanal Paraense por Lima (2011); continua em

pleno século XXI, com várias questões. Segundo a literatura, o navegador português **Duarte Pacheco Pereira** visitou a costa marajoara em dezembro de 1498, dois anos antes da descoberta do Brasil, fato mantido em sigilo em razão do Tratado de Tordesilhas. Ocupa uma área de cerca 50.000 km^2, um pouco maior que o Estado do Rio de Janeiro. Localiza-se abaixo da linha do Equador, na foz do rio Amazonas, NNE do Estado do Pará, onde juntamente com as ilhas Caviana e Mexiana e outras dezenas de ilhas compõem o arquipélago do Marajó (figura 1), compondo uma foz típica de estuário. Abarca 16 municípios dos 144 do Pará e vive sob a ditadura da água pois apresenta apenas duas estações – o inverno de chuvas com alto índice pluviométrico (janeiro a junho) quando seus campos (porção oriental) ficam inundados e é possível atravessá-los a bordo de um barco; e o verão de seca e calor inclementes (julho a dezembro); quando pode ser percorrido a pé.

As primeiras informações científicas sobre a morfologia da ilha de Marajó devem-se ao Projeto RADAM, na década de 70, em que foram pela primeira vez alcandorados os paleocanais dispostos nas regiões de Chaves e lago Arari, dentre outros. Posteriormente, na década de 80 foi objeto de estudos hidrogeológicos (Serra & Tancredi, 1982) e somente na década seguinte Lima et al. (op. cit.) interpretaram tais paleocanais como "pegadas" de bacias de afastamento (*pull-apart*) nas regiões de Chaves e lago Arari. Aliás, esta fantástica ilha foi considerada por Mioto (1993) como uma região sismogênica, em razão de dados sismológicos. Trata-se, em verdade, de um museu de neotectônica a céu aberto, em que inversão de relevo, drenagem defluente, em que foram atestados paleocanais de **várias** gerações, colocados em destaque por alguns autores como Lima (1996) e Rosseti et al. (2007), dentre outros.

O presente artigo visa mostrar domínios que assomam nessa ilha sob o ponto de vista de idade (crono), litologias (lito) e morfoestruturas (relevo associado a estruturas geológicas); e tendo como complemento natural suas implicações econômicas; considerando-se sua posição geográfica, contexto geológico e infraestrutura, uma vez que se posiciona na foz estuarina de um dos mais importantes rios do planeta.

MATERIAIS E MÉTODOS

De grande relevância para a consecução do presente estudo foram as imagens de sensoriamento remoto, desde a faixa do ótico (imagens LANDSAT) e micro-ondas (GEMS -SAR /banda X, ALOS/PALSAR/ banda L e SRTM – bandas X/L), na interpretação das distintas feições do terreno, em especial as de neotectônica, ainda bem destacadas. Por sua vez, a literatura geológica existente merece destaque, embora muito pouco tenha sido feito, com marcante presença dos dados apresentados por CPRM -Serviço Geológico do Brasil, na Carta Geológica ao Milionésimo (www.cprm.gov.br) e projetos; IBGE, através de seu banco de dados de informações ambientais (BDIA) (www.bdiaweb.ibge.gov.br) e UFPA. Nesta, em dissertações de mestrado e doutorado.

Na interpretação das imagens utilizou-se a Metodologia criada por Lima (1995), cognominada de "Sistemática de Elementos Radargráficos" e na interpretação da drenagem nos princípios apregoados por Lima (2002).

RESULTADOS

As principais feições morfoestruturais que se pode vislumbrar na ilha de Marajó, são, sem dúvida, presença de dois grandes sistemas: um transtensivo e outro transpressivo. O primeiro disposto a leste (Oriental) e o outro a oeste (Ocidental) da ilha em foco. Ressalte-se que o primeiro apresenta extensão para uma faixa ao norte, perlongando o município de Chaves. De outra forma o Subdomínio Ocidental de caráter transpressivo, apresenta em sua porção noroeste uma zona anômala na região da ilha Anajás, evidenciando a presença de uma possível janela tectônica, ou então pode ser interpretada como um Astroblema. Obviamente que necessita de dados adicionais para confirmar tal assertiva, de preferência geofísica ou sondagem.

O embasamento dessa cobertura remonta ao Pré-Cambriano para o Subdomínio Oriental e o Ocidental é sustentado pela Bacia do Marajó, de idade cretácea.

No subdomínio Oriental pode vislumbrar dois grandes sistemas transtensivos oblíquos de orientação cerca de E-O, como ocorre nas regiões do lago Arari e Chaves, dispostos nas porções central e norte. Em ambos os casos se formaram as chamadas Bacias de Afastamento (*pull-aparts basins*), limitadas por falhas direcionais oblíquas dextrais, cerca de E-O, e falhas normais de orientação meridiana, responsáveis pela formação de lagos, dentre outros o lago Arari, conforme Lima et al., 1996 e Lima, 2011. A tais bacias associam-se uma plêiade de paleocanais (Pf) de orientações e gerações distintas, os quais muitas vezes se cruzam (Figura 2). A existência de paleocanais no quadrante da porção sul, ligado a presença de padrão de drenagem Defluente (Lima 2002) e ligação em "cotovelo", atestam perfeitamente o basculamento do bloco NO para SE, com isso provocando a inversão da drenagem que inicialmente fluía de SE para NO e temporalmente ligada a Bacia de Afastamento de Lago Arari. Em Salvaterra e Soure tem-se belo exemplo de limite por falha normal, tipificadas pelas praias de Joanes e Pesqueiro, respectivamente.

No Subdomínio Ocidental domina uma cinemática transpressiva, tipificada por baixos tabuleiros com máximo de 35 m de altimetria e capas laterítica imaturas com caimento para oeste. Caracterizam-se por topos planos arenosos, onde se evidenciam vales devido a presença de fraturamento intenso, os quais são cobertos por floresta ombrófila densa, destoando das regiões de campos do outro subdomínio. Apesar de ser um subdomínio homogêneo, no quadrante noroeste, ilha de Anajás, assoma uma feição destoante, a qual na opinião dos autores trata-se de uma anomalia. Assemelha-se a uma baía, compondo uma região baixa tendo em sua porção central um núcleo mais antigo, assemelhando-se a um astroblemas ou uma intrusão. Ou seja, efeito endógeno ou exógeno. Vide Figura 3.

Em termos de idade, tais terrenos são cobertos por sedimentos quaternários, Holoceno e Pleistoceno, com influência marinha marcante, além de processos lagunares e fluviais, e fatores climáticos intimamente associados.

Para efeito de mapeamento dividiu-se a região em estudo em unidades litoestratigráficas informais consoante a literatura disponível e imageinterpretação (Figura 4). Deste modo tem-se:

- Cobertura laterítica pleistocênica (Plat) – tabuleiros sustentados por Latossolos arenosos a areno-argilosos, com altimetria de até 35 m, formados por lateritos imaturos;

- Cobertura detrito-laterítica pleistocênica (Pdl) – terrenos areno-argilosos ocupando regiões planas de até 10 m de altimetria;

- Depósitos salinos pleistocênicos (Ps) – terrenos planos detrito-lateríticos e/ou arenosos cobertos por solos salinos;

- Depósitos fluviolacustres pleistocênicos (Pfl) –terrenos alagados ocupando paleocanais e lagos, ocorrem nas bacias *pull-apart*;

- Depósitos Lagunares pleistocênicos (Pl) – terrenos argilosos, dispostos preferencialmente em lagos; e

- Depósitos fluviomarinhos holocênicos (Hfm) - cascalhos, areias e argilas relacionados a canais e planícies de inundação e influências da maré. O qual perlonga toda a ilha, cujo limite oeste, um canal estreito poderia ter sido o caminho do atual rio Tocantins.

DISCUSSÕES

Duas questões em aberto: a possível pretérita localização do rio Tocantins e a estrutura anômala da ilha de Anajás e Afuá. Para o primeiro caso sugerimos o uso de imagens SAR-L, no sentido de identificar paleocanais, assim como trabalhos de campo. No caso da estrutura anômala a utilização de dados geofísicos e sondagem. Astroblema e intrusão são apenas hipóteses de trabalho.

CONCLUSÕES

Importância do sensoriamento remoto integrado, ótico e micro-ondas, na extração de informes do terreno, associado a dados geofísicos.

Delimitou-se dois subdomínios estruturais: Oriental e Ocidental, consoante dados atuais. Na verdade, o Subdomínio Oriental, em que pese a carência de infraestrutura, está sendo explorado na agropecuária, embora seus solos sejam distróficos. Os paleocanais podem ser pesquisados no que tange estudos arqueológicos, turfa e água subterrânea. Por sua vez, o Subdomínio Ocidental merece trabalhos específicos de estudos geofísicos, com vistas a sondagens porquanto da pesquisa de petróleo e gás natural, cuidando-se do meio ambiente. Aliás, a ilha de Marajó é uma região muito sensível e sem dúvida, merece cuidados em termos de meio ambiente, o que deve ser prioritário.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

COSTA, J. B. S. et al. – 1996 – Neotectônica da Região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. Geonomos. V.4, p. 23-44.

LIMA, M. I. C. – 1995 – Metodologia de Interpretação Radargeológica; exemplo da Sinéclise do Parnaíba e de seu embasamento. Tese de Doutoramento. NCG/UFPA, 2v.

LIMA, M. I. C. – 1996 –Interpretação Morfoestrutural da região leste da ilha de Marajó (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ. 5. Belém, SBG, p.327-330.

LIMA, M. I. C. – 2002 – Análise de Drenagem e seu significado geológico-geomorfológico. Inédito . CD-ROM.

LIMA, M. I. C. – 2011 – Análise Morfoestrutural da ilha de Marajó (PA). In: SIM GEOL. AMAZ., 5. Belém, SBG, p.327-330. Porto Velho. SBG.

MIOTO, J.A. -1993 – Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil. Rio Claro : IGCEUNESP,Tese de Doutoramento, 2v.

ROSSETI, D. F. & VALERIANO, M. M. - 2007 – Applying SRTM topography data SRTM to characterize a Quaternary paleovalley in northern Brazil, In: XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis – SC. INPE. p. 2133-2140.

SERRA, V. H. & TANCREDI, A. C. F. N. S. – 1982 – Estudos hidrogeológicos da ilha de Marajó. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 5. Belém, SBG, p.333-338.

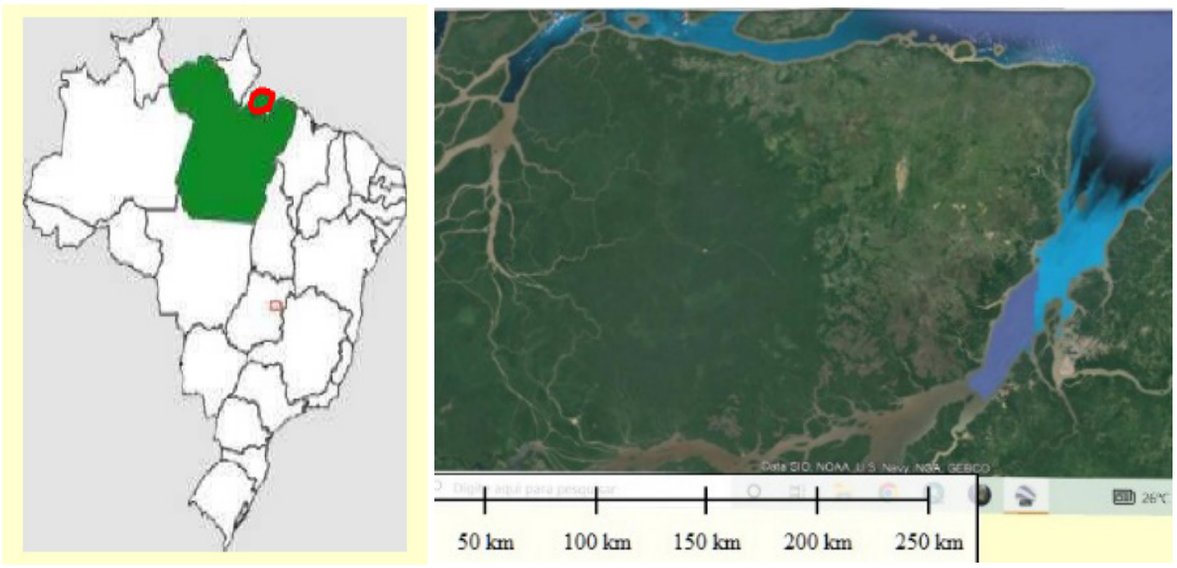


Figura 1. Mapa de Localização – À esquerda: quadrante nor-nordeste do Estado do Pará (vermelho). À direita : imagem Landsat RGB da ilha observando-se os campos na porção oriental.

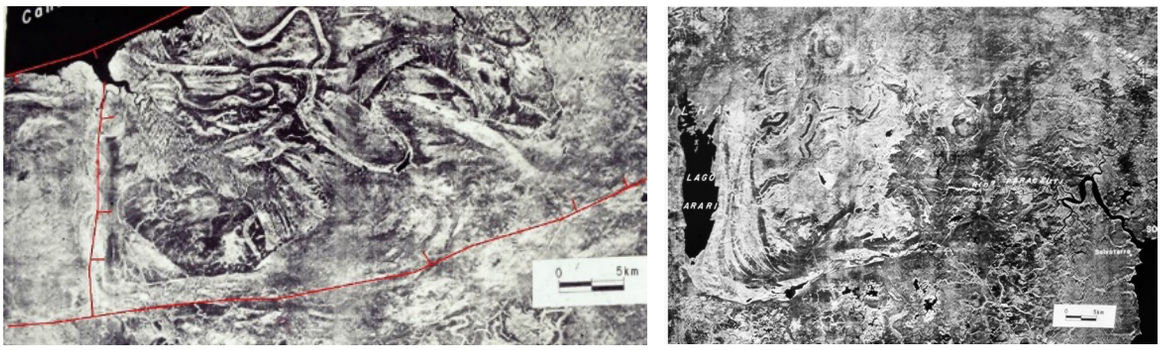


Figura 2. Imagens de Radar (GEMS – SAR/X) – À esquerda: paleocanais de Chaves, com a interseção de alguns sugerindo reativação. À direita: paleocanais do lago Arari, sendo evidente a presença, no lago homônimo, de depósitos lagunares.

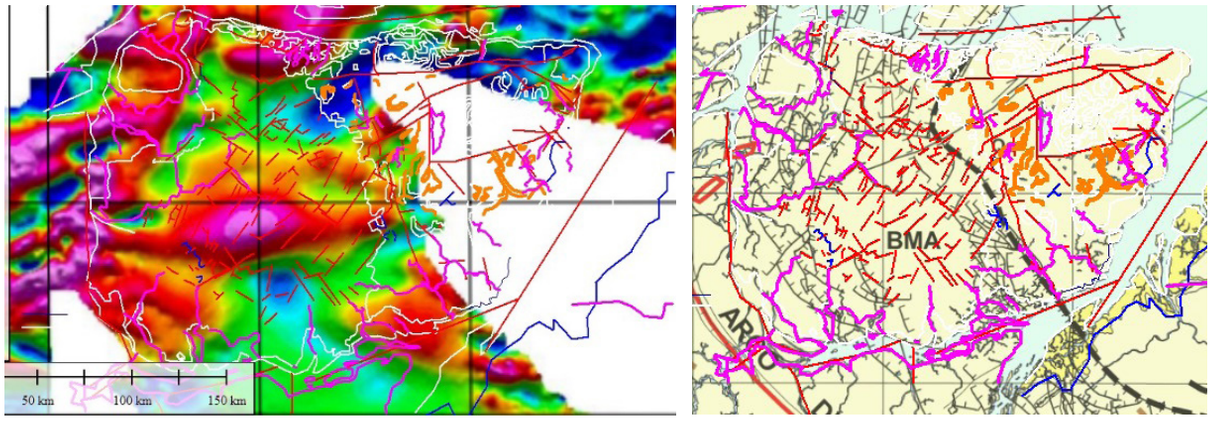


Figura 3. Relações entre as morfoestruturas aqui interpretadas, e mapa magnetométrico (à esquerda) e esboço tectônico (à direitа) exibido pela Carta ao Milionésimo da SA.22 da CPRM (www.cprm.gov.br). BMA = Bacia do Marajó. Atentar para coincidências de limites da BMA e Subdomínio Ocidental.

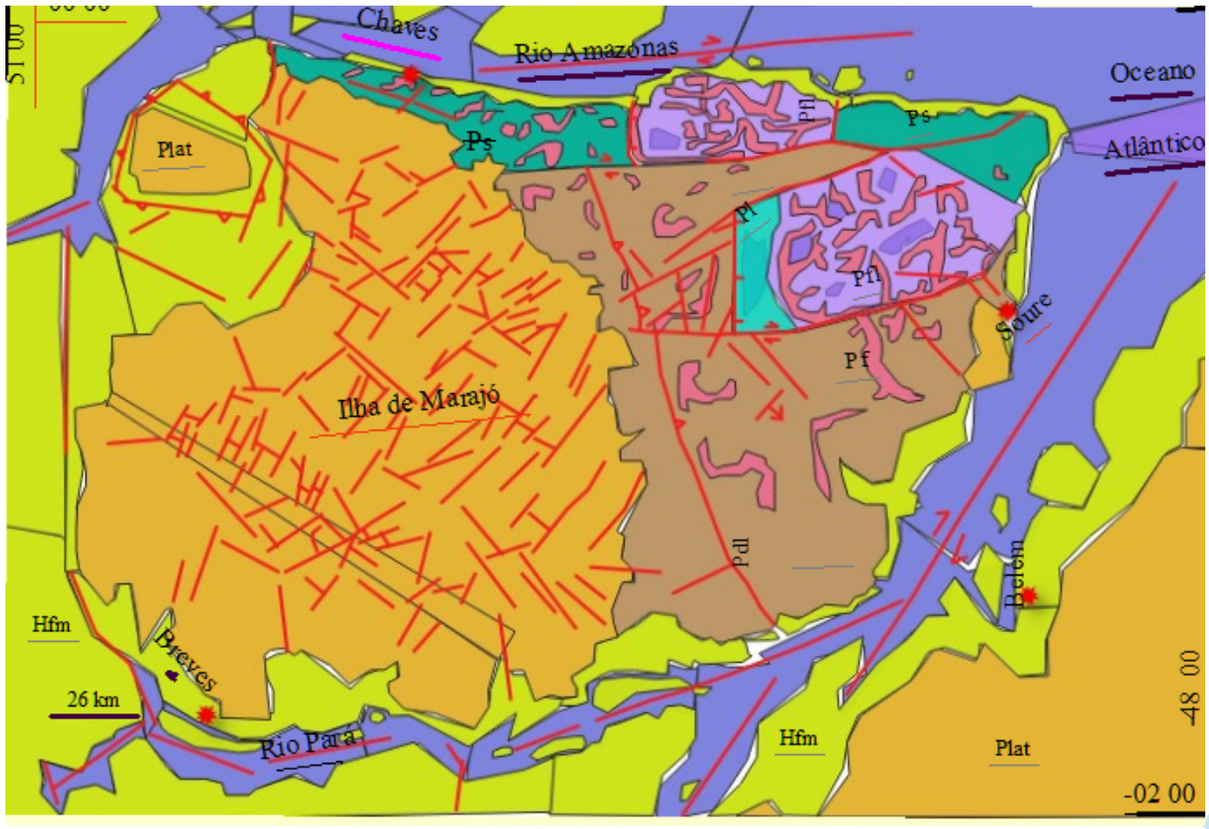


Figura 4. Esboço Morfoestrutural da ilha de Marajó (PA) - Cobertura detrito-laterítica pleistocênica (Pdl); Depósitos salinos pleistocênicos (Ps); Paleocanais pleistocênicos (Pf); Depósitos lagunares pleistocênicos (Pl) e Depósitos fluviolagunares pleistocênicos (Pfl), dispostos preferencialmente no Subdomínio Oriental. Por sua vez, no Subdomínio Ocidental expõem-se as Coberturas Lateríticas Pleistocênicas (Plat). Depósitos fluviomarinhos holocênicos (Hfm). Traço vermelho curto = fratura; traço vermelho longo = falha; com setas (direcional), com hachuras (normal), com triângulo (inversa). Ponto vermelho=sede municipal. Atentar: inversão de relevo ao sul do lago Arari e depressão circular em Afuá.

O DOMO SAPUCAIA E AS ROCHAS METASSEDIMENTARES DA SERRA DO RABO: REGISTRO DA EMERSÃO CONTINENTAL NA PROVÍNCIA CARAJÁS

Patrick Araujo dos Santos[1,2], Felipe Grandjean da Costa[1], Catarina Labouré B. Toledo[2]

[1]Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM; [2]Universidade de Brasília - UNB

patrick.santos@sgb.gov.br; felipe.costa@sgb.gov.br; catarinatoledo@unb.br

RESUMO

Na Província Carajás, Cráton Amazônico, o registro geológico do domo Sapucaia sugere uma evolução plutônica ao longo de ~120 Ma, com dois estágios de formação de crosta félsica/intermediária: (i) o magmatismo sódico (2,95–2,87 Ga) e o (ii) potássico (2,89–2,83 Ga). Todo este plutonismo provavelmente se desenvolveu por tectônica vertical (ex., sagducção), formando uma crosta continental estável (ca. 50 km) no final do mesoarqueano, quando possivelmente experimentou alta flutuabilidade positiva e emergiu (por isostasia) sobre os oceanos ancestrais da Província Carajás. O registro metassedimentar da Serra do Rabo sugere uma sedimentação de margem continental anterior à colocação da LIP-*Large Igneos Province* neoarquena e amplia as evidências para um importante período de estabilidade crustal e emersão continental na transição meso-neoarqueano. Aqui, sugerimos que a emersão continental ocorreu em torno de 2.83-2.76 Ga, acompanhada de erosão e sedimentação pericontinental, cuja evolução contribuiu com o aporte de "novos" nutrientes para os oceanos, incluindo o fósforo, e estimulou o desenvolvimento de cianobactérias fotossintetizantes e a emergência dos primeiros "oásis" de oxigênio na Província Carajás.

PALAVRAS CHAVES: Magmatismo; Sedimentação; Emersão Continental; Mesoarqueano

INTRODUÇÃO

Conhecer a história da crosta é fundamental para entender a evolução do planeta, desde a sua formação até o desenvolvimento da atmosfera e biosfera. Nesse sentido, a exposição subárea dos continentes é um marco na história da terra, pois acarretou mudanças significativas nos processos superficiais, contribuiu para o desenvolvimento da atmosfera e da habitabilidade terrestre (ex. Lee *et al.*, 2018). A maior questão é como e quando exatamente os primeiros continentes emergiram sobre os oceanos formando massas continentais estáveis? Sem consenso estabelecido, alguns autores sugerem o paleoproterozoico (>2.5 Ga) como o principal período de emersão continental, impulsionado pela ação da tectônica moderna (ex. Bindeman et al., 2018). Outros, porém, defendem que este processo pode ter iniciado bem antes (~3,5–2,5 G.a), estimulado pela transição de uma crosta dominantemente máfica (oceânica) para félsica (continental), que emergiu por isostasia a partir de um volumoso magmatismo plutônico derivado de tectônica vertical (ex. Chowdhury *et al.*, 2021). Para explorar essa questão, nós

avaliamos a evolução magmática do domo Sapucaia e o registro metassedimentar da Serra do Rabo, a fim de discutir o mecanismo e o período estimado para a formação, estabilização e emergência da crosta continental na Província Carajás.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

O registro magmático do domo Sapucaia (2.95 – 2.83 Ga.)

A compilação geoquímica e geocronológica dos granitoides arqueanos do domo Sapucaia (Fig. 1) mostrou um aumento na relação K/Na e no teor de Si ao longo do tempo. Essa variação evidencia a transição do magmatismo sódico para o potássico e pode ser discutida como uma maturação crustal (ex. Nebel *et al*., 2018). Assim, dois estágios de geração de crosta félsica são observados: (i) o magmatismo sódico (2,95–2,87 Ga) e o (ii) potássico (2,89–2,83 Ga). No primeiro, as composições mais primitivas mostram enriquecimento em terras raras pesados (ETRP) quando comparadas às mais evoluídas. Essa diferença pode indicar o aumento na proporção de granada no resíduo da fusão e, consequentemente, refletir um aumento de pressão durante a petrogênese. Isso é compatível com os modelos petrogenéticos que indicam a origem de líquidos TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) a partir da fusão parcial da base de pilhas máficas em tectônica vertical e pode refletir a evolução do magmatismo sódico, de modo que o aumento da pressão é relacionado ao espessamento crustal progressivo (ex. Chowdhury et al., 2021). No segundo estágio, a fusão de fontes máficas cessou gradativamente enquanto emergiam novas fontes de granitoides. A origem do magmatismo potássico pode ser relacionada à ação de plumas mantélicas que, ao encontrar uma crosta TTG espessa, favoreceram a sua reciclagem e anatexia. Isso é compatível com a petrogênese dos granitos potássicos que apontam fontes com resíduo rico em plagioclásio (Leite *et al.*, 2004), indicando processos de fusão a partir de crosta félsica/intermediária significativamente estabelecida. Essas observações sugerem que a crosta continental se desenvolveu a partir de um volumoso magmatismo TTG/granítico e alcançou sua estabilidade no final do mesoarqueano, quando possivelmente experimentou grande flutuabilidade positiva e uma maior elevação isostática em relação ao manto subjacente, conforme interpretado em outros terrenos arqueanos (ex. Chowdhury *et al.*, 2021), promovendo as primeiras exposições subaéreas de massa continental sobre os oceanos ancestrais da Província Carajás. Um novo magmatismo só é registrado ~70Ma mais tarde (LIP – *Large Igneos Provice* neoarqueana - Rossignol *et al.*, 2022), evidenciando que a crosta atravessou um longo período de quiescência magmática na transição meso-neoarqueana com provável iniciação dos processos sedimentares (Costa et al., 2020).

O registro metassedimentar da Serra do Rabo (2.83-2.76 Ga ?)

As rochas metassedimentares da Serra do Rabo são essencialmente formações ferríferas bandadas e xistos metapsamíticos/metapelíticos metamorfisados em fácies anfibolito. Essas rochas são estratigraficamente pouco estudadas e sua idade deposicional é incerta. No entanto, as observações de campo atestam que estas rochas são seccionadas por granitos neoarqueanos (2.72 Ga.) e hospedam mineralizações de cobre do tipo IOCG, cujos fluidos mineralizantes foram concomitantes à granitogênse (Hunger *et al*., 2021). Esses aspectos sugerem restrições

estratigráficas que podem indicar a idade mínima para a evolução dos protólitos e, somados à evolução magmática do domo Sapucaia, podem refletir a ação de processos sedimentares e a disponibilidade de fontes de detritos antes da colocação da LIP neoarqueana. Os dados geoquímicos contribuem com esta discussão. O contraste observado para o padrão dos elementos terras raras+ítrio (ETRY) entre os metassedimentos pode refletir a variação do sistema deposicional, partindo de precipitados marinhos puros até a sedimentação siliciclástica, possivelmente derivada da desintegração de fonte continental emersa. Adicionalmente, embora as formações ferríferas sejam preciptados marinhos puros, a diminuição de suas razões Y/Ho pode ser interpretada como resposta à contaminação terrígena (Bau and Dulski 1996). Do mesmo modo, o Al_2O_3 e os elementos comumente imóveis (Zr, Th, Hf,) são bons traçadores de componentes detríticos (Alexander *et al.,* 2009), e suas altas concentrações nos xistos ratificam a contribuição terrígena a partir de fontes continentais. Portanto, essas características sugerem uma sedimentação de margem continental na presença de soluções hidrotermais e fontes detríticas proximais, cuja evolução é compatível com a hipótese de estabilidade crustal e emergência continental na transição meso-neoarqueana. No entanto, estudos isotópicos de proveniência sedimentar são necessários para fortalecer ou refutar esta hipótese.

CONCLUSÃO

A evolução do domo Sapucaia é consistente com o padrão observado para a formação de crosta félsica/intermediária nos diferentes crátons arqueanos do mundo. Seus estágios evolutivos permitem sugerir que a emergência continental na Província Carajás pode ter iniciado no final do mesoarqueano, impulsionada por um volumoso magmatismo TTG/granítico. O registro metassedimentar da Serra do Rabo (idade mínima ca. 2.72 Ga), somado à evolução do domo Sapucaia, pode refletir o início dos processos sedimentares antes da colocação da LIP neoarqueana, reforçando as evidências para um importante período de estabilidade crustal e emersão continental na transição meso-neoarqueana. Estes processos possivelmente influenciaram a nutrição dos oceanos, incluindo o fluxo de fósforo (Hao *et al.*, 2020), estimulando a evolução de organismos fotossintetizantes (Luz e Crowley, 2012) e o surgimento dos primeiros "oásis" de oxigênio na Província Carajás (Martins et al., 2022).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alexander, B.W., Bau, M., Andersson, P. 2009. Neodymium isotopes in Archean seawater and implications for the marine Nd cycle in Earth's early oceans. *Earth Planet. Sci. Lett*. **283**, 144–155.

Bau, M., Dulski, P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron–formation, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Res*. **79**, 37–55.

Bindeman I. N., Zakharov D. O., Palandri J., Greber N. D., Dauphas N., Retallack G. J., Hofmann A., Lackey J. S., Bekker A. 2018. Rapid emergence of subaerial landmasses and onset of a modern hydrologic cycle 2.5 billion years ago. *Nature* **557**, 545–548.

Chowdhury, *et al.,* 2021. Magmatic thickening of crust in non–plate tectonic settings initiated the subaerial rise of Earth's first continents 3.3 to 3.2 billion years ago. *Proc. of the National Academy of Sciences*, **118**.

Costa L.P. 2007. Caracterização das Seqüências Metavulcanossedimentares da Porção Leste da Província Mineral Carajás (PA). Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG. Dissertação de Mestrado.

Costa F.G., Santos P.A., Serafim I.C.C.O., Costa I.S.L., Roopnarain S. 2020. From Mesoarchean drips to modern–style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. *Jour. of South Amer. Earth Scienc*., **104**.

Douville, E., Bienvenu, P., Charlou, J.L., Donval, J.P., Fouquet, Y., Appriou, P., Gamo, T., 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep–sea hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63** (5), 627–643.

Floyd, P.A., Leveridge, B.E. 1987. Tectonic Environment of the Devonian Gramscatho Basin South Cornwall: Framework Mode and Geochemical Evidence from Turbiditic Sandstones. *Journal of the Geological Society* (London), **144**, 531-542.

Hao, J., Knoll, A.H., Huang, F., Hazen, R. M., Daniel, I. 2020. Cycling phosphorus on the Archean Earth: Part I. Continental weathering and riverine transport of phosphorus. *Geochim. et Cosmochimica Acta*, **273**.

Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of Late–Archean granitoids: evidence for the onset of "modern–style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* **205**.

Lee, C.T.A., Caves, J., Jiang, H., Cao, W., Lenardic, A., N. Ryan McKenzie, Oliver Shorttle, Qing-zhu Yin, Blake Dyer. 2018. Deep mantle roots and continental emergence: implications for whole-Earth elemental cycling, long-term climate, and the Cambrian explosion. International Geology Review, 60:4, 431-448

Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do terreno Granito-Greenstone de Rio Maria,cráton Amazôico. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(4):447-458.

Leite-Santos P.J., de Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geol. USP, Sér. cient*., São Paulo, **16**(2), 3-66.

Luz, B.R., Crowley, J.K. 2012. Morphological and chemical evidence of stromatolitic deposits in the 2.75 Ga Carajás banded iron formation, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*. Volumes **355–356**.

McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), Geo-chemistry and Mineralogy of REE, *Rev. Miner*. **21**.

Nebel, O., Capitanio, F., Moyen, J.F., Weinberg, R., Clos, F., Nebel–Jacobsen, Y.J., Cawood, P.A., 2018. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. *Phil. Trans. R. Soc. A*. **376**.

O`Connor, J.T. 1965. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. *USGS*, **525**.

Martins, P.L.G., Toledo, C.L.B., Silva, A.M., Chemale Jr F., Archer C., de Assis, L.M. 2022. Chemostratigraphy of the Carajás banded iron formation, Brazil: A record of Neoarchean Ocean chemistry. *Gondwana Research*. Vol **105**. p 217-242.

Profeta, L., et al., 2015. Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs. *Sci. Rep*. **5**, 17786.

Rossignol, C., Antonio, P.Y.J., Narduzzi, F., Rego, E.S., Teixeira, L., Souza, R.A., Ávila, J.N., Silva, M.A.L., Lana, C., Trindade, R.I.F., Philippot, P. Unraveling one billion years of geological evolution of the southeastern Amazonia Craton from detrital zircon analyses. 2022. *Geosc. Frontiers*. Volume **13**, Issue 5.

Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall'Agno R, Guimarães F.V. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica da associação tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, Belém, **8**, (3), 257-290.

Silva A.C., Dall'Agno R., Guimarães F.V., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, Belém, v. **9**, n. 1, p. 13-45.

Teixeira M.F.B., Dall'Agno R, Silva A.C., Santos P.A. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat*., Belém, v. **8**, n. 3, p. 291-323.

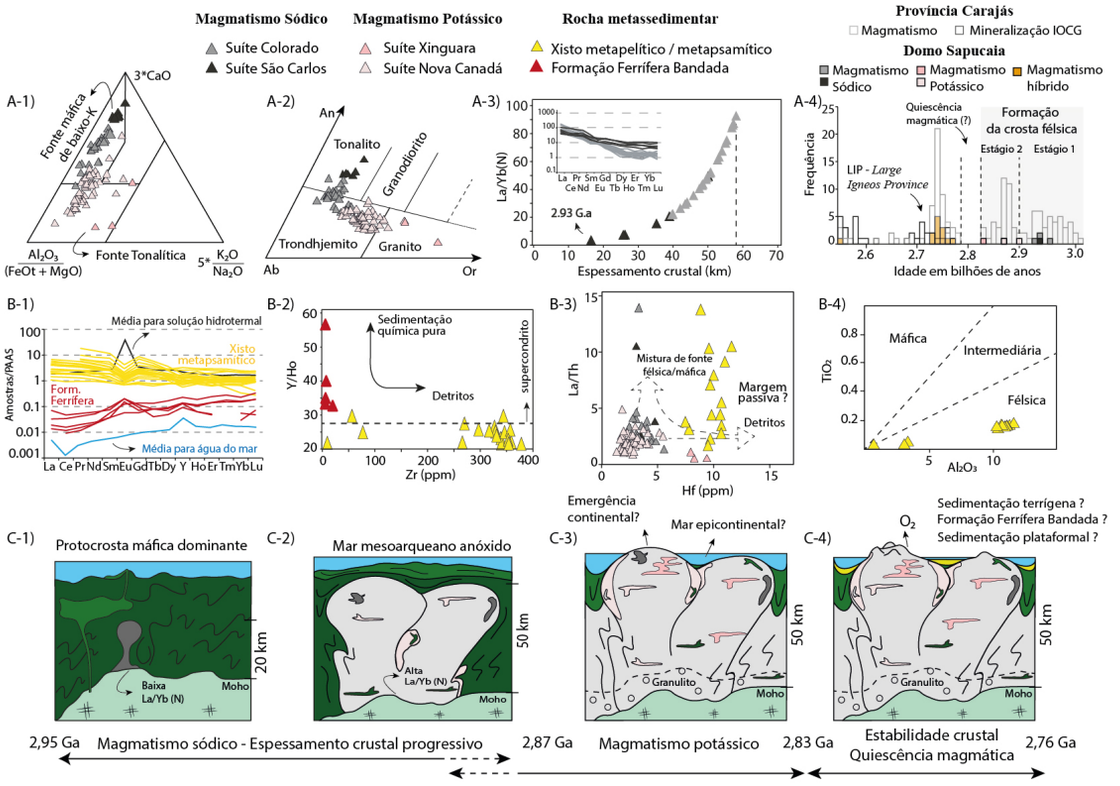


Figura 1. Compilação geoquímica e geocronológica do domo Sapucaia. A-1) Laurent et al., 2014; A-2) O'Connor 1965; A-3) Profeta et al., 2015. ETR normalizados para o condrito (Evensen et al., 1979); A-4) Depois de Costa et al., 2020; B-1) ETRY normalizados para PAAS (McLennan et al., 1989). Médias da água do mar e soluções hidrotermais de acordo com Bau and Dulski 1996 e Douville et al., 1999; B-2) Bau and Dulski 1996; B-3) Floyd e Leveridge 1987; B-4) Hayashi et al., 1977 C-1) Protocrosta e os primeiros pulsos do magmatismo sódico; C-2) Espessamento crustal; C-3) Magmatismo potássico, estabilização crustal e emergência continental; C-4) Início de erosão continental e os primeiros "oásis" de oxigênio. Fonte dos dados de geoquímica dos granitoides: Leite-Santos e Oliveira 2016, Silva et al., 2014, Teixeira et al., 2013 e Santos et al., 2013. Form. Ferrírefa: Costa 2007. Xistos: este trabalho.

IDADE U-PB SHRIMP EM ZIRCÃO DA INTRUSÃO ULTRAMÁFICA FAFÁ, PROVÍNCIA CARAJÁS: CRISTALIZAÇÃO EM 2,76 Ga SEGUIDO DE METAMORFISMO/HIDROTERMALISMO EM 2,73 Ga?

Regina Célia dos Santos Silva [1]; Felipe Grandjean da Costa[1], Cintia Maria Gaia da Silva[1]; Paulo dos Santos Freire Ricci[1]; Joseneusa Brilhante Rodrigues[1]

[1]Geological Survey of Brazil – CPRM

regina.santos@sgb.gov.br; felipe.costa@sgb.gov.br; cintia.gaia@sgb.gov.br; paulo.ricci@sgb.gov.br; joseneusa.brilhante@sgb.gov.br

RESUMO

O corpo ultramáfico Fafá, localizado na região de Água Azul do Norte, Província Carajás, é intrusivo em gnaisses tonalíticos do embasamento mesoarqueano, situado próximo ao limite dos domínios tectônicos Rio Maria e Carajás. A intrusão ocorre junto a outros corpos máficos/ultramáficos espacialmente associados que apresentam uma feição regional diqueforme, com aparente arraste tectônico relacionado a zona de cisalhamento Canaã dos Carajás. As rochas ultramáficas estudadas apresentam-se fortemente serpentinizadas, e localmente com desenvolvimento de foliação metamórfica. As análises U-Pb SHRIMP evidenciaram duas idades neoarqueanas para os zircões de uma amostra de peridotito serpentinizado. Os zircões com zoneamento oscilatório ígneo, conforme observado por imagens de catodoluminescência, apresentam uma idade concórdia de 2757 ± 14 Ma, interpretada como idade de cristalização da rocha. No entanto, para zircões com feições de recristalização, uma idade de intercepto superior de 2726 ± 10 Ma é interpretada como idade do evento metamórfico e/ou hidrotermal.

PALAVRAS-CHAVE: Máfico-ultramáfica; Fafá; SHRIMP; Neoarqueano; Metamorfismo

INTRODUÇÃO

Rochas máfica-ultramáficas neoarqueanas da Província Carajás (Figura 1A e B) são importantes portadoras de mineralizações de níquel e elementos do grupo da platina (Ferreira Filho *et al*., 2007). Adicionalmente, estas rochas **têm** importante papel na interpretação no que se refere a discussão tectônica-metamórfica nesta região. A primeira idade U-Pb publicada para rochas desta natureza na Província Carajás foi obtida para o Complexo Luanga (2763 ± 6 Ma, U-Pb em zircão, Machado *et al*. 1991), cuja a idade é similar à idade do vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará (Bacia Carajás) (2759 ± 2 Ma, U-Pb em zircão, Machado *et al*. 1991). Este fato, suporta a interpretação de que estes corpos máfico-ultramáficos correspondam a câmaras magmáticas associadas a um rifte continental (ex., Gibbs *et al*., 1986; Teixeira *et al*., 2021), ou ambiente de supra-subducção (ex., Teixeira & Eggler, 1993). No entanto, a idade de inversão tectônica da Bacia Carajás, acompanhada de deformação e metamorfismo ainda é motivo de discussão na literatura (ex., Trunfull *et al*., 2020). Para alguns autores, a intrusão de granitoides sin-tectônicos (ex., Suíte Planalto) com idades entre ca. 2,75-2,72 Ga (ex., Barros *et al*. 2009; Silva *et al*., 2020) marcam evento tectônico de inversão da bacia. Regionalmente, no Domínio

Carajás (Figura 1B), uma tectônica compressiva neoarqueana é comumente interpretada como responsável pelo desenvolvimento de um extensivo cinturão de cisalhamento de direção WNW-ESE (Cinturão Itacaiúnas - Domínio Carajás) (Figuras 1B e 1C). Este cinturão de cisalhamento dúctil envolve tanto rochas do embasamento mesoarqueano (ca. 3,0-2,86 Ga), como sequências supracrustais neoarqueanas (ca. 2,76-2,73 Ga) (Figura 1C). No entanto, ainda faltam dados geocronológicos robustos que suportem a idade arqueana deste cisalhamento regional. No extremo sul deste sistema, na denominada zona de cisalhamento Canaã dos Carajás (ex., Domingos, 2009), corpos intrusivos de natureza máfica (ex., Pium) e ultramáfica (ex., Fafá) aparentam estar segmentados (transpostos) por este cisalhamento WNW-ESE (Figura 1C). Neste trabalho, apresentamos idade U-Pb SHRIMP em zircão para o corpo Fafá (Figura 1D), que aparenta estar envolvido pela deformação da zona de cisalhamento Canaã dos Carajás (Figura 1C).

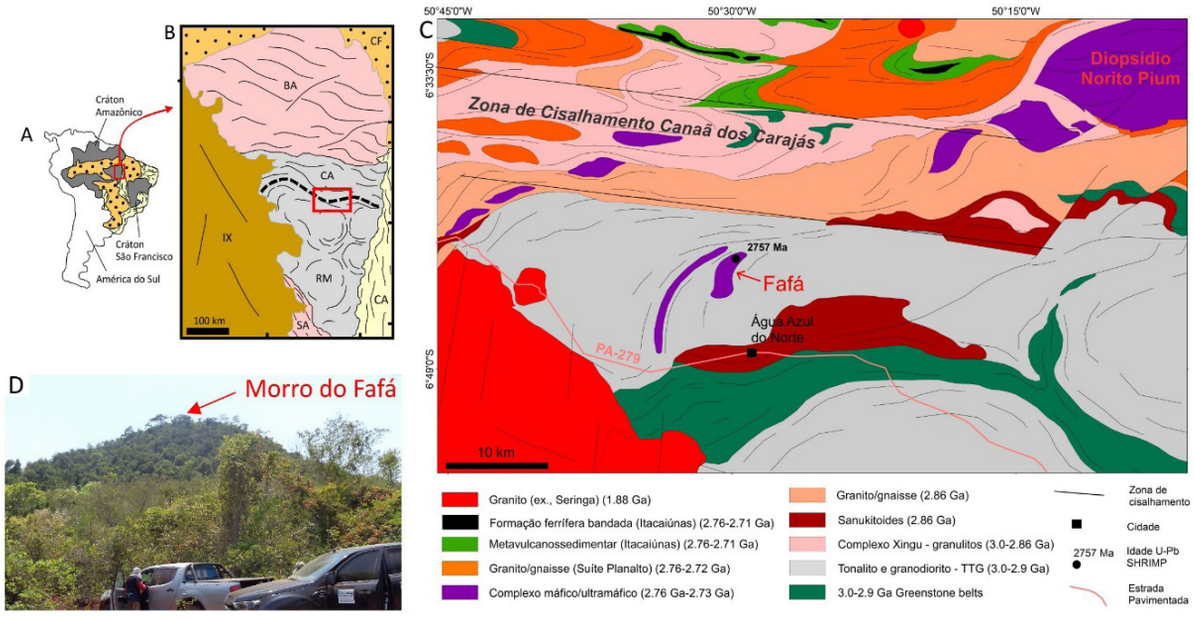


Figura 1. (A) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico; (B) Província Carajás (cinza) com seus dois domínios (Carajás – CA e Rio Maria – RM) delimitados pela linha tracejada. IX= Iriri Xingu, BA= Bacajá, SA= Santana do Araguaia, CA= Cinturão Araguaia, CF= Cobertura Fanerozoica; (C) Mapa geológico simplificado da área; (D) Detalhe do morro do Fafá.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Rochas metamáficas e metaultramáficas (ex., Corpo Fafá,) ocorrem próximo ao contato dos domínios tectônicos Carajás e Rio Maria, da Província Carajás, Cráton Amazônico, (Figuras 1A, B, C e D). Apresentam formato diqueforme com orientação NNE-SSW (Souza *et al*., 2017), e são intrusivas no embasamento TTG mesoarqueano (Figura 1C). Segundo Souza *et al*. (2017), os corpos de anfibolitos (metamáficos) desta região são intensamente deformados. As intrusões metaultramáficas, (ex., Corpo Fafá) ocorrem espacialmente associadas com os corpos anfibolíticos, estão serpentinizadas e localmente deformadas, porém, a relação genética/temporal com os anfibolitos é uma incógnita, bem como a idade do metamorfismo/deformação (Souza *et al*., 2017).

O corpo Fafá apresenta relevo que se destaca no terreno (Figura 1D). Próximo a intrusão, diques metamáficos/ultramáficos ocorrem em contato com o embasamento gnáissico (Figura 2A), onde observa-se uma leve foliação metamórfica (Figura 2B). Outros afloramentos satélites a intrusão apresentam-se fortemente deformados/foliados (Figura 2C) (corpos menores? diques?). Porém, no interior do corpo Fafá, as rochas são menos foliadas (Figura 2D), e dominam rochas serpentinizadas (metaperidotito), com variações de granulação fina e grossa (*mingling*?) (Figuras 2D e 2E). A análise microscópica revela que as rochas estão fortemente serpentinizadas, e localmente com ortopiroxênio alterado para antofilita (Figura 2F). Para um afloramento de rocha ultramáfica bandada (cumulática?), foram descritos níveis serpentinizados ricos em pseudomorfos de olivina (Figuras 2G e 2H), e localmente, possível foliação metamórfica ortogonal ao bandamento primário (Figura 2I).

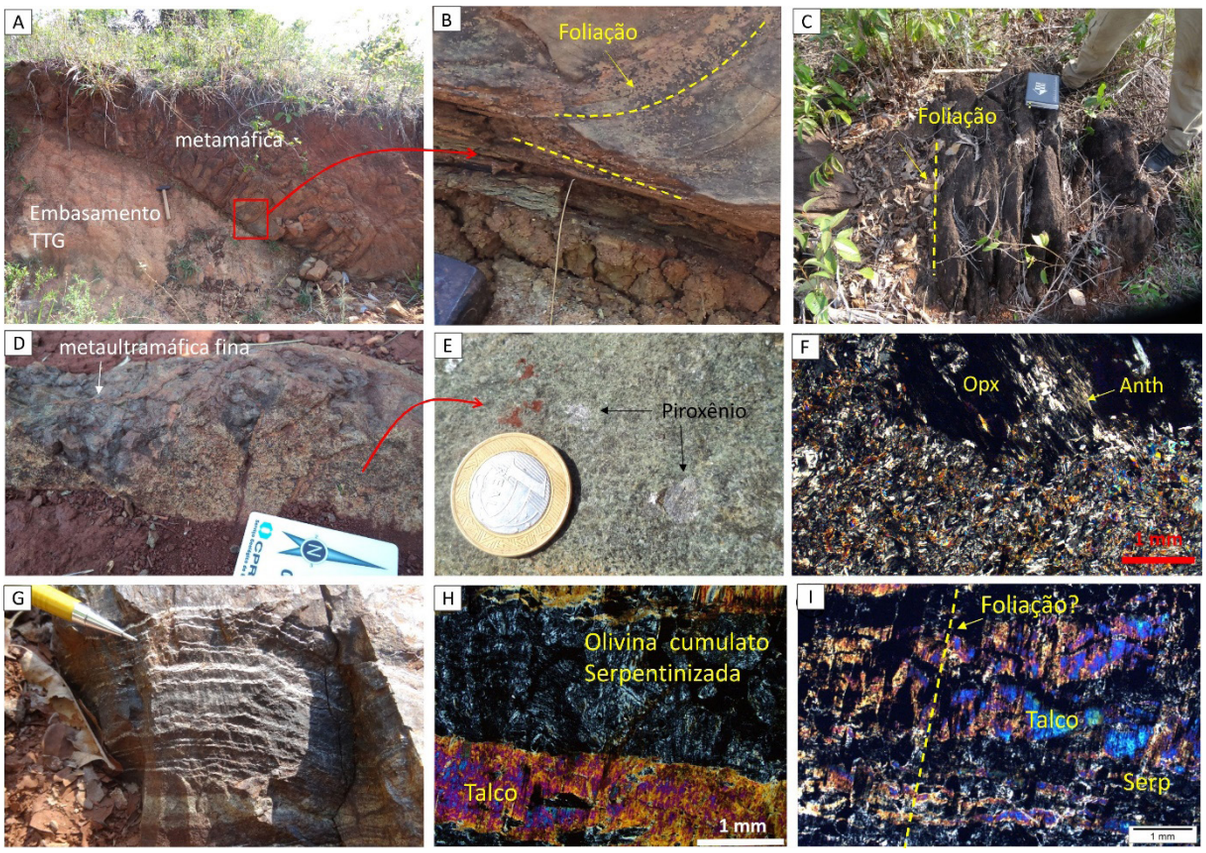


Figura 2. (A) Contato entre rocha metamáfica e o embasamento TTG. (B) Detalhe do desenvolvimento de foliação. (C) Rocha metaultramáfica fortemente foliada/serpentinizada. (D) Metaultramáfica de granulação fina em contato (*mingling?*) com metaultramáfica grossa. (E) Detalhe de rocha metaultramáfica serpentinizada (peridotito), localmente com fenocristais de piroxênio ainda preservados. (F) Fotomicrografia de fenocristal de ortopiroxênio (Opx) parcialmente alterado para antofilita (Anth). (G) Metaultramáfica bandada (cumulato?). (H) Fotomicrografia mostrando bandas serpentinizadas com prováveis pseudomorfos de olivina. (I) Metacumulato mostrando provável foliação metamórfica ortogonal ao bandamento primário (?).

Cristais de zircão de um peridotito serpentinizado (Amostra SS-09; UTM 553507; 9253470) foram analisados pelo método U-Pb SHRIMP, da Universidade de São Paulo. Para zircões com zoneamento oscilatório ígneo sem presença de recristalização, conforme observado por ima-

gens de catodoluminescência (Figura 3A), uma idade concórdia de 2757 ± 14 Ma foi obtida (n= 3), e interpretada como idade de cristalização da rocha (Figura 3C). No entanto, para zircões com feições de recristalização (Figura 3B), uma idade de intercepto superior (n= 7) de 2726 ± 10 Ma é interpretada como idade de evento metamórfico/hidrotermal (Figura 3C).

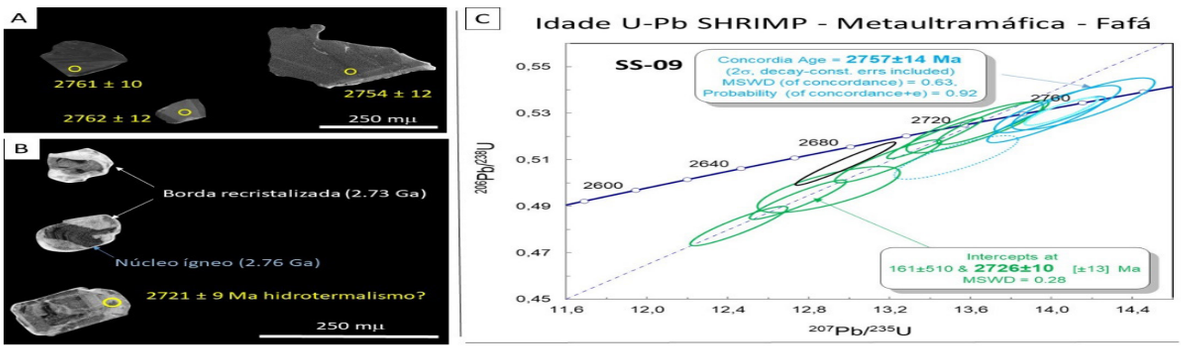


Figura 3. (A) Imagem de catodoluminescência para alguns dos zircões ígneos que forneceram idade concórdia de 2757 ± 14 Ma. (B) Imagem de catodoluminescência para alguns dos zircões recristalizados que forneceram idade de intercepto superior de 2726 ± 10 Ma. (C) Diagrama concórdia para as análises U-Pb realizada pela sonda iônica SHRIMP.

CONCLUSÕES

Regionalmente, idades de recristalização em zircão para rochas neoarqueanas da Província Carajás já foram reportadas tanto para rochas metaultramáficas como para metagranitoides, refletindo um evento metamórfico-hidrotermal em torno de 2,55 Ga (ex., Teixeira *et al*., 2015; Borba *et al*., 2021). Segundo Borba *et al*. (2021), o hidrotermalismo em torno de 2,55 Ga ocorreu provavelmente concomitante com a movimentação (reativação?) de zonas de cisalhamento E-W, na região da Serra do Rabo. Neste trabalho, com base nas feições de campo e petrografia, sugere-se um evento hidrotermal/metamórfico neoarqueano registrado em torno de 2,73 Ga (Figura 3). Adicionalmente, o arraste tectônico (dextral) observado para as rochas metamáficas e metaultramáficas desta região, sugere que este metamorfismo/hidrotermalismo neoarqueano (2,73 Ga) foi provavelmente acompanhado de deformação (Figura 1C). Os dados registrados em zircões da intrusão metaultramáfica Fafá sugerem um "curto" intervalo de tempo (ca. 30 Ma) entre a idade de cristalização da rocha (2,76 Ga) e subsequente evento de metamorfismo/hidrotermalismo (2,73 Ga) de fácies xisto verde (Figura 3).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barros, C.E.M., Sardinha, A.S., Barbosa, J.P.O., Macambira, M.J.B., 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U–Pb and Pb–Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A–type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. Can. Mineral. 47, 1423–1440.

Borba, M.L., Tassinari, C.C.G., Matos, F.M.V., Sato, K., Huhn, S., Ferreira, S.N., Medeiros, C.A., 2021. Tracking hydrothermal events using zircon REE geochemistry from the Carajás Mineral Province, Brazil. Journal of Geochemical Exploration, 221, 106679.

Domingos, F., 2009. The structural setting of the Canaã dos Carajás region and Sossego-Sequeirinho deposits, Carajás – Brazil. Doctoral thesis, Durham University, 506 p.

Ferreira Filho, C.F., Cançado, F., Correa, C., Macambira, E.M.B., Siepierski, L., Brod, T.C.J., 2007. Mineralizações estratiformes de EGP-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. Contribuições à Geologia da Amazônia, vol. 5 (2007), pp. 01-14.

Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., Olszewski Jr., W.J., 1986. Age and composition of the Grão Pará volcanics, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geociências 16 (2), 201–211.

Machado, N., Lindenmayer, Z.G., Krogh, T.E., Lindenmayer, D., 1991. U–Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. Precambrian Res. 49, 329–354.

Silva, F.F., Oliveira, D.C., Dall'Agnol, R., Silva, L.R., Cunha, I.V., 2020. Lithological and structural controls on the emplacement of a Neoarchean plutonic complex in the Carajás Province, southeastern Amazonian, craton (Brazil). J. S. Am. Earth Sci. 102, 102696.

Souza, D.B., Oliveira, D.C., Monteiro, L.V.S., Gabriel, E.O., Marangoanha, B., 2017. Colocação, metamorfismo e natureza dos anfibolitos de Água Azul do Norte, Província Carajás. Geol. USP, Sér. Cient., São Paulo, 17, 4, 99-123.

Teixeira, A.S., Ferreira Filho, C.F., Giustina, M.E.S.D., Araújo, S.M., Silva, H.H.A.B., 2015. Geology, petrology and geochronology of the Lago Grande layered complex: Evidence for a PGE-mineralized magmatic suite in the Carajás Mineral Province, Brazil.J. South. Am. Earth Sci., 64, 116-138.

Teixeira, J.B.G., Eggler, D.H., 1993. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of the Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Acta Geol. Leopoldensia 40 (17), 71–114.

Teixeira, N.A., Campos, L.D., Paula, R.R., Lacasse, C.M., Ganade, C.E., Monteiro, C.F., Lopes, L.B., Oliveira, C.G., 2021. Carajás Mineral Province - Example of metallogeny of a rift above a cratonic lithospheric keel. Journal of South American Earth Sciences, 108, 103091.

Trunfull, E.F., Hagemann, S.G., Xavier, R.P., Moreto, C.P.N., 2020. Critical assessment of geochronological data from the Carajás Mineral Province, Brazil: implications for metallogeny and tectonic evolution. Ore Geol. Rev. 103556.

MICROESTRUTURAL DA UNIDADE GRANITO CANAÃ, PORÇÃO NOROESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ, CRÁTON AMAZÔNICO

Renato dos Santos da Silva[1]; Antônio Alessandro de Jesus Braga, [1]Isis Castro Marinho da Silva[1]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA; [1] Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA; [1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

renato.geoufopa@outlook.com; antonio.braga@ufopa.edu.br; isiscastromarinho@gmail.com

RESUMO

A área de trabalho desta pesquisa encontra-se no extremo noroeste do Domínio Bacajá. Este Domínio é composto por rochas mesoarqueanas a paleoproterozoicos, representadas por granitoides, rochas supracrustais, rochas metassedimentares de alto-grau, granulitos ortoderivados, rochas charnoquíticas e ortognaisses. Essas unidades foram afetadas por grandes zonas de cisalhamento sinistral de orientação WNW-ESE, formadas durante o ciclo tectônico transamazônico. A unidade escolhida como cerne da pesquisa trata-se do Granito Canaã de idade ~2,1Ga. O principal objetivo foi caracterizar os mecanismos de deformação através da descrição de microestruturas em lâminas delgadas. Para tanto, foi feio inicialmente o levantamento de campo e, posteriormente, as descrições petrográficas. A classificação definiu composição monzogranítica a sienogranítica. As estruturas importantes destacadas em escala macroscópica foram foliações miloníticas, tramas S-C e feições lineares representadas por porfiroclastos simétricos e assimétricos. Em escala microscópica foram identificadas extinção ondulante, formação de subgrãos, recristalização por *bulging* e recristalização por rotação de subgrãos, além da ocorrência local de recristalização por migração de bordas de grãos e quartzo do tipo *Ribbon.* O *trend* principal ocorre segundo WNW-ESE a NW-SE, demonstrado pelo estereograma com medidas de foliação, enquanto a cinemática das estruturas atesta caráter principal sinistral, observado nas estruturas assimétricas. Diante disso, foi inferido que o Granito Canaã pode ter sido formado durante o evento de colisão continental em estágio sincinemático ao longo de grandes zonas de cisalhamento que facilitaram a entrada do magma. Ao mesmo tempo ocorre a deformação que orienta feições lineares e planares no processo, o suprimento de magma diminui, a temperatura atenua e a taxa de deformação se torna mais branda, como é evidenciado pelo padrão de microestruturas. Esse padrão também é sugestivo que tenha ocorrido entre ~700 e ~300 ºC até a cristalização da rocha. Os processos posteriores de exumação e erosão seriam os responsáveis por expor essas rochas à superfície.

PALAVRAS-CHAVE: Deformação Progressiva; Milonitos; Mecanismos de Deformação.

INTRODUÇÃO

A área de estudo está localizada na porção Oeste do Cráton Amazônico, sul da Província Transamazonas (SANTOS, 2003) ou Maroni-Itacaiúnas (Tassinari e Macambira, 2004), a qual tem sua evolução associada ao ciclo transamazônico 2,26-1,95 Ga.

O Domínio Bacajá vem sendo alvo de sucessivos estudos geológicos nos últimos anos. As pesquisas na região buscam compreender a evolução tectônica e posicionamento paleogeográfico no contexto dos supercontinentes, bem como possíveis depósitos minerais.

Esse bloco tectônico é constituído por rochas que variam desde o Arqueano até o Paleoproterozóico, englobando rochas de alto e médio grau metamórfico, rochas metavulcanossedimentares representadas pelos *Greenstone belts,* granitoides, além de unidades sedimentares e metassedimentares (HASUI *et al.*, 2012; VASQUEZ *et al.,* 2008).

Durante a evolução tectônica do Domínio Bacajá se instalaram importantes zonas de cisalhamento que deformaram rochas já cristalizadas ao mesmo tempo que facilitaram a colocação de magmatismo sin cinemático. A zona afetada por essa deformação pode conter elementos que respondem de modo plástico e/ou rúptil e dependem de fatores como temperatura, pressão, reações metamórficas, cimentação, taxa de deformação, quantidade de fluidos disponíveis, além da distribuição dos minerais e suas propriedades que definirão a reologia da rocha ao longo da zona deformada (FOSSEN, 2010). Nesse contexto, a unidade Granito Canaã (2,1 Ga) é associada ao período sin a tardi colisional do ciclo transamazônico (Vasquez e Rosa-Costa, 2008), representada em sua maioria por granitos protomiloníticos.

Nesta pesquisa testou-se a possibilidade dessas rochas terem sido colocadas ao longo das grandes zonas de cisalhamento da região. Os levantamentos de campo, assim como informações bibliográficas foram focadas nas microestruturas do Granito protomilonítico Canaã, buscando entender os mecanismos de deformação que atuaram nesse corpo. Para tanto, foram feitas descrições microscópicas e macroscópicas para caracterização das rochas e microestruturas.

MATERIAIS E MÉTODOS

A sistemática desenvolvida para a realização deste trabalho seguiu o fluxo demonstrado na figura 1.

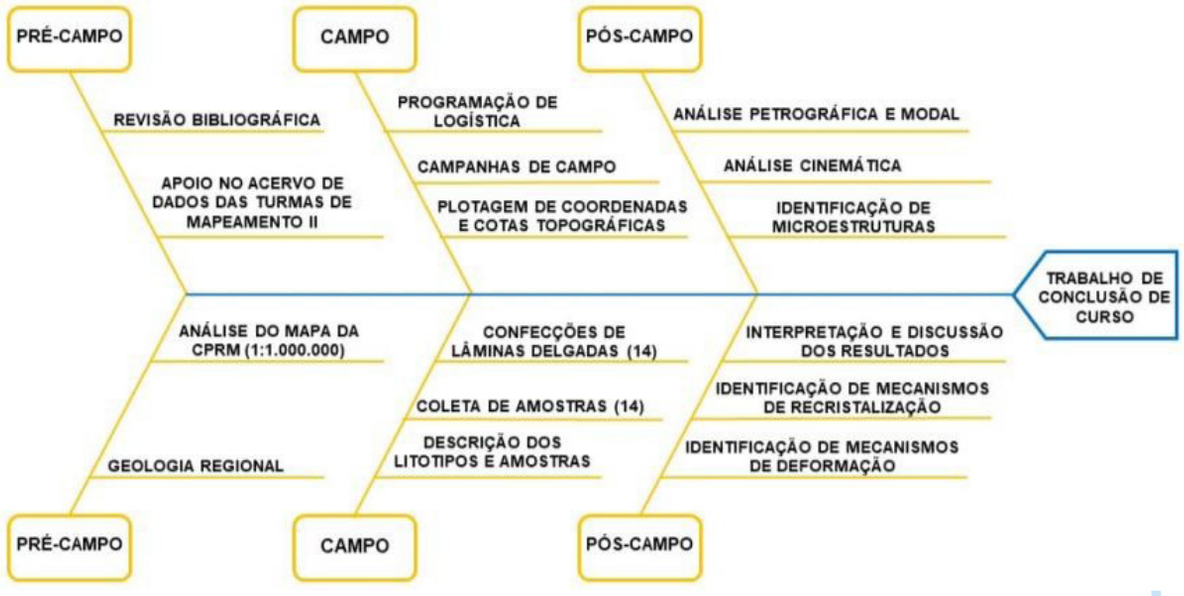


Figura 1. Fluxograma de processos utilizados no trabalho.

RESULTADOS

É importante ressaltar que os pontos levantados e descritos como pertencentes à unidade Granito Canaã não coincidem com os limites da unidade no mapa geológico do Estado do Pará na escala de 1:1.000.000.

Os litotipos descritos compreendem a série dos granitóides, especificamente de composição monzo a sienogranito, os quais exibem diferentes graus de milonitização (Fig. 2A). Em escala macroscópica, as rochas apresentam uma textura porfiroclástica, são holocristalinas, hipidiomórficas e inequigranulares. As porções protomilonitizadas apresentam fenocristais de k-feldspatos rosados com alguns centímetros de tamanho, destacam-se em uma matriz de granulação fina a média, composta principalmente por quartzo, biotita e plagioclásio. Esses fenocristais de k-feldspato encontram-se estirados, sendo observada rotações sinistrais do tipo sigma (σ) e simétricos do tipo phi (φ). As medidas de foliação estão orientadas segundo *trend* NW-SE a WNW-ESE, em concordância com a direção das zonas de cisalhamento descritas na literatura.

Microestuturas

O mecanismo de recuperação inclui todos os processos que tentam devolver um cristal ao estado não deformado (Vernon, 2004) e representa a tentativa de migrar os deslocamentos para as paredes do grão. Os cristais de quartzo exibem formas anédricas a subédricas de tamanho fino a médio, podendo apresentar formatos irregulares alongados paralelos à foliação. Dessa forma, o quartzo exibe contatos curvos e ocasionalmente retos, especialmente quando em contato com biotita e plagioclásio. A presença de extinção ondulante moderada a forte é comumente observada, juntamente com subgrãos que formam agregados policristalinos de neoblastos finos, apresentando contatos irregulares. Localmente, são observados subgrãos sem uma geometria definida, com limites subparalelos à seção prismática em um padrão semelhante a um tabuleiro de xadrez (chess-board) (Fig. 2B e C).

Os mecanismos de recristalização foram definidos por protuberância (BLG), rotação de subgrãos (SGR) e migração de limite de grãos (GBM). Visto que, há um predomínio de recristalizações por migração de bordas, exibindo contatos lobados entre cristais de quartzo (Fig. 2D e E). Os contatos dos feldspatos são curvos, mas também ocorrem contatos lobados, e por vezes cúspides para cristais de feldspato potássico. Além disso, ocorre recristalização por migração de limite de grão em cristais de quartzo por cristalização estática (Fig. 2F).

Frequentemente ocorrem texturas de intercrescimento, destacadas pela existência de exsoluções pertíticas e intercrescimentos mimerquíticos (Fig. 2G), visto que, essa estrutura caracteriza- se pelo intercrescimento de plagioclásio em quartzo vermicular. As pertitas, quando visíveis, se manifestam como pertitas “flamejantes” (Fig. 2H), caracterizadas por finas, alongadas e distintas exsoluções de plagioclásio.

Outra microestrutura a destacar é a mica *fish* (Fig. 2I), as quais formam porfiroclastos em forma de losango em uma matriz de granulação mais fina (granolepidoblástica), composta essencialmente de quartzo bastante recristalizados. Essa estrutura possui geometria em forma de sigmoide e costumam marcar a foliação S-C.

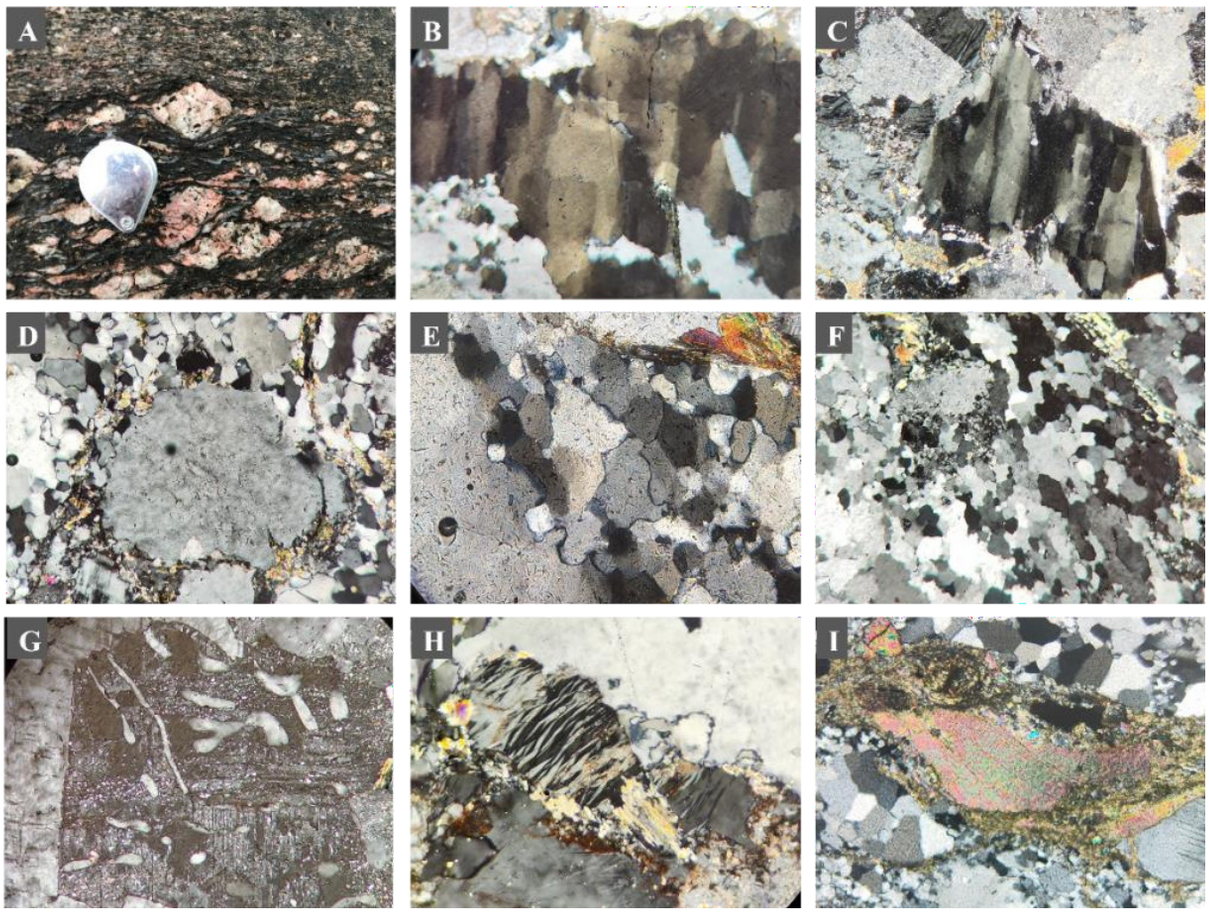


Figura 2. A) Tansição da textura milonítica para protomilonítica; B) Limites de subgrão em cristais de quartzo anédrico; C) Paredes de discordâncias em subgrãos e tabuleiro de xadrez (chess-board). D) Contatos interlobados em quartzo (Bulging); E) e F) Rotação de subgrãos em cristais de quartzo por cristalização dinâmica; G) Exsolução pertítica; H) Manifestação de pertitas "flamejantes"; I) Mica fish com sentido de cisalhamento sinistral.

DISCUSSÕES

Os resultados obtidos durante o desenvolvimento desta pesquisa atestam que as rochas que compõem essa unidade são monzogranitos e sienogranitos afetados por deformação plástica com presença marcante de foliação milonítica.

A caracterização das microestruturas foi focada, predominantemente, nos cristais de quartzo devido sua abundância nas rochas descritas e sua capacidade de refletir processos deformacionais, muito embora feldspatos e micas também tenham sido descritos. Os mecanismos de deformação plástica indicam a recristalização dinâmica nas rochas ao longo de um período de deformação progressiva. Tal afirmação pode ser evidenciada pela presença de microestruturas de baixa temperatura, como as lamelas de deformação em quartzo e extinção ondulante. Com o aumento gradual da temperatura ocorre a formação dos subgrãos como forma de recuperação. Posteriormente, têm início os processos de recristalização sob baixas a médias temperaturas com a formação de BLG (300 - 400ºC), passando para SGR (400 – 500ºC) levando a nucleação de novos grãos menores. A rotação dos subgrãos se dá em função do aumento gradual na taxa

de deformação por *dislocation climb*. Localmente, o mecanismo GBM (500 - 600ºC) assume papel importante, promovendo recristalização por migração de contorno de grão, pois tende a aumentar o contorno dos cristais, culminando na formação de novos cristais com contatos interlobados (PASSCHIER & TROUW, 2005). Em temperaturas ainda mais elevadas, destaca-se a foliação marcada por fitas de quartzo (textura ribbon) com padrão anastomosado circundando porfiroclastos de feldspato envolvidos por uma matriz de granulação fina (~700ºC).

Em temperaturas de até 600 ºC, mimerquitas são comuns pelo procedimento preferencial de alteração do feldspato potássico e perda do volume associada em locais de alto estresse diferencial, microestruturas núcleo-manto ainda ocorrem nessas temperaturas.

Desta forma, é possível demonstrar que as rochas estudadas que fazem parte do Granito Canaã podem ter sido formadas durante o evento de colisão continental, ou seja, durante o cisalhamento (estágio sincinemático). As zonas de cisalhamento representam grandes extensões de fraqueza na crosta, desde a superfície até porções mais profundas por volta de 30 km a mais (FOSSEN et al., 2017). Comumente essas zonas ocorrem em função de movimentos transpressionais ou transtensionais (oblíquos) em orógenos acrescionários a colisionais e atuam como facilitadoras para intrusão magmática. Os milonitos preservam informações sobre estágios de alta pressão em condições retrógadas, embora esses dados possam ser apagados devido à recristalização subsequente (PASSHIER & TROUW, 2005).

Portanto, inicialmente teria ocorrido a colocação do líquido monzo a sienogranítico ao longo das zonas de fraqueza ao mesmo tempo que a transcorrência sinistral dominava e orientava as tramas planares e lineares. Em função da partição de tensão e deformação por conta da presença de heterogeneidades ou mesmo resistência diferente do litotipo, a deformação não é homogênea, gerando porções mais e menos afetadas. À medida que o magmatismo diminui e a temperatura atenua, a qual é atestada pela sequência de microestruturas de baixa temperatura, ocorre a cristalização e o orógeno segue no caminho de estabilização. Os processos posteriores de exumação e erosão seriam os responsáveis por expor essas rochas à superfície.

CONCLUSÕES

Os litotipos identificados são Monzogranitos e Sienogranitos milonitizados. O primeiro representa a variedade predominante, representam rochas anisotrópicas, com quartzos deformados e recristalizados, textura alotriomórfica porfirítica, com composição essencial de quartzo, k-feldspato, plagioclásio e biotita. Já os Sienogranitos possuem textura porfirítica alotriomórfica com composição essencial de plagioclásio, k-feldspato, quartzo e biotita.

A caracterização estrutural ajudou a definir alguns pontos importantes para a compreensão do contexto deformacional da unidade Granito Canaã. Inicialmente, os mecanismos de recristalização BLG-SGR-GBM, além do quartzo *ribbon*, indicam deformação entre ~700 e ~300 °C. As estruturas descritas em escala macro e micro destacam a forte milonitização da unidade com caráter sinistral. Assim, é possível sugerir que a colocação do granito se deu ao longo de zonas de cisalhamento sinistrais, sendo afetado por deformação sincinemática.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barros, C.E.M., Besser M.L. (2015). Bacajá River Sheet SA.22-Y-D-IV Scale = 1:100.000. *Belém: Geological Service of Brazil (CPRM).* 1 map.

Fossen, H. (2010). Geologia Estrutural. Trad: Andrade F.R.D. *Oficina de Textos*, São Paulo, 584 p.

Fossen, H.; Cavalcante, Geane C. G. (2017). Shear zones–A review. *Earth-Science Reviews*, v. 171, p. 434-455.

Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. (2012). Geologia do Brasil. Ed. 1. *Becca Editora*, São Paulo.

Passchier, C. W.; Trouw, R. A. J. (2005). Microtectonics. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 2nd ed.

EXISTE UM ARCO DE IQUITOS NA AMAZÔNIA BRASILEIRA?

Rick Souza de Oliveira[1,2]; Roberta Mary Vidotti [2]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA; [2]Universidade de Brasília - UnB

rick.oliveira@ufopa.edu.br; roberta@unb.br

RESUMO

Apesar de bem definido na bacia peruana do Marañón, pouco se conhece acerca da localização, extensão, implantação e evolução do Arco de Iquitos nas bacias brasileiras. Neste sentido, a Bacia do Acre é uma feição chave para o entendimento do avanço do *forebulge* na Amazônia. Visando identificar a estruturação de um eventual *forebulge* flexural, foram utilizados dados de sísmica 2D, poços, métodos potenciais e modelagem flexural. Os resultados indicam que o posicionamento atual do *forebulge* foi condicionado por um mecanismo localmente não elástico de soerguimento relacionado ao alto do embasamento do Jurássico superior (Alto de Envira), reativação cenozóica de falhas de rifte Triássico e pelo soerguimento de blocos do embasamento intra-antepaís em tectônica *thick-skinned* durante a fase Andina Quechua III. Desta forma, se propõem o abandono da terminologia "Arco de Iquitos" para as bacias amazônicas brasileiras, uma vez que a estrutura identificada nesta pesquisa, não se adequa aos conceitos que levaram à definição do Aro de Iquitos na Bacia sub-Andina de Marañón.

PALAVRAS-CHAVE: Forebulge; Bacias antepaís; Herança tectônica; Andes.

INTRODUÇÃO

A Cordilheira dos Andes se estende por mais de 7.000 km, do sul da Argentina até a Venezuela e é caracterizada por um cinturão orogênico formado principalmente pela convergência entre a placa Sul-Americana e a placa Farallon desde o início do Cretáceo e a placa de Nazca desde o Eoceno (Ramos, 2009). Uma importante estrutura cenozóica associada a esse evento orogenético, corresponde ao Arco de Iquitos, interpretado como um *forebulge* gerado pelo soerguimento flexural da litosfera em resposta a sobrecarga orogênica Andina. Embora bem definido na Bacia do Marañón (Roddaz *et al*., 2005), não há estudos focados no posicionamento do *forebulge* na Bacia do Acre, com base em dados objetivos, como sísmica, métodos potenciais e modelagem flexural. De um modo geral, as publicações indicam diferentes localizações para o que seria o eixo do Arco de Iquitos (e.g., Mohriak *et al*., 1995; Milani *et al*., 2007). Nesse contexto, a Bacia do Acre, localizada na porção mais ocidental do Cráton Amazônico, é uma feição chave para a compreensão da evolução da orogenia Andina, e a definição do *forebulge* nessa bacia, marca a extensão do avanço da deformação em direção ao cráton.

O objetivo desse resumo, é posicionar o *forebulge* na Amazônia brasileira e compreender os mecanismos que propiciaram a sua implantação e evolução. Desta forma, este manuscrito utiliza a integração entre linhas sísmicas 2D, poços exploratórios, modelagem flexural, restauração sequencial de seções sísmicas e dados gravimétricos para propor um modelo evolutivo para a Bacia do Acre em relação às bacias sub-Andinas. Nossos dados indicam uma ausência de um *forebulge* puramente flexural, estando associado a um soerguimento do embasamento durante o Mesozóico, e demonstra o importante papel da herança estrutural na deformação Andina da Bacia do Acre.

MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta pesquisa, utilizamos um total de 4.135 km de dados comerciais de reflexão sísmica multicanal 2D, em sua maioria migrados no tempo pós-stack, obtidos pela Petrobras e fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), interpretadas no software Opendtect (versão 6.6.8). Os poços foram vinculados aos dados sísmicos por meio de levantamentos de *checkshot*, quando disponíveis, e/ou por meio dos perfis de densidade e sônico.

Adicionalmente, foi utilizado dados aerogeofísicos de gravimetria e magnetometria, adquiridos com linhas de voo a cada 6.000m e altura de voo de 1000 m e integrados com o EGM2008 (Earth Gravitational Model 2008). Para os dados magnéticos e gravimétricos de levantamentos aéreos, os grids foram criados no Oasis Montaj Geosoft™ (versão 9.8.1) usando o método bidirecional, com células de 1.500 x 1.500 m^2.

Por fim, foi utilizado 10 poços de exploração que contêm principalmente registros de raios gama, densidade aparente, resistividade e tempo de viagem sônico (dados complementares 1).

RESULTADOS

O mapa de anomalia de Bouguer é marcadso por uma feição proeminente com uma tendência NW-SE, claramente alongada, marcada por altos valores e longos comprimentos de onda (Fig. 1A), que delimita regiões marcadas por baixos gravimétricos a leste e a oeste. Porém, a partir da latitude 7,2ºS, esse alto gravimétrico apresenta um gap relacionado a um baixo gravimétrico, aproximadamente N-S, que desloca a anomalia para oeste em direção ao município de Cruzeiro do Sul (Fig. 1A, números 1, 2 e 3). Algo semelhante ocorre entre 9°S - 10°S, próximo a 68,3°W, onde um baixo gravimétrico apresentando tendência WNW interrompe a alto gravimétrico principal (Fig. 1A, número 5). Ainda em relação ao alto gravimétrico principal, há claramente uma curva acentuada na tendência geral em 9,1°S e 70,4°W, com o alto exibindo uma tendência NNW ao norte de 9,1°S e uma tendência WNW ao sul de 9,1°S (Fig. 1A, números 3, 4 e 5). Dados de modelagem direta 2,5D a partir de métodos potenciais (Oliveira and Vidotti, 2023), bem como função do receptor e gravimetria por satélite indicam que há uma coincidência entre uma baixa espessura crustal e a posição esperada para o eixo do Arco de Iquitos na Bacia do Acre (Albuquerque *et al*., 2017; Almeida *et al*., 2021).

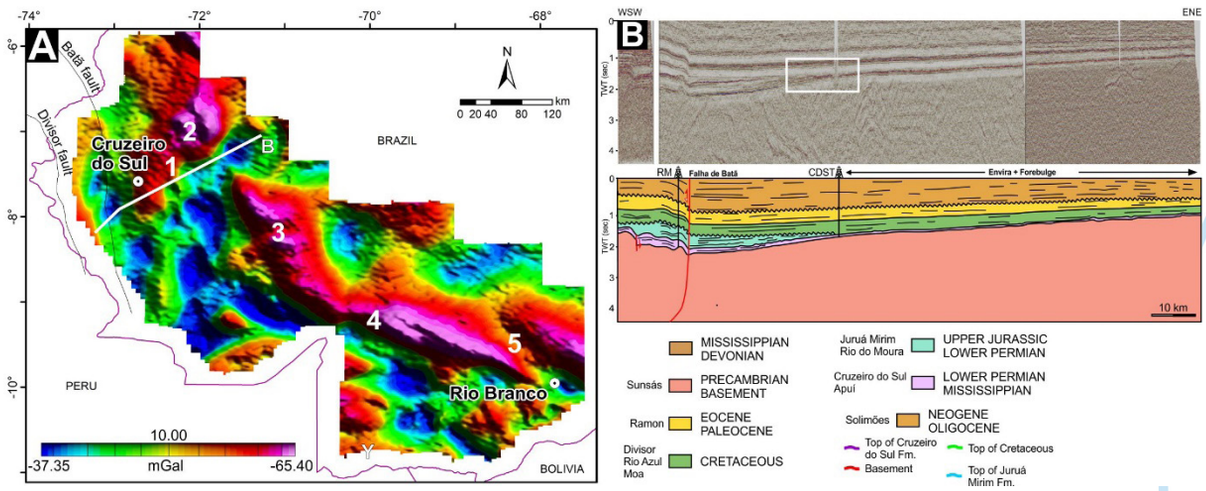


Figura 1. (A) Mapa de anomalia de Bouguer, onde os números 1, 2, 3, 4, 5 e 6 indicam as principais características discutidas no texto. (B) Seção sísmica composta 2D, exibindo um raseamento do embasamento a leste da Falha de Batã, coincidente com a posição do *forebulge*.

Nenhum poço penetrou na região esperada para o eixo do Arco de Iquitos (Figs. 1 e 3), mas a restauração de uma seção sísmica composta regional que atravessa a Bacia do Acre por mais de 250 km na direção SSW-NNE, indica que a região marcada pelo alto gravimétrico (Fig. 1) associado ao que seria a máxima altura do Arco de Iquitos (dados complementares 2) coincide com um amplo soerguimento do embasamento (Alto de Envira).

O adequado entendimento do posicionamento de um *forebulge* passa necessariamente por uma modelagem flexural. Nesse sentido, foram modelados dois perfis, que cruzam a anomalia gravimétrica em uma posição aproximadamente perpendicular. Em ambos os casos, a distância da carga até a crista do soerguimento de *forebulge* periférico é aproximadamente a mesma, variando de 445 km no perfil norte a 480 km no perfil mais ao sul, sendo compatível com a localização do *forebulge* e sua distância da frente de cavalgamento em relação à Cordilheira Oriental indicada nos principais modelos de flexura litosférica para a região dos Andes Centrais (Roddaz *et al*., 2005).

DISCUSSÕES

O aparente afinamento crustal na Bacia do Acre foi provavelmente herdado de um estágio tectônico de rifte em um modelo de cisalhamento simples que ocorreu antes da orogenia Juruá durante o Triássico - Jurássico inferior e foi um dos fatores condicionantes para a atual configuração do *forebulge* na Amazônia brasileira.

A possível implantação do Arco de Iquitos na Bacia do Acre não pode ser simplificada como um mecanismo puramente flexural Cenozóico. Uma cadeia de eventos (Fig. 2) iniciando com i) a elevação do embasamento do Permiano e principalmente do final do Jurássico, seguida pela ii) reativação Cenozóica das falhas triássicas, iii) o soerguimento de blocos *intraforeland* do embasamento durante o Mioceno-Plioceno e iv) a subsidência flexural causada pelo cinturão dobras e cavalgamentos Andino em contexto de *flat slab*, condicionou a localização e geometria atípica (maior amplitude e menor comprimento de onda) do *forebulge* e resultou num mecanismo de soerguimento localmente não elástico. Desta forma, se propõe o abando do termo "Arco de Iquitos" para as bacias brasileiras, uma vez que, conceitualmente, a feição identificada na Acre Basin não se enquadra na estrutura plenamente flexural mapeada na Bacia do Marañón, onde o Arco de Iquitos foi originalmente definido com base no conceito de bacias antepaís.

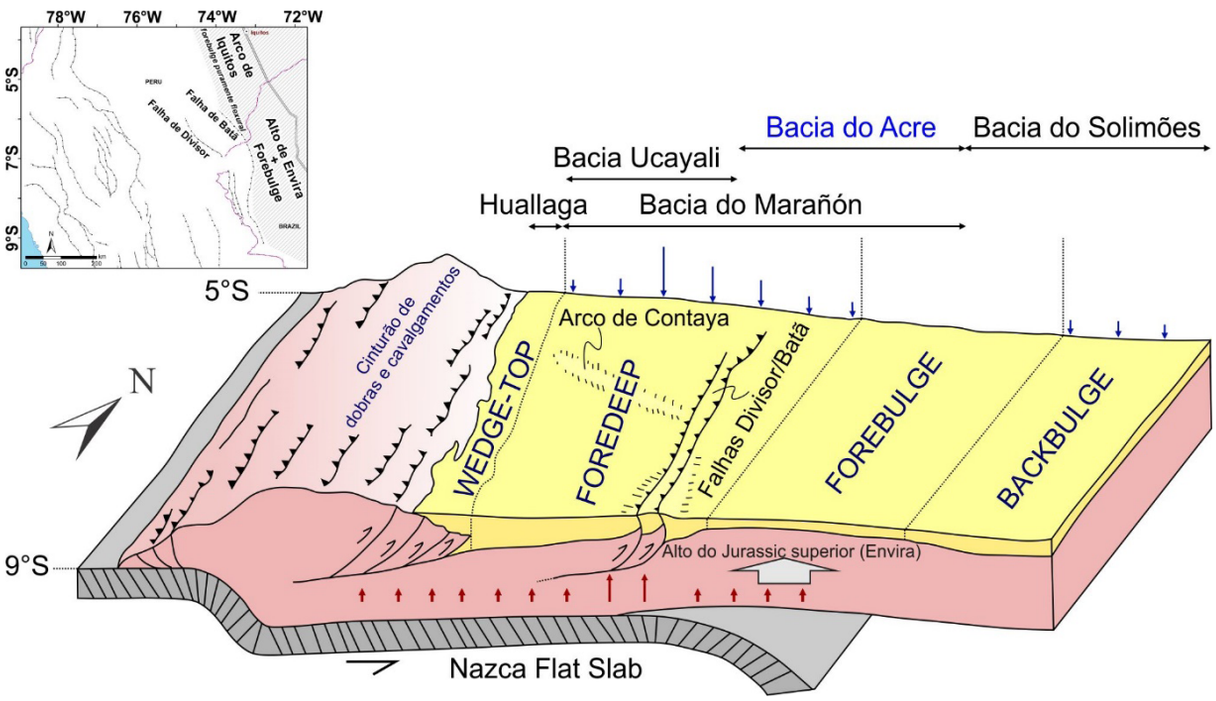


Figura 2. Bloco diagrama esquemático atual para a região do *flat slab* Peruano mostrando a relação entre a subsidência flexural (setas verticais azuis) e a elevação causada pelo aumento do acoplamento interplaca durante a subducção *flat slab,* mais a elevação dos blocos *intraforeland* do embasamento ao longo de falhas reversas de escala crustal e soerguimento flexural (setas verticais vermelhas). Observe também o arranjo da Bacia do Acre dentro do sistema de bacia antepaís retroarco. Sem escala.

CONCLUSÕES

A análise conjunta de poços, linhas sísmicas e modelagem flexural nos permitiu reconstruir a história deposicional tectônica da Bacias do Acre, marcada por ser amplamente controlada por falhas por meio de uma alternância entre regimes extensionais e compressivos, onde a herança estrutural de falhas antigas muitas vezes definiu a deformação em períodos mais jovens. Esta complexa evolução forçou o posicionamento anômalo de um *forebulge* localmente não elástico na Bacia do Acre, controlado por antigas estruturas da orogenia Juruá, por falhas e estiramento do rifte Mesozóico sub-Andino e pelo soerguimento do embasamento e inversão de bacia no final do Jurássico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Albuquerque, D.F., França, G.S., Moreira, L.P., Assumpção, M., Bianchi, M., Barros, L.V., Quispe, C.C., Oliveira, M.E., 2017. Crustal structure of the Amazonian Craton and adjacent provinces in *Brazil. J. South Am. Earth Sci*. **79**, 431–442.

Almeida, Y. de M.; Marotta, G. S.; França, G.S.; Vidotti, R.M.; Fuck, R.A. 2021. Crustal thickness estimation and tectonic analysis of the Amazonian Craton from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences 111*, 103449.

Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Stica, J.M., Winter, W.R., Caixeta, J.M., Pessoa Neto, O.C., 2007. Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas: Introdução. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Cartas Estratigráficas **15**, 183-205.

Mohriak, W. U.; Macedo J. M.; Castellani R. T.; Rangel H. D.; Barros A. Z. N.; Latgé M. A. L.; Ricci J. A.; Mizusaki A. M. P.; Szatmari P.; Demercian L. S.; Rizzo J. G.; Aires J. R. 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil, in Jackson M. P. A.; Roberts D. G.; Snelson, (eds.), Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Memoir* **65**, p. 273–304

Oliveira, R. S. de and Vidotti, R. M. 2023. The Acre Basin basement (NW Brazil) and the transition from the intracratonic to retroarc foreland basin system. *Basin Research*, **35 (1)**, 86–119.

Ramos, V.A., 2009, Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: *Geological Society of America Memoir* **204**, p. 31–65.

Roddaz, M., Baby P., Brusset S., Hermoza W., Darrozes J. M. 2005. Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru). Tectonophysics, 399(1): 87-108.

A CONCEPÇÃO DE UM CINTURÃO DE DOBRAS E FALHAS NO NORTE DE RORAIMA: ELEMENTOS ESTRUTURAIS E PADRÃO FRACTAL

Túlio A. A. Mendes[1]; Antonio Charles S. Oliveira[1]; Marcelo E. Almeida[1]; Fabrício A. Caxito[2]; Tiago A. Novo[2]; Paulo R. S. Lopes[1]; Leandro M. Betiollo[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil, SGB/CPRM; [2]Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG

tulio.mendes@sgb.gov.br; antonio.charles@sgb.gov.br; marcelo.esteves@sgb.gov.br; facaxito@gmail.com; tiagoanovo@gmail.com; paulo.lopes@sgb.gov.br; leandro.betiollo@sgb.gov.br

RESUMO

Este trabalho apresenta dados sobre a geologia estrutural do norte de Roraima, parcialmente já publicados em 2022 no artigo "*The structural framework of the north-central Guiana Shield: a fossil fold-and-thrust belt in northeastern Roraima state, Brazil*". Dados de sensoriamento remoto, campo e petrografia revelaram o padrão fractal de estruturas compressionais no nordeste de Roraima (municípios de Uiramutã e Normandia). Na área predominam sucessões metavulcânicas do magmatismo Orocaima, que apresentam uma foliação de estado sólido subvertical e de direção E-W a ESE-WNW, paralela ao plano axial de dobras que variam de escala regional à microescala. Tal feição se propaga para norte até parte das camadas sedimentares basais do Supergrupo Roraima, afetadas por dobras suaves e com uma foliação particionada em planos mais discretos. Na porção meridional da área de estudo, zonas de cisalhamento de direção E-W alçam lascas dos batólitos do magmatismo Orocaima sobre as rochas metavulcânicas, formando as serras da região entre a Vila Surumu e Normandia. Dados obtidos após a publicação do artigo revelaram elementos dessa tectônica à oeste, passando por Pacaraima e Amajari. A foliação impressa nas rochas metavulcânicas persiste com direção ESE-WNW e, localmente, se vê dobras com plano axial com atitude paralela. Juntas de tensão mergulhando para NNW indicam transporte tectônico com mesmo sentido. Esse cinturão de dobras e falhas ainda não está posicionado no tempo geológico, dada a falta de dados geocronológicos aplicada em fases minerais de baixa temperatura, mas as estruturas impressas nessas rochas trazem à tona o registro inequívoco dessa feição tectônica.

PALAVRAS-CHAVE: norte de Roraima; geologia estrutural; padrão fractal; cinturão de dobras e falhas.

INTRODUÇÃO

A porção setentrional de Roraima apresenta rochas epicrustais geradas durante o Período Orosiriano, incluindo granitoides, vulcanitos, sedimentares clásticas, além de diques e soleiras máficas (Figura 1). Apesar das rochas da região terem muitas feições primárias preservadas, alguns trabalhos anteriores descrevem feições deformacionais (*e.g.* zonas de cisalhamento, foliação e dobras) cujos planos geralmente oscilam em torno da direção E-W (Pinheiro *et al.* 1990; Fraga *et al.* 1994a, 1994b, 2010, 2017). Tais feições eram interpretadas como efeito distal da Orogenia Intracontinental K'Mudku (Santos *et al.* 2000), que afetaria parte dessas rochas epicrustais. Contudo, Barbosa *et al.* (2021) atribuem as feições deformacionais nas rochas vulcânicas a reomorfismo, ou seja, não relacionados à uma deformação tectônica posterior.

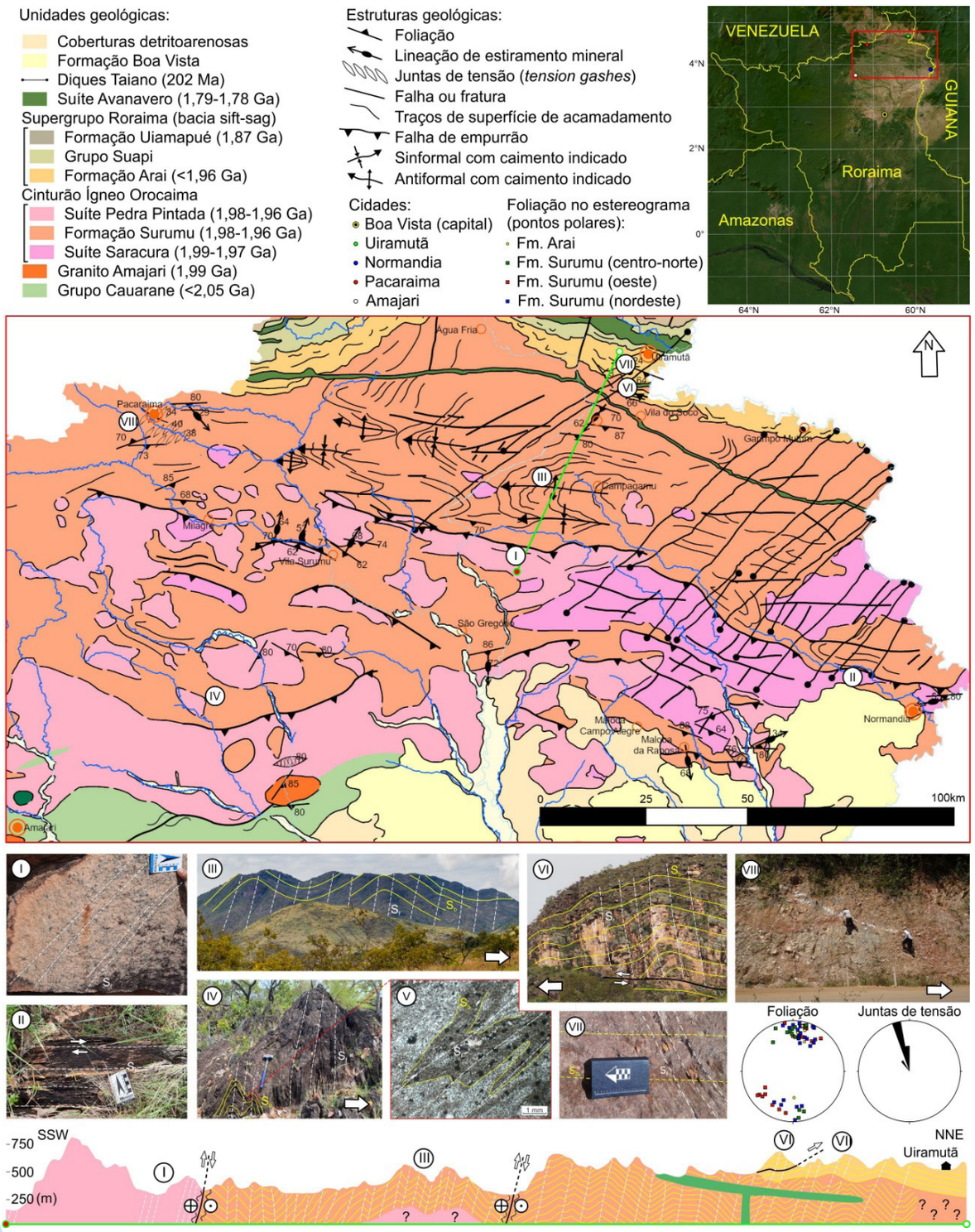


Figura 1. Na porção superior se observa a legenda da figura e mapas de localização e geológico da área de estudo. Abaixo do mapa se exibe fotografias de: (I) granodiorito foliado da Suíte Pedra Pintada; (II) milonito desenvolvido sobre granitoide da Suíte Saracura; (III e IV) dobras em rochas da Fm. Surumu; (V) fotomicrografia de dobra e foliação em um metatufo da Fm. Surumu; (VI) dobras suaves e falha de empurrão em camadas areníticas da Fm Arai; (VII) foliação em paraconglomerado da Fm. Arai; (VIII) junta de tensão em metatufos da Fm. Surumu. S_b = acamadamento; S_f = foliação. Na base da figura se vê uma seção geológica da área de estudo e, acima e a direta dela, estereogramas com rosetas e pontos polares de dados estruturais da área cujos pontos são descriminados na legenda.

Neste resumo expandido, os autores apresentam uma série de dados estruturais, bem como a interpretação tectônica, do norte de Roraima. Dados de sensoriamento remoto, campo e petrografia publicados recentemente (Mendes *et al*. 2022), revelam que a deformação se deu de forma ampla na porção nordeste de Roraima (entre Uiramutã e Normandia), e as estruturas geológicas indicam um contexto de cinturão de falhas e dobras. Novos dados obtidos em campo à oeste dessa área trazem o mesmo contexto, ampliando essa faixa móvel por grande parte do norte do estado de Roraima.

MATERIAIS E MÉTODOS

Esse trabalho abrande a região norte de Roraima (Fig. 1), com dados estruturais de campo e fotointerpretação entre as cidades de Normandia e Amajari, respectivamente nos extremos leste e oeste da área de estudo. Parte dos dados já foi previamente publicada pelos autores como artigo científico (Mendes *et al*. 2022) em periódico de acesso livre ao público – *Journal of the Geological Survey of Brazil*.

RESULTADOS

Na porção setentrional do estado de Roraima, por uma faixa de cerca de 100 km de espessura que se estende longitudinalmente por algumas centenas de quilômetros, se observa uma estruturação pervasiva e com alguma sinuosidade que varia de direção E-W a ESE-WNW. Nessa área há um conjunto de estruturas de tectônica compressional e transpressional, que se apresentam seletivamente a depender do litotipo, proximidade com grandes estruturas e do posicionamento em termos de nível crustal. Apresentaremos as estruturas indo de sul para norte, passando pelos granitoides e metavulcanitos, ambos do Cinturão Ígneo Orocaima, até as rochas sedimentares clásticas da Formação Arai, sucessão basal do Supergrupo Roraima.

Elementos estruturais

No sul da área, os granitoides das suítes Saracura e Pedra Pintada geralmente apresentam pouca deformação. Contudo, localmente, se observa uma foliação subvertical e de direção E-W (Fig. 1-I). Próximo à lineamentos regionais, também de direção ~E-W, essas rochas estão afetadas por zonas de cisalhamento, com desenvolvimento de foliação milonítica muito penetrativa (Fig. 1-II), geralmente restritas a planos de pouco centímetros de espessura. Esses lineamentos regionais também balizam alguns contatos geológicos entre esses granitoides e as sucessões vulcânicas, onde se ergueram grandes serras formadas pelos membros plutônicos do magmatismo que, originalmente, estavam abaixo das camadas vulcânicas cronocorrelatas (*vide* perfil da Fig. 1).

As rochas vulcânicas das formações Cachoeira da Ilha e Surumu ocupam a maior parte da área e apresentam uma ampla variedade de estruturas de tectônica compressional. Uma foliação com mergulho alto para sul e direção E-W a ESE-WNW é razoavelmente penetrativa, contendo lineação de alto ângulo (*vide* estereograma e Fig. 1-III, IV e V). Essa foliação orienta a atitude dos afloramentos em forma de pináculos. Essa foliação acompanha a atitude de planos axiais de dobras desarmônicas, abertas e com charneiras angulosas a arredondadas. Na porção meridional

da área de ocorrência dessas camadas vulcânicas a foliação pode apresentar mergulho para o sentido inverso, também com lineação *down-dip*. Em cortes de estrada, próximo à Pacaraima, há várias juntas de tensão com mergulho intermediário para NNW (*vide* foto da Fig. 1-VIII e diagrama de roseta), revelando transporte de massa para essa direção.

No extremo norte da área, os arenitos e conglomerados da Fm. Arai têm uma foliação mais discreta e espaçada, particionada em planos que mergulham em alto grau para sul (Fig. 1-VII). Essas camadas se dispõem sobre as rochas vulcânicas descritas acima e, localmente, apresentam dobras suaves e abertas também com plano axial paralelo à foliação E-W. Na base da Serra Lilás, há uma falha contracional de baixo ângulo (empurrão) que revela transporte de massa para norte, subjacente as dobras descritas acima (Fig. 1-VI).

Padrão Fractal

Nos granitoides, a análise microestrutural revelou um padrão de deformação também restrito a planos espaçados, onde ocorreu cominuição de grãos e desenvolvimento de foliações S-C e S-C-C'. Isso é compatível com o cenário em macroescala, onde a deformação regional afetou menos esses litotipos mais competentes, ficando restrita a zonas de cisalhamento que absorveram a deformação e propiciaram a movimentação dessas rochas sobre os vulcanitos.

Nas sucessões (meta)vulcânicas, vê-se a foliação de estado sólido penetrativa, sobretudo nas de origem piroclásticas, estando visível tanto em escala de afloramento quanto em microescala e paralela à grandes lineamentos regionais (Fig. 1-III, IV e V). A atitude dos planos axiais de dobra (paralelos à foliação de estado sólido) e o padrão de dobramento é consistente desde dobras fotointerpretadas em imagens de satélite. Vê-se dobras com amplitudes quilométricas até dobras visíveis na paisagem, em afloramentos e parasíticas em escala de amostra de mão e seção delgada.

Essa deformação é mais discreta nas rochas sedimentares da Fm. Arai. Há algumas feições de deformação intragranulares (*e.g.* extinção ondulante, microfraturas e formação de subgrãos), contato serrilhado entre grãos e geração de sericita na matriz dos arenitos. Essas feições microestruturais são compatíveis com o caráter mais rúptil à rúptil-dúctil das estruturas observadas em macroescala (*e.g.* falhas de empurrão e bandas de deformação).

DISCUSSÕES

Embora alguns autores discutam a gênese de parte dessas estruturas como de origem reomórfica (Barbosa *et al*. 2021), ou relacionada ao arrasto em antigas falhas normais (Reis *et al*. 2017) e efeitos distais do Evento K'Mudku (Fraga *et al*. 2017), o conjunto de dados aqui expostos levam a outra interpretação.

A depender da competência reológica, cada litotipo desenvolveu determinado conjunto de estruturas e em padrão fractal, porém todo o arranjo estrutural do norte de Roraima evidencia a instalação de um cinturão de dobras e falhas cuja direção varia de E-W a ESE-WNW. A presença de foliação de estado sólida e lineação de estiramento mineral mergulhando para sul e, principalmente, falhas de empurrão e juntas de tensão que indicam transporte para norte são indícios de que o transporte de massa principal se deu para norte.

A atribuição dessa deformação ao Evento K'Mudku, embora esse evento é corriqueiramente tido como o responsável por diversas estruturas em várias regiões da porção ocidental do Escudo das Guianas, tem um contraponto geométrico. O Orógeno Intracontinental K'Mudku foi concebido como uma faixa alongada de orientação NE-SW que cruza a porção central de Roraima (Santos *et al*. 2000; 1,42-1,12 Ga). Essa orientação é quase ortogonal às estruturas descritas no norte de Roraima. Mendes *et al*. (2022) especulam que, conforme alguns dados geocronológicos publicados sobre rochas de alto grau a sul da área, essa deformação seja ainda orosiriana (~1,91 Ga). Entretanto, ainda se faz necessária a análise geocronológica em fases minerais com menor temperatura de abertura para determinar a idade de metamorfismo.

CONCLUSÕES

As estruturas presentes nas rochas do norte de Roraima são de caráter compressional (ou transpressional) e se expressam em múltiplas escalas, de modo distintivo a depender da competência reológica da rocha envolvida. De modo geral, observa-se uma estruturação que segue a direção E-W e ESE-WNW, como uma série de dobras e falhas, havendo o empurrão de rochas plutônicas sobre rochas vulcânicas magmáticamente correlatas. O transporte de massa principal é para norte, mas na porção meridional se tem o sentido inverso. Essa feição tectônica ainda não está posicionada no curso do tempo geológico, mas é improvável que tenha sua origem relacionada ao Orógeno Intracontinental K'Mudku (1,42-1,12 Ga), sendo mais provável uma origem ainda no Orosiriano (~1,91 Ga). Afora o aspecto temporal, os elementos estruturais já são mais do que suficientes para completar o quadro de um cinturão de dobras e falhas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barbosa N.A., Fuck R.A., Souza V.S., Dantas E.L., Tavares Júnior S.S. 2021. Evidence of a Palaeoproterozoic SLIP, northern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **111:**1-19.

Fraga L.M.B., Reis N.J., Pinheiro S.S. 1994a. Arranjo estrutural do segmento sul do Bloco Pacaraima - Estado de Roraima. *4st Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, p. 7-9.

Fraga L.M.B., Reis N.J., Pinheiro S.S. 1994b. Serra Tepequém: Uma estrutura relacionada à inversão da Bacia Roraima. *38st Congresso Brasileiro de Geologia*. Camboriú, p. 294-295.

Fraga L.M.B., Dreher A.M., Grazziotin H.F., Reis N.J., Farias M.S.G., Ragatky D. 2010. Geologia e recursos minerais da folha Vila de Tepequém – NA.20-X-A-III, estado de Roraima, escala 1:100.000. Manaus, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 182 p.

Fraga L.M.B., Dreher A.M., Reis N.J., Betiollo L.M., Scandolara J.E. 2017. Geologia e recursos minerais da folha Ilha de Maracá - NA.20-X-A, estado de Roraima. Manaus, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 48 p.

Leal A.B.M., Girardi V.A.V., Leal L.R.B. 2000. Petrologia e geoquímica do magmatismo básico mesozóico da Suíte Básica Apoteri, estado de Roraima - Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, **14:**155-174.

Mendes T.A.A., Oliveira A.C.S., Almeida M.E., Caxito F.A. 2022. The structural framework of the north-central Guiana Shield: a fossil fold-and-thrust belt in northeastern Roraima state, Brazil. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, **5:**1-19.

Pinheiro S.S., Reis N.J., Costi H.T. 1990. Geologia da Região de Caburai, Nordeste de Roraima. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Manaus, DNPM/CPRM, 91 p.

Reis N.J., Nadeau S., Fraga L.M.B., Betiollo L.M., Faraco M.T.L., Reece J., Lachhman D., Ault R. 2017. Stratigraphy of the Roraima Supergroup along the Brazil Guyana border in the Guiana shield, Northern Amazonian Craton – results of the Brazil Guyana Geology and Geodiversity Mapping Project. *Brazilian Journal of Geology*, **47:**43-57.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3:**453-488.

RECURSOS MINERAIS

ESTILOS E *TIMING* DA MINERALIZAÇÃO DE COBRE NO DEPÓSITO AQW-1, REGIÃO DO AQUIRI (W DE CARAJÁS)

Antonia Railine da C. Silva[1], Junny Kyley M. de Oliveira[1], Rafael B. Lima[1], Felipe M. Tavares[1], Joseneusa Brilhante[1], Cíntia M. Gaia da Silva[1], Sulsiene M. S. Gaia[1] Felipe G. Costa[1]

[1] Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM;

antonia.costa@sgb.gov.br; junny.oliveira@sgb.gov.br; rafael.bittencourt@sgb.gov.br

RESUMO

O alvo AQW1, localizado na região oeste de Carajás, representa um alvo de cobre hidrotermal caracterizado pela sobreposição de estágios de alteração e mineralização. É hospedado em rochas gabroicas, metassedimentares, metavulcânicas ácidas e granitoides arqueanas, variavelmente deformadas e hidrotermalizadas. São reconhecidos um estágio precoce e pervasivo Fe-K (Bt-Gru-Gr), associado a estruturas dúcteis, seguido por alterações Ca-Fe (Act-Mag-Tur--Scp), também condicionadas à foliação ou em bolsões de substituição; e uma alteração tardia, de natureza fissural, caracterizada por uma assembleia cálcica, com Ab-Qz-Ep-Cal-Cl-FK--Tur-Pre-Hm, mais oxidada e de menor temperatura. A mineralização ocorre em dois estágios principais: *a)* um precoce e mais expressivo, com Ccp-Bor concordante à estruturação dúctil, e comumente associada à magnetita, e; *b)* uma tardia, menos expressiva, fissural, com Ccp-Py em associação com a paragênese cálcica. Um corpo granítico que hospeda apenas o segundo estágio de mineralização foi datado em 2647 ± 15 Ma, posicionando o primeiro estágio no Neoarqueano. O alvo AQW1 é, portanto, um depósito multiestágio, com características que permitem associá-lo a sistemas do tipo IOCG, sobretudo o primeiro estágio de mineralização (Ccp-Bor;Mag), mais profundo, quente e salino.

PALAVRAS-CHAVE: Carajás; Mineralização cupro-aurífera; Alteração hidrotermal; Geocronologia

INTRODUÇÃO

A região do Aquiri (Fig. 1), no sudeste do estado do Pará, representa uma nova fronteira exploratória para cobre na Província Mineral de Carajás – PMC (Fig. 1). Com um contexto geológico similar ao da porção leste da província, onde se hospedam grandes depósitos cupro-auríferos, tais como Salobo, Sossego e Cristalino, a área tem sido foco de pesquisa mineral desde a década de 90 (alvos como AQW1, AQW2, Angélica, Açaí, Urca, Xuxa) e de intensa atividade garimpeira (garimpo Liberdade).

Os trabalhos de cunho metalogenético já desenvolvidos no Aquiri (Riehl e Cabral, 2018; Costa et al., 2019; Fernandes, 2020; Barbosa et al., 2022) descrevem ocorrências e depósitos de cobre associados a rochas hidrotermalmente alteradas e a grandes estruturas regionais, e reconhecem padrões de alteração e mineralização que permitem correlacioná-los a sistemas do tipo singenético, IOCG (*iron oxide - copper – gold*), *skarn* ou relacionado a intrusões graníticas.

O Projeto Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás, do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), vem desenvolvendo estudos em ocorrências e alvos de Cu-Au na região do Aquiri, para avançar no entendimento dos controles dessas mineralizações, e suas correlações com as já estudadas na porção leste da PMC. Esse trabalho apresenta resultados dos estudos de caracterização do alvo AQW1, sobretudo no que diz respeito aos modos de ocorrência do minério e paragêneses hidrotermais associadas. Traz também discussões acerca das condições de formação e idade da mineralização.

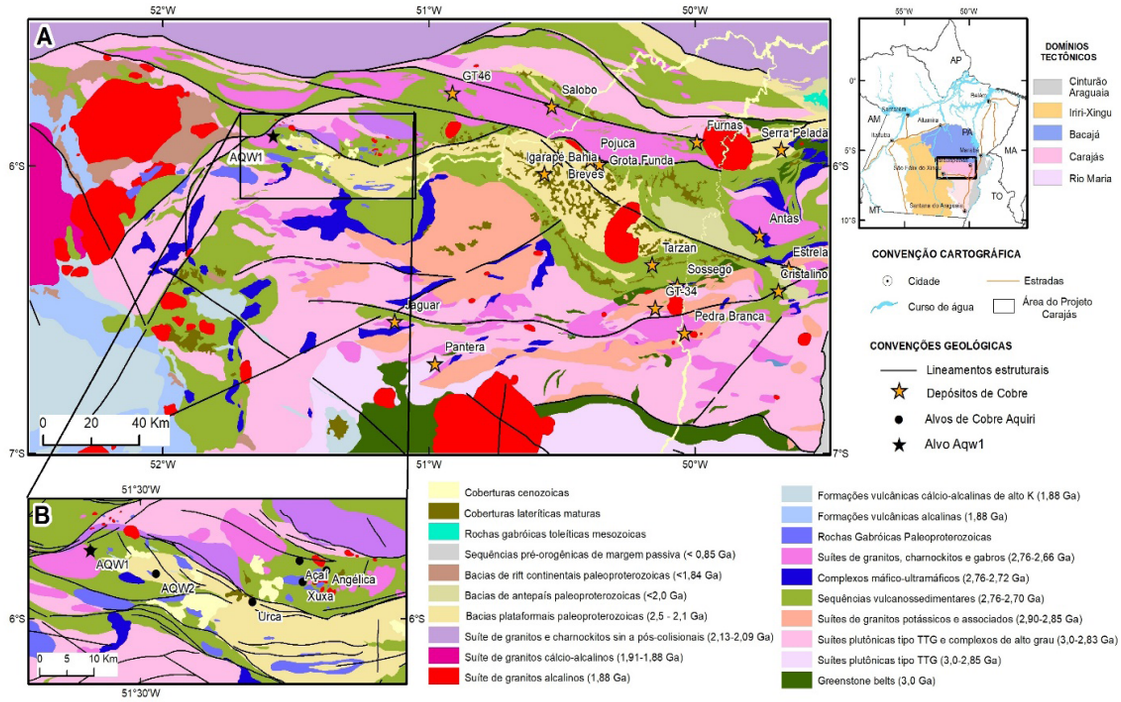


Figura 1. Mapa de associações litológicas e tectônicas de Carajás (A), com destaque em (B) para a região do Aquiri, e localização do alvo AQW1. Modificado de Costa et al. (2016) e Fraga *et al.* (2020).

MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo foi baseado na descrição macroscópica, petrográfica e minerográfica de amostras de afloramentos e de testemunhos de sondagem do alvo AQW1 (DH-12 e DH-14; cedidos pela mineradora Vale). Uma amostra de granito de testemunho foi utilizada para datação U-Pb em zircão. A preparação seguiu o fluxograma padrão do SGB-CPRM para concentração e seleção de grãos de zircão, confecção de *mounts,* imageamento da estrutura interna via catodoluminescência, e subsequentes análises isotópicas U-Pb em microssonda iônica na Universidade de São Paulo (USP).

RESULTADOS

O arcabouço geológico da região oeste do Aquiri (Fig. 1B) é composto por gnaisses e granulitos mesoarqueanos, sequências metavulcanossedimentares, metagranitoides e metamáficas/metaultramáficas neoarqueanas, rochas metassedimentares (Neoarqueano-

Paleoproterozoico), e granitos tipo-A de ~1,88 Ga (Costa *et al.,* 2016; Fraga et al., 2020). A estruturação principal tem direção WNW-ESE e caráter dúctil, e é seccionada por estruturas mais jovens, rúpteis, com direções N-S e NE-SW.

As rochas hospedeiras do alvo AQW1 mostram variado grau de deformação e alteração hidrotermal. Foram identificadas rochas metagabroicas, metassedimentares, metavulcânicas félsicas e granitoides. As rochas metagabroicas, exibem coloração cinza escuro a verde escuro e textura fanerítica média, localmente foliada. As rochas metassedimentares exibem coloração cinza escura e foliação pronunciada, marcada por porfiroblastos de até 1 cm de granada, imersos em matriz rica em biotita e grunerita. Intercalados à estas, há domínios bandados ricos em magnetita, interpretados como camadas de formações ferríferas bandadas. Menos expressivas, as rochas metavulcânicas ácidas exibem coloração cinza clara e textura porfirítica. São compostas por quartzo e plagioclásio, com feições de recristalização. O granito é cinza claro a rosado, fanerítico grosso a porfirítico, isotrópico a discretamente foliado. Ocorre intrusivo nas rochas metassedimenares e é acompanhado de veios pegmatoides quartzo-feldspáticos.

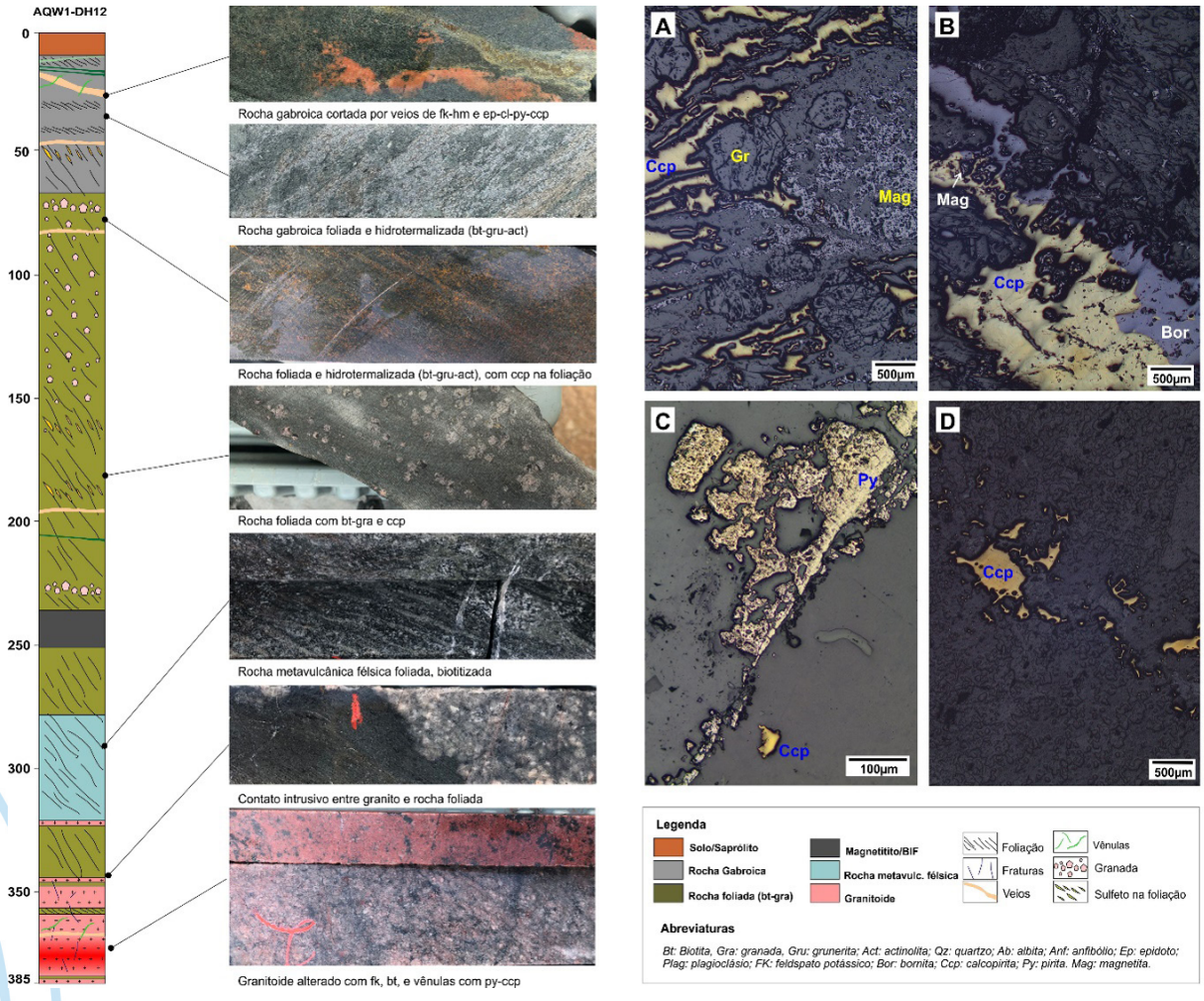


Figura 2. Aspectos macroscópicos e microscópicos das rochas, alterações e minério no alvo AQW1. Na esquerda, perfil simplificado do testemunho DH12, com a distribuição dos principais litotipos, padrões de alteração hidrotermal e sulfetação observados. Na direita fotomicrografias dos dois principais estilos de minério, sendo A e B representativos do estágio mais antigo (Ccp + Bor), e C e D do estilo tardio (Ccp+Py). As abreviaturas dos minerais se aplicam a todo o texto.

As alterações hidrotermais no AQW1 podem ser distinguidas em halos pervasivos e halos de caráter fissural. Dentre as alterações de caráter pervasivo, biotita-grunerita(-granada?) representa a assembleia predominante e precoce. Desenvolvem-se ao longo dos planos de foliação, sobretudo nas rochas metagabroicas e metassedimentares. Actinolita e magnetita, e restritamente turmalina e escapolita, também se formam condicionadas à foliação ou em veios e bolsões de substituição. A alteração fissural é definida por albita, quartzo, epidoto, calcita, clorita, feldspato potássico, turmalina, prehnita e hematita, que ocorrem preenchendo veios e vênulas discordantes, ou disseminados em halos milimétricos a centimétricos. Esta alteração superpõe as anteriores, sendo a única observada nas rochas metagraníticas.

Os minerais de minério mais comuns são calcopirita, bornita e pirita. Dois modos de ocorrência principais foram observados: *a)* mais expressivo, composto por calcopirita e bornita associadas a magnetita, dispostas ao longo dos planos de foliação ou em bolsões de substituição que localmente adquirem aspecto maciço (Fig. 3A, B, C, D) e; *b)* menos expressivo, composto por calcopirita e pirita associadas à paragênese fissural (Fig. 3E, F, G, H).

Uma amostra de metagranito foi datada (CS-31A, Fig. 3A). Os cristais de zircão extraídos foram agrupados em duas populações com tamanho e formas distintas (Fig. 3B). Os menores são límpidos, prismáticos e zonados (típico de zircões magmáticos). As análises foram conduzidas na USP, utilizando equipamento SHRIMP-II, o padrão Temora, e a correção do Pb comum feita com base no ^{204}Pb medido. Para o cálculo das idades utilizou-se o suplemento do Excel Isoplot 4.15 (Ludwig, 2012). A seleção dos dados mais concordantes permitiu o cálculo da a idade concórdia de 2647 ± 15 Ma (Fig. 3C) e a regressão dos dados dos cristais maiores com textura ígnea mais preservada indicou o intercepto superior de 2768±44 Ma.

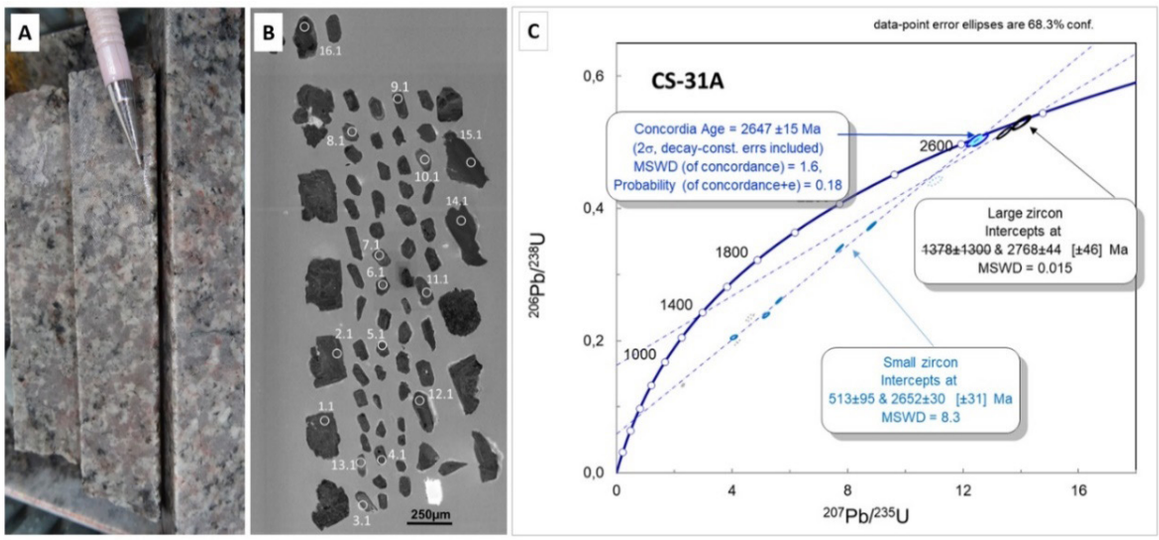


Figura 3. A) Aspecto macroscópico da amostra CS-31A; B) Imagens de catodoluminescência dos zircões e localização das medidas; C) diagrama concórdia.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os dados apresentados permitem afirmar que a alteração hidrotermal e mineralização no alvo AQW1 ocorreu em estágios superpostos e resultaram de modificações nas condições estruturais e físico-químicas ao longo da evolução do sistema. Sobre esses aspectos, algumas interpretações e considerações podem ser estabelecidas:

- O estágio de alteração mais precoce, relacionada à deformação dúctil, sugere química ferro-potássica (Bt-Gru-Gra?), altas temperaturas e fluidos salinos, capazes de promoverem extensas zonas de substituições. As reações fluido-rocha devem ter promovido mudança na química do sistema, gerando alterações calco-férricas (Act-Mag) ainda sob altas temperaturas, e condições relativamente oxidadas. Tais paragêneses podem ter sido modificadas e/ou recristalizadas durante a deformação e o metamorfismo regionais. As paragêneses tardias, relacionada à deformação rúptil, sugerem temperaturas moderadas a baixas (equivalente a fácies xisto verde), e precipitação a partir de fluidos mais oxidados (hematita) e pouco salinos (baixa capacidade de alterar as rochas).
- O primeiro estágio de mineralização, mais expressivo e com sulfetos mais ricos em Cu (bornita e calcopirita), em comum associação com magnetita, ocorreu sob condições de maior temperatura, associado a fluidos capazes de carrear grandes quantidades de metais. Ao estágio tardio relaciona-se menores temperaturas, maior pressão de fluido (estruturas com abertura de espaço), e com menores volumes de sulfetos, de menor razão Cu/S.
- A idade de 2647±15 Ma foi interpretada como cristalização do metagranitoide, correlacionando-o à Suíte Lavrado, definida na região do Aquiri (Fraga et al., 2020). Pela relação intrusiva, marca uma idade mínima para as demais rochas hospedeiras, possivelmente uma sequência metavulcanossedimentar correlata às rochas do Supergrupo Itacaiúnas (~2,76 - 2,73 Ga). A associação espacial entre alteração/mineralização e o metagranito permite também estabelecer uma idade mínima para a mineralização precoce.
- O alvo AQW1 mostra muitas semelhanças com outros depósitos de Cu-Au da PMC, e suas características permitem classificá-lo como do tipo IOCG, sobretudo o minério do primeiro estágio (Ccp+Bor; Mag), possivelmente neoarqueano, e com características similares às porções profundas desses sistemas. O segundo estágio (Ccp+Py; Hem), tardio e raso (rúptil, mais oxidado) deve representar mineralização ou remobilizações mais jovens (no Paleoproterozoico?), ligada a sistemas IOCG rasos ou relacionados a intrusões graníticas.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos a empresa Vale pelo apoio e cessão de testemunhos de sondagens e valiosas discussões com a equipe de geologia, em particular Otávio Sérgio Rosendo, Felipe Brandão e Ezequiel Pozocco. Também à toda equipe do LAMIN-BE do SGB.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barbosa N.A., Monteiro L.V.S., Moreto C.P.N., Moreira G.C., Stama L., Oliveira G.S., Dutra L.F. 2022. Padrões, zonas e estilos de alteração hidrotermal dos depósitos AQW1 e AQW7, Aquiri, Província Carajás. *X Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral*. Ouro Preto-Minas Gerais.

Costa U.A.P., Silva A.R.C., Silva D.P.B., Barbosa J.P.O., Correa L.W.C., da Silva L.C., Silva, C.M.G. 2019. Petrografia de Rochas Hidrotermalizadas do Setor Aquiri, Oeste do Domínio Carajás, Estado do Pará: Uma Análise Preliminar. *16º Simpósio de Geologia da Amazônia.* Manaus-Amazonas.

Fernandes K.G. 2020 *O depósito Alvo Açaí: um exemplo de skarn de cobre no Domínio Carajás.* MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 118p.

Fraga L.M., Silva C.M.G., Silva D.P.B., Corrêa L.W.C., da Silva L.C., Costa U.A.P., Barbosa J.S.P.O., de Paula, R.R. 2020. *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Setor Aquiri - ARIM Carajás. Estado do Pará.* Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Belém, 1 mapa colorido. Escala 1:50.000.

Ludwig K. 2012. User's manual for Isoplot version 3.75-4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkley Geochronological Center Special Publication, (5).

Riehl W. e Cabral A.R. 2018. Meta-evaporite in the Carajás mineral province, northern Brazil. *Mineralium Deposita,* **53:**895-902.

MINERALOGIA DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS AO BLOCO SUL DO DEPÓSITO AURÍFERO VOLTA GRANDE, DOMÍNIO BACAJÁ (PA), CRÁTON AMAZÔNICO

Brenda Thays Barros Pinto[1]; Autor(a) Carlos Marcello Dias Fernandes[1]

[1]Universidade FederaldoPará-UFPA

brendhabarrosgeo@gmail.com; cmdf@ufpa.br

RESUMO

O depósito aurífero de classe mundial Volta Grande contém reservas medidas de ~6,0 Moz a1,02g/t, divididas nos blocos exploratórios Norte e Sul. Está inserido no contexto geológico do Domínio Bacajá, afetado pelo Ciclo Transamazônico (2,26–1,95 Ga). Este trabalho tem comofoco o bloco Sul, envolvendo descrições mesoscópicas e microscópicas dos alvos Pequi, Grande e Itatá. Parte da mineralização é hospedada em um conjunto de granito idesmilonitizados em fácies anfibolito de médio a alto grau metamórfico que são, genericamente, atribuídos ao Grupo Três Palmeiras (2,36 Ga). Historicamente, os raros trabalhos que versam sobre o depósito Volta Grande o consideram geneticamente como do tipo ouro orogênico (*lode-type*). No entanto, pesquisas recentes mais direcionadas no bloco Norte documentaram apresença de sequências vulcano-plutônicas tardias, comtextura isotrópica e composições intermediária a félsica, de idade ainda desconhecida. Essas rochas mais jovens hospedam ouro disseminado emdiversos tipos e estilos de alteração hidrotermal, bem como em vênulas e veios de quartzo e carbonato (±sulfetos). Diante desse quadro, a descrição mesoscópica preliminar de 61 amostras de furos de sondagem oriundas do bloco Sule observações microscópicas revelaram alterações hidrotermais dos tipos potássica, propilítica e carbonática em estilos seletivo, pervasivo ou fissural. Essas alterações usualmente ocorrem nos intervalos mineralizados no perfil estratigráfico, alguns de alto teor, sugerindo relação genética, grande importância para a economicidade do depósito e um segundo evento mineralizante. Esse último mostra afinidade com sistema epitermal de intermediária a alta sulfidação com feições de calcita placoide e texturas *tockwork* generalizada, já descritos em outras porções do Cráton Amazônico.

PALAVRAS-CHAVE: Alterações hidrotermais; *Lode-type*; Ciclo Transamazônico.

INTRODUÇÃO

O Domínio Bacajá se localiza na porção noroeste do Escudo Brasil Central do Cráton Amazônico, considerado um prolongamento ao sul da Bacia do Amazonas e representa a zona detransição entre as Províncias Transamazonas a norte (ouMaroni-Itacaiúnas,segundoTassinari& Macambira, 2004) e Carajás ao sul. Sua gênese está associada às orogenias do Ciclo Transamazônico (2,26–1,95 Ga) durante o Riaciano, responsável pelo retrabalhamento de fragmentos Arqueanos e formação de crosta juvenil no Paleoproterozoico (Santos *et al.* 1988), que estão imbricados segundo a direção WNW-ESSE. Apesar da ampla variedade litoestratigráfica associada ao domínio, o conhecimento geológico ainda é incipiente, emborarevele variáveis concentrações de ouro, cobre, platinoides, entre outros em regiões distintas: i)na Volta Grande do rio Xingu; ii) no rio Bacajá e iii) na faixa Parima. O ouro ocorre ao longo de zonas de cisalhamento que afetam o Granodiorito Oca, nas proximidades do contato com as rochas metavulcanos sedimentares que compõem o *greenstone belt* Três Palmeiras (Klein *et al.*2014). Esse metal se encontra em microfraturas ou associado a arsenopirita (Cristo 2018). Na região de Volta Grande, os primeiros

estudos prospectivos e exploratórios iniciaram a partir de 1972 (Rodrigues & Vergueiro 1984) por diversas empresas que detêm os direitos minerários.Nessa área, o ProjetoVolta Grande do Xingu se qualifica com ou em expressivo depósito aurífero de classe mundial da mineradora canadense *Belo Sun Mining Corp.*, com reservas de ~6,0 Moza1, 02g/t (Chubbetal. 2015) e divididas espacialmente entre os blocos exploratórios denominados Norte e Sul.

Esse trabalho teve como foco principal o bloco Sul, que até então não mereceu estudos geológicos e metalogenéticos sistemáticos. Ele envolveu a definição e caracterização dos tipos e estilos das alterações hidrotermais que afetaram as rochas encaixantes do minério, bem como a análise petrográfica.Tais informações, quando integradas aquelas já obtidas, poderão contribuir com o modelo genético do depósito Volta Grande, bem como para os modelos prospectivos do Domínio Bacajá.

MATERIAIS E MÉTODOS

O Projeto Volta Grande está situado a aproximadamente 65 km à sul do município deAltamira, juridicamente nos limites do município de Senador José Porfírio, centro-oeste do estado do Pará (Fig. 1). A área total do projeto abrange quatro processos minerários sob titularidade da empresa *Belo Sun Mining Corp.* desde 2003.

Este estudo contou com a análise petrográfica mesoscópica de 23 amostras de testemunho do alvo Pequi, 12 do alvo Itatá e das18 do alvo Grande, das quais, foram produzidas 61 seções polidas para o estudos obluz transmitida. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluidas do Instituto de Geociências (IG/UFPA), com a utilização demicroscópio petrográfico Olympus Bx51.

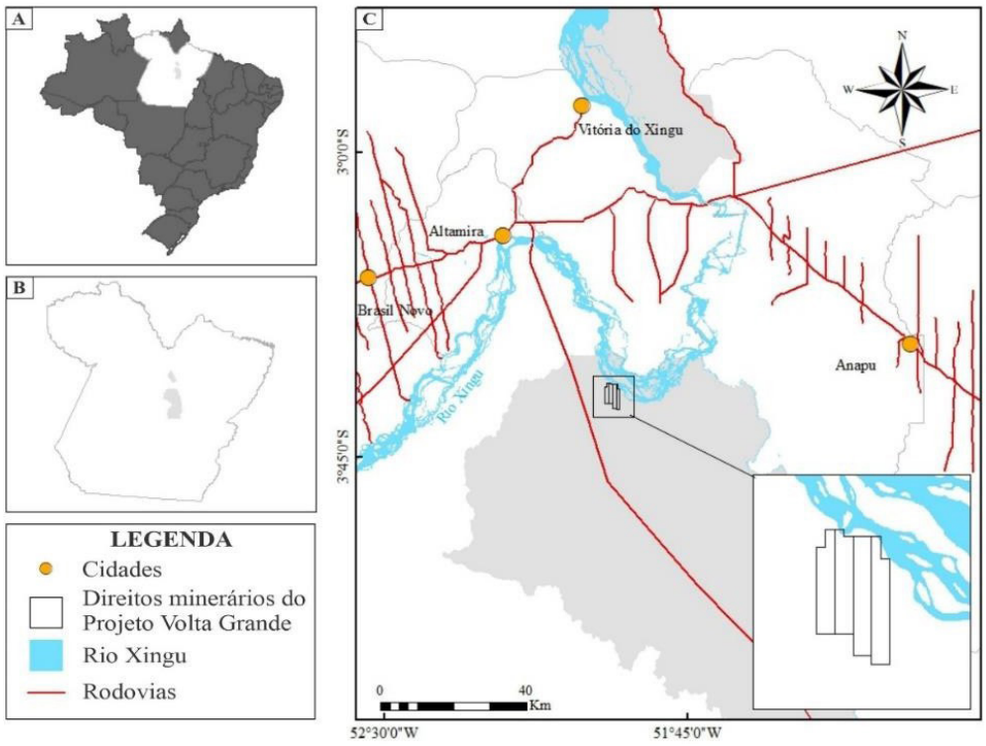


Figura 1. Mapa esquemático de localização da área de estudo. A: Destaque para o estado do Pará, B:Destaque para o município de Senador José Porfírio, C: Destaque para os processos minerários quecompõemo Projeto VoltaGrande.

RESULTADOS

Este trabalho versa sobre os lito tipos preservados e das zonas com alterações hidrotermais que invadem o pacote metamórfico e sua mineralização estruturalmente controlada no bloco Sul do depósito. Essas rochas plutônicas e vulcânicas preservadas muitoprovavelmentetambémrepresentamumpercursordeumnovoeventomineralizantevinculadoa amplas zonas hidrotermalizadas. No geral, esse bloco exploratório exibe intensidade de alterações hidrotermais ainda maior quando comparado ao bloco Norte.

Análisepetrográfica

Mesoscópica

Ao longo dos perfis estratigráficos, reconstituídos a partir dos fragmentos de furos desondagem, foram identificadas rochas com variações composicionais significativas (Figs. 2 e3), sendo estas vulcânicas félsicas e rochas plutônicas milonitizadas em diferentes graus. As alterações hidroter mais presentes nestas rochas são dos tipos propilítica, carbonática, potássica eclorítica, onde destas somente a alteração carbonática ocorre em estilo pervasivo e/ou fissural.

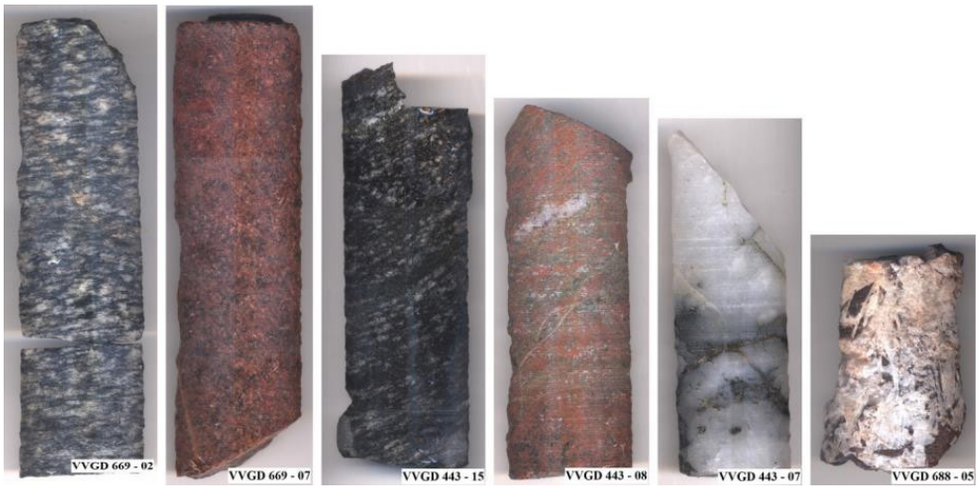


Figura2. Variedades petrológicas do depósito Volta Grande.

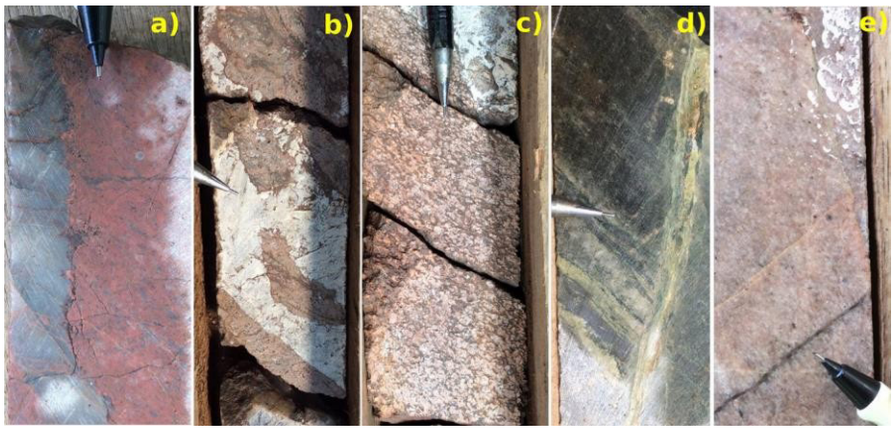


Figura 3. a) Metassomatismo potássico pervasivo associado a veio de quartzo que hospeda partículasde ouro; b) Calcita placoide (*platy calcite*) associada a riolito na parte superior do alvo Pequi; c) Granitoide equigranularisotrópico com metas somatismo potássicos eletivo no alvo Grande; d) plagioclásio da citofírico com alteração propilítica fissural (verde limão); e) Parte superior do alvo Itatá com aplito e vênulas de quartzo com ouro.

Microscópica

Ao microscópio, essas rochas foram classificadas como tonalitos e granodioritos degranulação fina, riolitos e tufos de cristais. Em geral, a maioria destas rochas exibe uma tramamilonítica incipiente à moderada, com indícios de deformação marcada também pela presençade plagioclásios com geminação descontínua (*kink bands*) e pela ocorrência de texturas típicasde recristalização do quartzo, dos tipos BLG e SGR. Além destas, ocorrem rochas isotrópicas,de granulação fina, geralmente associadas a alteração hidrotermal carbonática (em estilospervasivoe fissural), com cristais hipidiomórficos a xenomórficos e contatos retos, com variações composicionais quepermitem classificá-las como granodiorito.

A alteração propilítica nessas rochas, em estilo fissural, ocorre ao longo da foliação milonítica (Fig.4A) sendo marcada pela associação de cristais de biotitae epídoto e, por vezes, muscovita e clorita. A alteração do tipo carbonática (Fig. 4B) ocorre em estilo fissural epervasivo, está associado tanto à rochas com trama milonítica quanto à rochas isotrópicas. A alteração potássica é marcada pela presença de fissuras de feldspato potássico e biotitas (Fig.4C), com uma maior ocorrência nas rochas félsicas. A alteração clorítica se dá pela orientação de finos cristais de cloritaao longo defissuras nas rochas (Fig. 4D).

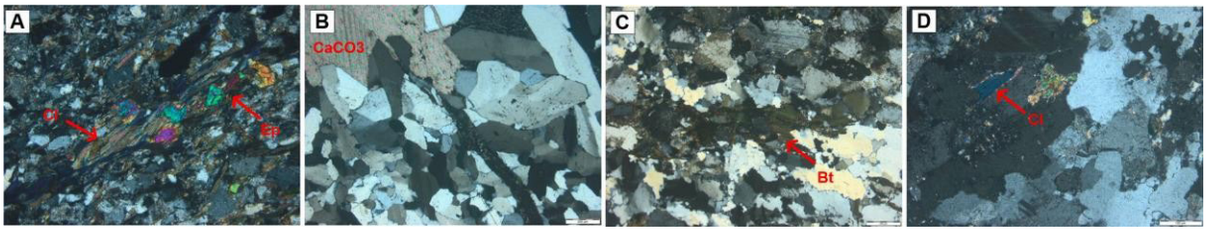


Figura 4. (A)Alteração hidrotermal propilítica em estilo fissural; (B) alteração hidrotermal carbonática em estilo fissural e pervasivo; (C) Alteração hidrotermal potássica em estilo fissural; (D) Alteração hidrotermalclorítica em estilo fissural.

DISCUSSÕES

Assim como no bloco norte do depósito Volta Grande, as rochas do bloco sul exibem alterações hidrotermais em rochas metamórficas miloníticase vulcânicas e plutônicas isotrópicas. As rochas miloníticas são atribuídas ao Grupo Três Palmeiras e as demais pertencem a uma sequência vulcano-plutônica caracterizada por Souza (2021). Estes grupos de rochas foram submetidos à alteração hidrotermal em graus distintos, apesar de apresentarem similaridades entre alguns tipos e estilos de ocorrência. Essas rochas isotrópicas possivelmente hospedam parte da mineralização aurífera em ostramtexturas simulares a sistemas hidrotermais e pitermais de sulfidação intermediária à baixa (Souza, 2021). No bloco sul, as feições típicasdesse sistema são calcita placoide em rochas félsicas e veios e vênulas de quartzo do tipo *stockwork*, usualmente associado à alteração potássica pervasiva.

CONCLUSÕES

Os dados obtidos neste trabalho são complementares aos observados no bloco Norte do depósito aurífero Volta Grande, onde ocorrem litotipos, tipos e estilos de alteração hidrotermal similares. Segundo Souza (2021), existem ao menos dois eventos mineralizantes distintos para

a geração, transporte, preparação das rochas hospedeiras e deposição dos metais nesse depósito, onde:

1. Evento de mineralização associado ao Ciclo Transamazônico – marcado pela colocação de fluidos mineralizantes ao longo das zonas de cisalhamento quilométricas da região;
2. Evento vulcano-plutônico posterior ao Ciclo Transamazônico–os litotipos enquadrados aqui exibem zonas mais amplas de alteração hidrotermais, em estilo pervasivo e fissural. Esse evento pode ter remobilizado parte do ouro presente no pacote metamórfico ou pode ter sua origem vinculada a processos magmático-hidrotermais que podem gerar fluidos ricos em metais.

Os dados obtidos até o momento para o depósito aurífero Volta Grande, demonstram o grande potencial metalogenético do Domínio Bacajá, uma vez que a individualização de dois eventos mineralizantes capazes de formar depósitos auríferos economicamente viáveis, indica que estes processos podem ter ocorrido em outras partes do domínio. Além disso, esses estudos podem ser úteis na elaboração de novos modelos prospectivos para o domínio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Chubb D., Cleugh A., Couture J-F., Franca P., Gueorguiev S., Leuangthong O., Luz A., Wahl G., Weierhäuser L., ZurowskiG. 2015. *Feasibility Studyon Volta Grande Project, Pará Brazil.* Altamira, NI43-101.

Cristo L.C.F.2018. *Estudo petrográfico e isotópico (Pb-Pb,U-PbeSm-Nd) de rochas metavulcânicas, mineralizações auríferas e rochas granitoides relacionadas ao greenstone belt Três Palmeiras, volta grande, Domínio Bacajá, Pará*. Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 52 p.

Juliani, C.; Corrêa-Silva, R.H.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Nunes, C.M.D. 2002. The Batalha Au-Granite System-Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, n.119, p.225-256.

Klein E.L., Rosa-Costa L.T., Vasquez M.L. 2014. Metalogênes e da Borda Oriental do Cráton Amazônico. In: Silva M,G., Rocha Neto M.G., Jost H., Kuyumajian R.M. (eds.) *Metalogênes e das Províncias Tectônicas Brasileiras. Belo Horizonte*, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 171-194.

Rodrigues P.A.S. & Vergueiro C.O.G.N. 1984. Oca Mineração Ltda. *Relatório Final de Pesquisa. DNPM'S 805655 / 76,805656 / 76,805657 / 76,805658 / 76,805659 / 76.* Oca Consultoria Ltda., v.1, 305p.

Souza, H.P.T. 2021. Petrografia, Alterações Hidrotermais e Eventos Mineralizantes do Bloco Norte do depósito aurífero Volta Grande, Domínio Bacajá (PA), Cráton Amazônico. Dissertação, IG,UFPA,78 p.

Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano*: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, p. 471-485.

THEPOJUCADEPOSIT:GEOLOGICALFEATURESOFAVMS-TYPEDEPOSIT AFFECTED BY MULTIPLE HYDROTHERMAL EVENTS AT THE NORTHERN SECTOR OF THE CARAJÁS PROVINCE

Bruno Conty Serrão dos Santos[1], Carolina Penteado Natividade Moreto[1], Gustavo Henrique Coelho de Melo[2], Roberto Perez Xavier[3], Fernando M.V. Matos[4], Juliana Araújo Carvalho[5], Ezequiel Pozzoco[5]

[1]University of Campinas-UNICAMP; [2]Federal University of Ouro Preto-UFOP; Agency forthe Development and Innovation of the Brazilian Mineral Sector – ADIMB; [4]SERVIGEO Geologia e Geofisica LTDA; [5]VALE S.A.

b.contyufopa@gmail.com;cmoreto@unicamp.br;gustavo.melo@ufop.edu.br; roberto.xavier@adimb.org.br; fmartins5@hotmail.com;juliana.araujo@vale.com; ezequiel.pozocco@vale.com

ABSTRACT

The VMS Pojuca deposit is located in the northern sector of the Carajás Domain, along the Pojuca Transcurrent System, which is parallel to the regional WNW-ESSE Cinzento shear zone. Volcanos edimentary rocks associated with the Salobo-Pojuca Formation, Itacaiúnas Supergroup (ca. 2.76-2.73 Ga), host the Cu-Zn-(Au-Ag-Cd) mineralization. The main host rocks in the deposit are partially obliterated by hydrothermal alteration and deformation and include a variety of basic to intermediate volcanic rocks, volcanoclastic, fragmental rock, banded iron formation and chert. Diorite, quartz-diorite and gabbro are also recognized. The VMS Cu-Zn mineralization is marked by the chalcopyrite-pyrrhotite±sphalerite assemblage with minor pyrite and magnetite, mainly associated with exhalites and subordinately basic volcanic rocks. The Cu-Zn mineralization is occur as (i) stratabound morphology or (ii) locally strings related to silicification, sericitization and chloritization. Restricted zones of the exhalites containing garnet-biotite-quartz-anthophyllite±cordierite assemblage is preliminary interpreted here as products of thermal metamorphism related to granite (i.e., Igarapé Gelado suite) emplacement. Late hydrothermal alteration (sodic-calcic, iron enrichment and potassic) containing chalcopyrite±bornite are interpreted as part of the Neoarchean (2.5 Ga) Grota Funda IOCG system that overlaps the VMS mineralization (2.7 Ga) at Pojuca. In additional, late veins consisting of massive chalcopyrite and silicates crosscut all these altered rocks described above and are here interpreted as related to the Paleoproterozoic (1.8Ga)Gameleira granite-related system. The occurrence of this old system can perform a key role in the genesis, metal sources and ligands of IOCG type deposits at the northern sector of Carajás Province. Moreover, understanding this system and overlapping events can expand the potential for copper exploration in the Carajás Province.

KEYWORDS: VMS deposit; Mineralsystem; Copperdeposits; Carajás Province.

INTRODUCTION

The VMS Pojuca Cu-Zn-(Au-Ag-Cd) depositha sestimated reserveso f58Mt@ 0.87% Cuand 0.9% Zn (Schwarz & Frantz, 2013; Dreher *etal.,* 2018). This depositis located along the Pojuca Transcurrent System, close to the IOCG Grota Funda (2.55 Ga; Hunger *et al*., 2018) and granite related Gameleira (1.88 Ga; Lindenmayer *et al*., 2001) deposits. The mineralization is hosted by a volcano sedimentary sequence associated with the Salobo-Pojuca Formation, Itacaiúnas Supergroup (ca. 2.76-2.73 Ga). This sequence was intruded by the Paleoproterozoic Pojuca granite (ca.1.88 Ga; Machado *et al.,* 1991).

Previous studies in the Pojuca deposit have demonstrated the VMS type of the mineralization (Schwarz & Frantz, 2013; Dreher*et al.,* 2018). Understanding distinct deposit-scale hydrothermal events and their extend is a challenging task. In this context, the VMS mineral system at Pojuca evidence the first episodes of the complex metallogenetic history of the northern sector of the Carajás Domain. Due to the proximity of the Pojuca deposit withthe Grota Funda and Gameleira deposits, as well as their location along an important crustal discontinuity (i.e., Pojuca Transcurrent System), it becomes relevant the evaluation of potential overprinting hydrothermal/ mineralizing events in the area.

In this work, we present the main geological characteristics of the Pojuca deposit, which includes the host rocks, the paragenetic evolution of the hydrothermal system and the mineralization styles. Our results show older exhalative systems are present in the province and indicate that the overlapping of different hydrothermal events in different ages can be fundamental in the genesis of economically viable copper deposits in the Carajás province.

MATERIALSANDMETHODS

The geological characterization of the Pojuca deposit was based in the detailed description of four drill core logging (POL-POLO DH00030, PPG-POJU-FDO38 e HBN POJU (DH00117 e DH00129). We identified the main hosts, hydrothermal alteration halos and mineralization styles. Petrographic studies (32 thin sections) were conducted under reflected and transmitted light using a Leica DM EP microscope at the in the Institute of Geosciences at University of Campinas.

RESULTS

In the deposit area, the host rock sequence consists of preserved amygdaloidal (**Fig.1A**) and altered basalts, exhalative rocks composed by banded iron formation (BIF),chert (**Fig.1B** and **C**), volcanoclastic rocks, fragmental rock (**Fig.D** and **H**), diorite (**Fig.1E**), quartz-dioriteandgabbro (**Fig.1F**). The hydrothermal alteration affectingthes erocksincluded an initial restricted silicification dominated by quartz±chlorite, followed by pervasive sericitization and chloritization, with chlorite+sericite+sulfides in exhalites with stratabound mineralized rich zones. Furthermore, we identified restricted zones in the drill cores with garnet-biotite-quartz-anthophyllite±cordierite.

The Cu-Zn ore at Pojuca can be observed in two styles: stratabound and strings, wich are spatially associated with exhalites, volcanic rocks and subordinately fragmental rock. The ore chiefly consists of chalcopyrite (55%), pyrrhotite (35%) and sphalerite (5%) with minor pyrite and magnetite (5%). The chalcopyrite and pyrrhotite are medium to coarse-grained (<1cm mm), xenomorphic, granular and occur in a few millimeters up to a few centimeters levels parallel tothebedding of theexhalites (**Fig. 1I, J** and **K**). Sphalerite isfine-grained (<1 mm), xenomorphic, granular and occur as inclusions in chalcopyrite. Magnetite is fine- grained (<1 mm), idiomorphic, granular and occurs between quartz and sulfides in exhalative rock. The second style (strings) is observed associated with chert (**Fig. 1L** and **M**). In this sectors chalcopyrite and minor xenomorphic pyrite dominate.

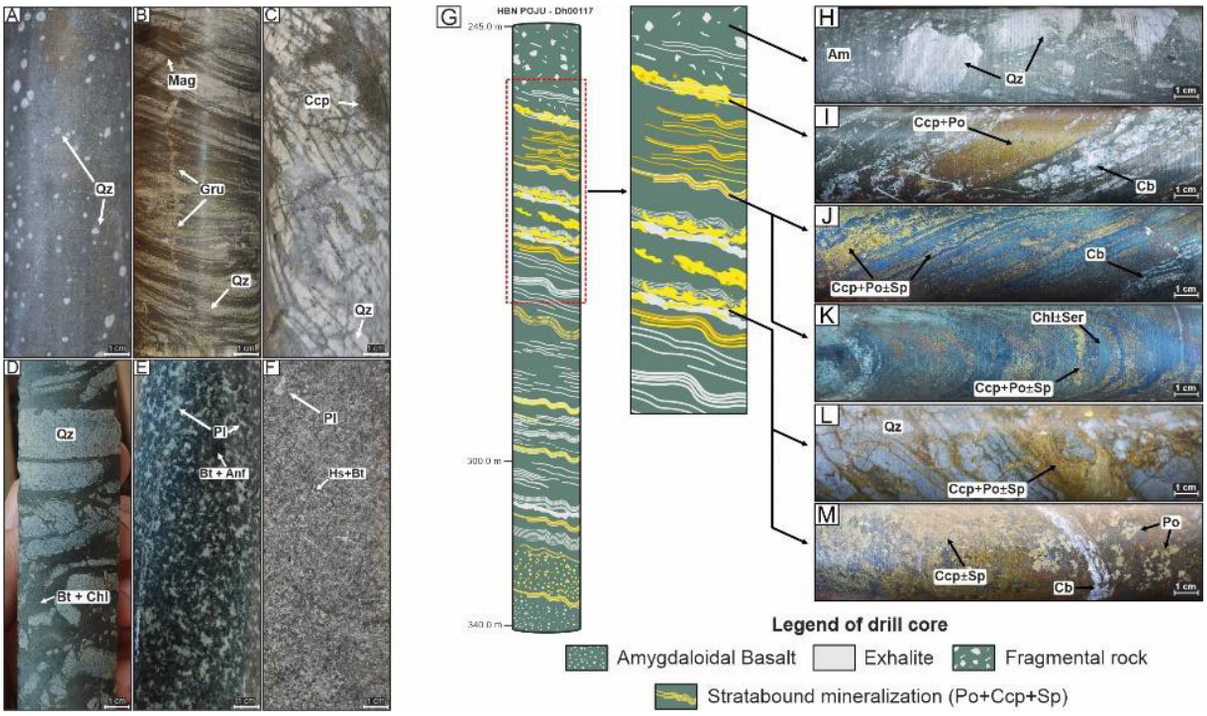


Figure 1. Main aspects of the host rocks at the Pojuca deposit. (**A**) Preserved basalt showing quartz-filled amygdaloidal texture. (**B** and **C**) Exhalative rocks, (**B**) Deformed BIF consisting of alternating layers of quartz and magnetite with initial iron enrichment with grunerite. (**C**) Banded chert with subordinated chalcopyrite+pyrrhotite. (**D**) Fragmental rock showing clastsofbanded chertandamatrix (alteredmagmatic component) composed byamphibole+biotiteandchlorite.(**E**)Diorite

(**F**) Partially preserved subophitic texture in gabbro affected by calcic and potassic alteration. (**G**) Schematic stratigraphic sequenceofthePojucadeposit(drillcorePOJUDH00117),showingth ehostrocksandstrataboundCu-Znmineralization.

(**H**) Mafic volcanic rock with amphibole rich matrix and clasts of chert. (**I**, **J** and **K**) Stratabound mineralization with chalcopyrite-pyrrhotite-sphalerite in exhalites. (**L** and **M**) String mineralization in chert zones.

Pervasive hydrothermal alteration, associated with mylonitic foliation, is also observed, and differs from the VMS type. It consists of a distal Ca-Na alteration in volcanic rocks, with hastingsite±actinolite-scapolite±quartz. In addition, zones with Fe-enrichment occur in the BIFs and volcanic rocks with grunerite-garnet-magnetite±quartz±tourmaline±biotite that evolve to biotite+magnetite±tourmaline+chalcopyrite±bornite rich zones. Chloritization (chlo-

rite±quartz) promotes the replacement of minerals from previous alterations. Furthermore, a late hydrothermalstyle is represented by centimeters (up to 10 cm) to meters veins (<4 m) consisting of massive chalcopyrite and silicates (biotite+quartz+tourmaline+fluorite+molybdenite+albite) which crosscut previous zones of alteration and host rocks. These veins show open-space textures and were not affected by deformation zones described above.

DISCUSSIONS

A common problem in understanding the metallogeny of ancient terrains is the uncertainty of the age(s) ofthemineralization and their relation ship tolater events. Regarding the geologic setting of the Carajás Province it becomes more difficult due to the overlapping occurrence of hydrothermal, metamorphic, and tectono-magmatic events. These events can lead to disintegration of primary evidence and the original geometry of the deposit. In addition, they result in ore remobilization. Despite the scarcity of robust ages for the VMS mineralization of the Pojuca deposit, it's metallogenetic history seems to be nicely preserved and related to the evolution of the Itacaiúnas Supergroup (ca. 2.76 – 2.73 Ga; Schwarz & Frantz, 2013; Dreher *et al.,* 2018).

The observed host rocks at Pojuca deposit, which include preserved amygdaloidal basalts, exhalative rocks with a primary mineralization of Cu-Zn-(Au-Ag-Cd) concordan twiththe volcano genics e quences (stratabound) indica tethe VMS character of the deposit. The basaltic flows in contact with exhalative rocks produced a mixture of lava and chert characterizing the fragmental rock. These evidence, inadditiont of old sands mallfaults observed in the exhalites, demonstrate the precipitation of these rocks associated with an unstable tectonic period, synchronous to opening of Carajás Basin. Additionally, diorite, quartz-diorite and gabbro may represent old magmatic conduits, as also recognized in the Igarapé Bahia deposit (Melo *et al*., 2019).

Theprecipitationofstratifiedchalcopyrite-pyrrhotite-sphalerite±pyrite±magnetiterepresents a syngenetic mineralization in the northern sector of the Carajás Province. This mineralization occurs proximal to quartz-sericite-chlorite-rich zones that we interpret as representative of the VMS alteration. subordinately, garnet-biotite-quartz- anthophyllite±cordierite assemblage is described. In this work, although preliminary, we interpreted these restricted zones as potential products of thermal metamorphism of sericitic (e.g., biotite-garnet) and chloritic (e.g., anthophyllite±cordierite) zones, as observed in other metamorphosed VMS systems worldwide (Bonnet and Corriveau, 2007).

The existence of Neoarchean metamorphic rocks in the northern sector of the CP has been subject of debate. Schwarz & Frantz (2013) and Dreher *et al*., (2018) indicate an amphibolite facies metamorphism in the Pojuca deposit evidenced by the anthophyllite- cordierite-garnet and cordierite-anthophyllite-cummingtonite associations, constituting the dalmatianite texture. Moreover, Machado *et al.* (1991) dated an amphibolite in the depositare ato 2732 ± 2Ma (U-P binzircon), interpreted by theauthorsas theage of crystallization of the amphibolite.

The influence of metamorphism in VMS deposits worldwide, although variable, is significant and only some of them are unmetamorphosed (Vikentyev *et al*., 2017). In Urals, Russia, a wide spectrum of metamorphosed VMS deposits is recognized and include contact metamorphism due to the emplacement of granite massifs (e.g., Tarnyer Deposit; Kontar' and

Libarova, 1997). In this case, contact metamorphism generated widespread hornfels in volcanic rocks and diorites with plagioclase, quartz, hornblende, biotite, and hypersthene, anthophyllite, spinel, cordierite, andalusite and sillimanite (Vikentyev *et al.,* 2017). In addition, Fe-rich calcic skarn with grossular-andradite garnet, ferroaugite and epidote, and magnesian skarns with cummingtonite, anthophyllite, Mg-chlorite, Mg-biotite, serpentine and cordierite, usually with sulfides, have been identified.

The assemblage identified in this work, although restricted, may suggest a contact metamorphism, possibly associated with the emplacement of ca. 2.7 Ga granitic units (e.g., Igarapé Gelado Suite). Nevertheless, the emplacement of younger granitic bodies (c.a. 1.88 Ga) may also be responsible for the thermal metamorphism (Barros *et al.,* 1995). Likewise, Villas (1999) identified contact halos, marked by the presence of cordierite and anthophyllite, developed in amphibolite and mafic rocks of the Igarapé Pojuca Group.

Overall, the mineral assemblage related with the VMS system (i.e., chloritic and sericitic zones) differs from the hydrothermal alteration zones and copper mineralization recognized in the IOCG deposits in the northern sector of the province (e.g. Grota Funda, Hunger *et al*., 2018t). The key differences include: (i) absence of extensive hydrothermal alteration halos; (ii) stratabound mineralization, (iii) absence of ore associated with biotite+magnetite-rich zones. In this sense, we interpret the garnet-biotite-magnetite-rich zones with disseminated chalcopyrite±bornite, without stratified sulfides identified at Pojuca as an overprint of the Grota Funda IOCG system. Furthmore, metric veins (<4 m) consisting of massive chalcopyrite and silicates crosscuts all host rocks and previous alterations. These features are related to the events IOCG Grota Funda (2.55 Ga) and granite related Gameleira (1.88 Ga) deposits, respectively.

CONCLUSIONS

The Pojuca deposit presents characteristics that are typical of a VMS mineral system, including: i) nature of the rocks; ii) hydrothermal alteration zoning (silicification-sericitization-chloritization) and style; iii) enrichment in base metals, including copper and zinc; and iv) stratabound mineralization. Restricted zones containing garnet-biotite-quartz-anthophyllite±cordierite is preliminary interpreted here as products of thermal metamorphism related to the emplacement of 2.7 Ga granites (e.g., Igarapé Gelado suite). The Pojuca deposit shares a complex geological evolution, since it has experienced the overlapping of distinct hydrothermal events, such as a Neoarchean IOCG system (ca. 2.5 Ga) related to the Grota Funda deposit (grunerite-garnet-magnetite±quartz±tourmaline±biotite zones) and younger granite-related system (chalcopyrite -biotite+quartz+tourmaline+fluorite+molybdenite+albite veins) attributed to the Gameleira deposit (1.88 Ga).

The overprinting of a pervasive hydrothermal alteration associated to a IOCG event (i.e., Grota Funda) in the Pojuca area may have led to the disintegration of better features metamorphic and driven to remobilization of the sulfides in the area. Although this VMS system has been recognized, is important to better characterize the footprint of each superposed event for understanding the metallogenetic evolution of the region and expand the copper exploration in the Carajás Province.

ACKNOWLEDGEMENTS: We are grateful to the Vale S.A. mining company for the continuous logistical support and funding of this project. The first author thanks the scholarship (88887.481752/2020-00) granted by CAPES (Finance Code 001).

REFERENCES

Barros C.E.M., Dall'Agnol, R., Vieira, E.A.P., Magalhães, M.S. 1995. Granito Central de Carajás: Avaliação dopotencial metalogenético para estanho com base em estudos da borda oeste do corpo. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi,série Ciências da Terra*, **7**, 93-123.

Bonnet, A.-L., and Corriveau, L., 2007, Alteration vectors to metamorphosed hydrothermal systems in gneissic terranes, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada—A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Divi-sion, Special Publication*, **5**, 1035–1049.

Dreher A.M., Tavares F.M., Oliveira J.K.M. 2018.Wall rocks and hydrothermal alteration associated with the pojucaand furnas deposits, carajás province. In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, *Anais de congresso,* p. 724.

Hunger, R.B., Xavier, R.P., Moreto, C.P.N., Gao, J.-F., 2018. Hydrothermal alteration, fluid evolution, and Re-Os geochronology of the Grota Funda iron oxide copper-gold deposit, Carajás Province (Pará State), Brazil. *Economic Geology,* **113 (8)**, 1769–1794.

Kontar', E.S., & Libarova, L.E. 1997. Metallogeny of Copper, Zinc and Lead in the Urals, Uralgeolkom, Yekaterinburg. MachadoN., Lindenmayer D.H., Krough T.E., Lindenmayer Z.G. 1991. U-Pbgeochronology of Archeanmagmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**, 329-354.

Lindenmayer, Z.G., Pimentel, M.M., Ronchi, L.H., Althoff, F.J., Laux, J.H., Araújo, J.C., & Nowatzki A.C. 2001. Geologia do depósito de Cu–Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. *Depósitos auríferos dos distritos mineirosbrasileiros.* DNPM-ADIMB, 79-137.

Melo, G.H.C.., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Moreto, C.P.N., Arquaz, R.M., Silva, M.A. D., 2019a. Evolution of the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province (Brazil): Early syngenetic chalcopyrite overprinted by IOCG mineralization. *Ore Geology Reviews,* **111**, 102993.

SchwarzM.&FrantzJ.C.2013.Depósito de Cu-Zn Pojuca Corpo Quatro: IOCG ou VMS?. *Pesquisas em Geociências*,

40,05-19.

Vikentyev, I.V., Belogub, E.V., Novoselov, K.A., Moloshag, V.P. 2017. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. *Ore Geology Reviews*, **85**, 30-63.

Villas, R.N. 1999. Granito Pojuca, Serra dos Carajás (PA): composição mineralógica, química mineral e controles químicos da alteração hidrotermal. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**, 393- 404.

INCLUSOES FLUIDAS EM SULFETOS DE GNAISSES CALCIOSSILICATICOS DO COMPLEXO NOVA MAMORÉ, NOROESTE DO ESTADO DE RONDONIA

Carlos Eduardo Santos de Oliveira[1]; Dalton Rosemberg Valentim Silva[1]; Anderson Dourado Rodrigues da Silva [1]; Ingrid de Souza Hoyer[1]; Gustavo Negrello Bergami[1]; Jaime Estevão Scandolara[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil;

carlos.oliveira@sgb.gov.br; dalton.rosemberg@sgb.gov.br; anderson.rodrigues@sgb.gov.br; ingrid.hoyer@cprm.gov.br; gustavo.bergami@sgb.gov.br; jaime.scandolara@sgb.gov.br

RESUMO

O Complexo Nova Mamoré consiste em uma sequência metassedimentar migmatizada com porções ortoderivadas, formada no Mesoproterozoico. Oliveira et al 2023, durante o mapeamento geológico definiram a classificação do complexo em três unidades: rochas ortoderivadas, que incluem ortognaisse, ortomigmatito e metabásicas; rochas metassedimentares (metapelítica, metapsamítica, metachert, xistos, grafita gnaisse, filonitos e calcissilicáticas); além de *hornfels* formadas em resultado da intrusão de granitos anateticos. A unidade calciossilicática ocorre como lentes alongadas em paragnaisses e granulitos metapelíticos, associada aos leucogranitos com feições de fusão, em fácies anfibolito médio a alto. Grande parte destas calcissilicáticas possuem alteração hidrotermal superimposta com associação de sulfetos

PALAVRAS-CHAVE: Inclusões fluidas; Sistema hidrotermal

INTRODUÇÃO

A ocorrência de sulfetos em rochas do Complexo Nova Mamoré é relacionada principalmente a gnaisses calcissilicáticos e anfibolitos finos, representados por pirita e pirrotita, com arsenopirita e calcopirita subordinadas. O sítio conhecido como Corte do Iata foi descrito inicialmente por Souza *et al*. (1975), e representa uma ocorrência de ouro, com prata e paládio, associados a sulfetos. Localizado as margens da BR-425, cinco quilômetros ao sul da sede municipal de Nova Mamoré-RO. Rochas paraderivadas cisalhadas contém pirita, arsenopirita, pirrotita e calcopirita com ouro, prata e paládio associados.

Após trabalhos de campo, foi observado a relação de três fases de silicificação e uma fase de sulfetação, com *boudins* e geração de veios de quartzo sulfetados. A primeira fase envolveu silicificação pervasiva da rocha encaixante, com disseminação de arsenopirita e pirita de granulação fina, que resultou na formação de veios de quartzo sacaroide paralelos ao bandamento composicional, com espessura métrica. A porcentagem de sulfetos varia de 5 a 15%. Na segunda fase, ocorreu intensa boudinagem da rocha encaixante, com o desenvolvimento de estruturas tipo *pinch and swell* de dimensão centimétrica a decimétrica, preenchidas por veios de quartzo leitoso e pirita e arsenopirita anédricas a subédricas, de granulação grossa. A quantidade de sulfetos varia de 5% até 100% em veios de sulfeto maciço, de menor dimensão,

que seguem a direção dos *necks* dos *boudins*, com baixo mergulho, junto a posição verticalizada das camadas, indicando tensões compressivas durante sua formação. Na terceira etapa houve uma re-boudinagem das estruturas da segunda fase, com mais uma etapa de deposição de quartzo leitoso e sulfetos. Há ainda uma quarta fase de mineralização, com a cristalização de sulfetos maciços em veios retilíneos de largura centimétrica e comprimento métrico, cortando todas as fases anteriores, bem como em fraturas paralelas ao bandamento da rocha. Estes veios são tardios e possivelmente relacionados a remobilização dos sulfetos das fases anteriores que pode ter ocorrido durante o mesmo evento, ou em eventos posteriores.

A partir da amostragem de campo foram confeccionadas seções polidas e encaminhadas microscópio eletrônico de varredura (MEV), utilizando o sistema de energia dispersiva (EDS) com o objetivo da identificação e caracterização de minerais e inclusões. Na seção polida foram escolhidos cinco sítios para análise, e foram realizados até 12 spots em cada sítio.

O principal mineral de sulfeto identificado é a pirita, e os resultados mostram composições de até 53,13% de enxofre e, em média, 46% de ferro. A fase oxidante tem composição diversificada e possui traços de minerais: apatita, ilmenita, schwertmannita (ferro-oxi-hidroxissulfato), quartzo, zoisita e magnetita e prata. Foram identificadas partículas de ouro na forma de inclusões nos cristais de pirita. Ao realizar analise pontual nesta partícula, é mostrado a seguinte composição: Au (63,94-77,17 %), Mo (14,85 – 22,7 %), Fe (3,89-10,87 %) e O (3,73-5,88 %).

MATERIAIS E MÉTODOS

Análises petrográficas e microtermométricas foram realizadas em 4 lâminas bipolidas (100 µm de espessura) de amostras de veios de quartzo leitoso com porções sulfetadas coletadas no âmbito do projeto NW-Rondônia (Amostras: 4397-GN-R-0218B, C, D e E). A petrografia convencional de inclusões fluidas (IFs) foi realizada em temperatura ambiente (25 ºC) com auxílio de microscópio petrográfico (Olympus BX51) de luz transmitida. Os grupos de IFs foram observados e descritos com base no modo de ocorrência, relação espacial e temporal, morfologia, número de fases, proporção de fases e natureza dos fluidos. Para a divisão dos tipos de inclusões fluidas foram respeitados os critérios de Shepherd *et al.* (1985) e Roedder (1984).

Os dados microtermométricos foram adquiridos utilizando uma platina de resfriamento e aquecimento Linkam THMSG600, com intervalo de temperatura entre -195 e 600 ºC, acoplada a um microscópio petrográfico Olympus BX51 no laboratório de Inclusões Fluidas da CPRM em Brasília. A calibração do equipamento foi realizada com o padrão $CSCO_2$. As estimativas de precisão foram ± 0,1 ºC para temperaturas de homogeneização de CO_2 ($ThCO_2$) e fusão de CO_2 ($TfCO_2$), ± 0,2 para fusão de gelo (Tfgelo), ± 1 ºC para determinação do ponto eutético (TE) e ± 2 ºC para homogeneização total (Tht)

RESULTADOS

Foram individualizados 3 tipos de inclusões fluidas (tipo 1, 2 e 3) observadas à temperatura ambiente (25 ºC) e em mudanças de fase nos estágios de resfriamento/aquecimento. As inclusões descritas podem ocorrer de forma aleatória isolada ou em pequenos grupos (primárias), ao longo de trilhas intra e transcritalinas, classificadas como pseudosecundárias e secundárias,

respectivamente. Em alguns domínios é possível observar que estas IFs apresentam feições de *stretching* e *necking down*.

As inclusões fluidas do tipo 1 são as mais abundantes, sendo representadas por inclusões fluidas monofásicas ou bifásicas (CO2±CH4±N2liq.) à temperatura ambiente. Durante a etapa de resfriamento, ocorre a nucleação de uma nova fase (CO2±CH4±N2vap.) entre -113 e -128 ºC, com as fases carbônicas passando a ocupar de 20 a 80% do volume total. As inclusões primárias deste tipo possuem dimensões que variam de 5 a 25 µm e morfologia variada, com predomínio das alongadas, ovais e arredondadas, ocorrendo principalmente como pequenos grupos ou isoladas.

O tipo 2 é formado por inclusões aquocarbônicas bifásicas (H_2Oliq+CO_2±CH_4±N_2liq.) à temperatura ambiente, com nucleação de uma nova fase (CO_2±CH_4±N_2vap.) entre -115 e -124 ºC. As fases carbônicas ocupam entre 35 a 80% do volume total. Estas inclusões podem ser primárias ou secundárias. As primárias ocorrem de modo isolado, com formato irregular e tamanho entre 10 e 30 µm. Possuem relevo baixo a moderado e contorno levemente marcado. A fase líquida possui coloração cinza claro a escuro, enquanto a fase vapor é marcada por um forte contorno escuro e apresenta cor cinza escuro a preto.

O tipo 3 é o mais raro tipo de inclusões fluidas descritas nas lâminas, sendo composto por inclusões aquosas. Ocorrem como bifásicas (H2Oliq+ H2Ovap.) com o volume gasoso ocupando entre 20 e 80% do volume total ou monofásicas líquidas. A distinção de fases é marcada pelo forte contorno apresentado pela fase vapor e a coloração escura de H_2Ovap. Estas inclusões, quando primárias ou pseudosecundárias, possuem morfologia variada, mas com predominância de inclusões em forma de bastão e arredondadas. O tamanho destas inclusões varia de 10 a 25 µm.

Estes três tipos também ocorrem como secundárias, formando trilhas tardias com inclusões de tamanho inferior a 10 µm, com moda em 5µm. Possuem morfologia variada, com predomínio de inclusões arredondadas ou ovais. Apresentam coloração cinza claro a escuro, por vezes dificultando a distinção de fases.

Resultados Microtermométricos

A aquisição de dados microtermométricos foi realizada em 98 inclusões fluidas primárias e pseudosecundárias e 17 secundárias. Durante a etapa de resfriamento foram obtidas temperaturas de fusão e de homogeneização do CO_2 ($TfCO_2$ e $ThCO_2$), temperatura do eutético (Te), temperatura de fusão do gelo (Tfgelo) e temperatura de homogeneização total (Tht). A FIA-01 é caracterizada por inclusões fluidas carbônicas e aquocarbônicas primarias que apresentaram intervalos muito próximos para ThCO2, com valores que variam entre -75.1 e -124.2 °C (Figura 3A). A $TfCO_2$ foi observada somente para inclusões carbônicas, registrada entre -90.1 e -140.6 °C. Não foi possível observar a temperatura de homogeneização total das inclusões aquocarbônicas, pois os valores devem ser superiores ao limite máximo de aquecimento da platina utilizada (> 600 °C).

As inclusões aquosas primárias da FIA-02, apresentam temperatura de fusão do gelo entre -1.3 e -6.7 °C, correspondendo a um intervalo de salinidade entre 2.24 e 10.11 %Wt. NaCl eq., calculada a partir da equação proposta por Bodnar (1993). A temperatura eutética

observada abrange valores entre -30.6 e -50.1 °C, indicando a composição de H_2O-NaCl, com possível presença de $MgCl_2$ e $FeCl_2$ em solução neste fluido (Figura 3E). A temperatura de homogeneização total também não pôde ser observada para esta assembleia, ocorrendo acima de 600 °C.

Em razão do pequeno tamanho das inclusões, durante a etapa de resfriamento não foram observadas as temperaturas para inclusões secundárias, pertencentes à FIA-03. No aquecimento, a temperatura de homogeneização total foi observada entre 248.5 e 292 °C para as inclusões aquosas bifásicas.

DISCUSSÕES

A interpretação com maior detalhe e especificidade das 3 FIAs analisadas possui limitações devido à dificuldade de obtenção de dados microtermométricos em razão do tamanho das inclusões fluidas e da impossibilidade de realizar medidas de temperaturas superiores a 600 °C. No entanto, as relações espaciais e temporais observadas durante a etapa de petrografia e os dados microtermométricos obtidos possibilitaram algumas interpretações preliminares expostas a seguir.

O estudo das inclusões fluidas permitiu a identificação de fluidos primários e tardios dos sistemas carbônico, aquocarbônico e aquoso. A associação espacial e temporal de inclusões fluidas primárias da FIA-01, carbônicas e aquocarbônicas, possibilita indicar que são possivelmente fluidos cogenéticos gerados a partir de um mesmo fluido. Os intervalos similares de temperaturas de homogeneização do CO2 (-75.1 a -124.2 °C) para os dois tipos de inclusões (aquosas e aquocarbônicas) pode reforçar esta possibilidade. No entanto, a caracterização destes fluidos e de seus processos geradores carece de mais informações microtermométricas tais como salinidade, densidade e Tht, além de dados de proporção molar dos voláteis para averiguar se os critérios de Ramboz *et al.* (1982) e as evidências de Roedder (1984) são satisfeitos em caso de aprisionamento homogêneo com posterior imiscibilidade de fluidos.

A indicação de presença de outros voláteis (N2 e CH4) para inclusões da FIA-01 justifica-se pela diminuição considerável observada para TfCO2 e pela nucleação de uma nova fase em temperaturas abaixo de zero durante a etapa de resfriamento. Em inclusões formadas por CO2 puro o ponto tríplice (TfCO2) ocorre em -56.6 °C. O intervalo de temperaturas encontrado neste trabalho condiz com dados da literatura para inclusões ricas em N2 (p. e: Alvarenga et al. 1990; Wang et al. 2018). Todavia, a caracterização qualitativa destes voláteis requer análises de microscopia Raman, possibilitando posteriormente a discussão do papel destes voláteis na evolução deste sistema bem como sua fonte.

O sistema de fluido aquoso primário, representado pela FIA-02, apresenta baixa a moderada salinidade com valores entre 2,24 a 10,11% eq. NaCl e pode ser distinguido em dois tipos devido à adição de cátions em solução indicada pelos dados de temperatura eutética: H2O-NaCl-FeCl2 e H2O-NaCl-CaCl2(Figura 3E). A Tht destas inclusões (FIA-02) ocorrendo acima de 600 °C é consistente com as condições de alto grau metamórfico da região, assim como a salinidade registrada para fluidos metamórficos (Roedder, 1984). A limitação de obtenção de temperaturas elevadas é um empecilho para interpretar possíveis evoluções e processos deste sistema de fluido.

As relações de corte observadas, assim como as temperaturas obtidas, mostram uma segunda geração de fluidos, representado pela FIA-03, posterior ao crescimento dos cristais de quartzo. Entretanto, estes fluidos têm seu estudo dificultado devido ao tamanho das inclusões,

em geral menores que 5 µm, o que impede a caracterização composicional e a compreensão dos parâmetros físico-químicos relacionados ao aprisionamento. Nas inclusões fluidas da FIA-03, foram determinadas apenas a temperatura de homogeneização total (248.5 a 292 °C) para os fluidos aquosos, notadamente menores do que as temperaturas das inclusões primárias.

De maneira geral, o estudo preliminar das 03 amostras de veios de quartzo do alvo Iata, permite uma correlação dos dados microtermométricos com a evolução metamórfica da região. Essa afirmação encontra subsídios nos baixos valores de salinidade (FIA-02) e nas altas temperaturas de homogeneização total (>600°C para as FIA-01 e 02) obtidas em inclusões primárias, que são compatíveis com o metamorfismo de alto grau ao qual a região foi submetida. Os valores de Tht, obtidos em inclusões secundárias aquosas da FIA-03, sugerem a geração de fluidos em condições de mais baixa temperatura que podem ser associadas a um metamorfismo de mais baixo grau com atuação de deformação rúptil.

Não foi possível correlacionar os fluidos aqui determinados (FIA-01, 02 e 03) com as três fases de silicificação e a fase de sulfetação descritos para as mineralizações do Alvo Iata. Entretanto, os fluidos da FIA-02, formados por complexos cloretados têm capacidade de solubilização e transporte de ouro e podem ter desempenhado um papel importante na gênese primária e/ou remobilizações das mineralizações auríferas.

CONCLUSÕES

Trabalhos técnicos no alvo IATA mostraram a ocorrência de ouro associado a sulfetos e os resultados das inclusões fluídas mostram que as mineralizações ocorreram em uma temperatura maior.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVARENGA, C.J.S.; CATHELINEAU, M.; DUBESSY, J. Chronology and reorientation of N2–CH4, CO2–H2O, and H2O-rich fluid-inclusions trails in intra-metamorphic quartz veins from the Cuiabá gold district, Brazil. Mineralogical Magazine, v. 54, p. 245 – 255, 1990.

BODNAR, R. J. Revised equation and table determining the freezing point depression of H2O-NaCl solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 57, p. 683-684, 1993.

GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Short Course 31, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, p. 199, 1994.

RAMBOZ, C.; PICHAVANT, M.; WEISBROD, A. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility: Chemical Geology, v. 37, p. 29-48, 1982.

ROEDDER, E. Fluid inclusions. Mineralogical. Society of America. Reviews in Mineralogy, v. 12, p. 644, 1984.

SHEPHERD, T. J.; RANKIN, A. H.; ALDERTON, D. H. M. A practical guide to fluid inclusion studies. New York: Chapman and Hall, p. 239, 1985.

WANG, Y.; WANG, K.; KONARE, Y. N2-rich fluid in the vein-type Yangjingou scheelite deposit, Yanbian, NE China. Sci. Rep. 8:5662, 2018..

COMPOSIÇÃO DE TITANITAS DAS ZONAS MINERALIZADAS E ESTÉREIS DO DEPÓSITO DE OURO SÃO JORGE, PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS: UM ESTUDO POR MEV-EDS

Emanoele Araujo da Costa[1]; Claudio Nery Lamarão[2]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará-UFOPA; [2]Universidade Federal do Pará-UFPA;[3] Universidade Federal do Amazonas-UFAM

manuaraujo1979@gmail.com; lamarao@ufpa.br

RESUMO

Este trabalho encontra-se vinculado às atividades do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) do Instituto de Geociências da UFPA. O GPPG tem concentrado suas pesquisas na regiãos ul-sudeste da Amazônia Oriental visando o estudo da evolução de rochas granitoides por meio de a caracterização geoquímicas, petrológicas e metalogenéticas. A Titanita ($CaTiSiO_5$) é um mineral acessório comum em rochas ígneas, metamórficas, sedimentares e em depósitos hidroter mais em decorrência de sua ampla estabilidade a processos geológicos. É imprescindível compreender a assinatura morfológica e geoquímica desse mineral, pois implica no entendimento final deste trabalho, o qual abrange o estudo composicional apor meio do MEV-EDS de cristais de titanitas presentes nas fácies mineralizadas e estéreis do Granito São Jorge Jovem (GSJJ), localizado na região de Vila Riozinho, Província Mineral do Tapajós. Lamarão (2001) estudou, na região de Vila Riozinho a Província Mineral do Tapajós, os granitos São Jorge Antigo (GSJA,1981±2 e 1983±8Ma)e São Jorge Jovem (GSJJ, 1891±3 Ma), ambos cálcio-alcalinos, do tipo-I e intrusivos em andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquito seriolitos da Formação Vila Riozinho (2000±4 e 1998±3 Ma). Os GSJA e GSJJ possuem características petrográficas e texturais similares, porém apresentamidades, assinaturas geoquímicas e metalogenéticas contrastantes. O GSJJ hospeda o depósito de ouro São Jorge. Estudos de MEV-EDS realizados em titanitas presentes nas zonas mineralizada e estéril do GSJJ permitiram inferir que este mineral acessório pode ser um indicador preliminar em potencial para mineralização aurífera.

PALAVRAS-CHAVE: Titanitas; Granito São Jorge Jovem; mineralização; MEV-EDS.

INTRODUÇÃO

A Titanita é um mineral acessório de ampla ocorrência em rochas ígneas, metamórficas, sedimentares e em depósitos hidrotermais em decorrência de sua ampla estabilidade a processos geológicos segundo estudos de Frost (2000) e Li (2010). Substituições químicas elementares podem permitir concentrações relevantes de ETR,U,Th,Sr,Y, Mne Pb em substituição ao Ca no sítio tetraédrico da titanita, ou de Nb, Ta, Zr e W em substituição ao Ti no sítio octaédrico evidenciados por Groat (1985) e Deer (1992). De acordo com Frost (2000), as variações no conteúdo desses elementos traço podem refletir mudanças significativas nas condições geológicas, tornando este mineral como um importante indicador de processos. Segundo Aleinikoff (2002),

titanitas com elevadas razões Fe/Al e Th/U apresentam colorações geralmente mais escuras, enquanto titanitas magmáticas geralmente apresentam razões Th/U mais elevadas que titanitas de origem metamórfica, a partir de analises constatadas por Gao (2012). Teixeira (2018) e Frost (2000), observaram que titanitas incorporam em sua estrutura quantidades significativas de U e Th, podendo ser utilizada também como um bom geocronômetro. O trabalho desenvolvido abordo uo estudo com posicional por através do MEV- EDS de cristais de titanita presentes em rochas mineralizadas e estéreis do Granito São Jorge Jovem (GSJJ), localizado na região de Vila Riozinho, Província Mineral do Tapajós. Os dados de química mineral em titanitas obtidos neste estudo se somarão às outras informações geológicas existentes, constituindo-se em informações complementares para o avanço do conhecimento cientifico.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram realizadas pesquisas bibliográficas relacionadas à geologia e metalogenia da região da área de estudo, bem como de publicações abordando o estudo composicional de titanitas por MEV e sua utilização como guia de mineralizações, em especial a titanita. Foram realizadas analises nos cristais de titanitas, escolhidos em 6 lâminas delgadas, no Laboratório de Microanálises – MEV e Microssonda do IG-UFPA, sob a orientação do Prof. Claudio Nery Lamarão. O MEV utilizado é um Zeiss, modelo LEO-1430, equipado com sistema de EDS Sirius-SD. As lâminas polidas foram previamente metalizadas com carbono. As condições de operação para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (ERE) e análises por EDS foram: corrente do feixe de elétrons = 90 µa, voltagem de aceleração constante = 20 KV, distância de trabalho = 15 mm. As análises de EDS utilizaram o padrão ZAF (Z=nº atômico, A=absorção atômica, F=fluorescência de Raios-X). O tempo de duração das análises das titanitas foi de 30s, com 4000 a 5000 contagens/segundo para cada análise. O corpo de estudo está localizado no Depósito de Ouro São Jorge na região de vilariozinho, Província Mineral do Tapajós.

RESULTADOS

O diagrama Ti *versus* Ca (Figura 1A) apresenta composições mais homogêneas e com poucas variações para as titanitas das zonas estéreis. As titanitas das zonas mineralizadas mostram um *trend* negativo desses elementos, com diminuição gradual desde teores similares aos encontrados nas titanitas mais preservada das zonas estéreis (entre 23 e 24% em peso), até conteúdos mais baixos, da ordem de 20% para ambos. Tal comportamento indica prováveis substituições de Ca e Ti dessas titanitas por outros elementos.

O diagramaFe *versus* Al (Figura 1B) evidencia o aumento no teor de Al e, em menor proporção, Fe nas titanitas das fácies mineralizadas, além de concentrações mais homogêneas nas titanitas preservadas das zonas estéreis. Fica claro que as titanitas localizadas em áreas de mineralizações auríferas são mais enriquecidas em Al e Fe do que aquelas que ocorrem em zonas estéreis e mais preservadas.

No diagrama Ca+Ti*versus* Al (Figura 1C), o enriquecimento em Al se mantém crescente nas titanitas das zonas auríferas quando parado às titanitas das zonas estéreis, que são mais enriquecidas em Ca+Ti. Comportamento similar, porém menos evidente, é observado em relação ao Fe (Figura 1D). A separação entre titanitas das zonas auríferas e estéreis do GSJJ

fica bem evidente no diagrama Ti + Ca *versus* Fe + Al (Figura 1E), com as titanitas da zona mineralizada apresentando concentrações de Fe + Al dominantemente superior a 3%, enquanto nas zonas estéreis são < 3%.

Em relação aos conteúdos de La + Ce + Sm + Y, as titanitas das zonas mineralizadas são comparativamente mais empobrecidas (Figura 1F), sugerindo perda desses elementos com a alteração hidrotermal mais intensa das rochas contendo ouro. No diagrama triangular (Figura 1G), fica evidente os conteúdos mais elevados de Al e mais baixos de La + Ce + Sm + Y das titanitas das zonas mineralizadas em comparação às titanitas das zonas estéreis.

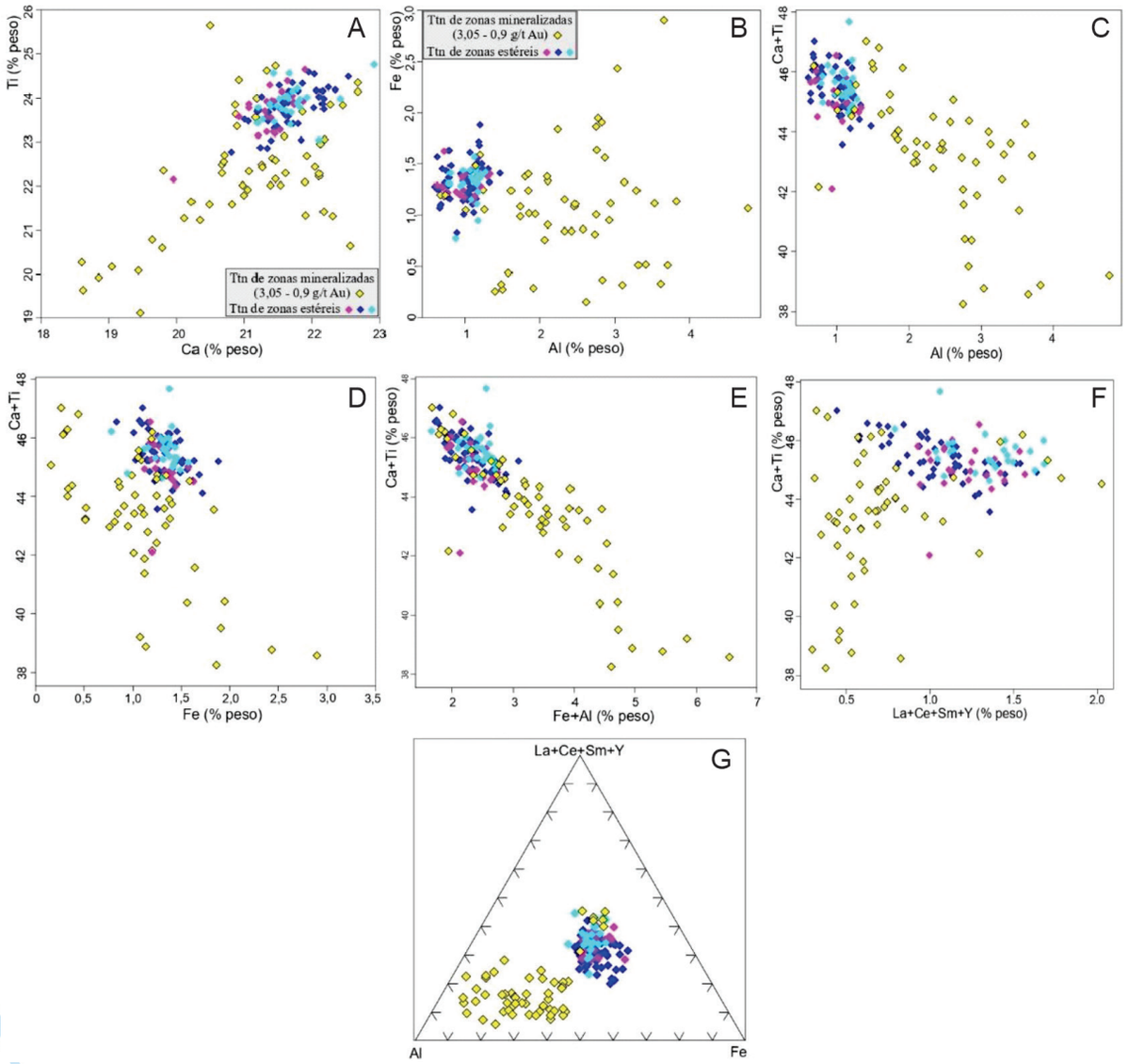


Figura 1. Diagramas discriminantes (A) Ti x Ca; (B) Fe x Al; (C) Ca+Ti x Al; (D) Ca+Ti x Fe; (E) Ca + Ti x Fe + Al; (F)) Ca + Ti x La + Ce + Sm + Y; (G) Al x La + Ce + Sm + Y x Fe.

DISCUSSÕES

Os estudos obtidos em titanitas pertencentes ao Granito São Jorge Jovem identificaram variações composicionais nas titanitas ocorrentes nas zonas mineralizadas e estéreis do corpo granítico São Jorge Jovem, hospedeiro do depósito de ouro São Jorge. Através das análises

semiquantitativas por EDS (*Energy Dispersive Spectroscopy*) foi possível distinguir diferentes titanitas e fazer intepretações petrológicas e metalogenéticas.

Constatou-se que nas fácies menos evoluídas do GSJJ, isentas de mineralizações auríferas, os cristais de titanita evidenciaram comportamento geoquímico distinto, em titanitas menos evoluídas, Ca,Tie La + Ce + Sm + Y não apresentam variações significativas em ostram maior homogeneidade nos diagramas discriminantes, comparado aos cristais das zonas mineralizadas, os quais evidenciaram aumento nos teores de Al e Fe.

CONCLUSÕES

Os resultados concluem que a assinatura geoquímica de minerais acessórios de rochas graníticas, como a titanita, podem ser utilizadas como indicadores preliminares de mineralização de depósitos auriferos, pois por meio das análises do MEV, foi constatado que a atividade hidrotermal no depósito de ouro São Jorge ocasionou variações composicionais/elementares nas titanitas, com o aumento gradual de Al e Fe nas titanitas das zonas mineralizadas e variações elementares nos cristais das zonas estéreis do Granito São Jorge Jovem, onde elementos como Ca, Ti e La + Ce + Sm + Y não apresentaram variações significativas e evidenciaram maior homogeneidade nos diagramas discriminantes, permitindo inferir que este mineral acessório pode ser um indicador preliminar em potencial para mineralização aurífera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aleinikoff J. N., Wintsch R. P., Fanning M., Dorais M.J. 2002 U–Pb geochronology of zircon andpoly genetictitanite from the Glaston bury Complex, Connecticut, USA: anintegrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Chem Geol.*, 188:125–147.

Deer W.A., Howie. A., Zussman J. 1992. Rock-forming minerals. London, 2nd Edition, Longmans, 696p.

Frost B.R., Frost C. D., Hulsebosch T.P., Swapp S.M. 2000. Origin of the charnockites of the Louis Lake batholith, Wind River Range, Wyoming. *Journal of Petrology*, 40: 1771-1802.

Gao X.Y., Zheng Y. F., Chen Y.X., Guo J.L. 2012. Geochemical and U-Pb age constraints on the occurrence of polygenetic titanites in UHP metagranite in the Dabie orogen. *Lithos,* 136–139:93–108.

Groat LA, Carter RT, Hawthorne FC, Ercitt TS (1985) Tantaliannio biantitanite from the Irgon claim, southeastern Manitoba. *Canadian Mineralogist*, 23:569–571.

Lamarão C. N. 2001. Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo paleoproterozoico da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, 285 p.

Li J. W., Deng X. D., Zhou M. F., Liu Y. S., Zhao X. F., Guo J. L. 2010. Laser ablation ICP-MS titanite U-Th-Pb dating of hydrothermal ore deposits: a case study of the Tonglushan Cu-Fe-Au skarn deposit, SE Hubei Province, China. *Chem Geol.*, 270:56–67.

Teixeira M.F.B., Dall'AgnolR., Santos J.O.S., Oliveira, D.C., Lamarão C.N., McNaughton N. J.2018.Crystallization ages of Paleoproterozoic A-typegranitesof Carajás province, Amazon craton: Constraints from U-Pb geochronology of zirconandtitanite. *Journal of South American Earth Sciences*, 88:312-331.

MEGA-SCALE SHEATH FOLD OF SOUTHERN COPPER BELT, CANAÃ SHEAR ZONE, CARAJÁS PROVINCE, BRAZIL

Felipe Grandjean Costa[1]; Patrick Araújo Santos[1]; Ciro D. Carvalho[1]

[1]Geological Survey of Brazil – CPRM

felipe.costa@sgb.gov.br; Patrick.santos@sgb.gov.br; ciro.carvalho@sgb.gov.br

ABSTRACT

Sheath folds are highly non-cylindrical folds frequently linked with shear zones. In cross-sections perpendicular to the stretching direction they display eye-structures, commonly recognized in the field and remote sense images. In this work, using airborne geophysical images and field geology information, we investigate the crustal architecture of the Canaã shear zone, Carajás Province, Brazil. This area is also known as the Southern copper belt, hosting several Neoarchean Iron-Oxide-Copper-Gold (IOCG) deposits. The locations of IOCG deposits in this area delineate an elliptical distribution near the boundary of basement rocks and younger metavolcano-sedimentary sequence. We interpreted that the structural architecture of the Southern copper belt may be reflecting a large-scale upwardly convex sheath-like fold cored by older granulitic basement rocks. This interpretation may bring some contributions to understanding the regional structural control of IOCG deposits in this area, for example, elucidating how the deep-seated (ca. 20 km depth) IOCG deposits (e.g., GT-34 deposit) are now exposed close by to same-aged IOCG deposits of upper crustal levels (1 to 2 km depth).

KEYWORDS: Sheath fold; IOCG; Canaã Shear Zone; Southern Copper Belt; Carajás Province

RESULTS AND DISCUSSION

In the Amazonian Craton, Brazil (Fig. 1A), the Archean fragment known as the Carajás Province has been segmented into the Carajás and Rio Maria domains, which show distinct regional structural patterns (Fig. 1B). The Rio Maria domain represents a Mesoarchean granite-greenstone terrane with regional dome-and-keel architecture, while de Meso- to Neoarchean Carajás domain has large linear structural features (Fig. 1B) (e.g., Oliveira, 2018). However, at local/district scales, the structural pattern of the Carajás domain is far more complex than simple linear features. For example, in the Southern copper belt (Canaã shear zone) many non-cylindrical (sheath) folds and refold patterns are frequently found on both Mesoarchean basement rocks and Neoarchean supracrustal sequences (Fig. 1C, D, E and F). Additionally, from structural lineaments extracted from airborne gamma ray (Fig. 1G) and gravimetric (Fig. 1H) images, a regional elliptical eye-structure may be interpreted. The simplified geological map also delineates the regional eye-structure with the location of older granulitic gneisses near the core, and younger units (e.g., Supracrustal rocks) toward the external layers (Fig. 1I). The stretching mineral lineation in this area are predominantly vertical to sub-vertical, evidencing little horizontal component of the Canaã shear zone (no strike-slip) (Fig. 1J). The measured Sn+1 foliations are mostly steeply dipping NW-SE trending planes, parallel to the

Carajás fault (Fig. 1I and J). Based on the interpreted regional eye-structure, it is suggestive that the Southern copper belt may represent a large non-cylindrical anticline, transected by the Sn+1 mylonitic foliation of the Canaã shear zone (Fig. 1I and J). In contrast, non-cylindrical synclines (keels) may be represented by the surrounding supracrustal sequences (Fig. 1I). In terms of metamorphic records and ages, younger low-grade metamorphic rocks occur in the center of the regional synclines (e.g., Neoarchean Jaspilites), while older high-grade metamorphic rocks (e.g., Mesoarchean granulites) will be placed in the core of the regional non-cylindrical anticlines (Fig. 1I). Therefore, this highly curvilinear folding (or refolding) probably contributed to the tectonic exhumation of the granulitic rocks in this area, in response to the kilometric vertical extrusion along the sheath fold core (Fig. 1I and J).

The interpreted regional sheath fold may also help in understanding the structural control of Neoarchean IOCG deposits in this region. The IOCG deposits seem to delineate the regional eye-structure, occurring close to the contact of basement rocks and the metavolcano-sedimentary sequence (Fig. 1I). However, the GT-34 deposit is relatively far from the supracrustal sequence and the mineralization is hosted by high-grade basement gneisses (Fig. 1I) (Garcia et al., 2020). The GT-34 deposit is the deepest IOCG mineralization of Carajás Province, with an estimated pressure of 5 to 7 kbar (ca. 20 km deep) (Garcia et al., 2020) (Fig. 2). On the other hand, the Neoarchean IOCG mineralization of the Sequeirinho/Sossego deposit, for example, has estimated pressures around 1.4 kbar (ca. 1 to 2 km depth) (Monteiro et al., 2008), evidencing an upper crustal level for the mineralization (Fig. 2). The GT-34 and the Sequeirinho IOCG deposits are both Neoarchean in age (ca. 2.75 to 2.71 Ga) (Garcia et al., 2020; Moreto et al., 2015), so far, a younger tectonic event (2.6 Ga? 2.5 Ga? and/or 2.0 Ga?) is necessary to the actual juxtaposition of this deposits in the same erosional level.

According to previous works, the recognition of regional "culminations" and "depressions" of the Carajás basin has been already discussed from both geophysical (Oliveira, 2018) and field geology (Rosiere et al., 2006). According to Oliveira (2018), from gravimetric data interpretation, this regional architecture may be reflecting an inherited basin-and-range structure of Neoarchean grabens and horsts, later affected by regional folding of the basin closure. In contrast, according to Rosiere et al. (2006), this regional structure may represent the product of a Neoarchean dome-and-keel tectonics. However, in this work, because of the mirrored symmetric patterns observed from both sides of the Carajás fault and the high parallelism of the regional NW-SE foliation planes (Sn+1) of the Carajás domain, we suggest that this regional architecture may represent a cross-section of large-scale vertical sheath folds (Fig. 3A and B). The mirrored symmetry with a "butterfly-like pattern" along the Carajás fault (hinge line) is evidenced by the Estrela dome to the north, which shows a good symmetry with the Canaã dome to the south (Fig. 3A and B). Additionally, the location of the main prominent hills of the banded iron formation (Serra do Rabo, Serra Norte, Serra Sul and Serra Leste) also show a near symmetric distribution (Fig. 3A and B). This, suggest little horizontal strike-slip kinematics along the Carajás fault (no strike-slip). Preliminary, we suggest that the gneissic dome culminations may be reflecting Type-1 to Type-2 fold interference pattern, evidencing a protracted polydeformed evolution of this area. However, further studies are still needed.

REFERENCES

Barros, C.E.M., Barbey, P., Boullier, A.M., 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A–type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). Tectonophysics 343, 93–109.

Cunha, I.R.V., Dall'Agnol, R., Feio, G.R.L., 2016. Mineral chemistry and magnetic petrology of the archean planalto suite, carajas ´ province – amazonian craton: implications for the evolution of ferroan archean granites. J. S. Am. Earth Sci. 67, 100–121.

Dall'Agnol, R., Cunha, I.R.V., Guimarães, F.V., Oliveira, D.C., Feio, G.R., Lamarão, C.N., 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoarchean ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. Lithos 277 (15), 3–32.

Domingos, F., 2009. The structural setting of the Canaã dos Carajás region and Sossego-Sequeirinho deposits, Carajás – Brazil. Doctoral thesis, Durham University, 506 p.

Felix, W.Q., Oliveira, D.C., Ribeiro–Silva, L., Silva, F.F., 2020. Charnockites from Carajás province, SE amazonian craton (Brazil): petrogenetic constraints and intensive crystallization parameters. J. S. Am. Earth Sci. 101, 102598.

Garcia, V.B., Schutesky, M.E., Oliveira, C.G., Whitehouse, M.J., Huhn, S.R.B., Augustin, C.T., 2020. The Neoarchean GT-34 Ni deposit, Carajás mineral Province, Brazil: An atypical IOCG-related Ni sulfide mineralization. Ore Geology Reviews, 127, 103773.

Marangoanha, B., Oliveira, D.C., Galarza, M.A., Marques, G.T., 2020. Crustal anataxis and mantle–derived magmas forming Neoarchean A–type granitoids in Carajás Province, northern Brazil: petrological evidence and tectonic control. Precambrian Res. 338, 105585.

Marangoanha, B., Oliveira, D.C., Oliveira, V.E.S., Galarza, M.A., Lamarão, C.N., 2019b. Neoarchean A–type granitoids from Carajás province (Brazil): new insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. Precambrian Res. 324, 86–108.

Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E.R., Hitzman, M.W., Johnson, C.A., Souza Filho, C.R., Torresi, I., 2008. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás mineral province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. Miner. Deposita 43, 129–159.

Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Creaser, R.A., DuFrane, A., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D., Tassinari, C.C.G., Sato, K. 2015. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper-gold deposits of the Southern copper belt, Carajás province, Brazil.

Oliveira, V.E.S., Oliveira, D.C., Marangoanha, B., Lamarão, C.N., 2018. Geology, mineralogy and petrological affinities of the Neoarchean granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain, Amazonian craton, Brazil. J. S. Am. Earth Sci. 85, 135–159.

Silva, M.A.D., Monteiro, L.V.S., Santos, T.J.S., Moreto, C.P.N., Sousa, S.D., Faustinoni, J. M., 2017. High–grade Metamorphism and its Implications for the Mesoarchean Crustal Evolution of the Carajás Province. 15◦ Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém–PA, pp. 243–246.

Oliveira, R.G., 2018. Insights on the framework of the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil, and on the three–dimensional shape of the Carajás Basin, based on gravity data. Journal of the Geological Survey of Brazil 1 (3), 101–112.

Rosiere, C.A., Baars, F.J., Seoane, J.C.S., Lobato, L.M., Silva L.L., Mendes, G.E. 2006. Structure and iron mineralization of the Carajás Province. Applied Earth Science IMM Transactions. Section B, 115, 126-133.

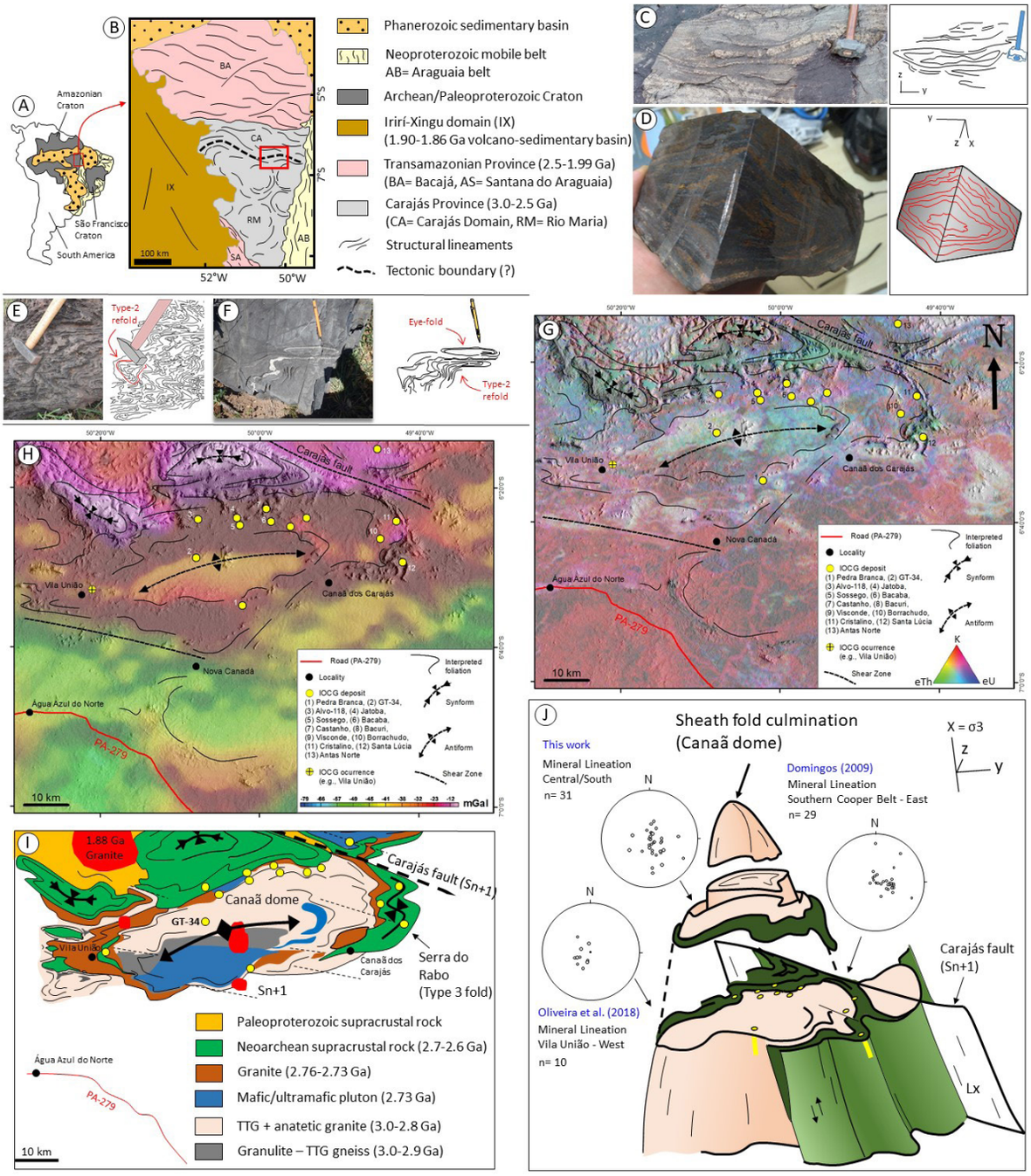


Figura 1. **(A)** and **(B)** Regional setting. **(C)** Eye-fold in granulitic TTG gneiss. **(D)** Sheath fold in banded iron formation (bif) of Serra do Rabo location. **(E)** Type-2 refolding of bif and **(F)** metabasalt of the Serra do Rabo location. **(G)** Airborne Ternary radiometric (K-eTh-eU) and **(H)** gravimetric (bouguer anomaly) images with interpreted structural lineaments. **(I)** Simplified geological map of the Canaã shear zone (Southern copper belt). **(J)** Interpreted sheath fold culmination (Canaã dome) of the Southern copper belt. Measured stretching lineation from distinct locations evidence extreme vertical shearing, and dome culmination at the Canaã shear zone (Data from this work and literature).

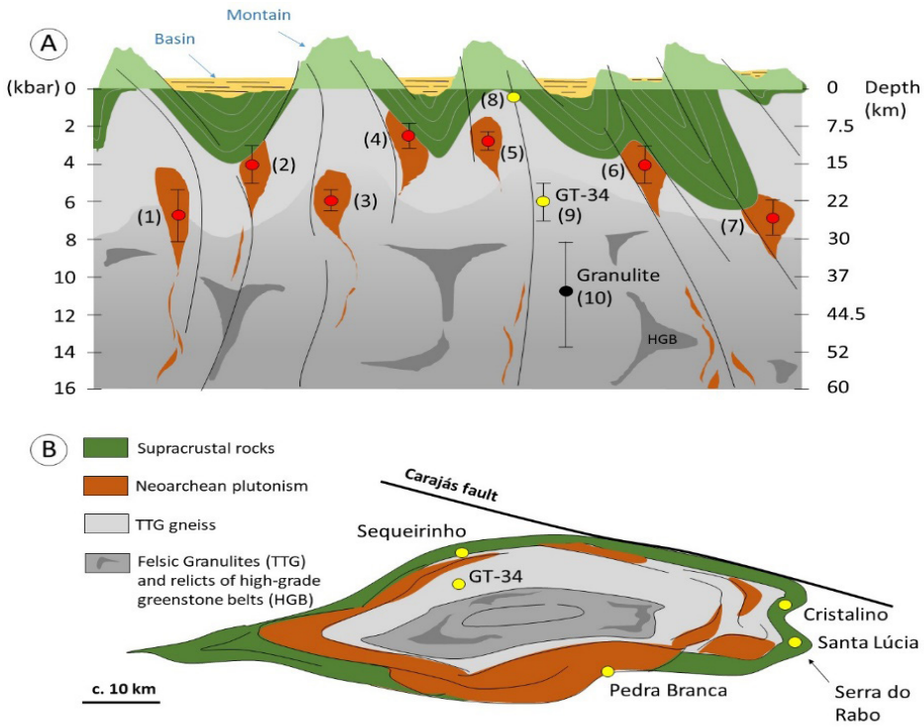


Figure 2. (A) Model with estimated depth in the crust for Neoarchean granite emplacement, IOCG mineralization and granulitic metamorphism at the Canaã shear zone (Southern copper belt), Carajás Province. Pressure estimation compiled from (1)- Planalto Vila União (5.32-8.14 kbar) - Marangoanha et al. (2019b), (2)- Granite Vila Jussára (3.0-5.0 kbar) - Dall'Agnoll et al. (2017), (3)- Planalto Vila União (5.33-6.49 kbar) - Oliveira et al. (2018), (4)- Estrela Granite (1.8-3.1 kbar) - Barros et al. (2001), (5)- Charnokito (2.4-3.1 kbar) - Felix et al. (2020), (6)- Planalto (3.0-5.0 kbar) - Cunha et al. (2016), (7)- Enderbito Café (6.0-7.5 kbar) - Marangoanha et al. (2022), (8)- IOCG Sequeirinho (1.4 kbar) – Monteiro et al. (2008), (9)- IOCG GT-34 (5.0-7.0 kbar) - Garcia et al. (2020), (10)- Granulite (8.1-13.7 kbar) - Silva et al. (2017). **(F)** Simplified regional eye-structure representing a non-cylindrical anticline (sheath fold) cored by older granulitic basement rocks.

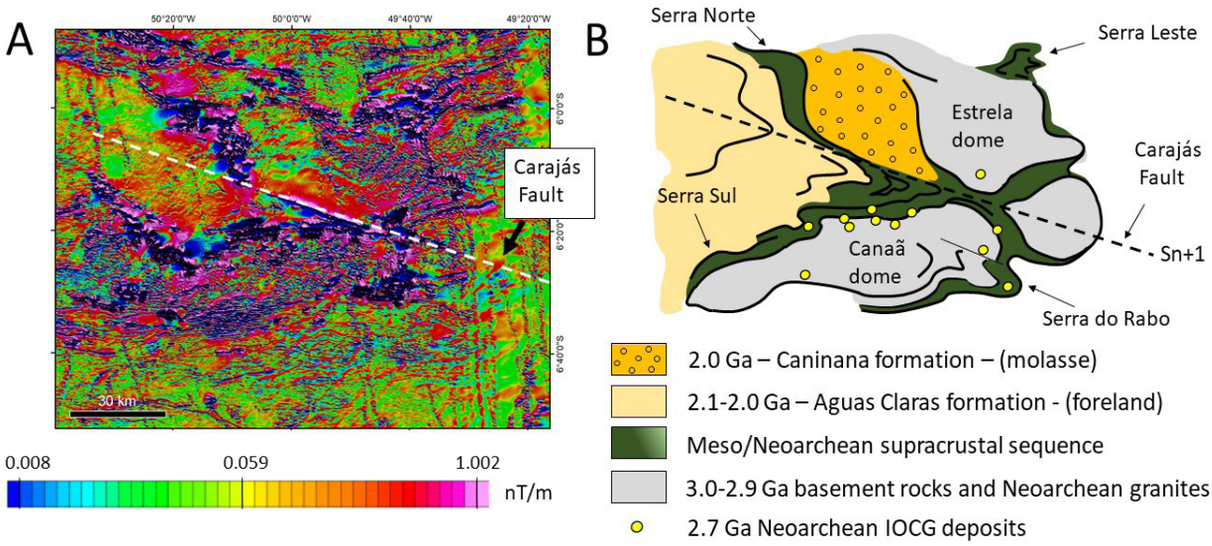


Figura 3 . (A) Aeromagnetic image around the Carajás fault (dashed line). **(B)** Simplified geological map around the Carajás fault. Note the "butterfly-like" symmetry to the north and south of the Carajás fault (hinge line). This geometry may probably reflect a Type-1 to Type-2 fold interference pattern. However, further structural studies are still needed.

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL GEOECONÔMICO REGIONAL DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Gilberto Dias Calaes[1]; Lila Costa Queiroz[1]; Gustavo Alexandre Silva[1]; JoséLuciano Stropper[1]; Marcos Vinícius Ferreira[1]; Paulo César Barbosa Junior[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM)

gilberto.calaes@sgb.gov.br;lila.queiroz@sgb.gov.br;gustavo.alexandre@sgb.gov.br; jose.stropper@sgb.gov.br; marcos.ferreira@sgb.gov.br; paulo.barbosa@sgb.gov.br

RESUMO

Este estudo apresenta a avaliação do potencial geoeconômico regional da Província Mineral de Carajás (PMC) por meio da estimativa do valor dos recursos e reservas minerais para produção futura de forma sustentável e competitiva. O banco de dados da Plataforma de Planejamento da Pesquisa e Produção Mineral (P3M-SGB) serviu de base para a aplicação de técnicas de modelagem econômica para cinco minérios com amplo potencial econômico na PMC: ferro, manganês, cobre, níqueleouro. Os resultados indicam uma perspectiva degeração significativa de valor ao longo de um horizonte de 40 anos (2021 a 2060), considerando reservas minerais, mercados e capacidades de produção. Especificamente em relação ao cobre, também foram identificados recursos hipotéticos, apontando um potencial de aproximadamente 11 milhões de toneladas de metal contido ainda não descoberto na região. O estudo estima que o potencial geoeconômico da província alcance US$ 50 bilhões na perspectiva privada e US$ 153bilhões na perspectiva pública. Esses resultados têm relevância sob as óticas econômica e social por refletirem a capacidade para geração de riqueza, postos de trabalho e renda, contribuindo para o desenvolvimento da região. Os resultados apresentados podem ser aplicados na formulação de políticas públicas além de auxiliar investidores privados na tomada de decisões estratégicas para o planejamento e gestão sustentável e competitiva do aproveitamento dos bens minerais da PMC. Tal iniciativa apresenta uma oportunidade promissora para o desenvolvimento regional, propiciando a melhoria da qualidade de vida, através de iniciativas que prezem pela sustentabilidade social e ambiental.

PALAVRAS-CHAVE: EconomiaMineral; ProvínciaMineraldeCarajás; Recursos Minerais.

INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC) localizada no sudeste do estado do Pará é uma das áreas de mineração mais importantes do mundo, abrigando diversos depósitos de classe mundial. Neste trabalho é apresentado um estudo sobre o potencial geoeconômico da PMC, um ambiente geológico estudado e econômicamente aproveitado há mais de 50 anos e com um grande volume de dados e informações geocientíficas disponíveis no banco de dados do Serviço Geológico do Brasil (SGB; Rosa-Costa *et al*., 2023; Queiroz *et al*., 2022). Neste trabalho consideramos que a PMC tem a mesma área do Projeto ARIM Carajás (Costa *et al*., 2016), abrangendo uma região que intercepta onze municípos e que compreende uma superfície de aproximadamente 55 mil

km² (Figura1). O objetivo deste trabalho é realizar uma avaliação do potencial geoeconômico e aprofundar o conhecimento sobre a valoração mineral da PMC com base em modelagens especificamente elaboradas. O estudo apresenta a avaliação do potencial geoeconômico mediante estimativas de valor para depósitos mineraisr e lativos a minério de ferro, minério de manganês, cobre, níquel e ouro. O estudo consideratanto depósitos minerais conhecidos quanto recursos hipotéticos, que poderiam potencialmente ser descobertos e avaliados (Doggett, 1994). Uma avaliação mais detalhada é apresentada para o cobre, juntamente com considerações sobre o minério de ferro.



Figura 1. Localização da Província Mineral de Carajás (PMC) no estado do Pará com os principais empreendimentos minerais utilizados neste trabalho (destacados em amarelo).

MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada para implementação da avaliação do potencial geoeconômico daprodução mineral na PMC consiste naabordagemdo valor atual eda geração deresultados econômicos presumidos (Calaes, 2005). Os seguintes empreendimentos minerais foram utilizados para as análises geoeconômicas apresentadas neste estudo: Serra Norte, Serra Leste, Serra Sul, Azul, Buritirama, Salobo, Sossego, Boa Esperança, Antas, Pedra Branca, Jaguar, Alemão, Pojuca, Cristalino, Paulo Afonso, Furnas, Onça Puma, Jacaré, Vermelho e Serra Pelada (Figura 1). As informações referentes a recursos e reservas estão baseadas exclusivamente

em valores declarados e relatados publicamente até o ano de 2022. Projetos de prospecção e pesquisa mineral que ainda não foram declarados oficialmente ou que ainda estejam em estágios iniciais de investigação não foram considerados.

A produção mineral presumida foi projetada considerando quatro componentes: (i) empreendimentos já implantados e em operação; (ii) empreendimentos em fase de desenvolvimento mineiro (reservas); (iii) empreendimentos relacionados a depósitos conhecidos e não economicamente viabilizados (recursosconhecidos); e (iv) empreendimentos potenciais baseados em depósitos minerais ainda não descobertos (recursos hipotéticos). Para a modelagem e projeção dos fluxos de caixa foi considerado um horizonte de operação de 40 anos (2021 a 2060), com a inclusão do valor contínuo (valor de perpetuidade) no final desse período.Para avaliar a Geração de Valor (GV) foram determinados indicadores como o Valor Presente Líquido e o Valor Presente da Perpetuidade. Esses indicadores foram calculados considerando diferentes taxas de desconto (custo de capital) sob as óticas privada (9% a. a.,12% a.a. e 15% a.a.) e pública (6% a.a., 8% a.a. e 10% a.a.). Foram também determinados outros indicadores de decisão, como a Taxa Interna de Retorno, o Prazo de Retorno e o Ponto de Equilíbrio. Indicadores de eficiência e produtividade também foram determinados com base na GV por unidade de superfície, por posto de trabalho e por tonelada produzida (Rappaport, 1998). Os resultados das simulações foram analisados e consolidados para obter uma estimativa do valor do potencial geoeconômico da PMC. Para cada um dos cinco minérios estudados (ferro, manganês, cobre, níquel e ouro) foram realizadas simulações de fluxos de caixa para as 4 componentes de produção presumida. Para o cobre também foi realizada uma estimativa de recursos não descoberto sutilizando a lei de Zipf, uma forma de distribuição de leis de potência que pode ser aplicada para estimar recursos minerais (*e.g.* Costa *et al.*, 2019). Assumindo-se que os processos de formação de minério atuam como um Sistema Crítico Auto Organizado (SCO)e que o depósito de Salobo é o maior depósito da província com ~6.8 Mt de cobre contido (somando recursos e reservas), estimou-se o número de possíveis depósitos ainda a ser descobertos e a correspondente tonelagem total de metal contido.

RESULTADOS

Nos tópicos a seguir serão apresentados alguns dos principais resultados obtidos neste estudo: a estimativa de depósitos não descobertos para cobre e a avaliação integrada dos 4 componentes para o minério de ferro.

Estimativa de Depósitos Não Descobertos (Cobre)

A aplicação da lei de Zipf mostrou potencial para 11 Mt de cobre ainda não descobertos, distribuídos em 34 depósitos, sendo 1 destes maior que 1 Mt. Os depósitos atuais e estimados mostramumaaltacorrelaçãocomumadistribuiçãodeleidepotênciaatravésdotestederazão dever os similhança. A regressão da lei de potência ajusta damostraumco eficiente próximode 1; k = 0,92. A estimativa de Zipf é altamente dependente do maior depósito da área estudada, e qualquer variação pode induzir mudanças significativas.

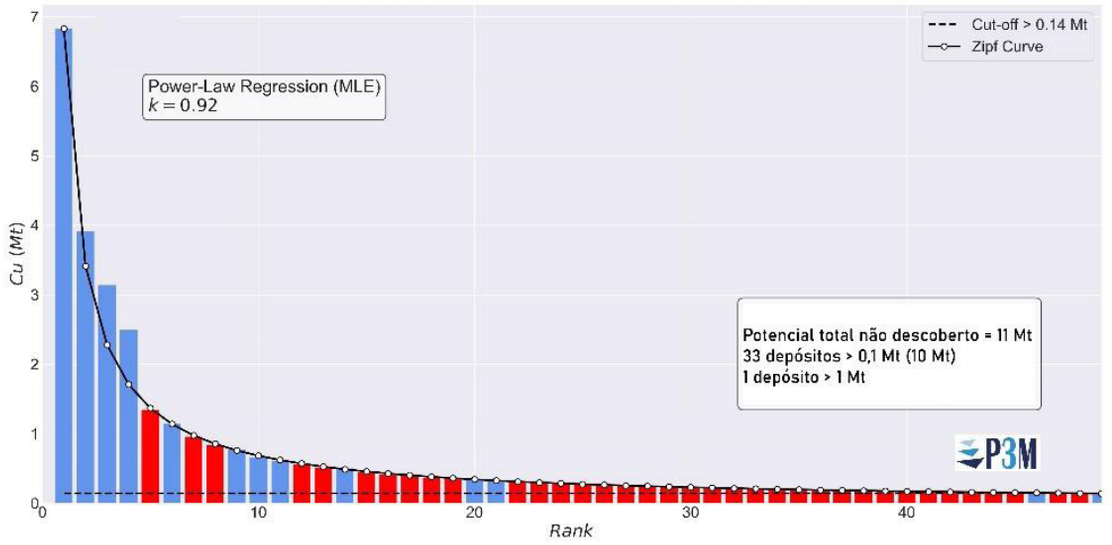


Figura2. Gráfico mostrando os valores totais de recursos e reservas de depósitos de cobre conhecidos (barras azuis) ajustados à curva de Zipf. As lacunas de classificação foram preenchidas com depósitos não descobertos (barras vermelhas).

AvaliaçãoIntegradadosQuatroComponentes(Ferro)

Estetópicoapresentaos resultadosdaanálisedo potencialgeoeconômicoparaminério de ferro com base em parâmetros específicos, compreendendo escala de produção, número de novosempreendimentos, preçosdevenda,despesascompesquisamineral, desenvolvimentoe operação, além de CFEM (Compensação Financeirapela Exploração de Recursos Minerais) e risco do empreendimento. A projeção da produção de minério de ferro na PMC considera a evolução da produção mundial e brasileira ao longo do tempo, bem como os cenários e perspectivas futuras do mercado (Figura 3). Estima-se que nos próximos 40 anos, a produção na PMC aumentará a uma taxa média anual de 1,54%, alcançando 354 milhões de toneladas em 2060. Admite-se que essa expansão se dará mediante a implantação de quatro novos empreendimentos com capacidade de 40 milhões de toneladas por ano cada. Com base na tend ênciahistóricae,sobretudo,nasperspectivasdecenáriosfuturos-adotou-se,nasprojeções efetuadas, o preço médio anual de venda de US$ 115/ t de minério de ferro CRF – Porto de destino (base seca). Os fluxos de caixa e indicadores de GV para os empreendimentos de minério de ferro na PMC também foram apresentados. Estima-se que a GV atinja US$ 38 bilhões na ótica privada e US$ 105 bilhões na ótica pública ao longo dos próximos 40 anos.

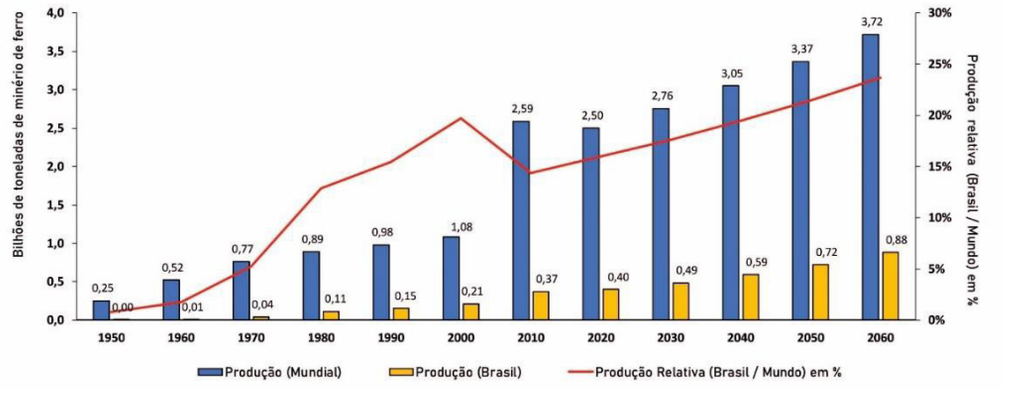


Figura3. Evolução e projeção da produção mundial e brasileira para minério de ferro (1950 a 2060). Dados processados pelos autores com base em informações obtidas em USGS (2021).

DISCUSSÕES

Os resultados consolidados, considerando os cinco bens minerais estudados, indicam que o potencial geoeconômico da PMC pode ser expresso pela perspectiva de GV estimada em US$ 50 bilhões sob a ótica privada e em US$ 153 bilhões sob a ótica pública, cabendo ressaltar que tais valores também refletem a perspectivade geração de trabalho erenda. Dentre os bens minerais considerados, o minério de ferro lideraa geração de valor, participando com 76% do totalestimadosobaóticaprivadae68%sobaóticapública.Ocobreocupaasegundaposição, com23%e25%,respectivamente.Oníqueleoouroapresentamparticipaçõespoucorelevantes nacomposiçãodototaldageraçãodevalor,emboracomexpectativadecrescenteparticipação. Naanálisedageraçãodevalorsegundoos4componentesconsiderados,verifica-sealiderança docomponente 1 (empreendimentos já em fase de produção) com 93% do total estimado sob a ótica privada e 73%, sob a ótica pública. O componente 2 (Reservas) evidencia participação de 11% (ótica privada) e 15% (ótica pública), sendo seguido pelo componente 3 (recursos já conhecidos), com participação de 0,8% e de 7,6%%, e pelo componente 4 (recursosnão conhecidos), com 0,6% e 4,8%, respectivamente. Os resultados indicam uma diferença significativa entre os indicadores de ótica pública e privada. Tal diferença sugere investigar quais estímulos - além da indispensável geração e difusão de conhecimento geocientífico e geoeconômico - seriam requeridos para tornar mais atrativos os investimentos em pesquisa e produção mineral na PMC, de forma a melhorar a GVvalor na ótica privada, ainda que ao custo de uma justificada redução da geração de valor na ótica pública.

CONCLUSÕES

A integração e difusão do conhecimento geocientífico e geoeconômico é fundamental para garantir queas ações edecisões relacionadas ao aproveitamento dos bens minerais sejam baseadas em informações precisas e confiáveis. O SGB tem tido protagonismo na difusão do conhecimento geocientífico e, através da Plataforma P3M, tem atuado com o objetivo de otimizar a gestão do conhecimento geoeconômico. Os resultados obtidos neste trabalho demonstram que o potencial geoeconômico da PMC é estimado em US$ 50 bilhões, sob a ótica privada, e em US$ 153 bilhões, sob a ótica pública. Para garantir que o aproveitamento dos depósitos minerais seja feito de forma sustentável e equilibrada, é necessário integrar as variáveis geográficas, geológicas, econômicas e socioambientais. É importante garantir o uso de técnicas de mineração limpas e eficientes, areabilitação de áreas degradadas após a exaustão dos depósitos minerais e que as comunidades impactadas sejam beneficiadas pelas atividades de mineração.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Costa, U.A.P., Paula, R.R. de, Silva, D.P.B., Barbosa, J. dos P. de O., Silva, C.M.G. da, Tavares, F.M., Oliveira, J.K.M. de, Justo, A .P., 2016. *Mapageológico-geofísico ARIM Carajás*.Belém: CPRM, 2016. Escala 1:250.000.

Costa, I.S., Silva, G.F., Ferreira, M.V., 2019. Application of Zipf's lawto estimate un discovered Goldendowment in the Quadrilátero Ferrífero Province, Brazil. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, **vol 2**, nº 3, 165-172.

Rosa-Costa L.T., Santos P.A., Medeiros V.C., Abreu F.P.S.L., Sobrinho V.R.S., Klein E.L., 2023. Overview of the geological mapping in Brazil: historical analysis until 2022. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, **vol. 6**, no. 1, pp. 91-105, April 2023.

Queiroz, L.C., Marinho, M.S., Abram, M. B., Pinto, L. G.R., Moreira, A.P.C., 2022.Mapeamento da densidade do conhecimento geocientífico do Brasil: Novo indicador para disponibilidade de informações georreferenciadas. Em: *X Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral-SIMEXMIN*, 2022, Ouro Preto, MG. Anais do X SIMEXMIN, 2022.

U.S. Geological Survey, 2021, *Mineral commodity summaries 2021*: U. S. Geological Survey, 200p.

Calaes, G. *O Planejamento Estratégico do Desenvolvimento Mineral Sustentável e Competitivo – Dois Caso deNão Metálicos no Rio de Janeiro*, 2005. 298f. Tese de Doutorado. Departamento de Geologia do Instituto de Geociências da UFRJ, Rio de Janeiro.

Doggett,M. *Incorporating Exploration in theEconomicTheoryofMineralSupply.* 1994.195f. TesedeDoutorado. Department of Geological Sciences, Queen´s University, Kingston, ON, Canada, 1994.

Rappaport, A., 1998. *Creating Shareholder Value: A Guide for Managers and Investors*. Nova Iorque: The Free Press.

METALLOGENETIC EVOLUTION OF THE NORTHERN COPPER BELT OF THE CARAJÁS DOMAIN, CARAJÁS PROVINCE, AMAZON CRATON

Gustavo Henrique Coelho de Melo[1]; Lena Virgínia Soares Monteiro[2], Bruno Conty Serrão dos Santos[3], Poliana Iara de Freitas Toledo[4], Raphael Bianchi Hunger[3], Carolina Penteado Natividade Moreto[3], Roberto Perez Xavier[5], Ariela Costa Diniz[1], Fernando de Castro Paula[6], Saney Freitas[6]

[1]Universidade Federal de Ouro Preto- UFOP; [2]Universidade de São Paulo - USP; [3] Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP; [4]Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN; [5]ADIMB; [6]VALE

gustavo.melo@ufop.edu.br; lena.monteiro@usp.br; b.contyufopa@gmail.com; toledopoliana@gmail.com; raphael.hunger@gmail.com; cmoreto@unicamp.br; roberto.xavier@adimb.org.br, arielacostadiniz@gmail.com; fernando.paula@vale.com; saney.freitas@vale.com

ABSTRACT

The Northern Copper Belt of the Carajás Domain, in the Carajás Province (Amazon Craton), represents the most prolific copper belt in the Brazilian territory. This belt hosts worldly renowned IOCG deposits (Salobo, GT-46, Grota Funda, Furnas, QT-02, AN-34 and Igarapé Bahia) formed at ca. 2,55 Ga, revealed by Re-Os and U-Pb ages. The main host rocks of the deposits include a variety of gneisses, amphibolites, granitoids and volcano-sedimentary sequences. The copper-(gold) mineralization is often enveloped by distal Na-Ca (actinolite-hastingsite) and inner extensive Fe-K alteration halos (almandine-grunerite-biotite-magnetite), with later chlorite alteration telescoping. The copper-(gold) ore commonly displays a Cu-Fe-REE-U-P-Co-Ni signature due to the presence of a variety of gangue and ore minerals. Fluid inclusions and multiple stable isotopes ($\delta^{18}O$-δD-$\delta^{34}S$) primarily suggest a magmatic origin for fluids and sulfur, though external sources cannot be ruled out. Boron isotopes in hydrothermal tourmaline suggest input of heavier boron at 2,74 Ga, later remobilized by magmatic brines at 2.55 Ga with lighter boron. Our results demonstrate the complexity of the metallogenesis of the Northern Copper Belt of the Carajás Domain.

KEYWORDS: IOCG, Carajás Province, Northern Copper Belt

INTRODUCTION

The Northern Copper Belt of the Carajás Domain, in the Carajás Province (Amazon Craton), hosts large tonnage IOCG deposits, including Salobo, GT-46, Grota Funda, Furnas, QT-02, AN-34 and Igarapé Bahia. Together, these deposits correspond to more than 2 billion tons of copper-(gold) ore. These deposits are mainly placed along the regional-scale Cinzento Shear Zone or within the Carajás Shear Zone. Other important copper deposits in the region include Pojuca, Paulo Afonso and Gameleira.

The IOCG deposits of the Northern Copper Belt have primarily formed at ca. 2,55 Ga, though other events were imprinted within these deposits. Recent studies have shown that these deposits were formed during protracted and multiple hydrothermal-mineralizing events (Toledo et al. 2019). Overprinting of hydrothermal mineral assemblages, distinct mineralization styles and superposition of ages are commonly observed in the deposit scale (Jesus 2016). Together, these geological attributes might reveal that the genesis of these deposits was intrinsically related to the complex geological evolution of the area (Melo et al. 2021). However, deciphering their ore-forming processes in the deposit scale and understanding them in a mineral system approach remains a challenging task.

In this work, we review the main features of the IOCG deposits of the Northern Copper Belt of the Carajás Domain. We show their main geological characteristics, including host rocks, hydrothermal alteration, ore typology, ages, and isotope signatures. Our findings shed light on the ore-forming processes involved in the genesis of these important copper deposits.

MATERIALS AND METHODS

This study comprises a review of the main IOCG deposits in the Northern Copper Belt of the Carajás Domain. The results are based on a compilation of (i) detailed drill core description, (ii) microscopic petrography, (iii) and isotope geology. Data are mainly based on the drill cores from Salobo (FD177), Furnas (FD04, FD045 e DH091), GT-46 (FD39, FD41), Grota Funda (FD037), Igarapé Bahia (F30-DH03, ALM-FD068, ACPS F382 and ACPN F328), QT-02 (DH03 and DH05), AN-34 (DH005), and published data.

RESULTS

Host rocks

The host rocks within the IOCG deposits are very variable. These IOCG deposits are hosted within (i) Mesoarchean gneisses, (ii) Neoarchean amphibolites and granitoids, and (iii) supracrustal sequences of the 2.76 – 2.73 Ga Itacaiúnas Supergroup. All these hosts are intensely affected by shearing and hydrothermal alteration, hampering the recognition of primary textures. Gneisses are recognized within the Salobo deposit (Melo et al. 2017), but they may be better exposed at QT-02, with compositional banding and granoblastic texture. Preserved granoblastic amphibolites can be best seen at GT-46 deposit, but they occur in most deposits (Toledo et al. 2019). The Neoarchean granitoids are common host rocks and often are foliated and/or banded in all the deposits (Toledo et al. 2019), except in Igarapé Bahia and Grota Funda.

The Salobo-Pojuca Formation (Itacaiúnas Supergroup) hosts the Grota Funda deposit (Hunger et al. 2019), and it is also recognized within AN-34, QT-02 and GT-46 deposits. Amygdaloidal mafic volcanic rocks are found at Grota Funda and AN-34, whereas, at QT-02, siliciclastic sedimentary sequences are present (Hunger et al. 2019, Santos 2020). Banded iron formations (BIF) are ubiquitous in all the IOCG deposits and may represent a lithological control on some of them. Conversely, at Igarapé Bahia, preserved volcanic rocks, BIF and clastic sedimentary rocks from the Igarapé Bahia Formation (Itacaiúnas Supergroup) represent the main host units (Melo *et al.* 2019a). The 1.88 Ga granites crosscut most of these deposits.

Hydrothermal alteration and copper-(gold) mineralization

Early Na-Ca alteration (actinolite-hastingsite) is recognized in the outskirts of Salobo, GT-46, Grota Funda and Furnas deposits (e.g., Jesus 2016). Extensive zones of Fe-K alteration represent the main hydrothermal alteration in the IOCG deposits of the Northern Copper Belt. This encompasses paragenesis with almandine-grunerite-biotite-magnetite-(tourmaline) formed at temperatures over 500 ºC (Melo et al. 2019b). The Fe-K alteration halos are the locus of the copper-(gold) mineralization in the Northern Copper Belt. This paragenesis was developed over all the lithotypes, but grunerite seems to be better developed where BIF is present. The Igarapé Bahia deposit is the most different deposit in terms of hydrothermal alteration. Early syngenetic copper mineralization (i.e., chalcopyrite nodules and layers along bedding) is crosscut by carbonate and chlorite alteration halos of the IOCG system developed at temperatures around 350 °C (Melo *et al.* 2019a). Widespread chlorite formation is also observed in the QT-02, AN-34 and Grota Funda deposits, revealing lower temperatures at around 250°C (Santos 2020).

The copper-(gold) ore bodies encompass steeply dipping mylonitic massive (e.g., Salobo) to disseminated (e.g., Grota Funda) lenses. The ore zones are commonly composed of chalcopyrite-bornite-chalcocite with high contents of magnetite and associated REE-bearing minerals (i.e., allanite, xenotime and monazite) and apatite (e.g., Melo et al. 2017). Uraninite is mainly found at Salobo, Igarapé Bahia and Grota Funda (e.g., Hunger et al. 2019). Co-rich minerals (e.g., cobaltite, safflorite) and hessite is also recognized at Salobo and GT-46 (Toledo *et al.* 2019). Gold primarily appears as tiny grains at Salobo, Igarapé Bahia, GT-46 and Grota Funda.

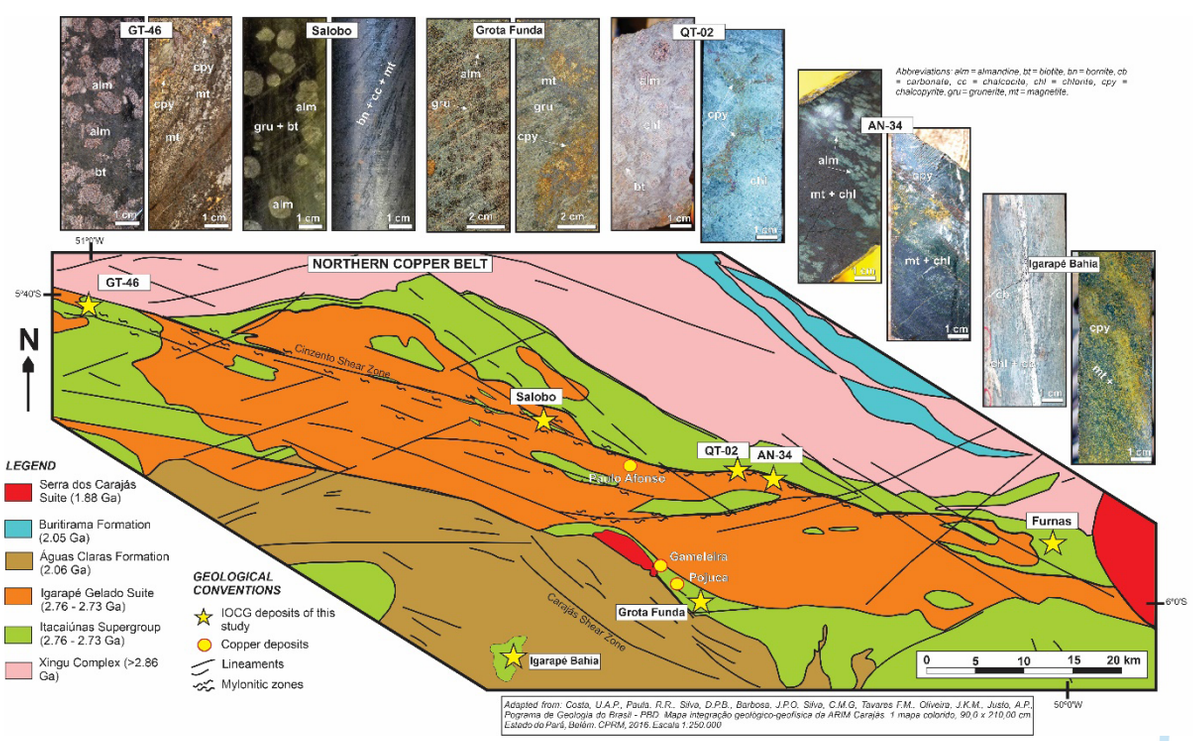


Figure 1. Geological map of the Northern Copper Belt with the location of the main IOCG deposits and representative drill core photos of each studied deposit.

Timing of IOCG formation and source of the ore-forming fluids

Distinct isotopic systematics have been applied to unravel the timing of mineralization in the IOCG deposits of the Northern Copper Belt. Re-Os molybdenite dating revealed ages of 2,576.1 ±1.4 Ma at Salobo, 2,530 ± 60 Ma at Grota Funda, and 2,503 ±51 Ma at GT-46 (Réquia et al. 2003, Hunger et al. 2019; Toledo et al., 2019). This age was also yielded by U-Pb monazite dating at the Igarapé Bahia deposit (2,575 ± 12 Ma; Tallarico et al., 2005). Older Re-Os molybdenite ages (2,718 ±56 Ma) and younger Ar-Ar biotite dating (1,854 ±5 Ma) at GT-46 reveal a more complex history (Silva et al. 2005, Toledo et al. 2019), but it might not be associated with the main mineralization stage.

Fluid inclusion studies pointed to high homogenization temperature (>400 ºC) and high salinity (>25 wt% NaCl eq.), CO_2-rich fluids at Grota Funda and GT-46 (Toledo et al. 2019; Hunger et al. 2019). Oxygen and hydrogen stable isotope signature of fluids in equilibrium with hydrothermal minerals at Salobo ($\delta^{18}O_{H2O}$ = +5.07 to 9.07‰, δD_{H2O} = –25.33 to –11.60‰, at 565° ± 50°C), Igarapé Bahia ($\delta^{18}O_{H2O}$ = 5.07–7.37‰, δD_{H2O} = –34.02 to –19.74‰, at 330° ± 50°C), AN-34 and QT-02 ($\delta^{18}O_{H2O}$ = +6.6 ‰ to +10.47‰) suggest that fluids are mainly magmatic, but an externally derived contribution is also recorded (e.g., Igarapé Bahia, $\delta^{18}O_{H2O}$ = 1.92–3.20‰, δD_{H2O} = –57.36 to –21.34‰, 255° ± 50°C; Melo et al. 2019b).

Sulfur isotope composition of sulfides ($\delta^{34}S$) at Salobo, GT-46 and Grota Funda ranges from -0.37 to +1.99‰ and suggests that sulfur was magmatic in origin (Hunger et al. 2019, Melo et al. 2019b, Toledo et al. 2019). Higher $\delta^{34}S$ values (+1.36 to + 11.25‰) found at Igarapé Bahia and late stages of mineralization in the GT-46 revealed a minor contribution of externally derived sulfur in the IOCG mineralization. The boron isotopes signatures of hydrothermal tourmaline display (i) high $\delta^{11}B$ (+8.2 to +17.2‰) and (ii) low $\delta^{11}B$ (+3.4 to +9.8‰) values. These results suggest that isotopically heavy boron signatures were inherited from exhalative systems prior to the IOCG formation at ca. 2.74 Ga, whereas the lighter $\delta^{11}B$ values suggest input of magmatic boron at 2.55 Ga (Melo et al. 2021).

DISCUSSIONS

The evolution of the Northern Copper Belt has been very debated in the last years. These deposits have no clear lithological control, but the presence of BIF is common and might control hydrothermal alteration paragenesis. Extensive geochronological data and geological relationships (i.e., hydrothermal alteration and mineralization style) have placed the main IOCG event of the Northern Copper Belt at ca. 2,55 Ga. This event is marked by widespread Fe-K alteration (almandine-grunerite-biotite-magnetite-tourmaline) that envelops the copper-(gold) orebodies. Chalcopyrite and bornite-chalcocite (Salobo) are the main copper sulfides in the ore. The latter displays a geochemical signature marked by Cu-Fe-REE-U-P-Co-Ni.

Fluid inclusions and isotope geology suggest that the ore-forming fluids are chiefly high-temperature magmatic brines. However, whether these fluids are derived from the controversial 2,55 Ga granite magmatism or are mantle-derived remains uncertain and must be better investigated.

The 2.55 Ga Igarapé Bahia deposit differs from the other IOCG deposits of the region. This might be due to its multistage evolution with older syngenetic mineralization associated with seafloor hydrothermal activity overprinted by an IOCG event, as suggested by boron isotopes (Melo et al. 2021). VMS-type mineralization is well observed at Pojuca, which is also crosscut by the later Grota Funda IOCG mineralization (Hunger et al. 2019). The existence of syngenetic mineralization along the Neoarchean volcano-sedimentary sequences might be crucial for later IOCG mineralization in the Northern Copper Belt.

The multistage temporal evolution of the Northern Copper Belt seems to be nicely recorded at the GT-46 deposit. Re-Os molybdenite ages (2,718 ±56 Ma and 2,503 ±51 Ma, Toledo et al. 2019) and younger Ar-Ar biotite dating (1,854 ±5 Ma) records the main IOCG events of the Carajás Province within a single deposit (Silva et al. 2005). This could also be the case of Pojuca (2.74 Ga), Grota Funda (2.55 Ga) and Gameleira (1.88 Ga). The latter comprises a typical Paleoproterozoic mineralization that affects older ones. Thus, the superposition of distinct styles and events at the deposit scale is a typical scenario found in the deposits of the Northern Copper Belt.

The Northern Copper Belt of the Carajás Domain represents one of the most prolific copper belts in the world. Its complex geological history and, particularly the superposition of hydrothermal mineralizing events allowed the formation of important IOCG deposits.

REFERENCES

Hunger, R.B., Xavier, R.P., Moreto, C.P.N., Gao, J.-F., 2018. Hydrothermal alteration, fluid evolution, and Re-Os geochronology of the Grota Funda iron oxide copper-gold deposit, Carajás Province (Pará State), Brazil. *Economic Geology,* **113 (8)**, 1769–1794.

Jesus, S. dos S.G.P., 2016, Múltiplos estágios de alteração hidrotermal do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Furnas, Província Carajás: Evolução Paragenética e Química Mineral. MS Dissertation, University of São Paulo, São Paulo, 164 p.

Melo, G.H.C.., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Moreto, C.P.N., Arquaz, R.M., Silva, M.A. D., 2019a. Evolution of the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province (Brazil): Early syngenetic chalcopyrite overprinted by IOCG mineralization. *Ore Geology Reviews,* **111**, 102993.

Melo, G.H.C., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Moreto, C.P.N., Santiago, E., 2019b. Tracing Fluid Sources for the Salobo and Igarapé Bahia Deposits: Implications for the Genesis of the Iron Oxide Copper-Gold Deposits in the Carajás Province, Brazil. *Economic Geology*, **114**, 697–718.

Melo, G.H.C., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Moreto, C.P.N., Santiago, E.S.B., Dufrane, S.A., Aires, B., Santos, A.F.F., 2017. Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): Constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology. *Mineralium Deposita*, **52** (5), 709–732

Réquia, K., Stein, H., Fontboté, L., Chiaradia, M., 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás mineral province, northern Brazil. *Mineralium. Deposita,* **38**: 727–738.

Silva, M.G., Teixeira, J.B.G., Pimentel, M.M., Vasconcelos, P.M., Arielo, A., Rocha, W.J.S.F., 2005, Geologia e mineralizações de Fe-Cu-Au do Alvo GT46 (Igarapé Cinzento, Carajás), in

Marini, O.J., Queiroz, E.T., and Ramos, B.W., eds., Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia, 1st ed.: Brasília, ADIMB/DNPM, p. 94–151.

Santos, B.S.C., 2020. *Caracterização geológica e paragenética dos alvos cupríferos AN-34 e QT-02, Bloco Cururu, Porção Norte do Domínio Carajás.* MS Dissertation, University of Campinas, Campinas, 99 p.

Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositcin, N., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Rego, J.L., 2005. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarap´e Bahia deposit, Caraj´as copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) example of Iron-Oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Economic Geology*, **100**: 7–28.

Toledo, P.I. de F., Moreto, C.P.N., Xavier, R.P., Gao, J., Matos, J.H. da S.N. de, and Melo, G.H.C., 2019, Multistage Evolution of the Neoarchean (ca. 2.7 Ga) Igarapé Cinzento (GT-46) Iron Oxide Copper-Gold Deposit, Cinzento Shear Zone, Carajás Province, Brazil. *Economic Geology*, **114**, 1–34.

OCORRÊNCIAS DE GRAFITA EM XISTOS DO COMPLEXO NOVA-MAMORÉ, NOROESTE DO ESTADO DE RONDÔNIA

Gustavo Negrello Bergami[1]; Carlos Eduardo Santos Oliveira[1]; Dalton Rosemberg da Silva[1]; Caio Gurgel de Medeiros[1], Felipe Mattos Tavares[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM

gustavo.bergami@sgb.gov.br; carlos.oliveira@sgb.gov.br; dalton.rosemberg@sgb.gov.br; caio.medeiros@sgb.gov.br; felipe.tavares@sgb.gov.br

RESUMO

Ocorrências de xistos grafitosos foram encontradas durante o mapeamento geológico regional realizado pelo Serviço Geólogico do Brasil – SGB/CPRM na região de Nova Mamoré, porção noroeste do estado de Rondônia. Dentro do Complexo Nova Mamoré, uma unidade Mesoproterozóica de alto grau, composta por gnaisses e migmatitos, foram encontradas camadas (< 4 m) de grafita-xistos com até 30% de grafita, intercaladas com gnaisses e intrusões pegmatíticas. Os cristais de grafita possuem entre 9 e 279 μm, sendo, portanto, classificados como flocos finos a grandes, com predominância da fração fina (< 75 μm). A grafita ocorre cristalizada de forma subparalela à foliação da rocha. A presença de grafita cristalina, cristalizada em veios, em paragnaisses submetidos a metamorfismo de alto grau, indica uma provável formação a partir de precipitação a partir de fluidos ricos em C-O-H derivados da desvolatilização dos paragnaisses, e/ou oriundos das intrusões adjacentes. Foram realizadas análises químicas de carbono grafítico/elementar em três amostras de rocha através do método analítico de determinação das fases de carbono por infra-vermelho que indicaram teor de até 4,34% Cg.

PALAVRAS-CHAVE: Grafita; Minerais estratégicos; Mineralização; Hidrotermalismo.

INTRODUÇÃO

A grafita é um mineral industrial com muitos usos desde materiais refratários, lubrificantes e tintas, e na confecção de baterias. Com produção limitada globalmente, tem seu fornecimento dominado pela China, Índia e Brasil (Kelley *et al*., 2017). O presente informe visa relatar ocorrências de grafita encontradas em rochas do Complexo Nova Mamoré pelo projeto Integração Geológica e Recursos Minerais da Porção Noroeste do Estado de Rondônia Novas Fronteiras - Noroeste de Rondônia, desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, através da residência de Porto Velho (Oliveira et al. 2022). O projeto consistiu no mapeamento geológico e cadastramento dos recursos minerais de quatro folhas topográficas em escala 1:100.000, em uma área que engloba parte dos municípios de Porto Velho e Nova Mamoré (Figura 1). Souza *et al.* (1975) relataram ocorrências de grafita em gnaisses do Complexo Nova Mamoré em um local no curso superior do rio Branco, o que já sugeria o potencial da área para ocorrências deste mineral.

MATERIAIS E MÉTODOS

O Complexo Nova Mamoré foi definido inicialmente por Rizzotto *et al*. (2005), e é constituído por uma associação de rochas gnáissico-migmatíticas de natureza orto e paraderivada, corpos de granitos anatéticos e lentes de anfibolitos e rochas calcissilicáticas. As estruturas migmatíticas são generalizadas e a depender do tipo de protólito e da taxa de fusão parcial, as rochas podem apresentar diferentes padrões texturais: *net*, *patch*, estromático, *schlieren* e *schollen*.

Esta unidade aflora principalmente na porção sul-sudoeste da folha Vila Murtinho (SC.20 Y-A-II), mas também ocorre de forma subordinada nas folhas Mutum-Paraná (SC.20-V-C-VI) e Igarapé Água Azul (SC.20-Y-A-III). Dados geocronológicos em Bettencourt *et al*. (2014) demonstraram idades de sedimentação máxima de 1480 Ma e idade metamórfica de 1320 Ma, relacionada à Orogenia Candeias. Rizzotto *et al.* (2005) cartografaram uma série de stocks graníticos descontínuos e intrusivos no Complexo Nova Mamoré e denominaram esta unidade litoestratigráfica de Suíte Laje, no contexto de granitos derivados da fusão parcial do Complexo Nova Mamoré, com idade 1340 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP).

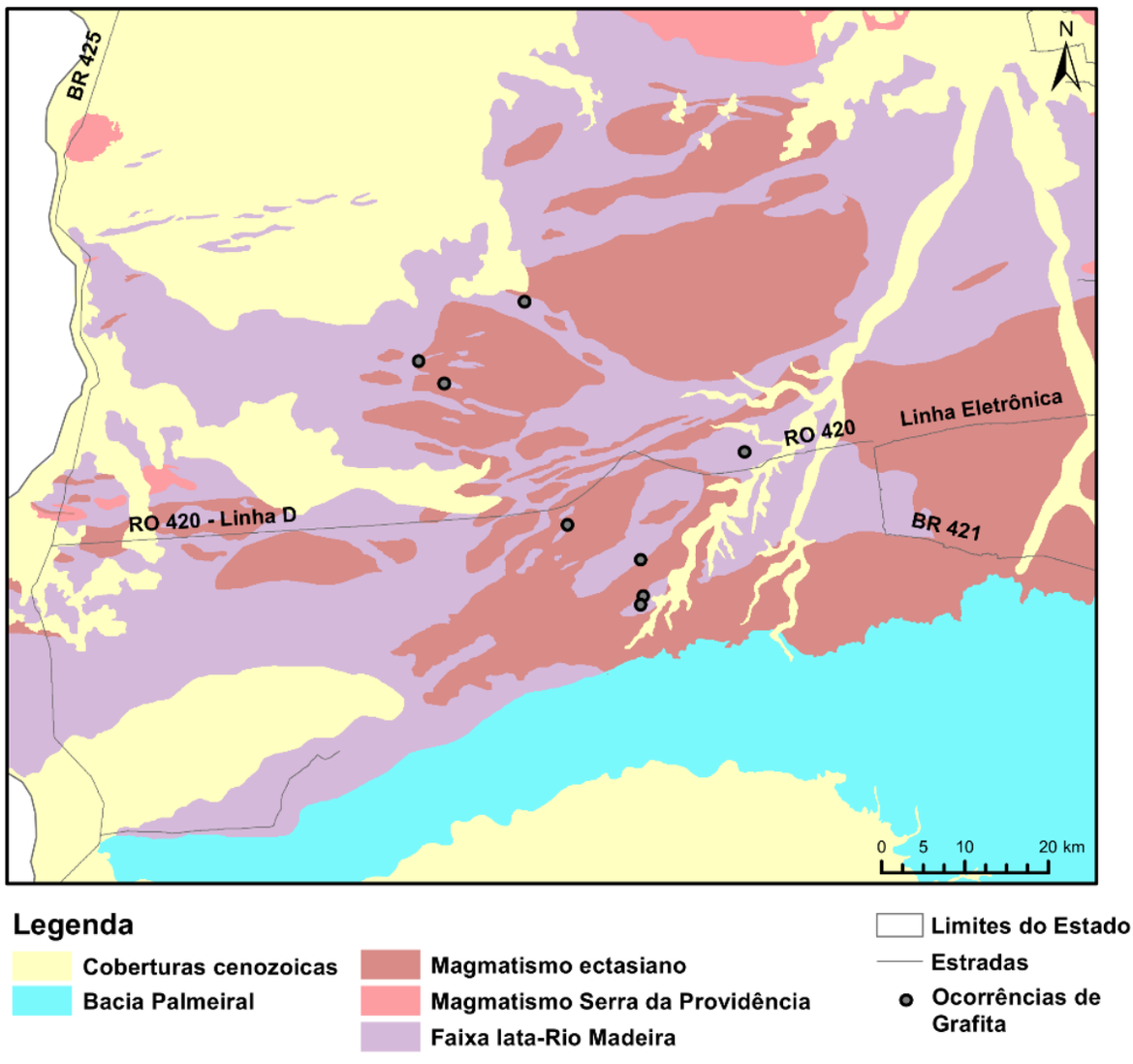


Figura 1. Mapa geológico com a distribuição das ocorrências de grafita no Complexo Nova-Mamoré, faixa Iata-Rio Madeira, noroeste de Rondônia.

Foram realizadas descrições petrográficas em lâmina polida-delgada para determinação modal das quantidades de grafita presentes nas amostras, bem como a determinação dos minerais de ganga. Também foram realizadas três análises para determinação de carbono grafítico/elementar através do método analítico de determinação das fases de carbono por infra-vermelho (LECO CSA20V), no laboratório da empresa GEOSOL LTDA. O método de análise tem como princípio fundamental a eliminação de uma fase mineral para determinar a outra. Em outras palavras, quantifica-se, inicialmente, o teor de carbono total, e em seguida elimina-se o carbono carbonático por meio da lixiviação com ácido clorídrico. Em seguida, é eliminado o carbono orgânico através de calcinação prévia a 400 °C e no final do processo, o teor de carbono residual é referente ao carbono grafítico.

RESULTADOS

Foram encontrados oito pontos com presença de grafita em rochas paraderivadas do Complexo Nova-Mamoré. As principais ocorrências de grafita foram encontradas em dois destes pontos, uma definida por uma zona de cerca de 4 metros de largura de grafita-xisto intercalado com gnaisses (Figuras 2A e 2B). Esta zona apresenta uma variação entre uma porção homogênea de grafita-xisto, composto por 60% quartzo, 20% muscovita, 10% epidoto e 10% grafita (Figura 2C), com largura de 3 metros e uma porção com injeções de leucogranito de espessura centimétrica em meio a uma matriz com composição similar à da zona anterior e 1,5 m de largura (Figura 2B). Ambas apresentam xistosidade bem definida e penetrativa, concordante com a foliação regional do complexo. A outra, de menor porte, tem características similares às da ocorrência anterior, composta por 30% quartzo, 20% muscovita, 5% óxidos e 30% grafita (Figura 2D). Porém, neste caso, com veios de caulinita com geometria stockwork nas rochas encaixantes, o que também pode indicar influência magmática/hidrotermal na mineralização.

São observados cristais de grafita orientados tanto na foliação como cristalizados de forma aleatória. A dimensão dos cristais de grafita varia entre 30 e 279 µm em uma das amostras e 9 a 209 µm na outra. Isto classifica a grafita em *flakes* finos a grossos (Scogings, 2015), com predominância da fração fina em ambas as amostras. Em análise microscópica são observados predominantemente cristais de grafita paralelos à foliação (Figura 2D).

A análise química de carbono grafítico/elementar foi realizada em três amostras de rochas através do método analítico de determinação das fases de carbono por infra- vermelho (LECO CSA20V), no laboratório da empresa GEOSOL LTDA. O método de análise tem como princípio fundamental a eliminação de uma fase mineral para determinar a outra. Em outras palavras, quantifica-se, inicialmente, o teor de carbono total, e em seguida elimina-se o carbono carbonático por meio da lixiviação com ácido clorídrico. Em seguida, é eliminado o carbono orgânico através de calcinação prévia a 400 °C e no final do processo, o teor de carbono residual é referente ao carbono grafítico. Os resultados analíticos indicaram que as amostras de xisto grafitoso apresentaram teores de carbono elementar da ordem de 4,34%.

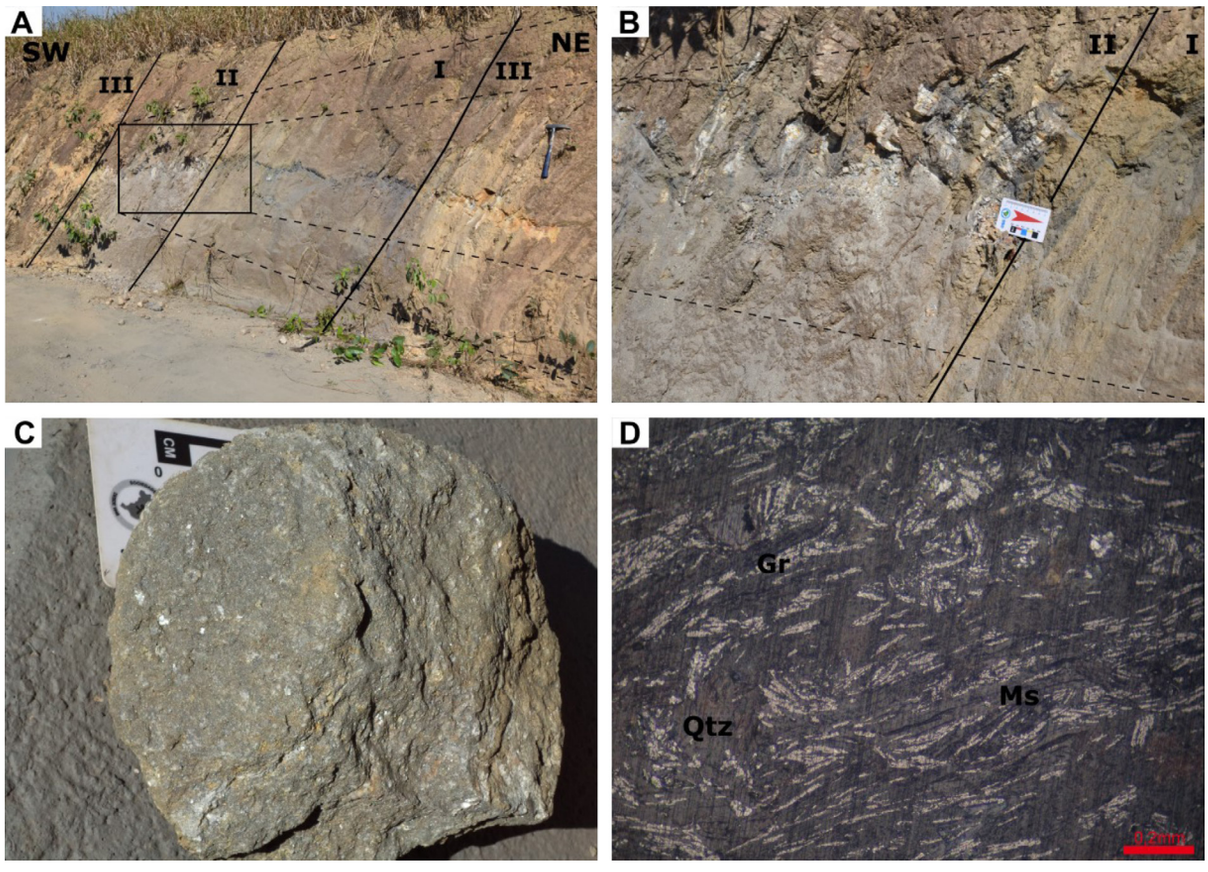


Figura 2. (A) Afloramento que exibe a variação entre a camada homogênea de grafita xisto (I), com veios leucograníticos (II) e o gnaisse encaixante (III); (B) Detalhe das duas zonas grafitosas, homogênea (I) e com veios (II); (C) Amostra de mão com flocos de grafita de granulação média; (D) Fotomicrografia de seção polida com o aspecto da grafita que acompanha a foliação. Objetiva de 10x, nicóis cruzados.

DISCUSSÕES

As dimensões dos cristais de grafita a classificam como do tipo cristalina (Simandl et al. 2015). Os depósitos de grafita cristalina, apesar de ainda existirem muitas dúvidas sobre os mecanismos de sua formação, têm sua origem relacionada a uma cristalização a partir da desestabilização de fluidos ricos em C-O-H. Sua origem é relacionada a desvolatilização das sequências sedimentares submetidas a metamorfismo regional de alto grau, quanto a fluidos provenientes de intrusões graníticas (Simandl et al., 2015). Estas duas características estão presentes nas ocorrências descritas, indicando a presença de ambos os processos e sua formação.

Os teores de carbono grafítico encontrados nas amostras de até 4,34%Cg, são considerados baixos, se comparados à média mundial, que é de 15,79%Cg para este tipo de mineralização (Sousa e Matos, 2020). Porém, são superiores a alguns depósitos econômicos que apresentam a partir de 3%Cg como teor de corte.

CONCLUSÕES

A região noroeste de Rondônia, nas proximidades do município de Nova-Mamoré possui ocorrências de grafita do tipo cristalina, relacionadas ao metamorfismo e anatexia de rochas paraderivadas. Estas ocorrências indicam um potencial do Complexo Nova-Mamoré para hospedar depósitos de grafita tipo tabular, um mineral crítico e estratégico, que está em alta demanda devido às suas aplicações na indústria de alta tecnologia, especialmente no setor de baterias para carros elétricos. Mais estudos são necessários para identificar a extensão da mineralização e os teores de grafita em profundidade, e definir a viabilidade econômica destes depósitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bettencourt, J. S. et al. 1,48-1,32 Ga Buritis paragneiss protolith, Rondônia, Brazil: assitional evidence of passive continental margin sedimentation during calymmian-ectasian period in the SW Amazonian Craton. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 9., 06-09 abr. 2014, São Paulo. Program and Abstracts. São Paulo: CPGeo, 2014. p. 211.

Kelley, K. D.; Scott, C. T.; Polyak, D. E.; Kimball, B. E. Graphite. In: Schulz, K. J.; Deyoung Jr., J. H.; Seal, R. R.; Bradley, D. C. (ed.). Critical mineral resources of the United States: economic and environmental geology and prospects for future supply. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, 2017. p. J1–J24. (Professional Paper, 1802- J). https://doi.org/10.3133/pp1802J.

Rizzotto, G. J.; Oliveira, J. G. F.; Quadros, M. L. E. S.; Castro, J. M. R.; Cordeiro, A.; Adamy, A.; Dantas, M. E.; Melo Junior, H. R. Projeto Rio Madeira: estudo de viabilidade para implantação de usinas hidrelétricas no Rio Madeira. Relatório parcial AHE Jirau. Porto Velho: CPRM, 2005. 1 CD-Rom.

Scogings, A. Graphite: Where size matters. Opinion. Australia's Paydirt Magazine, march, 2015. p. 78.

Simandl, G. J., Paradis, S., & Akam, C. (2015). Graphite deposit types, their origin, and economic signifi cance.

Oliveira, C. E. S., da Silva, D. R. V., Bergami, G. N., Scandolara, J. E., & Oliveira Neto, W. L. de. (2022). Geologia e recursos minerais da porção noroeste do estado de Rondônia: folhas Abunã SC.20-V-C-V, Mutumparaná SC.20-V-C-VI, Igarapé Água Azul SC.20-Y-A-III e Vila Murtinho SC.20-Y-A-II. Porto Velho: Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

Sousa, M. J. de, & Matos, D. R. (2020). Projeto Avaliação do Potencial da Grafita no Brasil: Fase 1. São Paulo.

Souza, E. C.; Melo, A. F. F. de; Adamy, A.; SOEIRO, R. S.; Daleiro, V. Projeto Noroeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: CPRM, 1975. 12 v.

HOST ROCKS, ALTERATION MINERALOGY, AND MINERALIZATION STYLES OF THE GT-57, N4WS, AND N1 DEPOSITS IN THE SERRA NORTE REGION, CARAJÁS PROVINCE, BRAZIL

Kamila Gomes Fernandes[1]; Carolina Penteado Natividade Moreto[1]; Gustavo Henrique Coelho de Melo[2]; Roberto Perez Xavier[3]; Fernando M. V. Matos[4]; Gustavo Diniz Oliveira[5]; Ezequiel Pozocco[5]

[1]Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP; [2]Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP; [3]Agência para o Desenvolvimento e Inovação do Setor Mineral Brasileiro - ADIMB; [4]SERVIGEO Geologia e Geofísica LTDA; [5]Vale S.A.

kamila.gomes.f@gmail.com

ABSTRACT

The GT57 copper deposit and N4WS and N1 iron deposits are located in the Serra Norte region in the Carajás Province and form part of the poorly explored group of deposits likely derived by submarine hydrothermal activity during the Neoarchean (ca. 2.76-2.74 Ga). Eletromagnetic anomalies revealed an increase in the sulfide content especially toward the area of the GT57 deposit as identified by Vale S.A. The detailed study of drill cores at these deposits revealed sulfide-bearing breccias hosted into the basaltic andesitic unit of the Parauapebas Formation which are overlain by the banded iron formation of the Carajás Formation. The sequence of hydrothermal alteration at these deposits is chronologically marked by (i) sericite (sericite-zeolite-saponite), (ii) chlorite (chlorite-epidote-titanite-tourmaline), (iii) silica (quartz-chalcedony), (iv) carbonate (rhodochrosite-calcite-ankerite), (v) biotite, and (vi) hematite (hematite-goethite-quartz) alterations. While the chlorite alteration is proximal to the ore zones, the sericite alteration and other more local alteration zones (silica, biotite and hematite) are distal. Sulfide precipitation is here temporally related with carbonate alteration. Ore breccia bodies are mainly composed of pyrrhotite-pyrite-magnetite-sphalerite-galena, with minor chalcopyrite and trace cobaltite. These GT-57, N4WS and N1 deposits share geological characteristics not only with VMS deposits worldwide, but also with the Pojuca deposit in the Carajás Province. This combined with other primary evidence of exhalative activity coeval with the Parauapebas Formation fosters the potential of the Carajás Province for VMS exploration.

KEYWORDS: Carajás Province; VMS deposits; Itacaiúnas Supergroup; Petrography

INTRODUCTION

The Carajás Province is widely known for its metallogenic potential that includes (i) iron, (ii) volcanogenic massive sulfide (Cu-Zn Pojuca deposit; Schwarz and Frantz, 2013), (iii) iron oxide-copper-gold (IOCG; Huhn et al. 1999; Hunger et al. 2018; Toledo *et al.* 2019; Melo *et al.* 2019), (iv) copper polymetallic (Hunger *et al.* 2021) and (v) skarn (Fernandes et al. 2023) deposits. These deposits are formed throughout five major metallogenic epochs (Trunfull et al. 2020).

The first and older metallogenic epoch (ca. 2.76-2.74 Ga) in the CP is marked by the occurrence of syngenetic iron and copper-zinc mineralization formed by processes similar to those of massive volcanogenic sulfide (VMS) deposits. These occurrences are only preliminarily described as sulfides nodules and lenses, stratabound mineralization, and metaexhalites in the areas of the Pojuca, Igarapé Bahia, Tarzan, and Furnas deposits which are all hosted within the Itacaiúnas Supergroup (Ferreira Filho, 1985; Schwarz and Frantz, 2013; Dreher *et al.*, 2018; Melo *et al.* 2019; Pinheiro, 2019). The scarcity of detailed geological data, however, impairs the understanding of the genesis and evolution of volcano-exhalative systems in the Neoarchean of the Carajás Province. The VALE S.A. Company has identified anomalous sulfide and base metal content through eletromagnetic methods in the areas of three deposits (F. Matos, personal communication, 2021).

In this work, we use drill core logging and petrographic studies to introduce the geological framework of GT57, N4WS and N1 iron deposits. We show the hydrotermal alteration halos, paragenetic evolution and mineralization typology of the Serra Norte region. We demonstrate that these features are very similar to those attributed to VMS deposits worldwide. This marks the onset to expand the economic potential of the region towards VMS exploration in the Carajás Province.

MATERIALS AND METHODS

Fieldwork focused on description and sampling of seven drill cores of the deposits GT-57 (GT-57-FD01), N4WS (N4WS-1410 and N4WS-1491), N1 (SN1-FD00428, SN1-FD00435, SN1-FD00444, and SN1-FD00445) in the Serra Norte region. The main aspects observed during rock description were (i) mineralogical composition of host rocks as well as hydrothermally-altered and mineralized zones, (ii) mineralization styles, (iii) types of hydrothermal alteration and intensity and (iv) relationships among hydrothermal and ore zones. Twenty-seven polished thin sections representative of diverse geological contexts were described and photographed under transmitted and reflected light using a Leica DM EP microscope at the Microscopy Laboratory, Institute of Geosciences, University of Campinas.

RESULTS

Host rocks are represented by the intercalation of andesitic basalt, fragmental rocks, and banded iron formation in these deposits. The andesitic basalt at the bottom is medium to dark gray and fine- to medium-grained and displays subophitic texture (Fig. 1A and F). Amygdales are variably filled with calcite and zeolite as well as chlorite (Fig. 1G). In the N4WS, iron formations are exclusively represented by jaspilite (Fig. 1B) while the area of the N1 deposit is dominated by grey banded iron formations (Fig. 1C) and subordinate levels of jaspilite. Microbands of jasper commonly display spherulitic texture (Fig. 1H). Grey banded iron formations consist of the intercalation of dark and white microbands (Fig. 1I). The dark bands are composed of magnetite (I) while the white microbands are mainly composed of chert and subordinate dolomite-calcite, stilpnomelane, chlorite, and biotite. The fragmental rock is light to dark green, matrix-supported, and polymictic (Fig. 1D). It consists of angular lithoclasts of andesitic basalt and subordinate jaspilite immerse in a variably hydrothermally altered glass-rich matrix (Fig. 1J). Greenalite-rich levels occur interbedded in the BIF unit (Fig. 1E and K).

The studied deposits show abundant distal sericite alteration (Fig. 2A) and proximal chlorite zones (Fig. 2B-C). However, the main ore stage is associated with the precipitation of variably Mn and Fe-rich carbonate welding the matrix of breccias hosted into the andesitic basalt (Fig. 2D; Fig. 3A-C) and along its upper contact with the jaspilite unit (Fig. 3D). Locally, chloritized basalt is overprinted by biotite-rich alteration while distal sericitized zones are overprinted by hematite-rich alteration (Fig. 2E).

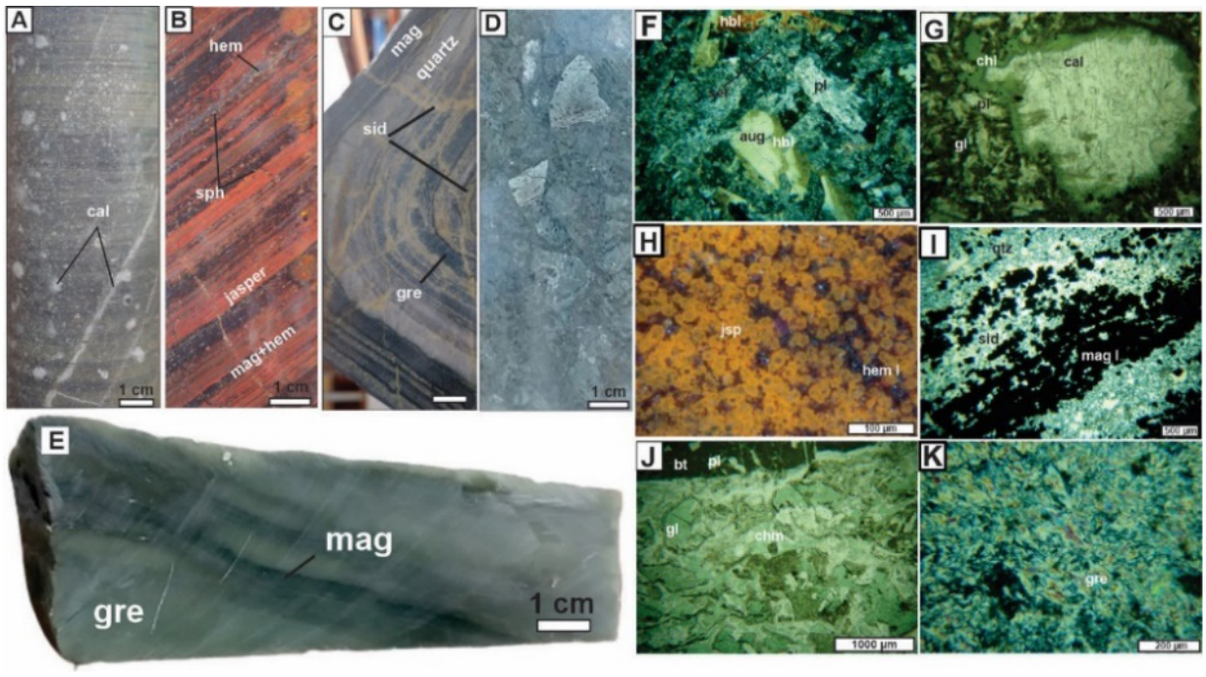


Figure 1. Host rocks of the Serra Norte region. (A) Amygdaloidal andesitic basalt cut by late calcite veinlets. (B) Banded iron formation displaying typical alternating layers of hematite-rich chert layers and hematite±magnetite layers. (C) Banded iron formation displaying typical alternation layers of hematite-free chert and magnetite cut by veinlets of siderite. (D) Hydrothermally-altered fragmental rock with angular clasts of basalt in the matrix. (E) Greenalite-rich level of banded iron formation displaying layers of magnetite. (F) Matrix of andesitic basalt displaying subophitic arrangement and aureoles of hornblende around augite. (G) Amygdala filled by calcite and chlorite towards the borders in a matrix of andesitic basalt displaying intersertal texture. (H) Spherulites in jasper layer in jaspilite. (I) Fine lamination in grey iron formation composed of chert, ankerite and magnetite (I). (J) Matrix of fragmental rock intensely chloritized displaying lithoclasts of basalt with preserve plagioclase phenocrysts. (K) Greenalite-rich matrix in magnetite-bearing iron formation.

Sericite alteration consists of sericite-saponite-zeolite-sphalerite (I). Primary amygdales filled with calcite are replaced by zeolite and sphalerite I along its borders (Fig. 2F). Fibroradiate saponite completely replaces lithoclasts of basalt along their borders in more intensely altered zones (Figure 2G). The chlorite alteration is pervasive in the matrix of the brecciated basaltic unit, represented by the paragenesis chamosite-ilmenite-epidote-titanite. Chlorite is fibrous displaying anomalous interference colors that vary from brown to berlin blue and violet (Fig. 2H). Silica locally overprints zones with clay and chlorite, and consists of quartz (II)-chalcedony. Chalcedony varies from fibrous to fibroradiate crystals that overprint zones previously altered to chlorite which gives it a blue-green color (Fig. 2I).

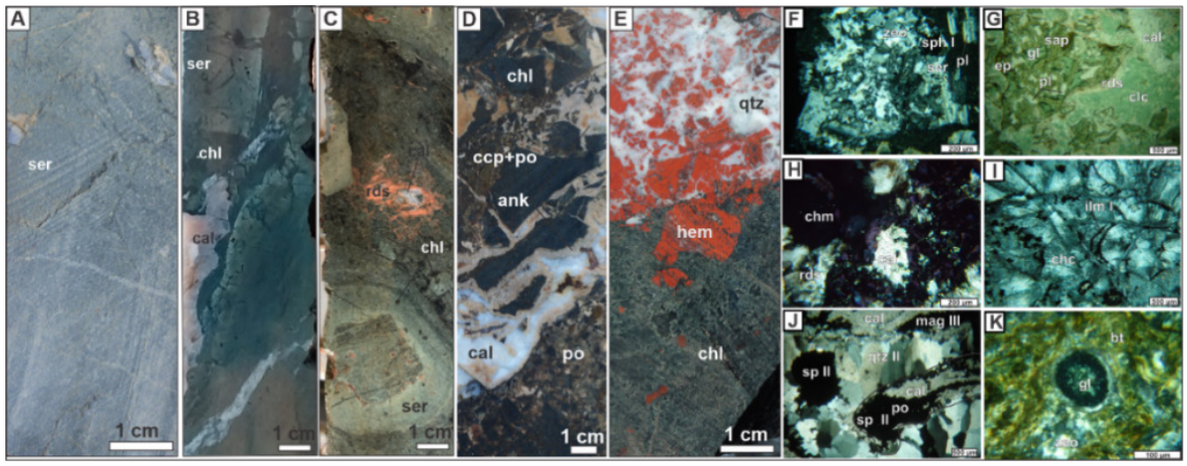


Figure 2. Main types of hydrothermal alteration in the studied deposits. (A) Pervasive sericite alteration in andesitic basalt. (B) Sericitized zone partially overprinted by chlorite with calcite associated. (C) Chlorite-rhodochrosite-rich breccia matrix hosted in the andesitic basalt displaying sericitized basalt lithoclasts. (D) Carbonate propylitic alteration (ankerite-calcite) overprinting previously chloritized andesitic basalt. (E) Chloritized andesitic basalt overprinted by hematite-quartz alteration. (F) Amygdala filled with zeolite and sphalerite in matrix of andesitic basalt. (G) Relict fragment of basalt completely altered by fibrous immerse in glass and chlorite rich groundmass. (H) Chamosite-clinochlore rich matrix in carbonate alteration zone. (I) Ilmenite I disseminated in relict fragment of chloritized basalt. (I) Sphalerite and pyrrhotite disseminated in calcite-magnetite-quartz rich zone in brecciated basalt. (K) Pervasive biotite alteration in matrix of the andesitic basalt.

Carbonate alteration is pervasive in the basaltic unit and occurs as the main cement of the volcanic breccia. This alteration consists of ankerite-calcite-rhodochrosite-magnetite (III)-pyrrhotite-pyrite (II)-chalcopyrite (III)-sphalerite (II)-galena-cobaltite. Ankerite and calcite are granular, anhedral and occur intergrown with the oxide and sulfide assemblage welding the matrix of brecciated basaltic rocks (Fig. 2J). Sphalerite (II) is red and commonly displays the chalcopyrite (III) disease texture (Fig. 3E-F). Magnetite III and pyrrhotite are granular varying from hypidiomorphic to xenomorphic (Fig. 3G-H). Cobaltite inclusions occur in places into pyrrhotite. Pyrite II varies from idiomorphic to xenomorphic grains (Fig. 3I-J). Galena is granular and fine-grained (<20 μm) and commonly occurs as inclusions in sphalerite II.

Biotite alteration is restricted to zones of chloritized andesitic basalt (Fig. 2K). The hematite-quartz alteration is pervasive and distal to mineralized zones overprinting previously sericitized and chloritized zones.

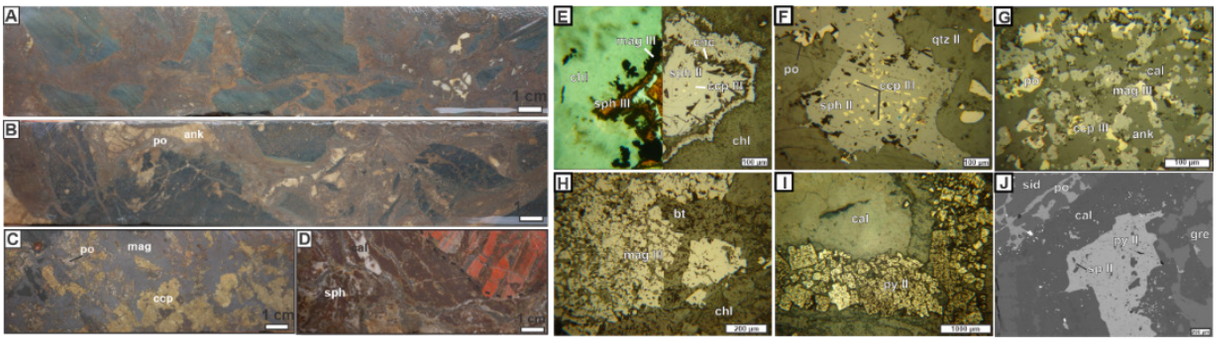


Figure 3. Ore samples in the studied deposits. A) and (B) Ore-bearing carbonate rich brecciated basalt. (C) Magnetite-rich brecciated basalt. (H) Sphalerite-rich breccia hosted into jaspilite. (E) Red sphalerite intergrown with magnetite and carbonate in the chloritized and silicified fragment of andesitic basalt. (F) Sphalerite II in quartz-filled cavity displaying chalcopyrite disease. (G) Pyrrhotite-chalcopyrite-magnetite in carbonate-rich matrix of brecciated andesitic basalt (H) Xenomorphic magnetite III grains in in matrix of brecciated andesitic basalt. (I) Square pyrite crystals associated with ankerite-calcite rich matrix. (J) Pyrite and pyrrhotite disseminated in the matrix of brecciated jaspilite.

DISCUSSIONS AND CONCLUSIONS

Regarding the VMS class of deposits, they typically show five main hydrothermal alteration zones: advanced argillic, argillic, sericite, chlorite, and carbonate propylitic (Bonnet and Corriveau, 2007). The sericite and chlorite zones identified within the deposits of the Serra Norte region represents the distal and proximal, respectively, alteration halos. In addition, the alteration zones and associated gangue minerals textures are consistent with diagnostic assemblages for unmetamorphosed deposits as mainly demonstrated by the presence of lower temperature (smectite and chalcedony, 150-400 °C) minerals (Shanks et al. 2012). Two mineralization styles are often recognized in VMS deposits worldwide: (1) massive sulfide lens, stratabound, with up to 40% sulfides and (2) stockwork zones surrounded by alteration halos (Galley et al. 2007). The deposits in the Serra Norte region are similar to the second style in which the ore zones are associated with carbonate-rich alteration into the brecciated basalt.

The Pojuca Corpo 4 deposit at Carajás displays two mineralization stages: stratabound (banded iron formation) and stratiform syngenetic pyrrhotite+sphalerite+chalcopyrite and epigenetic chalcopyrite+pyrrhotite+molybdenite hosted into breccias and veinlets (Schwarz and Frantz, 2013). The former stage is attributed to the VMS class (Schwarz and Frantz, 2013) while the overprinting latter stage is attributed to the IOCG class and shares similarity to the IOCG mineralization observed in other deposits (Gameleira, Marschik et al. 2005; Grota Funda, Hunger et al. 2018). The deposits here studied show some differences from the primary mineralization at Pojuca where mineralization mostly occurs as lenses concordant with banded iron formation while here mineralization is hosted into the brecciated basalt. Althought the deposits here studied are not stratiform, they share some similarities with the primary mineralization at Pojuca Corpo Quatro: (i) reduced main ore paragenesis (pyrrhotite+sphalerite+chalcopyrite) and (ii) smaller Cu content. These characteristics differ from most IOCG deposits in the Carajás Province and were used as criteria for attributing the Pojuca to the VMS class (Schwarz and Frantz, 2013).

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to the Vale S.A. mining company for the continuous logistical support and funding of this project. The first author thanks the scholarship (88887.481382/2020-00) granted by CAPES (Finance Code 001).

BIBLIOGRAPHICAL REFERENCES

Bonnet A.L., and Corriveau L. 2007. Alteration vectors to metamorphosed hydrothermal systems in gneissic terranes, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada—A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, **5**: 1035–1049.

Dreher A.M., Tavares F.M., Oliveira J.K.M. 2018. Wall rocks and hydrothermal alteration associated with the Pojuca and Furnas deposits, Carajás Province. In: 49th Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro – RJ, Anais, p. 724.

Fernandes K.G., Xavier R.P., Moreto C.P., Melo G.H., Boyce A.J. 2023. The Hydrothermal Evolution of the Alvo Açaí Cu (Au, Mo) Skarn Deposit, Carajás Province, Brazil. *Economic Geology*, **118**: 459-483.

Ferreira Filho C.F. 1985. Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás, PA. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 112 p.

Galley A.G., Hannington M.D., Jonasson I. 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits: Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods, p. 141-161.

Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V. 1999. Descoberta do depósito Cu (Au) Cristalino: geologia e mineralização associada, região da Serra do Rabo - Carajás-PA. In: 6th Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém – PA, Anais, p. 140-143.

Hunger R.B., Melo G.H., Xavier R.P., Moreto C.P., Talavera C., Su Z.K., Zhao, X.F. 2021. The Santa Lúcia Cu-Au deposit, Carajás mineral province, Brazil: A Neoarchean (2.68 Ga) member of the granite-related copper-gold systems of Carajás. *Mineralium Deposita*, **56**:1521-1542.

Hunger R.B., Xavier R.P., Moreto C.P.N., Gao J.F., 2018, Hydrothermal alteration, fluid evolution, and Re-Os geochronology of the Grota Funda iron oxide copper-gold deposit, Carajás Province (Pará state), Brazil. *Economic Geology*, **113**:1769–1793.

Marschik R., Mathur R., Ruiz J., Leveille R.A., Almeida A.J. 2005. Late Archean Cu-Au-Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde Carajàs Mineral Province Brazil: Constraints from Re-Os molybdenite ages. *Mineralium Deposit*a, **39**:983–991.

Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Moreto C.P.N., Arquaz R.M., Silva M.A.D. 2019. Evolution of the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province (Brazil): Early syngenetic chalcopyrite overprinted by IOCG mineralization. *Ore Geology Reviews*, **111**:1029-1093.

Pinheiro R.S.C. 2019. Evolução paragenética e regime de fluidos no sistema Cu-Co Tarzan, Província Carajás: MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 119 p.

Schwarz M., Frantz J.C. 2013. Depósito de Cu-Zn pojuca corpo quatro: IOCG ou VMS. *Pesquisas em Geociências*, **40**:5–19.

Shanks W.C., Thurston R. (eds.). 2012. Volcanogenic massive sulfide occurrence model. Denver, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 345 p.

Toledo P.I., Moreto C.P.N., Xavier R.P., Gao J., Matos J.H.S.N., Melo G.H.C. 2019. Multistage evolution of the Neoarchean (ca. 2.7 Ga) Igarapé cinzento (GT-46) iron oxide copper-gold deposit, Cinzento shear zone, Carajás Province, Brazil. *Economic Geology*, **114**: 1–34.

Trunfull E.F., Hagemann S.G., Xavier R.P., Moreto C.P. 2020. Critical assessment of geochronological data from the Carajás Mineral Province, Brazil: implications for metallogeny and tectonic evolution. *Ore Geology Reviews*, **121**:1035-1056.

QUANTIFYING HYDROTHERMAL ALTERATION IN VOLCANIC ROCKS AND ORE ZONES IN THE SERRA NORTE REGION, CARAJÁS PROVINCE

Kamila Gomes Fernandes[1]; Carolina Penteado Natividade Moreto[1]; Gustavo Henrique Coelho de Melo[2]; Roberto Perez Xavier[3]; Júlia Santos Netto[1]; Fernando M. V. Matos[4]; Gustavo Diniz Oliveira[5]; Ezequiel Pozocco[5]

[1]Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP; [2]Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP; [3]Agência para o Desenvolvimento e Inovação do Setor Mineral Brasileiro - ADIMB; [4]SERVIGEO Geologia e Geofísica LTDA; [5]Vale S.A.

kamila.gomes.f@gmail.com

ABSTRACT

The Serra Norte region is widely known for the high-grade iron ore deposits formed from jaspilites of the Carajás Formation, Itacaiúnas Supergroup. Underlying the Carajás Formation, lies the Parauapebas Formation composed of felsic and mafic volcanic rocks formed at ca. 2.76 Ga. In this scenario, this work reveals a new geological framework of alteration halos and sulfide-bearing breccias hosted into the andesitic basalt unit of the Mafic Parauapebas Formation in the areas of the GT57 and N4WS iron deposits. Greenfield exploration has revealed that sulfide content increase toward these deposits which combined with previously reported geological, geochemical and radiogenic features raise the hypothesis of exhalative processes in the Carajás Province. The alteration zones (sericite, chlorite and carbonate alteration) and mineralization styles (breccia zones) described at these deposits are similar to those of VMS deposits around the world. Although alteration zones are here well-mapped at these deposits, their intensity, distribution, and nature throughout the host rocks and towards the ore zones need to be better understood. The alteration boxplot has been a useful tool for measuring and discriminating alteration intensity in VMS systems. The application of this tool requires whole-rock major oxide data (FeO^T, MgO, CaO, Na_2O, K_2O) to calculate two indexes: Ishikawa index (AI) and Chlorite-carbonate-pyrite (CCPI). The alteration boxplot allowed (i) to identify two major alteration trends among andesitic basalt (sericite-chlorite±pyrite alteration) and sulfide-bearing breccias (chlorite-carbonate alteration) and (ii) quantify the alteration intensity using the AI and CCPI for each rock group. The AI values ranges from 32 to 90 while CCPI ranges from 62 to 95 for the andesitic basalt unit. In turn, AI values ranges from 3 to 72 while CCPI ranges from 91 to ~100 for the sulfide-bearing breccias hosted into the basaltic unit. In addition, downhole for Ishikawa and CCP indexes coupled with detailed core logging reveals that sulfide-bearing zones are related with higher values of CCPI at the GT57 and N4WS deposits.

KEYWORDS: Alteration Boxplot; VMS systems; Serra Norte; Carajás Province

INTRODUCTION

The Serra Norte region in the Carajás Province has shown alteration (sericite, chlorite and carbonate) and mineralization styles (breccia) similar to that reported for VMS deposits worldwide (Franklin et al. 2005; Shanks *et al.* 2012). Regardless geochemistry had been

previously conducted on mafic rocks of the Parauapebas Formation, their main aim was the petrogenesis of this unit (Martins *et al.* 2017; Lacasse *et al.* 2020; Netto, 2022) although the influence of hydrothermal alteration on the geochemical characterization of these rocks have been investigated (Silva et al., 2020). Yet, the hydrothermal alteration and its footprints on these mafic rocks remains poorly understood.

The alteration boxplot has been widely applied to lithogeochemical studies in VMS systems (Large *et al.*, 2001; Piercey, 2009; Dong et al. 2021; Gisbert *et al.* 2021; Hollis *et al.* 2021). It may be used to not only distinguish between diagenetic and hydrothermal trends, but also distinguish between different types of alteration as well as quantify its intensity in VMS related deposits (Large *et al*., 2001).

The alteration boxplot considers the (1) Ishikawa alteration index (AI) along the X axis [100 x (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)] (Ishikawa *et al.*, 1976) and the (2) Chlorite-carbonate-pyrite index (CCPI) along the Y axis [100 x (FeO^T + MgO) / (FeO^T + MgO + Na_2O + CaO)] (Large *et al.,* 2001).The AI primarily reveals sericitization and chloritization, while CCPI traces mainly chloritization along with Mg-Fe carbonate alteration and pyrite, magnetite or hematite enrichments (Large *et al.*, 2001).

This study aims at measuring and discriminating alteration halos in the main host unit and ore zones placed at the deposits GT-57 and N4WS. Therefore, the application of Ishikawa and CCP indexes using whole-rock major oxide data is a useful tool to investigate the main alteration patterns towards ore bodies in VMS systems.

MATERIALS AND METHODS

Whole-rock analyses were conducted in samples from the main host unit, i.e., andesitic basalt and sulfide-bearing breccias hosted into the basaltic unit. Twenty-eight analyses were here selected for quantifying hydrothermal alteration and are divided into two groups as follows: (i) twelve samples of basalt from the GT-57 (GT-57-FD01) and N4WS (N4WS-1410 and N4WS-1491) deposits, and (ii) sixteen samples of mineralized breccias hosted into volcanic rocks from the GT57 and N4WS deposits. Samples were crushed in a steel jaw crusher and then powdered to 100 mesh in a steel disk mill at the Laboratory of Geochemistry of the Institute of Geosciences at University of Campinas. The geochemical analyses of whole-rock powder samples were carried out by the ALS Laboratory Group in Vespasiano, Brazil. Major oxides (ME-XRF06) were analyzed using both X-Ray fluorescence spectrometry (XRF) and Inductively Coupled *Plasma* - Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES). AI and CCPI indexes and the alteration boxplot and downhole were calculated with basis on major oxide data using the IoGAS 64 software.

RESULTS

The host andesitic basalt is fine- to medium-grained and varies from medium to dark gray in the least altered zones (Figure 1A) to greenish in the most altered zones (Figure 1B). The dominant alteration types in the last group are sericite (Figure 1C) and chlorite alteration (Figure 1D). The latter is locally overprinted by subordinate biotite alteration. The mineralized

zones consist of sulfide-rich breccias (Figure 1E) cemented by magnetite and fine-grained carbonates (ankerite and calcite) with which sulfides occur intergrown. Sulfides mostly consist of sphalerite-pyrrhotite-pyrite±chalcopyrite (Figure 1F-G).

In the GT57 deposit, AI values vary from approximately 58 to 59 for the andesitic basalt while these values range from 12 to 50 in the mineralized breccias. Conversely, CCPI returns higher values from about 62 to 77 and 92 to 100 for the andesitic basalt and mineralized breccias, respectively.

The N4WS-1410 displays AI values vary from approximately 40 to 85 for the andesitic basalt and 26 to 41 for the mineralized breccias. On the contrary, CCPI yields values that slightly vary between 73 and 89 for the andesitic basalt, and from 99.16 to 99.47 for the mineralized breccias.

The N4WS-1491 shows AI values with wide variations for both the andesitic basalt (32 to 90) and the mineralized breccias (3 to 72). CCPI, in turn, are more homogeneous varying from 74 to 95 for the andesitic basalt and from 98 to 100 for the mineralized breccia.

Most basaltic rocks of the N4WS plot in the least altered andesite-basalt field except for samples GT-57/136.79 and N4WS-1491/409.24, N4WS-1491/535.54, and N4WS-1410/309.4. The former disperses from the group by plotting in the least altered dacite field while the second set of samples shows a compositional convergence towards the chlorite-pyrite vertex and carbonate-chlorite joint (Figure 1H). The ore-bearing volcanic breccias plot mostly along the chlorite-carbonate joint on the boxplot.

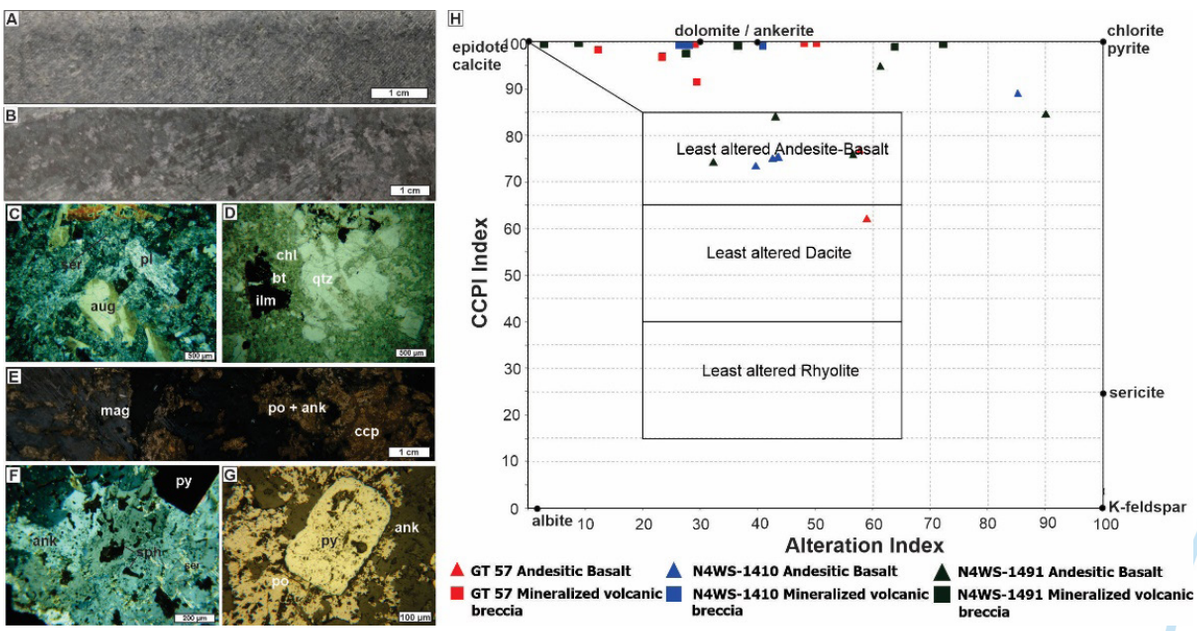


Figure 1. Volcanic rocks representative of (A) the least-altered field and (B) most-altered fields on the AI vs. CCPI plot. (C) Matrix of andesitic basalt displaying subophitic arrangement and between augite and sericitized plagioclase. (D) Chlorite-rich zone locally overprinted by subordinate biotite alteration in the matrix of andesitic basalt. (E) Magnetite-rich brecciated basalt (GT57-FD01). (F) Fine-grained ankerite-sphalerite rich zone. (G) Pyrrhotite-rich zone intergrown with ankerite. (H) AI versus CCPI boxplot for hydrothermally altered andesitic basalt and mineralized volcanic breccia.

Downhole AI and CCPI reveal variations toward the mineralized zones (Figure 2). AI and CCPI displays an overall directly proportional relationship away from mineralized zones and an inversely proportional relationship in the mineralized zones. In drill core N4WS-1410 (Figure 2A), AI values increase from less (~50) to more strongly sericitized (>50) zones and generally decrease in the mineralized zone down to approximately 25. This pattern is not observed for CCPI, which consistently increases toward the mineralized zone (~75 to ~100). In drill core N4WS-1491 (Figure 2B), distal zones display relatively lower values (33) for the most preserved andesitic basaltic units that decrease until close to zero in mineralized zones. CCPI keeps close to 75 out of mineralized zones and above this value in the ore-bearing zones. In drill core GT57-FD01 (Figure 2C), AI decreases from 55 to 10 while CCPI increases progressively from 55 to ~100 in the mineralized zone.

DISCUSSION AND CONCLUSION

We used alteration boxplot to determine and quantify the hydrothermal alteration which has proven to be a useful tool to distinguish hydrothermal alteration from diagenetic alteration as well as vectors towards ore zones (Large *et al.* 2001; Piercey, 2009; Gisbert *et al*. 2021). At the GT57 and N4WS deposits, most andesitic basalt samples plot in the upper-right field inside the least-altered box (Fig. 1). This reveals a trend more compatible with hydrothermal alteration (Large *et al.* 2001) whose dominant minerals are here marked by sericite and chlorite. The three remaining samples of andesitic basalt that plot outside the least-altered box toward the chlorite-pyrite node are consistent with intense sericite-chlorite±pyrite alteration closely related to VMS deposits (Large *et al.* 2001). The single sample plotting in the dacite field is likely related to more intense sericite alteration.

Ore breccias, in turn, all follow the trend of chlorite-carbonate alteration which is commonly developed right by massive sulfide lenses (Large *et al.* 2001). This corroborates the petrographic analysis for these samples that reveal that ore minerals are variably precipitated in paragenesis with carbonate phases of the carbonate alteration enveloped by chlorite-dominated alteration zones. The carbonates along the top corner on the alteration boxplot vary throughout two types: (i) Mn-rich carbonates, such as rhodocrosite and ankerite (dolomite/ankerite node), and low-Fe, Mg, and Mn carbonate, such as calcite (epidote-calcite node) (Large *et al.* 2001). This explains the variability in the distribution of the ore breccias along the chlorite-carbonate alteration trend.

Downholes for AI and CCPI indexes show an overall inversely proportional relationship towards the ore zones. AI values markedly decrease while CCPI values markedly increase. This corroborates the intrinsic relationship between carbonate-rich alteration and sulfide precipitation (sphalerite-pyrrhotite-galena-pyrite±chalcopyrite), as well as it highlights the relationship between higher concentrations of base metals, such as Zn and Pb, and higher values of CCPI in the ore zones.

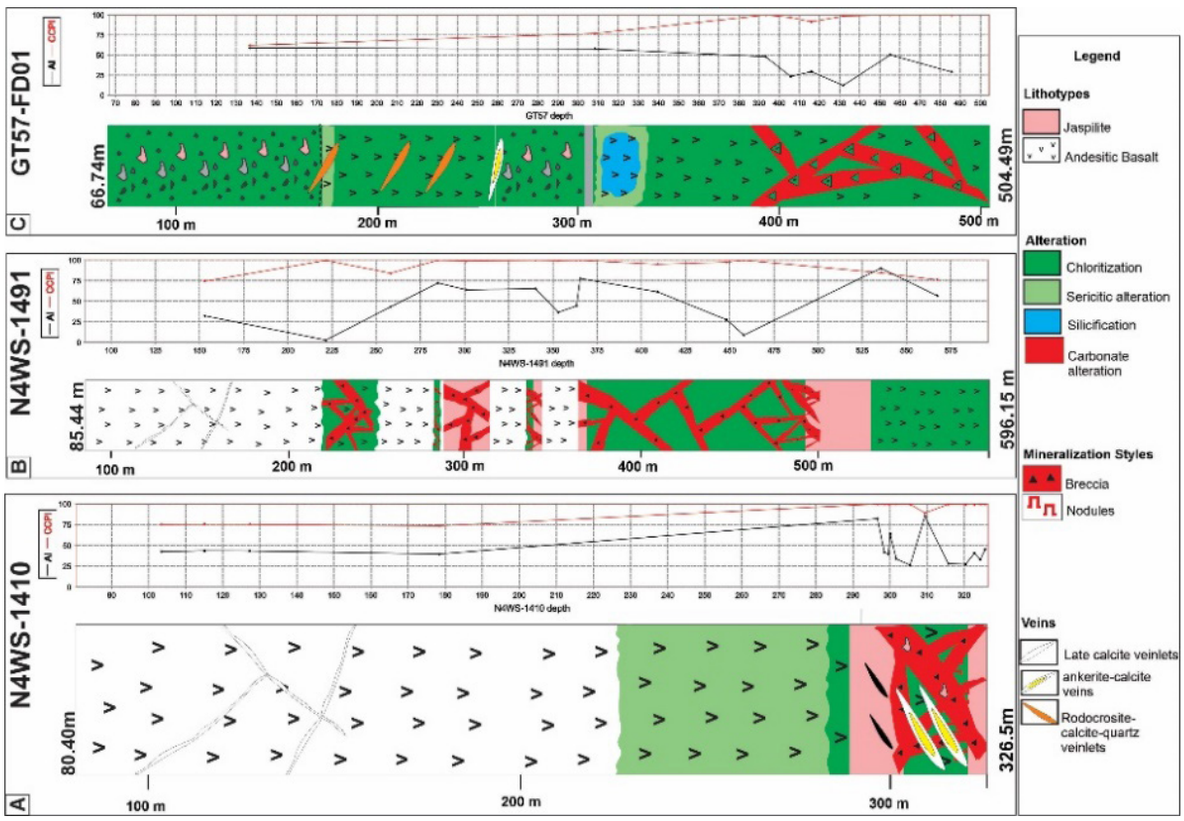


Figure 2. Downhole AI and CCPI variations along schematic stratigraphic columns of the main studied drill cores.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to the Vale S.A. mining company for the continuous logistical support and funding of this project. The first author thanks the scholarship (88887.481382/2020-00) granted by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior-Brasil (CAPES)-Finance Code 001.

BIBLIOGRAPHICAL REFERENCES

Costa U.A.P, Paula R.R., Silva D.P.B., Barbosa J.P.O., Silva C.M.G., Tavares F.M., Oliveira J.K.M., Justo A.P. 2016. Programa Geologia do Brasil-PGB. Mapa de integração geológico-geofísica da ARIM Carajás. 15 Estado do Pará. (Preliminary version): Sistema de Informações Geográficas (SIG), escala CPRM. escala 1:250,000: Belém, CPRM.

Dong K., Chen S., Graham I., Zhao J., Fu P., Xu Y., Tian G., Qin W., Chen J. 2017. Geochemical behavior during mineralization and alteration events in the Baiyinchang volcanic-hosted massive sulfide deposits, Gansu Province, China. *Ore Geology Reviews*, **91:**559-572.

Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., Galley A.G. 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. In Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (eds.). Littleton, Society of Economic Geologists, **100**, p. 523–560.

Gisbert G., Tornos F., Losantos E., Pons J.M., Videira J.C. 2021. Vectors to ore in replacive volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits of the northern Iberian Pyrite Belt: mineral zoning, whole rock geochemistry, and application of portable X-ray fluorescence. *Solid Earth*, **12:**1931-1966.

Hollis S.P., Foury S., Caruso S., Johnson S., Barrote V., Pumphrey A. 2021. Lithogeochemical and Hyperspectral Halos to Ag-Zn-Au Mineralization at Nimbus in the Eastern Goldfields Superterrane, Western Australia. *Minerals*, **11:**254.

Ishikawa Y., Sawaguchi T., Iwaya S., Horiuchi M. 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Mining Geology*, **26:**105–117.

Lacasse C.M., Ganade C.E., Mathieu L., Teixeira N.A., Lopes L.B.L., Monteiro C.F. 2020. Restoring original composition of hydrothermally altered Archean metavolcanic rocks of the Carajás Mineral Province (Brazil): Geodynamicimplications for the transition from lid to mobile tectonics. *Lithos*, 372:105647.

Large R.R., Gemmell J.B., Paulick H., Huston, D.L. 2001. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic geology*, **96:**957-971.

Martins P.L.G., Toledo C.L.B., Silva A.M., Chemale Jr F., Santos J.O.S., Assis L.M. 2017. Neoarchean magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*, **302:** 340-357.

Netto J.S. 2022. Caracterização petrográfica e litogeoquímica das rochas vulcânicas máficas hospedeiras de mineralizações do tipo VMS da área de Serra Norte, Província Carajás, PA. Bachelor Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 61 p.

Piercey S.J. 2009. Lithogeochemistry of volcanic rocks associated with volcanogenic massive sulphide deposits and applications to exploration. In: Cousens B, Piercey S.J. (eds.). Submarine Volcanism and Mineralization: Modern through Ancient. *Short Course 29-30 May 2008 of the Geological Association of Canada*, Quebec, p. 15-40.

Silva R.C.F., Lobato L.M., Zucchetti M., Hagemann S., Vennemann T. 2020. Geotectonic signature and hydrothermal alteration of metabasalts under-and overlying the giant Serra Norte iron deposits, Carajás mineral Province. *Ore Geology Reviews*, ***120*:** 103407.

Shanks W.C., Thurston R. (eds.). 2012. Volcanogenic massive sulfide occurrence model. Denver, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 345 p.

HOST ROCKS, HYDROTHERMAL ALTERATION PATTERNS, AND MINERALIZATION STYLES OF THE JAGUAR NORTE DEPOSIT IN THE SOUTHERN COPPER BELT, CARAJÁS PROVINCE

Laryssa de Sousa Carneiro[1]; Carolina P. N. Moreto[1]; Lena V. S. Monteiro[2]; Marco A. Delinardo da Silva[3]; Ezequiel Pozocco[4]; Juliana Araujo[4]; Ivandro Schoenherr[4]; Gustavo Diniz Oliveira[4]; Fernando M. V. Matos[5]

[1]University of Campinas - UNICAMP; [2] University of São Paulo - USP; [3]Federal University of Uberlândia - UFU; [4]VALE S.A.; [5]SERVIGEO Geologia e Geofísica LTDA

laryssa.s.carneiro@gmail.com; cmoreto@unicamp.br; lena.monteiro@usp.br; marco.delinardo@ufu.br; ezequiel.pozocco@vale.com; juliana.araujo@vale.com; ivandro.prado@vale.com; gustavo.diniz.oliveira@vale.com; fmartins5@hotmail.com

ABSTRACT

The Jaguar Norte Cu-Ni deposit is situated along the intersection between the Canaã shear system and the NE-SW McCandless fault in the southwestern sector of the Carajás Domain, Pará. The deposit is hosted by foliated metatonalite-granodiorite, metamafic-ultramafic, and subvolcanic rocks crosscut by porphyritic granite and pegmatite intrusions. The hydrothermal alteration stages include sodic, sodic-calcic, potassic, calcic-iron, and potassic-iron or biotite-chlorite-magnetite alteration. In mafic-ultramafic rocks, veins with talc-serpentine-magnetite±actinolite-apatite form a mesh or bastite texture. The copper-nickel ore in both foliated granitoid (chalcopyrite-pyrite-pentlandite-molybdenite-pyrrhotite) and mafic-ultramafic rocks (pyrrhotite-chalcopyrite-pyrite-pentlandite-sphalerite) is controlled by ductile fabrics. Veins and veinlets with epidote-carbonate-hematite and potassic-iron alteration with chalcopyrite represent an overprinting episode of mineralization. The geological setting and hydrothermal alteration patterns of the Jaguar Norte deposits are similar to the Carajás Province IOCG deposits. It may represent a Ni-rich member within the IOCG system.

PALAVRAS-CHAVE: Ni-rich IOCG deposits; Hydrothermal alteration; Carajás Province.

INTRODUCTION

The Carajás Province is worldwide recognized for hosting numerous copper deposits, including world-class iron oxide-copper-gold (IOCG). The mineralization and hydrothermal alteration patterns of these deposits are structurally controlled by E-W and WNW-ESE trending shear zones, defining the Northern Copper Belt (Cinzento Shear Zone) and the Southern Copper Belt (Canaã Shear Zone) (Xavier et al. 2012). The genesis of these deposits has been attributed to multiple hydrothermal events during the Neoarchean (ca. 2.70 to 2.68 Ga; ca. 2.5 Ga) and Paleoproterozoic (ca. 2.05 Ga; ca. 1.88 Ga) (Moreto et al. 2015a, 2015b).

The Jaguar Norte Cu-Ni deposit belongs to Vale S.A. company, and is located in the southwestern sector of the Carajás Domain, along the intersection between the Canaã shear system and the NE-SW McCandless fault. This deposit occurs near the Serra do Puma and Onça

mafic-ultramafic complexes (Macambira and Ferreira Filho 2002; Ferreira Filho *et al*. 2007) to the north of Jaguar hydrothermal Ni deposit (Ferreira Filho *et al.* 2021).

In this contribution, we present new geological data based on regional geology, detailed drill core and petrographic description in order to constrain the host rocks, hydrotermal alteration system, and ore assemblages and styles of the Jaguar Norte deposit deposit. We show that it shares several similarities with the Carajás IOCG deposits, including structural control by regional discontinuities, and intense Fe and alkali hydrothermal alteration.

MATERIAL AND METHODS

The geological characterization of the Jaguar Norte deposit was based on drill core logging, geological mapping, and petrographic studies. Detailed macroscopic and petrographic descriptions of two drill cores (PKS JAGN DH00005 and PKS JAGN DH00019) and of samples collected on a regional geological survey allowed defining the nature of the host and regional rocks, identifying the styles and distribution of hydrothermal alteration zones and mode of occurrence of the Cu-Ni mineralization. Representative samples (n = 29) were chosen for optical microscopic analysis, performed at the Institute of Geosciences, University of Campinas (UNICAMP).

RESULTS

The Jaguar Norte Cu-Ni deposit is located approximately 6 km north of the Serra Arqueada iron deposit, 4 km NW of the Serra do Puma Complex, 10 km NE of the Serra da Onça Complex, and approximately 2 km north of the Jaguar deposit. The Jaguar Norte mineralization and associated hydrothermal alteration are structurally controlled by two important regional discontinuity systems, the E-W Canaã fault system and the NE-SW McCandless fault, occurring along the intersection of these structures.

Geological units mapped in the area include Mesoarchean rocks of the Xingu Complex, banded iron formation of the Serra Arqueada, metavolcanosedimentary sequences, granite intrusions and mafic-ultramafic complexes. The Xingu Complex is represented by banded felsic gneisses and migmatites with stromatic to vein and schlieren structure. Meta-banded iron formation exhibits slight folding and commonly amphibole and garnet-rich hydrothermal alteration zones. The subvolcanic rocks of the Itacaiúnas Supergroup are felsic to intermediate, with equigranular to porphyritic texture. The granite rocks in the area are medium-grained isotropic to weakly foliated granodiorite, likely related to the Neoarchean Plaquê Suite. Mafic and ultramafic intrusions include the Serra do Puma and Serra da Onça Complexes (Macambira and Ferreira Filho, 2002; Ferreira Filho *et al.,* 2007), which host the world-class Puma-Onça lateritic nickel deposit.

The Jaguar Norte deposit is hosted by foliated meta-tonalite to meta-granodiorite (Fig. 1A-B), meta-mafic-ultramafic rocks (Fig 1C-D), porphyritic intermediate to felsic subvolcanic rocks (Fig. 1E-F), and inequigranular to porphyritic granite (Fig. 1G) and pegmatite (Fig.1H) intrusions.

The host meta-tonalite and biotite-granodiorite are light to dark gray, medium-grained (500 µm to 3 mm), isotropic to foliated rocks composed of plagioclase (48-60%), quartz (20%), and minor orthoclase (up to 10%), with accessory biotite (15-18%), magnetite and hydrothermal albite (I), K-feldspar (I), biotite (I), and chlorite (I) (Fig. 1A-B). These rocks have equigranular, interlobate to hypidiomorphic texture with evidence of dynamic recrystallization of quartz and feldspar. Anastomosed, incipient and spaced foliation (S_n) is defined by the preferential orientation of biotite. Non-foliate domains are marked by polygonal to ameboid quartz that exhibits patchy and undulose extinction and lamellae deformation. Plagioclase crystals show tapering and bent twinning planes, core-and-mantle structure and microfractures associated with plastic-mismatches. Shearing zones are associated with a mylonite foliation (S_{n+1}) defined by parallel biotite-K-feldspar-muscovite-rich zones together with quartz comminution and stretching.

Meta-ultramafic rocks are reddish, dark green or black (Fig. 1C). They may exhibit preserved cumulative texture, with olivine and pyroxene pseudomorphs. These rocks are partly to completely serpentinized and show pseudomorphic mesh and bastite textures developed by chlorite-serpentine-magnetite veinlets. Locally, there are mylonitized sectors (Fig. 1D) with talc-tremolite-actinolite zones in well-developed foliation.

The host felsic to intermediate subvolcanic rocks are massive, light brownish gray to dark gray, isotropic to foliated, and porphyritic rocks (Fig.1E-F). The fine-grained matrix (~100µm) is composed of quartz, alkali feldspar, plagioclase, and subordinate biotite and amphibole. Euhedral to subhedral phenocrysts of plagioclase and alkali feldspar are millimeter-scale (1 to 2 mm). In intensely deformed rocks, high content of hydrothermal biotite and titanite is observed, defining the mylonitic foliation (S_{n+1}) and is accompanied by crystal stretching and comminution. These subvolcanic rocks are crosscut by light gray granitic and pegmatitic apophyses with graphic texture associated with sodic (albite) alteration, actinolite and biotite-titanite fronts.

Inequigranular to porphyritic granodiorites to monzogranites are light pinkish gray, isotropic, composed of plagioclase (40-45%), quartz (20%), alkali feldspar (up to 15%), and minor biotite (up to 10 %), chlorite (2%), magnetite (1%), and sericite alteration (Fig. 1G) Pegmatite intrusions are white, light pink, coarse-grained rocks with plagioclase (30%), recrystallized quartz (30%), microcline or orthoclase (20%), and accessory biotite (10%), chlorite (5%), and amphibole (5%) (Fig.1H). Both granite and pegmatite intrusions crosscut the foliated granodiorite and mafic-ultramafic rocks. These rocks are commonly associated with late albite and potassic-iron (K-feldspar, biotite, hematite) alterations, carbonate-epidote-hematite veins and chalcopyrite veinlets (Fig. 1G).

Hydrothermal alteration is developed especially on granitic rocks and occurs on S_n and S_{n+1} foliation planes, mainly in fronts of selective and pervasive alteration that increase in intensity towards shear zones, often accompanied by crystal stretching, folding and deformation. The hydrothermal system is characterized by an early sodic alteration (albite I) (Fig. 1A), followed by sodic-calcic (albite-actinolite-apatite), potassic (biotite I-K-feldspar I) (Fig. 1K-L), calcic-iron (actinolite-magnetite-apatite), and potassic-iron (biotite II-magnetite) (Fig. 1M-N) or biotite-chlorite-magnetite-apatite (Fig. 1O-P) alteration. In ultramafic and mafic rocks, assemblages rich in talc-serpentine-magnetite±actinolite-apatite in a mesh or bastite fabric (Fig. 1C) obliterate the initial texture and composition of the rocks and are followed by biotite-actinolite-apatite, biotite-chlorite, and actinolite-magnetite-apatite (Ca-Fe) alteration zones.

The copper mineralization is mainly formed by disseminated chalcopyrite crystals, vein, massive, and ore breccias zones (Fig. 1I). Chalcopyrite (I) is associated with magnetite-rich rocks and occurs in strings controlled by the mylonite foliation (Fig. 1I) defined by actinolite, biotite, and chlorite stretching and folding (Fig. 1Q-R). Pyrite, pentlandite, molybdenite, and pyrrhotite are associated with these copper-rich zones. Pyrrhotite is the main sulfide in altered mafic-ultramafic rocks (Fig. 1J), mainly associated with actinolite-magnetite, pyrite, chalcopyrite (I), pentlandite and sphalerite. Chalcopyrite (II) also occurs in late carbonate-epidote-hematite and potassic-iron (K-feldspar-biotite-hematite) veins.

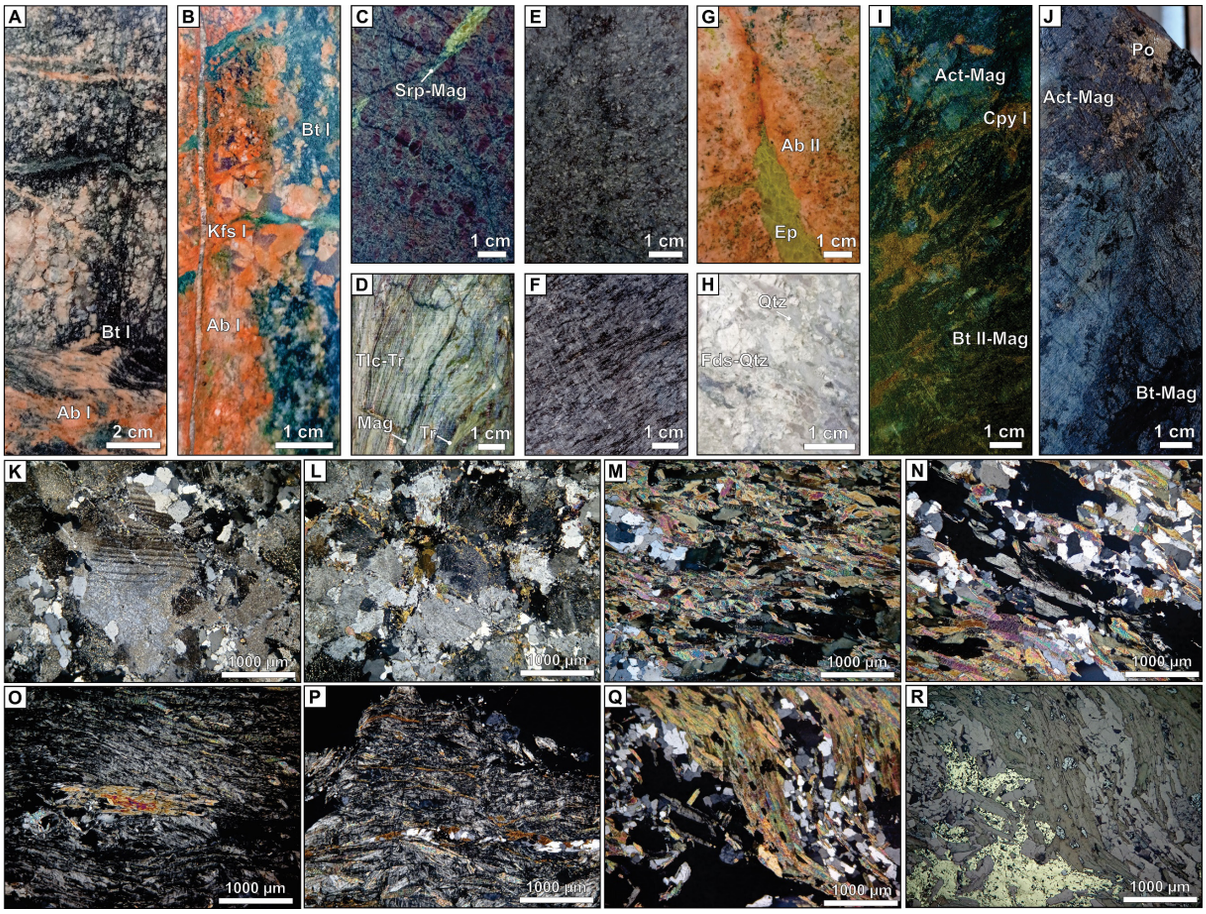


Figure 1. Petrographic features of the main host rocks, hydrothermal alteration and mineralization of the Jaguar Norte deposit. A-B: sodic and potassic alteration in foliated granodiorite. C-D: altered ultramafic rocks. E-F: isotropic to foliated subvolcanic rocks. G-H: inequigranular granite and pegmatite intrusions. I: chalcopyrite (I) along mylonitic foliation. J: pyrrhotite-magnetite in altered ultramafic rock. K-L: potassic alteration (orthoclase-biotite). M-N: iron-potassic alteration. O-P: chlorite-magnetite-apatite alteration. Q-R: chalcopyrite (I) in stretched and folded biotite hinge.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The host rocks of the Jaguar Norte deposit are altered by sodic, sodic-calcic, potassic, calcic-iron, potassic-iron or biotite-chlorite-magnetite hydrothermal assemblages that occur along foliation (S_n and S_{n+1}), mainly controlled by ductile deformation, and that obliterate the initial texture and composition of the rocks. The ore is essentially composed of chalcopyrite (I) (pyrite-pentlandite-molybdenite-pyrrhotite) and pyrrhotite (pyrite-chalcopyrite-pentlandite-

sphalerite) breccias and veins in mylonite foliation. Late mineralization with chalcopyrite (II) is associated with brittle veins and breccias that crosscut previous alteration stages. The location of ore zones along the intersection between the Canaã shear system and the McCandless fault likely provided extensive fluid percolation during the hydrothermal system development.

Although both tonalite-granite intrusions and subvolcanic rocks have preserved igneous paragenesis and texture, they exhibit weakly to intense spaced foliation (S_n) with evidence of dynamic recrystallization. Pegmatite and inequigranular granite are much less deformed, but can show incipient crystal orientation and recrystallization. Intense deformation is associated with parallel to anastomosed continuous mylonitic foliation (S_{n+1}) with dynamic recrystallization and deformation (e.g., folding, stretching, kinking, twin tapering and bent, crystal comminution). The mylonitic foliation (S_{n+1}) forms a network of heterogeneous ductile shear domains likely associated with the development of the Canaã shear system.

Field relationships and petrographic evidence demonstrate that the Jaguar Norte deposit is marked by a complex hydrothermal and deformation evolution. The association with deep regional fault system, the structural control on hydrothermal alteration and ore zones, the intense Fe and Fe-Mg (chlorite) enrichment and alkali metasomatism are similar features to the Carajás IOCG deposits. Copper-nickel mineralization in the Jaguar Norte deposit is closely associated with magnetite-apatite-rich breccias, suggesting that it may represent a Ni-rich IOCG. This deposit also exhibits hydrothermal and geological features similar to the Jaguar hydrothermal Ni deposit (Ferreira Filho et al. 2021)

Acknowledgements

We are grateful to Vale S.A. mining company for their unceasing support. This research is funded by Vale S.A. due to a collaborative project (ADIMB/Vale S.A/Universities). We also would like to thank CAPES for providing a PhD Scholarship (88887.609887/2021-00) to the first author.

REFERENCES

Ferreira Filho C.F., Cançado F., Correa C., Macambira E.M.B., Junqueira-Brod T.C., Siepierski L. 2007. Mineralizações estratiformes de PGE-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. *In*: Rosa-Costa L.T., Klein E.L., Viglio E.P. (eds.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG-Núcleo Norte, Belém, p. 1-14.

Ferreira Filho, C.F.; Oliveira, M.M.F.; Mansur, E.T.; Rosa, W.D. 2021. The Jaguar hydrothermal nickel sulfide deposit: Evidence for a nickel-rich member of IOCG-type deposits in the Carajás Mineral Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **111:** 103501.

Macambira, E.M.B.; Ferreira Filho, C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máficoultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté - sudeste do Pará. *In*: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (eds.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, p. 105-114.

Moreto C.P.N.; Monteiro L.V.S.; Xavier R.P.; Creaser R.A., DuFrane S.A., Tassinari C.C.G.; Sato K.; Kemp A.I.S., Amaral W.S. 2015a. Neoarchean and Paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb geochronological evidence. *Economic Geology*, **110:** 809-835.

Moreto C.P.N.; Monteiro L.V.S.; Xavier R.P.; Creaser R.A.; DuFrane A., Melo G.H.C.; Silva M.A.D.; Tassinari C.C.G.; Sato K. 2015b. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper-gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, **50:** 517-546.

Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. *In*: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., (eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas e SIG*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 4, p. 169-226.

Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., Moreto, C. P. N., Pestilho, A. L. S., Melo, G. D., Silva, M. D., Silva, F. E. 2012. The iron oxide copper-gold systems of the Carajás mineral province, Brazil. *Society of Economic Geologists*, **16:** 433-453.

THE 2.86 Ga HADES AND HADES NORDESTE COPPER DEPOSITS, SW CARAJÁS: IMPLICATIONS FOR THE MESOARCHEAN DEFORMATION-MINERALIZATION PROCESSES

Laryssa de Sousa Carneiro[1]; Carolina P. N. Moreto[1]; Lena V. S. Monteiro[2]; Marco A. Delinardo da Silva[3]; Gustavo H. C. Melo[4]; Roberto P. Xavier[1,5]; Ezequiel Pozocco[6]; Juliana Araujo[6]; Ivandro Schoenherr[6]; Gustavo Diniz Oliveira[6]; Fernando M. V. Matos[7]; Robert A. Creaser[8]

[1]University of Campinas - UNICAMP; [2]University of São Paulo - USP; [3]Federal University of Uberlândia – UFU; [4]Federal University of Ouro Preto - UFOP; [5]Agency for the Development and Innovation of the Brazilian Mineral Sector - ADIMB; [6]VALE S.A.; [7]SERVIGEO Geologia e Geofísica LTDA; [8]University of Alberta

laryssa.s.carneiro@gmail.com; cmoreto@unicamp.br; lena.monteiro@usp.br; marco.delinardo@ufu.br; gustavo.melo@ufop.edu.br; robxav@unicamp.br; ezequiel.pozocco@vale.com; juliana.araujo@vale.com; ivandro.prado@vale.com; gustavo.diniz.oliveira@vale.com; fmartins5@hotmail.com; rcreaser@ualberta.ca

ABSTRACT

The Hades and Hades Nordeste deposits are situated in the southwestern sector of the Carajás Domain, along a WNW-ESE regional shear system correlated to the Canaã Shear Zone. The deposits are hosted by metagranodiorite, amphibolite and actinolite-tremolite schists that are intersected by basalts, andesitic basalts and rhyolites. In both deposits, an early alkaline (orthoclase-albite) alteration was followed by a venular calcic assemblage (epidote I-actinolite±apatite±titanite±calcite) with alkaline halos, commonly related to subordinate mineralization (chalcopyrite I-pyrite I-magnetite-galena I-pentlandite). An extensive chlorite-quartz-rich alteration was associated with quartz recrystallization linked to foliation (S_{n+1}) development. The latter was related to the main ore stage represented by chalcopyrite II-bearing breccias of ca. 2.86 Ga age (Re-Os in molybdenite). The reported mineralization age is coeval to a regional deformation event related to the collision between Rio Maria and Carajás domains. This is the oldest copper mineralizing event ever registered in the Amazonian Craton. A younger hydrothermal system, likely Paleoproterozoic (1.8 Ga) in age, is registered by strong potassic, propylitic and sericitic alteration that crosscut host rocks and overprints previous alteration stages. This system is not accompanied by expressive sulfide mineralization and has similarities with the magmatic-hydrothermal event described at the Iriri-Xingu Domain, correlated to the Uatumã SLIP.

PALAVRAS-CHAVE: Mesoarchean; Hydrothermal alteration; Carajás Province.

INTRODUCTION

In the last decades, the discovery of important world-class mineral deposits in the Carajás Province attracted research that contributed to the ore formation understanding and its relationship with magmatic, metamorphic, and deformation events and crustal evolution of the province. The Hades and Hades Nordeste deposits, which belong to Vale S.A. company, are located in the westernmost sector of the Carajás Domain, an area that lacks detailed and

integrated geological and metallogenetic information, hampering the understanding of its geological and hydrothermal evolution. The geological units of the region, which is close to the Iriri-Xingu Domain (Central Amazonian Province), are represented by a Mesoarchean granite-gneiss association and by a metavolcanosedimentary and banded iron formation succession of the São Félix Group (Macambira and Vale 1997; Avelar et al. 1999). The mafic and ultramafic lithotypes of the Cateté Intrusive Suite and the Paleoproterozoic volcanic rocks of the Sobreiro and Santa Rosa formations crosscut the previous units (Macambira and Ferreira Filho 2002; Juliani and Fernandes 2010).

This study provides geological and geochronological data for the Hades and Hades Nordeste deposits in order to characterize the hydrothermal alteration patterns and mineralization styles. This work brings new information regarding the association between Mesoarchaean deformation and copper mineralization in the extreme southwest sector of the Carajás Domain.

MATERIAL AND METHODS

The geological characterization of the deposits was based on detailed macroscopic and petrographic core descriptions of four drill holes belonging to Vale S.A. company (PKC HADES DH00001/DH00012; PKC HADES NE DH00001/DH00002) and of samples collected on a regional geological survey. Representative samples were chosen for optical microscopic analysis (n = 75), performed at the Institute of Geosciences, University of Campinas (IG-UNICAMP). Two samples were selected for in situ U-Pb titanite dating in the host foliated metagranodiorite. The isotopic analyses were carried out on a Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) at the Isotopic Geology Laboratory of the IG-UNICAMP. Molybdenite grains from ore samples were separated for Re-Os dating at the Canadian Centre for Isotopic Microanalysis, University of Alberta (Canada) by N-TIMS (Negative Thermal Ionization Mass Spectrometry) using a ThermoScientific Triton instrument.

RESULTS

The Hades and Hades Nordeste deposits (~6 km apart) are located at the extreme western sector of a WNW-ESE regional shear system nearly 20 km long (possibly correlated to the Canaã Shear Zone) and are hosted by metagranodiorite, and alternating amphibolite and actinolite-tremolite schist. Undeformed basalts, andesitic basalts and rhyolites intersect this sequence.

Foliated metagranodiorite (Fig. 1A) is medium- to coarse-grained (500 μm to 4 mm) light gray or brownish pink, composed of plagioclase (40-50%), quartz (15-25%), K-feldspar (5-15%; orthoclase and microcline), and accessory titanite, zircon, apatite, monazite, and hornblende, with hydrothermal chlorite (up to 10 %), sericite (up to 10%), and epidote (up to 5%). Feldspar and quartz crystals show interlobate boundaries and incipiently to well-defined grain orientation. In intensely deformed samples, incipient and spaced foliation (S_n) is defined by chlorite stretching and orientation, quartz ribbon, and minor feldspar subgrains orientation. These foliated rocks show feldspar porphyroblasts with tails (recrystallized crystals or chlorite alteration veins and fronts), core-and-mantle structure, tapering and bent twin planes. Quartz crystals have undulose extinction with subgrain development.

The amphibolite is dark green, fine- to medium-grained, has netamoblastic to polygonal granoblastic texture and roughly parallel spaced to continuous foliation planes (S_n; Fig. 1B). This rock is mainly composed of hornblende (40-70%, mainly altered to actinolite), plagioclase (25-35%), quartz (up to 10%), with accessory ilmenite (5%), magnetite (5%), sulfides (3%), and titanite (2%). The metamorphic minerals align with the dominant foliation/banding planes (S_n). Banding is defined by leucocratic millimeter-scale with small-sized (250-500 µm) plagioclase, hornblende, and minor quartz crystals, alternating with melanocratic layers with medium-sized hornblende (~450 µm to 2 mm). Amphibole-rich schist is formed by actinolite-tremolite (up to 70%) with accessory plagioclase (20%), chlorite (up to 10%), chromite and sulfides along a continuous and anastomosed foliation plane (S_n).

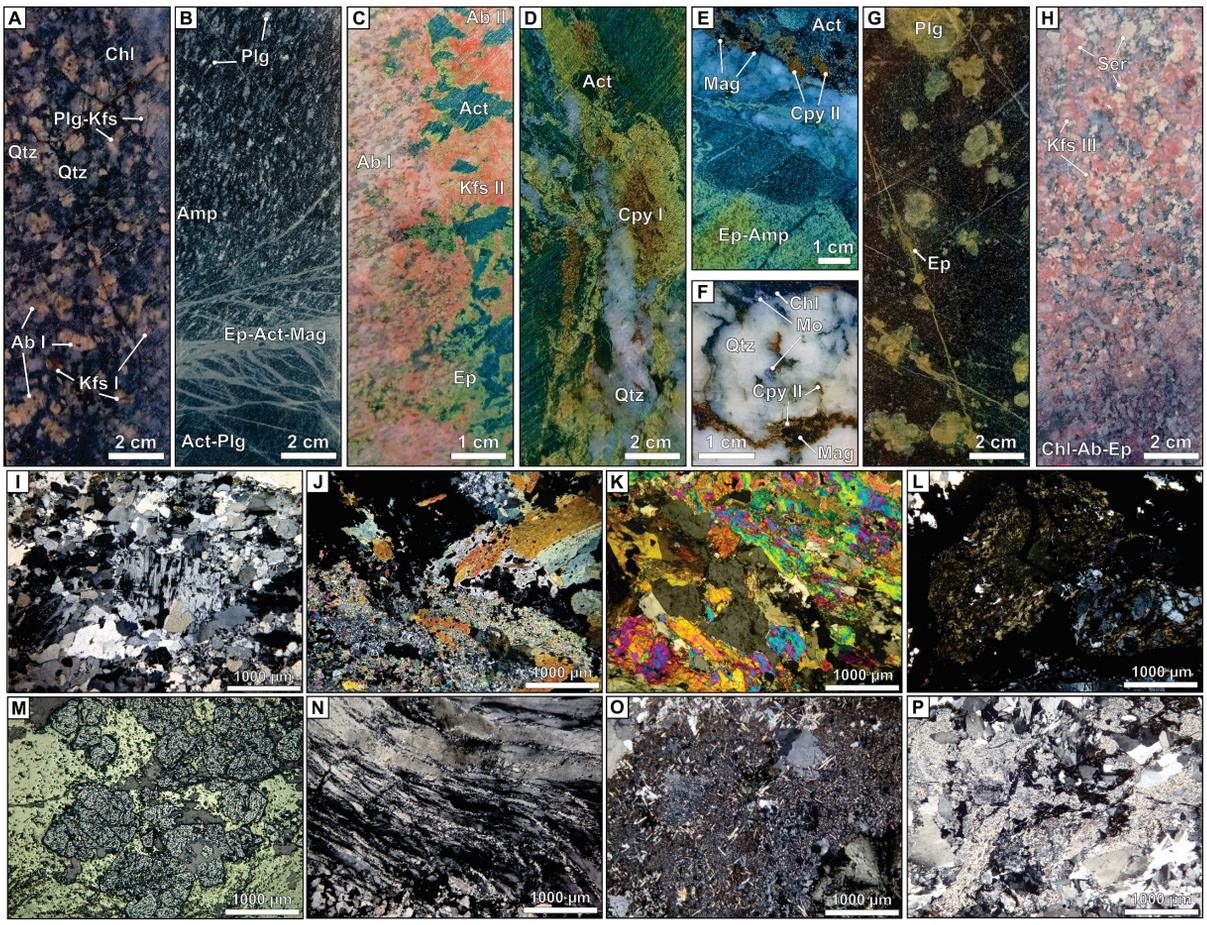


Figure 1. Macroscopic and petrographic features of the main host rocks, hydrothermal alteration and mineralization of the Hades and Hades Nordeste deposits. A: Altered metagranodiorite (Hades Nordeste). B: Foliated amphibolite (Hades Nordeste). C-D: actinolite-epidote veins with alkaline halos (Hades). E: Actinolite-epidote mineralized vein (Hades Nordeste). F: Main mineralization related to chlorite-magnetite breccia (Hades Nordeste). G: Porphyritic basalt (Hades). I: Potassic and sericire alteration (Hades Nordeste). I: Hydrothermal albite I (Hades). J: Actinolite-epidote-magnteite vein (Hades Nordeste). K: Apatite in epidote-actinolite vein (Hades). L-M: Ore breccia (Hades). N: Deformed quartz crystals in ore breccia (Hades Nordeste). O: Late potassic alteration (Hades Nordeste). P: Sericite alteration (Hades Nordeste).

The volcanic rocks, which do not host copper mineralization and the associated hydrothermal alterations, are massive, light green to brownish gray, isotropic, aphanitic, aphyric to porphyritic (Fig. 1G). The basalt and andesite basalt have a fine-grained matrix (up to 100 µm) composed of

pyroxene, plagioclase, and subordinate amphibole. Porphyritic samples have altered subhedral plagioclase phenocrysts (up to 1 cm). Phenocrysts of quartz and plagioclase and calcite or quartz amygdales are millimeter-scale (1 to 3 mm). The porphyritic rhyolite shows a holocrystalline matrix, plagioclase phenocrysts, amygdales filled with pyrite, and epidote-quartz veins.

At the Hades deposit, pervasive sodic (albite I) and potassic (microcline I) hydrothermal alteration prevail. The hydrothermal albite I shows chessboard twinning (Fig. 1I) and occurs in igneous feldspar rims. The potassic alteration is marked by microcline I formed at the mineral interstices. These initial hydrothermal alteration stages are followed by actinolite-epidote I (±apatite±titanite±calcite) veins associated with albite II-microcline II-orthoclase halos (Fig. 1C, K). The epidote-actinolite assemblage occurs in irregular veins that may be related to minor and initial mineralization (chalcopyrite I-pyrite I-galena I-pentlandite±magnetite; Fig. D).

The Hades Nordeste exhibits an extensive sodic (albite I) followed by sodic-calcic alteration (actinolite I-scapolite) and calcic-iron veins (actinolite II-epidote I-quartz-magnetite I±calcite±scapolite), which are associated with alkaline (albite-orthoclase) halos and mineralized veins (chalcopyrite I-magnetite I-pyrite I-molybdenite I-galena) (Fig. 1E, J)

These alteration stages are crosscut by a chlorite±calcite assemblage related to the main ore stage. The latter at the Hades deposit is represented by the chalcopyrite II-pyrite II-galena II-molybdenite assemblage related to chlorite-quartz±apatite±titanite±calcite±epidote fronts (Fig. 1L-M). At the Hades Nordeste deposit, the mineralization occurs as chalcopyrite II-pyrite II-magnetite II-molybdenite II veins, stockwork and breccias with chlorite-epidote-quartz±calcite, biotite-chlorite-quartz±calcite (Fig. 1F), and stilpnomelane-biotite-chlorite-quartz±calcite assemblages. The ore breccias in both Hades and Hades Nordeste exhibit strong evidence of dynamic recrystallization (i.e., quartz ribbon, subgrain formation, stretching, and folding; Fig. 1N). Chalcopyrite occurs especially along the foliation (S_{n+1}) defined by the preferential chlorite orientation and quartz stretching (Fig. 1N). Molybdenite (Re-Os) model ages of 2869 ± 12 Ma were obtained for crystals in ore breccias of the Hades Nordeste deposit.

Late alteration is represented by potassic (K-feldspar; Fig. 1 H, O), propylitic (chlorite-epidote-albite±titanite) and sericite (Fig. 1H, P) alteration affecting both metagranodiorite and volcanic rocks. In addition, late epithermal veins with open space-filling and comb textures crosscut especially Paleoproterozoic volcanic rocks (rhyolite, basalt, andesite basalt), and are filled by quartz (eventually bladed), calcite, fluorite, K-feldspar and epidote.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Regional geology and petrographic evidence demonstrate that Hades and Hades Nordeste deposits record a protracted evolution and a complex hydrothermal history, likely related to multistage hydrothermal events. In both deposits, the copper ore is hosted by Mesoarchean deformed and foliated rocks. Hydrothermal minerals form along S_n and S_{n+1} foliation planes, adjacent to metamorphic minerals. Ore styles varies from granular crystals and massive aggregates to breccias filling intracrystalline spaces, and mineral cleavages or fractures. Molybdenite associated with chalcopyrite-bearing breccias interpreted as the main mineralizing event yields Mesoarchean age (ca. 2.86 Ga) and is the oldest copper mineralizing event ever registered in the Amazonian Craton. This mineralization appears to be coeval with a deformation event, associated with stretching, folding and mineral recrystallization and with a well-defined chlorite-calcite foliation (S_{n+1}).

The hydrothermal succession in both deposits is characterized by an early alkaline (orthoclase-albite) alteration followed by a calcium-rich (epidote-actinolite±apatite±titanite± calcite) venular assemblage with alkaline halos, commonly related to minor mineralization (chalcopyrite-pyrite-magnetite-galena-pentlandite). An extensive chlorite-quartz-rich alteration is associated with quartz recrystallization and foliation development (S_{n+1}) related to the main ore stage represented by chalcopyrite (pyrite-galena-molybdenite) breccias. A second hydrothermal system is evidenced by the occurrence of strong potassic, propylitic and sericitic alteration that crosscut host rocks and previous alteration stages. These late alterations are associated with brittle and discontinuous veins and breccias in volcanic and granitic rocks, with open-space filling and comb textures. This alteration system resembles a Paleoproterozoic magmatic-hydrothermal system (ca. 1.8 Ga) correlated to the Uatumã SLIP, well-described at the Iriri-Xingu Domain of the Central Amazon Province.

Foliation (S_{n+1}) and evidence of dynamic recrystallization due to shearing in ore breccias likely indicate a structurally controlled mineralization. The molybdenite ages may represent that the chalcopyrite-bearing breccias are coeval with a regional deformation event at late Mesoarchean (3.0-2.8 Ga; Araújo and Maia, 1991; Holdsworth and Pinheiro, 2000) related to the collision between the Rio Maria and Carajás domains (Silva et al. 2018; Marangoanha et al. 2019; Silva et al. 2021).

Acknowledgements

We are grateful to Vale S.A. mining company for their unceasing support. This research is funded by Vale S.A. company in the scope of a collaborative project between Vale/ ADIMB/Universities. We also would like to thank CAPES for providing a Ph.D. Scholarship (88887.609887/2021-00) to the first author.

REFERENCES

Avelar, V. G., Lafon J.M., Correia, F. C. Jr, Macambira B.E.M. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29:** 453-460.

Juliani, C., Fernandes, C.M.D. 2010. Well-preserved late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **191:** 167-179.

Macambira, E.M.B. & Ferreira Filho, C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté - sudeste do Pará. *In*: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (eds.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, p. 105-114.

Macambira, E.M.B. & Vale, A.G. 1997. *São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000*. Texto Explicativo. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 344 p.

Marangoanha, B., Oliveira, D.C., Dall'Agnol, R. 2019. The Archean granulite-enderbite complex of the northern Carajás province, Amazonian craton (Brazil): Origin and implications for crustal growth and cratonization. *Lithos*, **350-351:** 105275

Silva, L.R., de Oliveira, D.C., dos Santos, M.N.S., 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás Province (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **82:** 33–61.

Silva, M.A.D.D., Monteiro, L.V.S., Santos, T.J.S.D., Moreto, C.P.N., Sousa, S.D., Faustinoni, J.M., Melo, G.H.C.; Xavier, R.P.; Toledo, B.A. 2021. Mesoarchean migmatites of the Carajás Province: From intra-arc melting to collision: *Lithos*, **388:** 106078.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS LITOLOGIAS ASSOCIADAS À MINERALIZAÇÃO DE FERRO EM *GREENSTONE BELTS* – SUDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Luana Camila Silva-Silva[1,2]; Williamy Queiroz Felix[1,2]; Jean Ricardo Mesquita Machado[1,2]; Caio Augusto Ferrari Libaneo[3]; Bruno Daconti[4]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica; [3]Libaneo & Libaneo; [4]PST Holding

luana.silva@ig.ufpa.br; williamy@ufpa.br; jrm.machado88@gmail.com; caio@libaneoelibaneo.com.br; bruno.daconti@pstholding.com.br

RESUMO

As sequências greenstone belts são frequentemente estudadas pela associação a processos de mineralização. No Domínio Rio Maria da Província Carajás, o Grupo Andorinhas abriga as formações Babaçu e Lagoa Seca que possuem garimpos instalados ligados à extração de ouro (garimpos Mamão e Babaçu). Esta região está localizada nas imediações do município de Floresta do Araguaia e possui poucos trabalhos de caracterização cartográfica e petrográfica. Neste estudo, foi realizado um mapeamento em escala de detalhe que permitiu identificar a ocorrência de minério de ferro (hematitito) associado a formações ferríferas bandadas (BIFs), que ocorrem interdigitadas com micaxistos, formando lentes ou camadas tabulares contidas nos mesmos. O enriquecimento em ferro provavelmente foi produto de alterações hidrotermais relacionas a eventos tectônicos regionais, onde houve a concentração de magnetitito em zonas de charneiras de dobras (zonas de menor pressão), posteriormente transformados em hematititos.

PALAVRAS-CHAVE: Greenstone belts; BIFs; hematitito; Província Carajás.

INTRODUÇÃO

A região de Floresta do Araguaia está localizada geograficamente no sul-sudeste do Estado do Pará (Figura 1a), e geologicamente na porção sudeste do Domínio Rio Maria (DRM) da Província Carajás (PC; Oliveira *et al.,* 2022) do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981). A PC é reconhecida mundialmente pelo seu potencial metalogenético e a área em questão inclui sequências mesoarqueanas de Greenstone Belts do Grupo Andorinhas (Santos-Silva et al., 2021), cujas **formações Babaçu** e **Lagoa Seca** (DOCEGEO 1988; Santos e Pena Filho 2000; Souza *et al.,* 2001) registram a ocorrência formações ferríferas bandadas (BIFs) intercaladas com xistos, metacherts e alterações hidrotermais (potassificação, carbonatação, sericitização, propilitização, silicificação e sulfetação) associadas à mineralização de ouro, a exemplo dos garimpos do Mamão e Babaçu. Na área também ocorrem coberturas sedimentares paleoproterozóicas representadas pelos **grupos Rio Fresco** e **Gemaque** (Santos e Pena Filho 2000) formadas durante o Sideriano. O presente estudo busca trazer dados de mapeamento geológico em detalhe com a individualização das principais unidades encontradas, bem como a descrição petrográfica de cada uma delas e registro de ocorrência minerais.

RESULTADOS

Geologia e Petrografia

O cenário geológico descrito na região e Floresta do Araguaia (Figura 1b) inclui as coberturas sedimentares dos **grupos Rio Fresco** e **Gemaque, que** perfaz cerca de 67% da área mapeada, predominante na porção oeste e nordeste, e correspondem majoritariamente a quartzitos. As litologias identificadas relacionadas às sequências greenstones correspondem a **Xistos, BIFs, Hematititos** e **Cangas detríticas**. A área ainda apresenta a ocorrência de brechas e é cortada por diques. Os diques são um conjunto de rochas subvulcânicas alinhados preferencialmente na direção E-W e NW-SE cortando as demais litologias, de composições predominantemente félsicas, como riolitos fíricos, seguidos por dacitos e, localmente, basaltos.

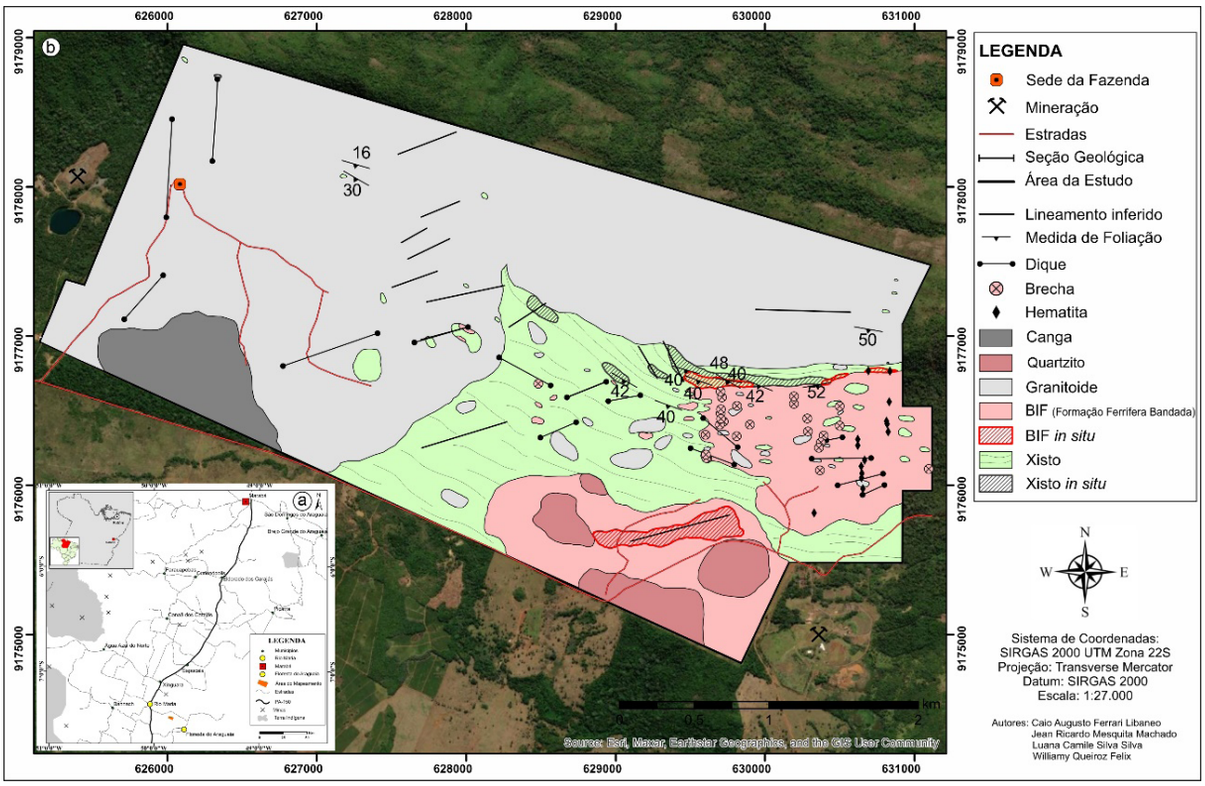


Figura 1. Mapas da área de estudo. (A) Mapa de localização geográfica. (B) Mapa geológico da região de Floresta do Araguaia

Os Xistos e BIFs ocorrem associados formando camadas interdigitadas (Figura 2a) em que há uma predominância dos xistos (cerca de 20% da área) que abrigam os BIFs como lentes (cerca de 13% da área). Os **Xistos** (Figura 2a) são classificados como Micaxistos, possuem coloração avermelhada e um leve caráter magnético. Exibem um padrão anastomosado da foliação concordante como padrão regional, de direção preferencial E-W com inflexões para NW-SE, e mergulho de baixo ângulo (42º). A mineralogia deste litotipo compreende a biotita (25,3%), muscovita (55,3%) e quartzo (11,3%), além de minerais opacos como acessórios, representados pela goethita (8%). Possuem textura geral porfiroclástica e lepidoblástica.

Os **BIFs** podem ser encontrados tanto como blocos rolados como *in situ*, formando camadas de até 10 m. A principal característica destas rochas é o bandamento composicional, em que são alternadas camadas de sílica ou *chert* e camadas enriquecidas em ferro, geralmente compostas por e minerais opacos identificados como hematita (30%), magnetita (5,33%) e goethita secundária (4,67%). Estas camadas, no geral, são bem paralelizadas entre si, mas também podem ocorrer de forma disseminada. A espessura das bandas também varia bastante (desde camadas milimétricas até camadas de 4 cm de espessura). A grande maioria das amostras coletadas possuem caráter magnético, porém nota-se que o magnetismo se intensifica próximo às zonas de fratura nas rochas, o que pode indicar que a magnetita presente seja de origem secundária.

Tendo em vista as variações petrográficas e composicionais, os BIFs foram classificados em relação ao seu conteúdo de hematita em: baixa, média e alta concentração. Os BIFs de baixa concentração (Figura 2b) possuem bandas mais espessas e maior concentração de sílica em relação à hematita, enquanto os BIFs de média concentração (Figura 2c) essa relação entre sílica e hematita é mais equilibrada. Nos BIFs de alta concentração (Figura 2d) o bandamento é milimétrico e, por vezes não aparente, onde é frequente o aparecimento de dobras do tipo "S", em bainha e em "M" (Figuras 2e). O enriquecimento do ferro se dá neste sentido, onde a hematita concentrada é encontrada como lentes contidas no xisto. A porção do extremo leste da área é onde há maior ocorrência de blocos de hematita concentrada (Figura 2f) e que pode ser encontrada *in situ* no topo da serra a partir de 500 m de altitude.

Os Hematititos são compostos por 97% de minerais opacos e apenas 3% de quartzo modal, encontrado nos espaços intergranulares dos cristais de hematita. Dentre os minerais opacos destaca-se a hematita (82,3%), magnetita (8,7%) e goethita (6%). A hematita ocorre como cristais hipidiomórficos a alotriomórficos menores que 0,5 mm. A magnetita pode ser encontrada tanto na sua forma primária, formando cristais hipidiomórficos de até 0,06 mm, quanto secundária, como pequenos filetes nos cristais de hematita a partir de processos de martitização. Também ocorre a alteração de magnetita para goethita (Figura 2g).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

De maneira geral, é possível definir dois eventos geológicos que contribuíram de maneira significativa para a evolução da área de estudo. O primeiro evento é relativo às unidades mais antigas da região que podem ser relacionadas às rochas Mesoarqueanas (~2.98 Ga) das sequências *Greenstone Belts* das formações Babaçu e Lagoa Seca (Vasquez *et al*., 2008), e que correspondem aos xistos e BIFs associados. Nesta sequência houve o enriquecimento em ferro das litologias, provavelmente oriundo de processos hidrotermais associados a um evento deformacional. A origem do minério de ferro (hematitito) provavelmente é derivada do hidrotermalismo associado ao tectonismo, gerando corpos de magnetitito em zonas de charneira de dobras e posteriormente a transformação destes magnetititos em magnetititos+hematititos e depois em hematititos. Tais transformações ocorreram tanto por processos tardios de hidrotermalização quanto por supergênese, transformando as magnetitas em kenomagnetitas, depois em maghemitas e posteriormente em hematitas, e que aparentemente são tabulares. O último evento é o mais jovem, marcado pela colocação dos diques paleoproterozóicos (1.88 Ga) ligados ao magmatismo anorogênico da suíte Jamon (Dall'Agnol *et al.,* 1999; Oliveira et al., 2009) que cortam as demais unidades e podemestar relacionados à formação das brechas hidráulicas contendo fragmentos de BIFs.



Figura 2. Princpais aspectos das litologias estudas. a) xisto com camadas de BIF; b) BIF baixa conconcentração; c) BIF média concentração; d) BIF alta concentração; e) dobras no BI; f) aspecto mesocopico do hamtitito; g) alteração de magnetica em goetita no hematitito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**(1–2):1–29

Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos.* **46**:431–462

DOCEGEO E.D.A. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In*: 35º *Congresso Brasileiro de Geologia*, CVRD, Belém, *Anais* [...], p.10–54.

Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Barros C.E.M., Oliveira M.A. 2009. Geology, geochemistry and magmatic evolution of the Paleoproterozoic, anorogenic oxidized A-type Redenção granite of the Jamon Suite, eastern Amazon Craton, Brazil. *Canadian Mineralogist*, **47**(6):1441–1468

Oliviera, D. C., Silva, L.R., Nascimento, A.C., Marangoanha, B. (2022). Geologia regional da província mineral de carajás, sudeste do cráton amazônico: proposta litoestratigráfica e implicações para sua compartimentação tectônica. *II Congresso Amazônico de Mineração, Metalurgia e Materiais – COAMA*.

Santos, A.; Pena Filho, J.I.C. Xinguara: folha SB.22- Z-C. Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil* (PLGB).

Santos-Silva R.C., Sabóia A.M., Oliveira H.J. 2021. Projeto integração geológica-geofísicametalogenética das sequências de Greenstone Belts do Domínio Rio Maria – *Novas Fronteiras Rio Maria*. Escalas: 1.250.000–1:100.000. CPRM, Belém, pp. 274.

Souza, Z. S., Potrel, A., Lafon, J. M., Althoff, F. J., Pimentel, M. M., Dall'Agnol, R., & de Oliveira, C. G. (2001). Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian research*, **109**(3-4), 293-315.

Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas — SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Organizadores, Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

GEOCRONOLOGIA U-Pb (SHRIMP) EM ZIRCÃO EM GRANITOS DA PORÇÃO NW DA PROVÍNCIA CARAJÁS: IMPLICAÇÕES PARA O MAGMATISMO NEOARQUEANO E METALOGENIA DA REGIÃO

Luciano Castro da Silva[1], Antonia Railine da Costa Silva[1], Cíntia Maria Gaia da Silva[1], Desaix Paulo Balieiro Silva[1], Joseneusa Brilhante Rodrigues[1]

[1] Serviço Geológico do Brasil-SGB

luciano.castro@sgb.gov.br, desaix.silva@sgb.gov.br, cintia.gaia@sgb.gov.br, joseneusa.rodrigues@sgb.gov.br, antonia.costa@sgb.gov.br

RESUMO

A Província Mineral de Carajás (PMC) é uma das províncias polimetálicas mais importantes do mundo, tendo importantes jazimentos de ferro, cobre, ouro, manganês, níquel e estanho. Esta Província faz do Estado do Pará o maior produtor de minério de cobre e ouro do país e segundo produtor de minério de ferro, ficando atrás apenas do Estado de Minas Gerais. As mineralizações de cobre (2,76-2,68, 2,55 e 1,88 Ga) de Carajás foram formadas em eventos sincrônicos a geração de granitos de afinidade alcalina (2,76-2,73, 2,55 e 1,88 Ga). O registro de granitos gerados no intervalo entre 2,70-2,60 Ga não é comum, porém a obtenção de novos dados geocronológicos U-Pb na porção noroeste da Província Carajás indicam a presença de magmatismo mais jovem nessa região, representado pela Suíte Lavrado, com idade de 2,66 Ga. A granitogênese de 2,6 Ga no setor NW de Carajás indica que houve um processo tectônico amplo e contínuo responsável por esta granitogênese. A associação espacial de alguns desses corpos com zonas alteradas e mineralizadas, sugere a ocorrência de processos mineralizadores em Cu contemporâneos, tal como descrito em outras porções da província.

PALAVRAS-CHAVE: Província Carajás, Mineralização de cobre, Granito, U-Pb em zircão.

INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás contém um dos maiores e o mais antigo sistema de mineralizações do tipo IOCG do mundo (Schutesky e Oliveira, 2020). Suas maiores ocorrências estão situadas nos chamados cinturões sul e norte do cobre (Xavier *et al*., 2012; Tavares *et al.*, 2021). Os estudos metalogenéticos e geocronológicos apontam que os eventos de formação desses depósitos em Carajás se concentraram em torno de 2,76-2,68 Ga, sobretudo no cinturão sul, e ~2,55 Ga no cinturão norte, com a formação de depósitos menos expressivos em torno de ~1,88 Ga (Requia *et al*., 2003; Tallarico *et al.,* 2005; Neves, 2006; Moreto *et al*., 2015). Estes dados mostram a contemporaneidade entre a gênese dessas mineralizações e a formação de rochas graníticas de afinidade alcalina na PMC (p. ex., Suíte Planalto, Granito Velho Salobo, Suíte Serra dos Carajás).

Apesar da coincidência entre os granitos alcalinos e as mineralizações do tipo IOCG há poucos registros de formação de rochas no intervalo de 2,70-2,60 Ga. Mais recentemente, rochas formadas neste período têm sido datadas, em pequenas proporções, nos trabalhos desenvolvidos pelo SGB-CRM nas porções noroeste da PMC (região conhecida como Aquiri),

e englobadas na Suíte Lavrado (Costa *et al.,* 2016; Fraga et al., 2020). Em paralelo, a região do Aquiri tem se tornado uma nova fronteira exploratória para cobre em Carajás, com registros de diversas ocorrências, garimpos e alvos exploratórios. Tal como nos depósitos da porção leste da província, os trabalhos de cunho metalogenético desenvolvidos na região atentam para a correlação espacial com rochas graníticas, como é o no caso dos alvos de Cu (-Au) Açaí e AQW1. O depósito Açaí foi descrito por Fernandes (2020) como um *skarn* de cobre, com gênese ligada à sistema magmático-hidrotermal. Já no depósito AQW1 Silva *et al.* (2023; *mesmo evento*) descreve uma associação espacial e temporal entre mineralização do tipo IOCG e corpos graníticos de 2,65 Ga.

O Projeto Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás, do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), vem desenvolvendo trabalhos de mapeamento geológico na escala 1:100.000, e estudo das ocorrências minerais nessa região. Este trabalho apresenta os resultados de datações U-Pb de granitoides da região do Aquiri (Folhas Rio Aquiri e Cabeceiras do Bacajá), coletados em regiões distantes e próximas a zonas mineralizadas em cobre, e discussões quanto às implicações desses dados no contexto estratigráfico e metalogenético da região.

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO

A porção mais antiga do Cráton Amazônico, meso a neoarqueana, considerada até então como não afetada por eventos orogenéticos mais jovens é denominada de Província Carajás (Santos, 2003). A Província Carajás compreende dois grandes domínios tectônicos: o Domínio Rio Maria, mesoarqueano (3,0-2,82 Ga), a sul e o Domínio Carajás, meso a neoarqueano (3,0-2,53 Ga), a norte (Santos, 2003*,* Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

O Domínio Rio Maria constitui um terreno granitoide-*greenstone* mesoarqueano e contém as rochas mais antigas do Cráton Amazônico (Vasquez e Rosa-Costa, 2008). Neste terreno foram reconhecidos dois períodos de geração de rochas: 3,05-2,92 Ga e 2,88-2,82 Ga (Santos, 2003*,* Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

O Domínio Carajás (DC) é formado por um embasamento mesoarqueano, representado pelo Complexo Xingu e rochas associadas que, por sua vez, é recoberto por rochas supracrustais da sucessão vulcanossedimentar do Supergrupo Itacaiúnas. Este conjunto é cortado por suítes máficas, máfico-ultramáficas e granitoides (2,76-2,73, 2,55 e 1,88 Ga), além de mineralizações de Cu (-Au) gerados no intervalo de 2,76-2,68, 2,55 e 1,88 Ga (Machado *et al.*, 1991*,* Vasquez e Rosa-Costa, 2008*,* Tavares *et al.*, 2018*,* Moreto *et al.*, 2015). A região do Aquiri está inserida no DC, e possui contexto geológico muito similar, porém sem consenso na definição das nomenclaturas das unidades litoestratigráficas (Costa *et al*., 2016; Fraga *et al.*, 2020).

MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo foi baseado em mapeamento de campo, na descrição macroscópica e petrográfica de amostras provenientes de afloramentos, e na datação U-Pb em zircão de um granito e um granodiorito. A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Análises Minerais de Belém (LAMIN-BE) do Serviço Geológico do Brasil e consistiram em etapas de britagem, moagem, peneiramento a 100-80# e bateamento para concentração de minerais pesados. Posteriormente, os grãos de zircão foram coletados manualmente com auxílio de lupa binocular. Os grãos foram

embutidos em uma resina de *epoxy* e polidos. Os dados geocronológicos foram obtidos pelo método U- Pb SHRIMP (*Sensitive High-Resolution Ion Microprobe*) em grãos de zircão. As análises foram realizadas no GEOLAB-SHRIMP da Universidade de São Paulo (USP).

RESULTADOS

Petrografia - Na área de estudo as rochas da Suíte Lavrado ocorrem como *stocks* e batólitos intrusivos nas rochas do Complexo Xingu e do Supergrupo Itacaiúnas. São, granodioritos, monzo e sienogranitos, equigranulares médio a porfiríticos, de coloração cinza a rosa, variando de isotrópicos a milonitizados (Figura 1A, B e C). Sua matriz é formada por quartzo, plagioclásio, microclina como minerais essenciais, biotita e anfibólio como fase varietal, minerais opacos, zircão, apatita, titanita e allanita como fase acessória, sericita, argilominerais, clorita e epidoto como fase secundária. Os fenocristais são de plagioclásio e microclima, de granulação grossa a muito grossa, tabulares euédricos a amendoados. Comumente estas rochas são cortadas por veios de quartzo de direção NE-SW, que formam extensos halos de silicificação, muitas vezes também contendo sulfetos (Figura 1D).

Geocronologia - Foram datadas duas amostras, pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão em granito e granodiorito da Suíte Lavrado, na região do garimpo da Liberdade. A amostra DP-225 consiste em granodiorito isotrópico (Figura 1A). Nela, apenas onze pontos tiveram as análises concluídas, porém muitos outros foram abortados devido ao alto conteúdo de Pb comum. O conteúdo de Pb comum é alto na maioria dos grãos, entre 3,98 e 10,73. Os quatro *spots* com conteúdo mais baixos de U, e localizados nos núcleos dos cristais, foram selecionados para o cálculo e a regressão forneceu o intercepto superior de 2666±78 Ma, com MSWD igual a 13. Devido aos conteúdos elevados de Pb comum e ao elevado valor de MSWD, esta idade não apresenta um alto grau de segurança. Entretanto, ressalta-se que o *spot* mais concordante (com menor conteúdo de Pb comum), apresentou idade aparente de 2656 Ma, ou seja, próxima da idade obtida na regressão. A amostra LS-138 (Figura 1B) representa granito milonitizado. Foram analisados 14 cristais de zircão sendo que 10 definiram a idade discordante de intercepto superior de 2651 ± 14 Ma, com MSWD igual a 6,6. Esta amostra não mostrou os problemas apresentados na anterior e confirmou a veracidade da primeira idade. Portanto, sugere-se que a idade de cristalização da rocha seja neoarqueana de aproximadamente 2660 Ma.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os dados obtidos reforçam a idade de 2,65-2,66 Ga para a unidade Suíte Lavrado (Costa *et al.,* 2016; Fraga et al., 2020), e a relevância enquanto evento magmático Neoarqueano na região do Aquiri, porção noroeste da PMC.

A obtenção de idades similares em amostra proveniente de halo de alteração distais a zonas mineralizadas atesta a correlação espacial desses corpos graníticos de 2,66 Ga com os processos hidrotermais relacionado à formação de minério de Cu (-Au);

As apófises graníticas descritas por Fernandes (2020) no depósito Açaí podem então, a princípio, serem associadas ao magmatismo granítico da Suíte Lavrado. Os dados de isótopos estáveis obtidos pela referida autora sugerem a participação de fluidos com assinatura magmática na formação do minério. Tal informação suscita a interpretação de que as mineralizações

cupro-auríferas na região do Aquiri podem ter associação espacial e genética com corpos da Suíte Lavrado. Datações de sulfetos e/ou minerais da paragênese de alteração no depósito Açaí, e em outros da região do Aquiri, permitirá avançar no entendimento das correlações entre mineralização e granitogênese em Carajás.

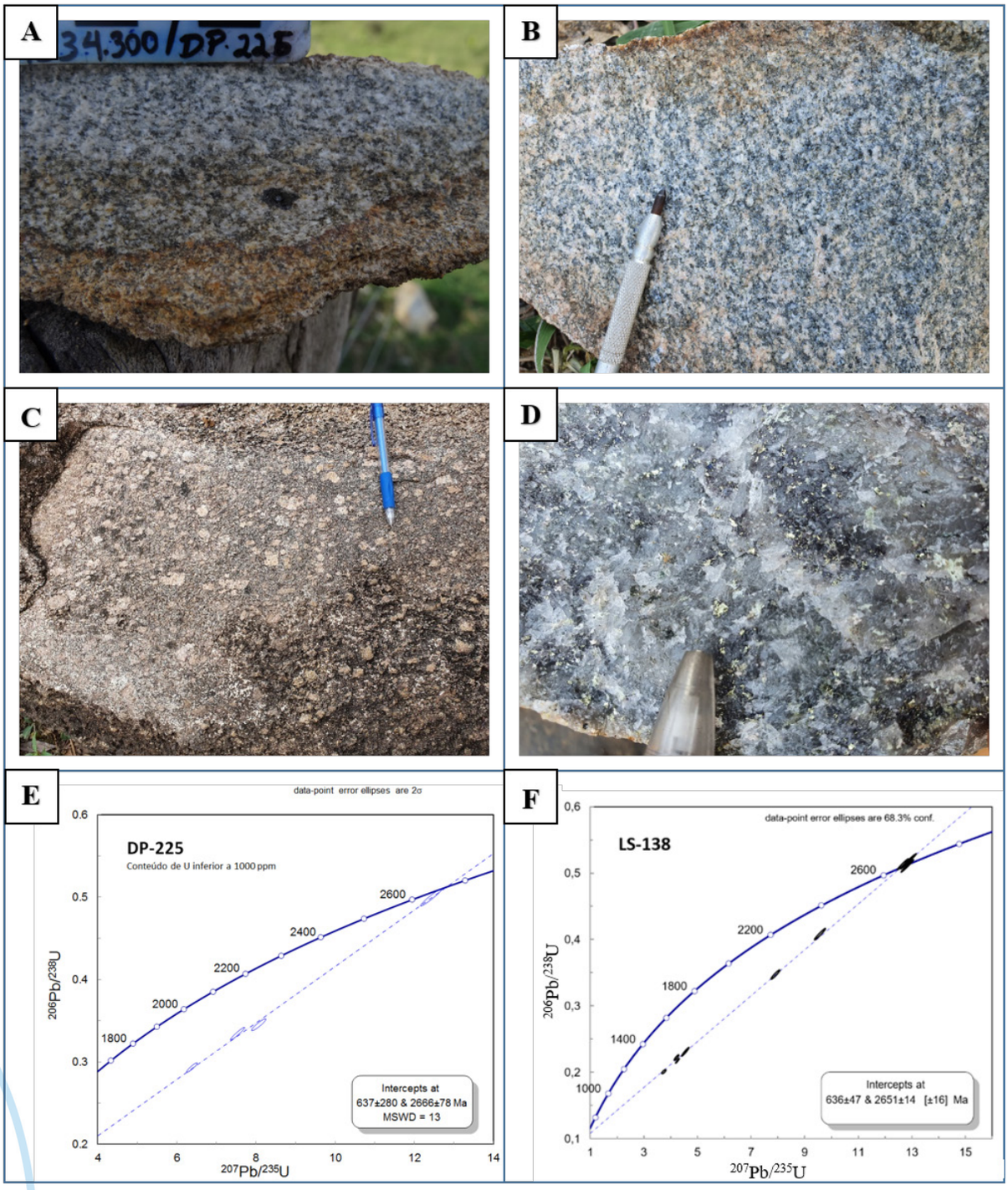


Figura 1. (A) Granodiorito isotrópico (amostra DP-225) datado em 2666 ± 78 Ma (diagrama na figura 1E). (B) Granito foliado (amostra LS-138) datado em 2651 ± 14 Ma (diagrama na figura 1F). (C) Sienogranito porfirítico da Suíte Lavrado no entorno do Alvo Açaí. (D) Veio de quartzo com sulfetos disseminados em halo de silicificação que cortam a Suíte Lavrado. (C e D) Diagramas de concórdia mostrando as idades discordantes obtidas para os granitos da Suíte Lavrado datados neste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Costa, U.A.P., Paula, R.R., Silva, D.P.B., Barbosa, J.P.O., Silva, C.M.G., Tavares, F.M., Oliveira, J.K.M., Justo, A.P. 2016. Programa Geologia do Brasil. Mapa de Integração Geológico-Geofísica da ARIM Carajás, Escala 1:250.000. CPRM, Estado do Pará.

Fernandes K.G. 2020. Potencial para sistemas cupríferos associados a sequências sedimentares clásticas e skarns no Domínio Carajás (PA): o exemplo dos depósitos Açaí e Angélica. MS Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. Campinas, 118 p.

Fraga L.M., Silva C.M.G., Silva D.P.B., Corrêa L.W.C., da Silva L.C., Costa U.A.P., Barbosa J.S.P.O., de Paula, R.R. 2020. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Setor Aquiri - ARIM Carajás. Estado do Pará. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Belém, 1 mapa colorido. Escala 1:50.000.

Machado, N., Lindenmayer, D.H., Krough, T.E., Lindenmayer, Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archeanmagmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. Precamb. Res.49:329-354.

Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Creaser, R.A., Dufrane, S.A., Melo, G.H.C., Delinardo da Silva, M.A., Tassinari, C.C.G., and Sato, K., 2015a, Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper-gold deposits of the Southern copper belt, Carajás Province, Brazil: Mineralium Deposita, v. 50, p. 517–546.

Neves, M.P. 2006. Estudos Isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do Depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. 117p

Requia, K., Stein Holly, Fontboté, L., Chiaradia, M. 2003. Re–Os and Pb–Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajás mineral province, northern Brazil. Mineralium deposita, 38: 727–738.

Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central/Geotectonics of the Guyana and Central Brazilian Shields. In: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J.H. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. CPRM, Brasil. p. 169-226.

Schutesky, M.E., Oliveira, C. From the roots to the roof: an integrated model for the Neoarchean Carajás IOCG system, Brazil Ore Geol. Rev., 127 (2020), Article 103833, 10.1016/j. oregeorev.2020.103833.

Silva, A.R.C., Oliveira, J.K.M., Lima, R.B. Tavares, F.M., Brilhante, J., Silva, C.M.G., Gaia, S.M.S., Costa, F.G. 2023 (no prelo). Estilos e timing da mineralização de cobre no depósito AQW-1, região do Aquiri (W de Carajás). 17º Simpósio de Geologia da Amazônia. Santarém-Pará.

Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositcin, N., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Rego, J.L. 2005. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia Deposit, Carajás Copper-Gold Belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of Iron-Oxide Cu-Au-(U-REE) Mineralization. Economic Geology, 100(1):7-28.

Tavares, F.M., Oliveira, J.K.M., Lima, R.B. (Orgs). 2021. Áreas de relevante interesse mineral - Província Mineral de Carajá, PA: controles críticos das mineralizações de cobre e ouro do lineamento do Cinzento – Belém: CPRM, 2021. Informe de Recursos Minerais, Série Províncias Minerais do Brasil, n. 33. 154p.

Tavares, F.M., Trouw, R.A.J., Silva, C.M.G., Justo, A.P., Oliveira, J.K.M. 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás province, amazonian craton, Brazil: revealing complex structural patterns. Journal of South American Earth Sciences, 88, 238-252.

Vasquez, M.L., Rosa-Costa L.T. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 328 p.

Xavier, R.P., Monteiro, L.V.S., Moreto, C.P.N., Pestilho, A.L.S., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D., Aires, B., Ribeiro, C., Silva, F.H.F. 2012. The iron oxide copper-gold systems of the Carajás Mineral Province, Brazil. In: "Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard Sillitoe". Special publication of the Society of Economic Geologists, v.16, p. 433-454

ATLAS GEOQUÍMICO DA REGIÃO LESTE DE CARAJÁS

Marcely Pereira Neves[1]; Michele Zorzetti Pitarello[1]

[1] Serviço Geológico Do Brasil - Sgb

marcely.neves@Sgb.gov.br; Michele.pitarello@Sgb.gov.br

RESUMO

A Província Carajás é mundialmente conhecida por sua vocação mineral, com inúmeros depósitos e ocorrências como Fe, Mn, Cu, Au, Ni, EGP e Cr. Este trabalho sintetiza os resultados dos mapeamentos geoquímicos regionais de sedimentos de corrente realizados em seis folhas em escala 1:100.000 na região de Carajás, no formato de Atlas Geoquímico. O objetivo do trabalho, além do conhecimento acerca da distribuição de metais e outros elementos no meio ambiente, é auxiliar na seleção de áreas com maior favorabilidade mineral e na identificação de unidades geológicas não mapeadas. Os dados analíticos de 1042 amostras foram tratados por estatística univariada, a partir dos dados log-transformados. Os resultados permitiram destacar aspectos importantes das características geológicas da área e da possível relação de alguns elementos com processos metalogenéticos, mostrando correlação espacial entre alguns depósitos minerais com valores anômalos de determinados elementos.

PALAVRAS-CHAVE: Província Carajás 1; Sedimento de corrente 2;

INTRODUÇÃO

O Atlas Geoquímico da Região Leste de Carajás (RLC) foi desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM e executado em conjunto pela Superintendência Regional de Belém (SUREG-BE) e a Divisão de Geoquímica (DIGEOQ). A área de estudo está localizada no estado do Pará, na região dos municípios de Marabá, Parauapebas, Canaã dos Carajás, Curionópolis, Água Azul do Norte, Sapucaia e Xinguara, totalizando 18.000 km². O Atlas é composto pelos resultados do mapeamento geoquímico de amostras de sedimento de corrente de seis folhas cartográficas na escala 1:100.000 (SB-22-X-C-VI, SB-22-Z-A-III, SB-22-Z-A-VI, SB-22-X-C-V, SB-22-Z-A-II e SB-22-Z-A-V), inseridas nos domínios tectônicos Bacajá, Carajás e Rio Maria, além de uma pequena porção do Cinturão Araguaia. O objetivo do trabalho, além do conhecimento acerca da distribuição de metais e outros elementos no meio ambiente, é também auxiliar na identificação de unidades não mapeadas e identificação de áreas de favorabilidade para ocorrências minerais. Foram confeccionados mapas de pontos e bacias para 44 elementos, gerados a partir da integração de resultados analíticos de 1042 amostras de sedimento de corrente.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados analíticos de sedimento de corrente usados na interpretação são provenientes de três projetos do SGB/CPRM, executados entre 2009 e 2013: Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil – Carajás Oriental, Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil - Área Sapucaia,

e Projeto Serra Pelada, compondo resultados de 1042 amostras. Os dados estão disponíveis para download no GeoSGB (http://geosgb.cprm.gov.br). As amostras estão distribuídas em uma densidade de cerca de 1 amostra a cada 20 km², com exceção de áreas de difícil acesso e de restrição. As amostras de sedimento de corrente foram coletadas de forma composta, a partir de 2 kg de material peneirado.

As etapas de preparação das amostras consistiram em secagem, peneiramento a 80#; quarteamento; pulverização < 150# e digestão parcial com água régia, e analisadas por ICP- MS e ICP-OES. Dessas, 498 amostras foram também analisadas pelo método *Fire Assay* (análise para Au, Pt e Pd). Os dados foram log transformados para se aproximar a estruturação de cada elemento a uma distribuição normal, melhor aplicável às técnicas de tratamento estatístico (Carranza, 2009; Filzmoser *et al*., 2009; Grunsky, 2010). A estatística utilizada foi a univariada e os resultados mostrados no formato de gráficos, mapas, sumário estatístico dos parâmetros descritivos e classificação em *background* e anomalias a partir dos *box-plots* de cada elemento. O ouro, por sua importância econômica, foi classificado de forma distinta, por apresentar menos de 30% de resultados acima do LD inferior, sendo os resultados classificados de acordo com os percentis <90%, 90-94%, 95-97%, 98% e >99%.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados mostraram 11 elementos, As, B, Ge, In, Re, S, Se, Ta, Te, Pd e Pt, com mais de 70% dos dados abaixo do limite de detecção e não foram mostrados na forma de mapa, com exceção do Au (Figura 1). A distribuição do Au apresenta duas áreas relevantes com valores acima do *background* regional. Uma próxima a região de Serra Pelada, em que ocorre a mina inativa de mesmo nome, com valores máximos de 0,7 ppm, e afloram sobre áreas mapeadas como Formação Águas Claras. E outra localizada na região sudoeste, onde diversas bacias agrupadas apresentam valores acima do percentil de 90%, mostrando um zonamento que pode indicar o sentido de sua área fonte para sul, a oeste da Mina de Au Sapucaia. Na região das bacias anômalas, não são conhecidos depósitos ou garimpos de Au, e as unidades mapeadas correspondem principalmente ao Complexo Caracol, Grupo Sapucaia, Corpo Granodiorito Água Azul, Suíte Planalto e Metagranito Boa Sorte. A área localiza-se também na divisa entre os domínios Rio Maria e Carajás, com grandes zonas de cisalhamento que podem transportar fluídos ricos em Au. Não foram encontradas anomalias de primeira ordem para outros elementos na RLC. Anomalias de segunda ordem ocorrem em 9 elementos (Ag, Ba, Bi, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, W) (Figura 2) e as de terceira ordem ocorrem em mais 28 elementos.

A análise da distribuição dos elementos permitiu observar que, na maioria dos casos, a distribuição dos teores unielementares reflete as unidades mapeadas na área, como exemplo, Hf, Nb e Zr, que parecem estar relacionados ao Corpo Granito Estrela, além de outros granitoides. Já valores elevados de Cr, Co e Ni **são bons marcadores para unidades** máficas-ultramáficas, como os complexos Luanga e Vermelho, e o Diopsídio Norito Pium. Algumas regiões anômalas não mostram essa espacialização óbvia com unidades conhecidas, o que pode sugerir corpos ainda não mapeados ou processos supergênicos específicos, servindo como guia para investigação e refinamento da cartografia.

Algumas regiões se destacam por apresentar anomalias de mais de um elemento nas mesmas bacias, muitas vezes próximo a ocorrências minerais já conhecidas como, por exemplo, anomalias de Cu, Mo e W próximas ao depósito de Cu-Au Paulo Afonso, anomalias de Au, Ag, Ba e Bi próximas à Serra Pelada e anomalias de Bi, W e Sb na região da Mina de Au orogênico Sapucaia, anomalias de Sb e W relacionados ao depósito de Cu-Au Pedra Branca e valores anômalos de Cu e Au relacionados ao depósito dos mesmos elementos do tipo IOCG Cristalino.

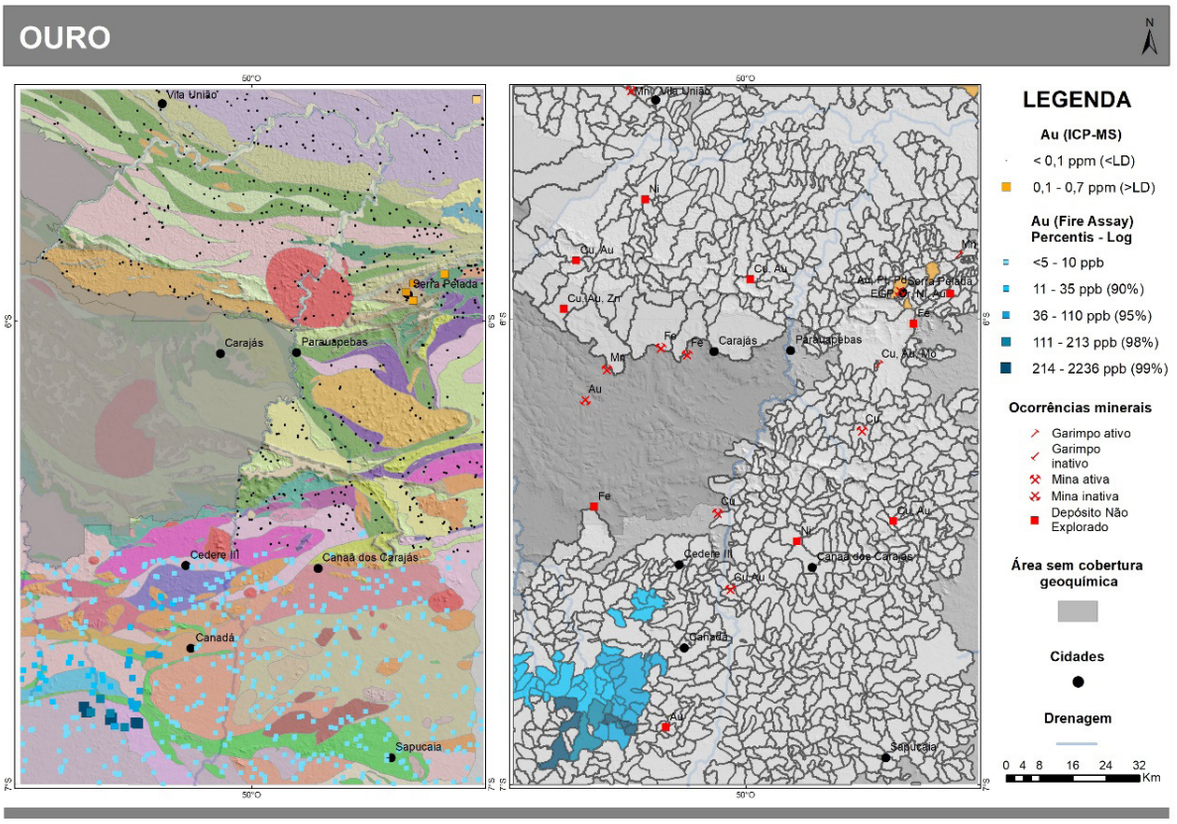


Figura 1. Distribuição de ouro em sedimento de corrente.

Anomalias sem relação com depósitos conhecidos também ocorrem na área, como, por exemplo, a norte de Canaã dos Carajás, em que anomalias de Ag, Bi, Cu e Mo ocorrem na região da Falha Carajás, sugerindo favorabilidade para depósitos polimetálicos, e a sudeste da vila Canadá, a sul da área de estudo, onde anomalias de Bi, Mo, Sb, W e Au em uma região de estruturas E-W e zonas de cisalhamento, no limite Rio Maria e Carajás, sugere uma fonte de Au na direção sul. Essas regiões favoráveis poderão ser estudadas em maior escala de detalhe no futuro para a melhor compreensão do comportamento desses elementos e talvez a descoberta de novos depósitos na região, com favorabilidade para depósitos do tipo Au orogênico e Au-metais relacionados a intrusões graníticas.

Do ponto de vista ambiental, os dados estabelecem valores de linha de base para a região, que podem ser interpretados para determinação de possíveis fontes prejudiciais à saúde e meio-ambiente, bem como servem de base para monitoramento ambiental em escala regional.

CONCLUSÕES

Este atlas divulga a distribuição espacial e estatística de diversos elementos químicos na Região Leste de Carajás e fornece algumas interpretações preliminares sobre sua correlação com processos geológicos que ocorrem na área. Posteriormente, análises mais elaboradas serão realizadas com a utilização de técnicas avançadas de análise estatística, incluindo análise multivariada. Espera-se que os dados divulgados no Atlas sejam úteis para a sociedade em geral, apoiando a tomada de decisão em diversos segmentos, como pesquisa, mineração, meio-ambiente, uso do solo e saúde humana/animal.

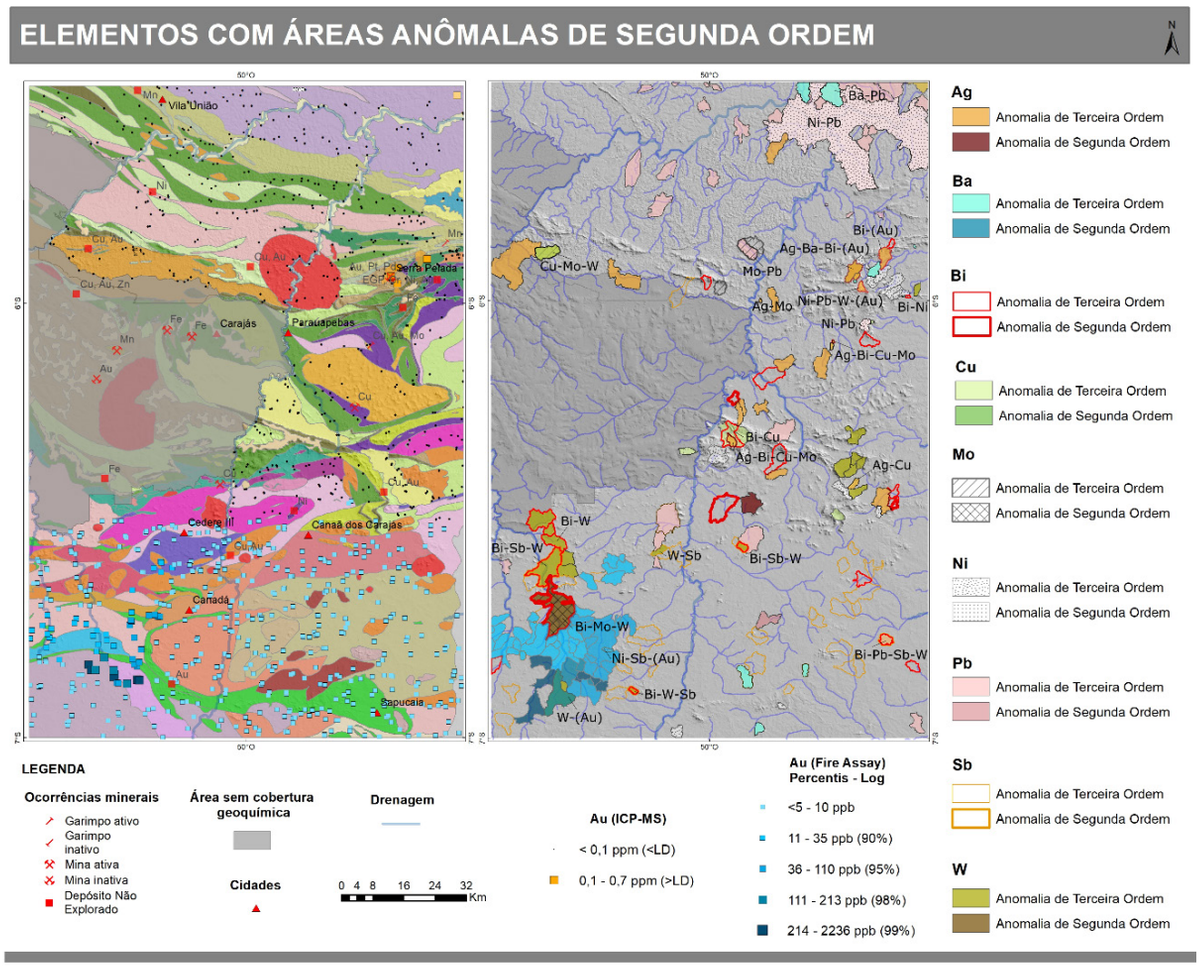


Figura 2. Localização das anomalias de elementos que apresentam anomalias de segunda ordem e sua comparação com o mapa geológico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Carranza, E. J. M. Knowledge-driven modeling of mineral prospectivity. *In*: HALE, M. (ed.) **Handbbok of exploration and environmental geochemistry**. Amsterdan: Elsevier, 2009. p. 189-247.

Filzmoser, P.; Hron, K.; Reimann, C. Univariate statistical analysis of environmental (compositional) data: problems and possibilities. Science of The Total Environment, Amsterdam, v. 407, n. 23, p. 6100-6108, Nov. 2009. DOI: https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2009.08.008.

Grunsky, E. C. The interpretation of geochemical survey data. Geochemistry Exploration and Environmental Analysis, [S.l], v. 10, n. 1, p. 27-74, Feb. 2010. DOI: https://doi.org/10.1144/1467-7873/09-210.

RESOLUÇÃO ANM N° 94/2022 – PROBLEMA REGULATÓRIO E A IMPORTÂNCIA DO SISTEMA BRASILEIRO DE RECURSOS E RESERVAS

Matheus Diniz Pinto de Morais[1]; Vinícius Pereira Calazans[1]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

matheus.dpm@hotmail.com; vinicius.calazans@discente.ufopa.edu.br

RESUMO

Desde sempre o Brasil viveu sem um sistema de recursos e reservas minerais, fato esse que acabou criando uma série de entraves no que diz respeito a utilização de termos técnicos não padronizados internacionalmente e ausência de possibilidade de utilização de Declarações Públicas de Recursos e Reservas Minerais. Diante deste cenário, a Resolução ANM n° 94/2022 veio trazer solução a estes imbróglios na mineração brasileira. Com isso, esse trabalho teve como objetivo analisar o problema regulatório em pauta e a importância da implementação do Sistema Brasileiro de Recursos e Reservas Minerais. Para tanto, foram utilizadas a norma em epígrafe, Lei n° 13.575/2017, Decreto n° 9.587/2018, Decreto n° 9.406 e demais documentos correlatos ao tema. O instrumento normativo se mostrou extremamente fundamental principalmente na normatização de termos técnicos e possibilidade da utilização de Declarações Públicas, dessa forma, trazendo uma maior transparência e segurança às partes interessadas e principalmente aos agentes econômicos.

PALAVRAS-CHAVE: Resolução ANM n° 94/2022; Recursos Minerais; Reservas Minerais; Declarações Públicas;

INTRODUÇÃO

Considerando a necessidade de regulamentação e padronização dos conceitos relacionados com à classificação dos recursos e reservas minerais alinhadas com as práticas internacionais, ainda, em observância a Lei n° 13.575 de 26 de dezembro de 2017, Decreto n° 9.587 de 27 de novembro de 2018 e Decreto n° 9.406 de 12 de junho de 2018, Lei de Criação da ANM, Decreto de Instalação da ANM e Regulamento do Código de Mineração, respectivamente, foi instruída a Resolução ANM n° 94/2022.

Assim, buscando resolver a problemática no que norteia os conceitos aplicados à classificação de Recursos e Reservas Minerais, a certificação das Declarações Públicas relacionadas com os Recursos e Reservas Minerais e o estabelecimento de regras de transição para os documentos técnicos que serão ou foram apresentados à Agência Nacional de Mineração (ANM) associados a Relatórios de Pesquisa Mineral e Planos de Aproveitamento Econômico, a Resolução trazida à baila apresenta um relevante valor regulatório.

Com isso, o trabalho em apreço tem como objetivo avaliar a problemática a ser solucionada, a importância da norma e desdobramentos da Resolução em luz, além de discorrer sobre os ganhos relacionados com o impacto regulatório desta.

MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi amparado no levantamento da legislação pertinente ao tema, seguido da revisão bibliográfica dos atos normativos e demais documentos correlatos que norteiam o assunto, e assim foi apontada a problemática existente e alguns prováveis ganhos com a ação regulatória ocorrida.

RESULTADOS

Problema regulatório

Com o levantamento dos dados, foi percebido o problema regulatório que se deseja solucionar com a implantação do Sistema Brasileiro de Recursos e Reservas (ANM 2020):

- "As premissas e os conceitos aplicados à classificação de recursos e reservas minerais vinculados à legislação brasileira não estão aderentes às práticas internacionais";
- "Não há procedimento regulatório no Brasil voltado a certificação das informações sobre recursos e reservas minerais, expressos pelas Declarações Públicas, de acordo com as boas práticas internacionais";
- "Necessidade de se estabelecer regras de transição voltadas aos novos documentos técnicos ou aqueles já entregues à ANM."

Com base nas questões elencadas, trazemos na figura 01 a identificação dos problemas e as consequências de implementação do sistema.



Figura 1. Causas e consequências da implementação do SBRR (ANM 2020).

DISCUSSÕES

A partir da Resolução ANM n° 94, de 7 de fevereiro de 2022, instrumento que abarca o tema, são vistos ganhos em algumas frentes, onde podemos mencionar a normatização dos termos técnicos: potencial exploratório, recurso mineral, recurso inferido, recurso indicado, recurso medido, reserva mineral, reserva provável, reserva provada e fatores modificadores.

Nesse quesito, trazendo uma padronização dos dados com a determinação dos conceitos relacionados à classificação dos resultados de exploração, recursos e reservas minerais, com base em padrões internacionalmente aceitos (Willian Freire Advogados Associados 2022).

Dessa maneira, podemos sugerir inclusive, que tal questão concerne a cursos de Ensino Superior nas áreas de Geociências e cursos técnicos em mineração e geologia.

Além disso, o dispositivo legal supramencionado estabelece a Declaração Pública dos Resultados de Exploração, Recursos e Reservas Minerais, está sendo classificada em Declaração de Resultados de Exploração, Declaração de Recursos Minerais e Declaração de Reserva Minerais, dentre outra finalidade, temos a de estimular o desenvolvimento do setor mineral e a concorrência entre os agentes econômicos (Vieirano Advogados 2022).

As Declarações devem ser emitidas seguindo os critérios, princípios, recomendações e orientações dos guias de elaboração de relatórios públicos publicados pelo CRIRSCO e CBRR (CBRR 2022).

Com a implementação da Declaração de Recursos e Reservas, podemos vislumbrar a criação de um sistema financeiro específico para mineração, onde a reserva servirá como uma garantia para o sistema de financiamento, dessa maneira, podendo servir como captação financeira no Brasil, com a Declaração de Recursos e Reservas averbada ao título de concessão.

Esse fato também traz uma oportunidade para a academia, onde se torna de fundamental importância especializações na área de Declaração de Recursos e Reservas.

Por fim, a Resolução em discussão traz as disposições transitórias com as regras de transição para adequação dos conceitos trazidos conforme padrões internacionais, nos documentos técnicos apresentados à ANM (Relatórios de Pesquisa Mineral e Planos de Aproveitamento Econômico), com objetivo de outorga ou para adequação nas concessões já outorgadas (Vieirano Advogados 2022; Willian Freire Advogados Associados 2022).

CONCLUSÕES

Frente ao exposto, temos a notória importância da Resolução nos esforços quanto a padronização de termos técnicos com base em padrões internacionais para Declaração de Resultados. Além disso, vale ressaltar a importância das declarações públicas estarem em consonância com os relatórios e planos apresentados à Agência Nacional de Mineração.

Trazemos destaque para o Guia de Declaração de Informações de Exploração, Recursos Minerais e Reservas Minerais como instrumento norteador das Declarações Públicas, dessa maneira, trazendo a possibilidade da criação de um banco de dados nacional de recursos e reservas minerais, trazendo mais segurança aos investidores.

Por fim, a necessidade de adequação dos documentos técnicos relacionados ao tema já apresentados ou que ainda serão apresentados a autarquia reguladora do setor se faz imprescindível nos esforços de adequação a padrões internacionalmente praticados, nos documentos nacionais.

Com tudo, é vislumbrado um avanço no setor mineral no que norteia as informações de Recursos e Reservas Minerais Nacionais, trazendo uma maior transparência e materialidade à Mineração Nacional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Brasil. Lei n° 13.575, de 26 de dezembro de 2017. Cria a Agência Nacional de Mineração (ANM); extingue o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM); altera as Leis n ° 11.046, de 27 de dezembro de 2004, e 10.826, de 22 de dezembro de 2003; e revoga a Lei nº 8.876, de 2 de maio de 1994, e dispositivos do Decreto-Lei nº 227, de 28 de fevereiro de 1967 (Código de Mineração). *Diário Oficial da República Federativa do Brasil, Poder Executivo,* Brasília, DF, 26 de dez. 2017.

Brasil. Decreto n° 9.587, de 27 de novembro 2018. Instala a Agência Nacional de Mineração e aprova sua Estrutura Regimental e o seu Quadro Demonstrativo dos Cargos em Comissão. *Diário Oficial da República Federativa do Brasil, Poder Executivo,* Brasília, DF, 27 de nov. 2018.

Brasil. Decreto n° 9.406, de 12 de junho 2018. Regulamenta o Decreto-Lei nº 227, de 28 de fevereiro de 1967, a Lei nº 6.567, de 24 de setembro de 1978, a Lei nº 7.805, de 18 de julho de 1989, e a Lei nº 13.575, de 26 de dezembro de 2017. Diário Oficial da República Federativa do Brasil, Poder Executivo, Brasília, DF, 12 de jun. 2018.

Brasil. Ministério de Minas e Energia. Agência Nacional de Mineração. Resolução n° 94, de 07 de fevereiro 2022. Normatiza o inciso XXXV do art. 2° da Lei n° 13.575, de 26 de dezembro de 2017, disciplina a classificação das reservas minerais, com base em padrões internacionalmente aceitos de declaração de resultados, nos termos do § 4° do art. 9° do Decreto n° 9.406, de 12 de junho de 2018, e dá outras providências. *Diário Oficial da República Federativa do Brasil, Poder Executivo,* Brasília, DF, 07 de fev. 2022.

WILLIAN FREIRE ADVOGADOS ASSOCIADOS. Resolução ANM n° 94/2022 Regulamentação do sistema brasileiro de certificação de reservas e recursos minerais. *Memorando n° 03/2022.* Belo Horizonte, MG, 11 de fev. de 2022.

VEIRANO ADVOGADOS. Um guia sobre o novo sistema brasileiro de recursos e reservas minerais. *Veirano Mining Opportunity Edição Espacial*. 2022.

CBRR. *Guia CBRR para declaração de informações de exploração, recursos minerais e reservas minerais*. Edição 2022.

ANM - AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO. Análise de Impacto Regulatório – AIR. *Apêndice II Sistema Brasileiro de Recursos e Reservas Minerais.* Brasília, DF, 30 de dezembro de 2020.

GEOCHRONOLOGY INSIGHTS FOR THE SALOBO DEPOSIT: EVALUATING THE ROLE OF MULTIPLE EVENTS IN A WORLD-CLASS IOCG DEPOSIT

Poliana Iara de Freitas Toledo[1]; Carolina Penteado Natividade Moreto[2]; Vinícius Tieppo Meira[2]; Gustavo Henrique Coelho de Melo[3]; Raphael Bianchi Hunger[2]; Lena Virgínia Soares Monteiro[4]; Antonio Garcia-Casco[5]; Jonathas Sanches[2]; Cristiano Carvalho Lana[3]

[1]Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN; [2]Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP; [3]Universidade Federal de Ouro Preto- UFOP; [4]Universidade de São Paulo - USP; [5]Universidad de Granada – UGR

poliana.toledo@ufrn.br; cmoreto@unicamp.br; vtmeira@unicamp.br; gustavo.melo@ufop.edu.br; raphael.hunger@gmail.com; lena.monteiro@usp.br; agcasco@ugr.es; jonathas.m.sanches@gmail.com; cristiano.lana@ufop.edu.br

ABSTRACT

Multiple superimposed mineralizing events can be important to improve the concentration of valuable elements in ore deposits. The Salobo deposit (Carajás Province, Brazil) exhibits a wide range of rock ages (Mesoarchean to Paleoproterozoic), with potential hydrothermal events at around 2.7, 2.4, 2.1 Ga, and the main mineralizing event at ca. 2.59-2.54 Ga. The first hydrothermal input may have occurred around 2.7 Ga, associated with fluid-induced deformation (shear activation), followed by metamorphiam at ca. 2.65 Ga. The major ca. 2.5 Ga mineralizing event generated high-temperature mineral assemblages, resultant from the circulation of magma-derived fluids with minimal non-magmatic contributions. This event possibly occurred through several hydrothermal pulses over ca. 50 Ma or the evolution of a single event, imprecisely defined by the geochronological record. Overprinting events are suggested by low-temperature post-ore alteration, and dated at 2.4 and 2.1 Ga, although these ages may represent isotopic disturbances. This uncertainty reduces the possibility of ore remobilization or additional copper enrichment in the deposit during the Paleoproterozoic.

KEYWORDS: Geochronology; Salobo Deposit; Carajás Province.

INTRODUCTION

The metallogenic evolution of Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) deposits is often attributed to multiple superimposed Cu-Au mineralizing events (e.g., del Real et al. 2021), as supported by; (i) the presence of diverse mineralization styles within a deposit (e.g. disseminated and brecciated ore); (ii) the variability in characteristics of fluids involved, inferred from stable isotopes and fluid inclusion studies and; (iii) the geochronological record from various geothermometers. This interpretation is reinforced by studies that highlight the temperature variations in hydrothermal fluids, during different hydrothermal pulses (del Real et al. 2021) or variations in formation depths across successive hydrothermal events (Monteiro et al. 2008). Multiple mineralizing events can remobilize, re-concentrate, and introduce new elements during superimposed events (Skirrow 2021).

The Carajás Mineral Province (N Brazil) is renowned for hosting numerous IOCG (Iron Oxide Copper-Gold) deposits, including the country's largest copper producer, the Salobo copper mine (38 Mt of ore/year @0.6% Cu; ANM 2023). This deposit evolution is attributed to the development of a robust IOCG hydrothermal system, which generated substantial volumes of copper ore around 2.57 Ga (Requia et al. 2003). The primary mineralization event was overprinted by later hydrothermal activity around 2.45 Ga (Melo et al. 2016) and possibly 2.1 Ga (Tassinari et al. 200). Older 2.7 Ga ages are envisaged as the first register of an early hydrothermal system (Tassinari et al. 2003.

Despite the complex geological history, fluid signatures, mineralization and alteration styles observed in Salobo show minimal changes throughout its evolution. Except for the local post-ore alteration (chlorite-, potassium feldspar- and hematite-rich), the hydrothermal alteration is predominantly dominated by high-temperature assemblages (hastingsite-actinolite, almandine-grunerite-magnetite, biotite; Melo et al. 2016), which envelope the massive bornite-chalcocite-magnetite ore. High-temperature fluids (565 °C) of typical magmatic signature ($\delta^{18}O_{H2O}$ = 7.2-9.7 ‰), displaying minimal or no mixing tendency with non-magmatic fluids are accounted for the deposit's evolution (Melo et al. 2019). Therefore, the main ore appears to have formed during a single hydrothermal event, with no clear evidence of subsequent remobilization or additional copper enrichment.

In this work, we aim to discuss the geochronological register in the Salobo deposit after a review of geochronological data from the deposit, along with a new age obtained through U-Pb titanite dating. We interpret these data to understand the importance of the multiple registers and underscore the significance of the 2.5 Ga event for the genesis of the Salobo deposit.

MATERIALS AND METHODS

This work reports a compilation of the available geochronological data about the rocks at the Salobo Deposit, put together with new data on U-Pb (titanite) dating. In-situ titanite dating was conducted in a polished thin section of an amphibolite sample (SAL177-131). U-Pb analysis were obtained using a 213 nm CETAC laser coupled to a Thermo Scientific Element 2 sector field (SF) ICP-MS, in the Geochronology Laboratory facility of the Federal University of Ouro Preto (UFOP). The analytical procedure followed that described by Aguilar et al. (2017). Uncertainties given for individual analyses (ratios and ages) are at the 2σ level.

RESULTS

Amphibolite U-Pb titanite age

In the Salobo deposit, amphibolites occur interlayered with schists or as enclaves in granitoids. The studied sample (SAL177-131) has nematoblastic texture, it is dark green, fine- to medium-grained, composed of hornblende (40%), tourmaline (25%), plagioclase (10%), titanite (10%) and, ilmenite (5%), with accessory apatite (2%), and hydrothermal minerals such as sulfides (3%), magnetite (2%), chlorite (2%) and biotite (1%). Titanite occurs as reaction coronas around ilmenite crystals, partially included in hornblende or in the contact between hornblende, plagioclade and tourmaline, showing ilmenite inclusions (Figure 1A). 58 analyzed spots in titanite from this sample yielded a Discordia with an upper intercept at 2653 ±13 Ma, a lower intercept of 517 ±253 Ma and a MSWD of 3.4 (Figure 1B, C).

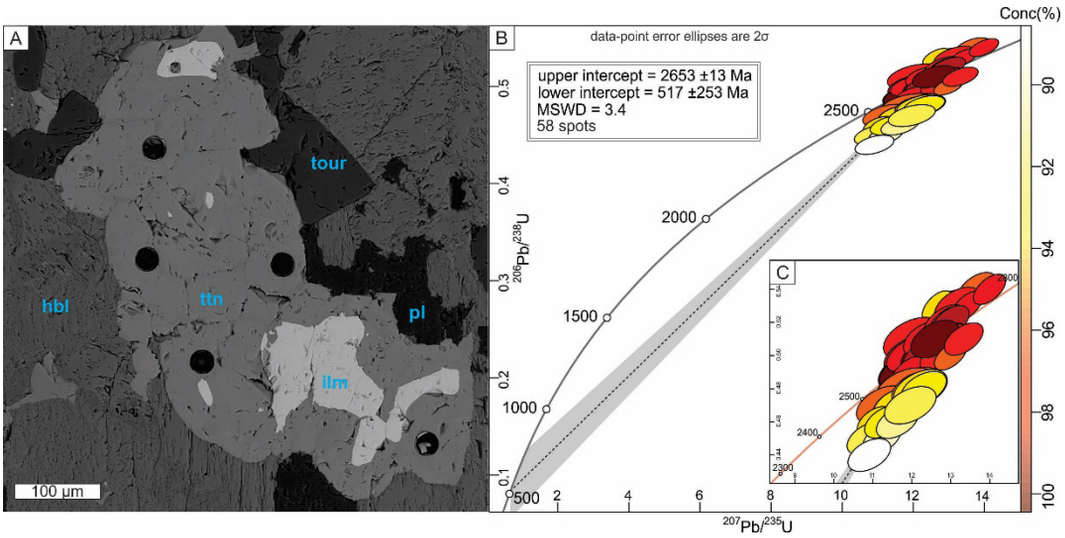


Figure 1. (A) Analyzed titanite, showing contacts with ilmenite (inclusions), hornblende, tourmaline and plagioclase. (B) and (C) $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$ diagrams for titanite analyses (ellipses colored following the concordance rate in the right-side bar)

Summary of the geochronological data for the Salobo Deposit

The Table 1 summarizes the reported geochronological data and interpretation for rocks at the Salobo deposit.

Table 1. Summary of the geochronological data for rocks of the Salobo deposit.

Lithology	Interpretation	Age(Ma)	Method		Reference
Young Salobo Granite	Paleoproterozoic magmatism	1880 ±80	Rb-Sr	wr	Cordani (1981)
Chloritized gneiss	Hydrothermal overprint	2092 ±120	Rb-Sr	wr	Tassinari et al. (2003)
Magnetite-rich rock	Hydrothermal overprint	2112 ±12	Pb-Pb	mag	Tassinari et al. (2003)
Cu-Au ore	Late ore	2427 ±13	Pb-Pb	ccp	Tassinari et al. (2003)
Cu-Au ore	Late ore	2452 ±14	U-Pb	mz	Melo et al. (2016)
Magnetite-rich rock	Iron-enrichment	2497 ±5	U-Pb	ttn	Machado et al. (1991)
Cu-Au ore	Ore	2535 ±8.4	U-Pb	zr	Melo et al. (2016)
Old Salobo Granite	Magmatism	2547 ±5.3	U-Pb	zr	Melo et al. (2016)
Magnetite-rich rock	Iron-enrichment	2551 ±2	U-Pb	mz	Machado et al. (1991)
Old Salobo Granite	zr reset (hydrothermal)	2554 ±3	U-Pb	zr	Toledo (2022)
Amphibole-rich rock	Iron-enrichment	2555 ±4	U-Pb	zr	Machado et al. (1991)
Cu-Au ore	Ore	2562 ±8	Re-Os	mo	Requia et al. (2003)
Old Salobo Granite	Magmatism	2573 ±2	U-Pb	zr	Machado et al. (1991)
Garnet-amphibole schist	Grt reset (hydrothermal)	2573 ±58	Sm-Nd	grt	Toledo (2022)
Cu-Au ore	Ore	2576 ±8	Re-Os	mo	Requia et al. (2003)
Cu-Au ore	Ore	2579 ±71	Pb-Pb	bn-ccp	Tassinari et al. (2003)
Amphibole-rich rock	Sodic-Calcic alteration	2581 ±5	U-Pb	ttn	Machado et al. (1991)
Tourmaline-rich rock	Sodic-Calcic alteration	2587 ±15	Pb-Pb	tou	Tassinari et al. (2003)
Garnet-amphibole schist	Dynamic metamorphism	2635 ±18	Lu-Hf	grt	Toledo (2022)
Amphibolite	Dynamic metamorphism	2653 ±13	U-Pb	ttn	This work
Igarape Gelado mylonite	Deformation (shear)	2701 ±30	U-Pb	zr	Melo et al. (2016)
Cu-Au ore	First hydrothermal event	2705 ±42	Pb-Pb	cc	Tassinari et al. (2003)
Igarape Gelado Gneiss	Neoarchean magmatism	2744 ±4	U-Pb	zr	Toledo (2022)
Igarape Gelado Gneiss	Neoarchean magmatism	2731 ±7	U-Pb	zr	Toledo (2022)
Amphibolite	Neoarchean magmatism	2761 ±3	U-Pb	zr	Machado et al. (1991)
Igarape Gelado Gneiss	Neoarchean magmatism	2763 ±4.4	U-Pb	zr	Melo et al. (2016)
Xingu Complex	Mesoarchean magmatism	2950 ±25	U-Pb	zr	Melo et al. (2016)

DISCUSSIONS AND CONCLUSIONS

The rocks at the Salobo deposit exhibit a broad range of ages, spanning from the Mesoarchean to the Paleoproterozoic (Table 1). Mesoarchean 2.95 Ga and Neoarchean 2.76-2.73 Ga U-Pb zircon ages represent host rock crystallization (Melo *et al.* 2016; Toledo 2022). The 2.76-2.73 Ga Igarapé Gelado corresponds to the largest magmatic event of the PMC, and the 2.76 Ga amphibolite relates to the Itacaiúnas volcano-sedimentary sequence.

The 2.70 Ga (U-Pb zircon; Melo *et al.* 2016) age of the Igarapé Gelado mylonite results from deformation-induced zircon reset due to the Cinzento Shear Zone activity. This age corresponds to the less precise Pb-Pb age of chalcocite leachates (Tassinari *et al*. 2003) and is broadly identified in the southern region of the CMP (2.68-2.71 Ga; Moreto *et al.* 2015). It potentially represents the first fluid influx in the Salobo deposit, though it may have been obscured by the subsequent ca. 2.5 Ga event.

The 2.65-2.63 Ga ages of titanite (U-Pb) and garnet (Lu-Hf) predate the main mineralization by approximately 90 Ma. According to Toledo (2022), the garnet age represents a metamorphic event reaching approximately 800 °C (Lu-Hf closure temperature; Johnson *et al*. 2018). The U-Pb isotopic system in titanite closes at around 700 °C (Frost et al. 2000), thus the contemporary age likely reflects the same event. Furthermore, the petrographic characteristics of titanite, forming coronas around (igneous?) ilmenite, suggest its possible metamorphic origin. This data reinforces the existence of a metamorphic event, still poorly understood in the region.

A series of ages from 2.59-2.54 Ga, obtained from different chronometers, correspond to the main hydrothermal mineralizing event. Molybdenite ages (2.57-2.56 Ga) are considered the best representatives of this event due to the undoubtable correlation of this sulfide with the Cu ore (Requia *et al.* 2003). Moreover, the Re-Os chronometer in molybdenite is highly robust, as it is less affected by factors such as inheritance, incorporation of common Os, and radiogenic Os loss during recrystallization (Stein et al. 2002). Thus, ages of other hydrothermal minerals, (2.58 Ga Pb-Pb tourmaline and bornite-chalcocite; Tassinari *et al.* 2003 and 2.55 Ga U-Pb monazite; Machado *et al.* 1991), are confidently related to this event.

Toledo (2022) interprets the 2.57-2.55 Ga U-Pb zircon ages from the Old Salobo granite reflect isotopic resetting due to IOCG fluids. The author also discusses that the 2.57 Ga Sm-Nd register in garnet represents isotopic disturbance caused by the high temperature fluids of the coeval hydrothermal event, since it formed much earlier at 2.65 Ga (Lu-Hf age). Hydrothermal fluids at 565 to 540 °C (Melo *et al*. 2019; Toledo 2022) possibly enhanced diffusion rates in garnet, facilitating isotopic re-equilibration (Dodson 1973), in conditions under the closure temperature of the Sm-Nd isotopic system (700 °C; Johnson *et al.* 2018). The 2.58 Ga age for titanite may also result from isotopic reset and Pb loss.

The Salobo deposit exhibits compelling evidence of a hydrothermal event around 2.59-2.54 Ga. However, the timespan covered by the records (approximately 50 Ma) is not compatible with the evolution of hydrothermal systems, which typically span up to 2 Ma (e.g., Chiaradia *et al.* 2012). Multiple overprinted pulses of hydrothermal events may have occurred. Alternatively, the imprecision resulting from the old age of the hydrothermal system could contribute to the record of multiple ages that, in fact, represent the evolution of a single system.

A few 2.49-2.43 Ga ages are related to monazite (U-Pb), titanite (U-Pb), and chalcopyrite (Pb-Pb) dating, potentially associated with subsequent events forming chlorite-rich Fe-hydrated alteration zones. However, monazite ages may reflect isotopic reset due to its efficient dissolution-precipitation under hydrothermal conditions (Teufel and Heinrich 1997). Chalcopyrite and titanite ages could indicate significant Pb loss during hydrothermal system cooling. Likewise, the 2.1 Ga Paleoproterozoic ages obtained from magnetite (Pb-Pb) and whole rock (Rb-Sr) may represent a younger hydrothermal overprint or reflect Pb loss or disturbance of the Rb-Sr isotopic system, triggered by the 1.88 Ga anorogenic magmatism event. Therefore, it is challenging to determine whether the ca. 2.4 Ga or ca. 2.1 Ga ages represent superimposed events or isotopic disturbances, what reduces the likelihood of ore remobilization or additional copper enrichment during the Paleoproterozoic.

REFERENCES

Aguilar C, Alkmim FF, Lana C Farina F (2017) Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: New insights from U–Pb titanite and monazite dating

ANM (2022) Anuário Mineral Brasileiro: principais substâncias Metálicas. ANM, Brasília

Chiaradia M, Schaltegger U, Spikings R, Wotzlaw JF, Ovtcharova M (2012) How accurately can we Date the duration of magmatic-hydrothermal events in porphyry systems?—An invited paper. Econ Geol 108: 565-584

Cordani U (1981) Comentários sobre as determinações geocronológicas da região da Serra dos Carajás. Universidade de São Paulo-Docegeo

del Real I, Reich M, Simon AC, Deditius A, Barra F, Rodríguez-Mustafa MA, Thompson JFH, Roberts MP (2021) Formation of giant iron oxide-copper-gold deposits by superimposed, episodic hydrothermal pulses. Commun. Earth Environ. 21:1–9

Dodson MH (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, Contrib Mineral Petrol 40:259–264

Frost BR, Chamberlain KR, Schumacher JC (2000) Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. Chem Geol 17:131-148

Johnson TA, Vervoort JD, Ramsey MJ, Aleinikoff JN, Southworth S (2018) Constraints on the timing and duration of orogenic events by combined Lu–Hf and Sm–Nd geochronology: an example from the Grenville orogeny. Earth Planet Sci Lett 501:152–164

Machado N, Lindenmayer DH, Krough TE, Lindenmayer ZG (1991) U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. Precambrian Res 49:329-354

Melo GHC, Monteiro LVS, Xavier RP, Moreto CPN, Santiago ESB, Dufrane SA, Aires B, Santos AFF (2016) Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás province (Brazil): Constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology. Miner Deposita 52:709-732

Melo GHC, Monteiro LVS, Xavier RP, Moreto CPN, Santiago ESB (2019) Tracing fluid sources for the Salobo and Igarapé Bahia deposits: Implications for the genesis of the iron oxide copper-gold deposits in the Carajás Province Brazil. Econ Geol 114:697-718

Monteiro LVS, Xavier RP, Carvalho ER, Hitzman MW, Johnson CA ,Souza Filho CR ,Torresi I (2008) Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás mineral province, Brazil: Paragenesis and stable isotope constraints. Miner Deposita 43:129-159

Moreto CPN, Monteiro LVS, Xavier RP, Creaser RA, Dufrane SA, Melo GHC, Delinardo da Silva MA, Tassinari CCG, Sato K (2015) Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper-gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás province, Brazil. Miner Deposita 50:517-546

Requia K, Stein HJ, Fontboté L, Chiaradia M (2003) Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit ,Carajás Mineral Province, northern Brazil. Miner Deposita 38:727-738

Skirrow RG (2021) Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits – a review (part 1): settings, mineralogy, ore geochemistry, and classification within the Cu-Au-Fe (± Co, REE) deposit family. Ore Geol Rev 140:104569

Stein HJ, Markey RJ, Morgan JW, Hannah JL, Sherstén A (2002) The remarkable Re±Os chronometer in molybdenite: how and why it works. Terra Nova 13:479-486

Tassinari CCG, Mellito MK, Babinski M (2003) Age and origin of the Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajás mineral province, Amazonian craton, northern Brazil. Episodes 26:2-9

Teufel S, Heinrich W (1997) Partial resetting of the U-Pb isotope system in monazite through hydrothermal experiments: An SEM and U-Pb isotope study. Chem Geol 137:273–281

Toledo PIF (2022) Evolução metamórfica e hidrotermal dos depósitos IOCG ao longo da Zona de Cisalhamento Cinzento, setor norte do Domínio Carajás, Brasil: geocronologia, química mineral e isótopos estáveis. Dissertation, University of Campinas

ASPECTOS METALOGENÉTICOS DO DEPÓSITO AURÍFERO SÃO CHICO, PROVÍNCIA MINERAL TAPAJÓS, PARÁ: INFORMAÇÕES COM BASE EM PETROGRAFIA, MEV E INCLUSÕES FLUIDAS DOS VEIOS PRINCIPAL E JÚLIA

Rafael Corrêa Lima[1]; Marcelo Lacerda Vasquez[2]; Isabella dos Santos Paiva[1];

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2]SGB - Serviço Geológico do Brasil, Belém - PA

rg.correalima@gmail.com; marcelo.vasquez@sgb.gov.br; geologyisabellapaiva@gmail.com

RESUMO

Localizado na porção centro-leste da Província Mineral Tapajós (PMT), o depósito São Chico consiste em um sistema de veios de quartzo sulfetados, subverticais, com espessura de até 3,0 metros, orientados segundo a direção WNW-ESE e envelopados por halos de alteração hidrotermal ricos em sericita, clorita e sulfetos. Os veios Principal e Júlia estão encaixados em rochas graníticas petrograficamente classificadas como hornblenda granodiorito, hornblenda monzogranito e biotita sienogranito. De modo subordinado, diques de rochas subvulcânicas porfiríticas (dacitos e riolitos) ocorrem ao longo do depósito. A alteração hidrotermal afetou de modos pervasivo e fissural essas rochas, tornando-se mais intensa nas proximidades dos veios. Está registrada principalmente por alteração potássica pervasiva sobreposta por estreitos halos de alteração sericita-clorita relacionados aos veios de quartzo. Zonas distais são marcadas por alteração propilítica pervasiva observada principalmente nas rochas graníticas. Os veios mineralizados contêm pirita + galena + esfalerita ± calcopirita como principais sulfetos e exibem texturas de brecha e de preenchimento de espaços (texturas em pente, crustiforme e vênulas bandadas), nessas variedades ocorrem cristais de feldspato potássico do tipo adulária. Análises por MEV indicam a ocorrência de ouro como: (i) micropartículas (Au ≥ 93%) livres nos veios de quartzo e (ii) micropartículas de electrum inclusas em cristais de pirita e esfalerita. Informações preliminares, via estudo de inclusões fluidas em cristais de quartzo, indicam que os fluidos envolvidos na formação dos veios mineralizados são dominantemente aquosos, de baixa salinidade (4,3 a 9,6% equiv. de NaCl) e aprisionados entre 256 e 403 ºC. As coexistências entre inclusões aquosas ricas em líquido e outras ricas em vapor, inclusões com homogeneização final para os estados líquido e vapor, aliadas à presença de adulária e às texturas dos veios de quartzo sugerem processos de ebulição (*boiling*) como um dos responsáveis pela formação dos veios e mineralização aurífera associada. Em um estágio tardio, um fluido aquoso pouco salino (< 7,0% equiv. de NaCl), aprisionado entre 152 e 233 ºC, provavelmente de origem meteórica, circulou na área do depósito e contribuiu para a formação de associações hidrotermais tardias (calcita e epidoto, por exemplo) em relação ao ouro.

PALAVRAS-CHAVE: Província Mineral do Tapajós, alteração hidrotermal, adulária, inclusões fluidas.

INTRODUÇÃO

Localizada no sudoeste do estado do Pará, a PMT abriga diversas ocorrências auríferas primária, supergênica e aluvionar. Com recursos de cerca de 340 t de ouro e produção histórica (não oficial) que excede as 700 t de ouro, a PMT representa uma das mais importantes províncias minerais do Brasil, tendo se destacado principalmente pelos seus depósitos relacionados a eventos magmático-hidrotermais inseridos em mais de uma classe genética. Esse potencial despertou a atenção e o investimento de mineradoras em trabalhos de pesquisa mineral, os quais indicam a existência de depósitos primários importantes (Tocantinzinho, São Jorge, Cuiú-Cuiú, Coringa, Palito, Ouro Roxo, São Chico e Boa Vista). Ainda que de maneira não consensual, pesquisas acadêmicas propõem que esses depósitos estejam agrupados em ao menos quatro classes: a) relacionados à intrusão / magmático-hidrotermais, b) pórfiros, c) epitermais e d) orogênicos (Juliani et al., 2021; Vasquez et al., 2023). Além disso, o depósito aurífero Castelo dos Sonhos, localizado na porção sudeste da PMT, é classificado como um paleoplacer modificado (Queiroz e Klein, 2018).

Em 2016, o depósito São Chico, situado ~ 30 km a sudoeste da mina do Palito, passou a operar como uma mina satélite a esta última, tendo as duas produzido, neste mesmo ano, cerca de 39.000 onças de ouro com teor de ~ 8,10 g/t (Olin et al., 2018). As estimativas de recursos minerais apontam para 60.540 onças (medidas e indicadas) com teor de médio de 5,09 g/t e 80.131 onças inferidas com teor médio de 4,55 g/t. Em 2022, a operação na mina de São Chico extraiu cerca de 47.000 toneladas com teor de ouro de 4,67 g/t (https://www.serabigold.com).

As zonas mineralizadas do depósito São Chico forneceram idades Pb-Pb em sulfetos entre 1851 e 1886 Ma (Vasquez et al., 2017), e estão encaixadas em granitoides da Suíte Parauari (1905 - 1885 Ma), conforme datações U-Pb em zircão de Pereira (2017). Portanto, trata-se de um depósito magmático-hidrotermal associado ao evento de mineralização de *ca.* 1860 Ma. Este trabalho traz informações petrográficas para as rochas hospedeiras, alterações hidrotermais e zonas mineralizadas, bem como dados preliminares de inclusões fluidas sobre os fluidos hidrotermais envolvidos na gênese dos veios de quartzo sulfetados dos veios Principal e Julia, visando contribuir para as discussões e entendimento do depósito.

MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa vem sendo realizada em amostras de testemunhos de furos de sondagem e amostras do entorno do depósito amostrados pelos projetos do SGB (Vasquez et al. 2017, 2023). Além disso, foram analisadas amostras de frentes de lavra da mina do São Chico coletadas durante o período de estágio técnico da coautora deste trabalho.

As descrições petrográficas foram realizadas no laboratório do Instituto de Geociências da UFPA. As análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) foram realizadas no Laboratório de MEV do Instituto de Geociências da UFPA (IG-UFPA), utilizando um microscópio Zeiss modelo SIGMA-VP. Também foram feitas análises por MEV no microscópio modelo LS15 da Zeiss do Laboratório de Análise Mineral do SGB de Belém (LAMIN-BE).

O estudo de inclusões fluidas foi desenvolvido nos laboratórios de inclusões fluidas do IG-UFPA e do LAMIN-BE. As análises microtermométricas foram realizadas em platinas Linkam modelos MDSG600 (UFPA) e THMSG 600 (SGB) acopladas a microscópios petrográficos de luz transmitida.

RESULTADOS

Rochas hospedeiras

Granitoides

A análise petrográfica permitiu distinguir três variedades de granitoides hospedeiros: (i) hornblenda granodiorito, (ii) hornblenda monzogranito e (iii) biotita sienogranito. As variedades mais preservadas de alterações hidrotermais exibem cor que varia de cinza a rosa. Em linhas gerais, são rochas hololeucocráticas a leucocráticas, de granulação média a grossa, localmente com tendências porfiríticas e, geralmente, sem feições de deformação dúctil. Apresentam ainda a ocorrência de enclaves máficos microgranulares, arredondados e centimétricos.

Rochas subvulcânicas

Ocorrem de forma subordinada e em contato abrupto com as rochas graníticas. São rochas de matriz afanítica, contendo fenocristais (≤ 1.0 cm) de plagioclásio e quartzo, com hornblenda e biotita subordinadas. As variedades menos hidrotermalizadas exibem preservada textura de fluxo magmático marcada, sobretudo, pela orientação dos fenocristais de plagioclásio. Petrograficamente são classificados como hornblenda dacito e biotita riolito. Embora não estejam bem definidas as relações temporais das rochas subvulcânicas com os granitos e a extensão do evento subvulcânico que representam, estes litotipos são ao menos contemporâneos aos eventos hidrotermais, já que algumas variedades estão intensamente hidrotermalizadas. Não obstante, informações de novos furos indicam que os veios mineralizados podem estar cortados e deslocados por diques de rochas dacíticas.

Alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal está registrada pela ocorrência de associações minerais formadas a partir da substituição de minerais primários em estilo pervasivo e pela ocorrência de veios e vênulas mono- e poliminerálicas. Cinco tipos de alterações foram reconhecidos:

(i) Alteração potássica pervasiva que oblitera parcialmente a textura granular primária das rochas graníticas conferindo-lhes cor vermelha forte. A associação mineral compreende feldspato potássico, clorita e pirita (Figuras 1A e 1B). Análises por MEV não identificaram micropartículas de ouro associados a essa geração de pirita.

(ii) Veios e vênulas de quartzo são poliminerálicos (pirita, galena, esfalerita, ouro, electrum, calcopirita, clorita, calcita e adulária) (Figuras 1C, 1D e 1G) e podem exibir texturas de brecha e de preenchimento de espaços (textura em pente, crustiforme e bandada).

(iii) Halos de alteração rica em sericita-clorita relacionados aos veios de quartzo e sobrepostos às zonas de alteração potássica (Figuras 1E e 1F). A associação mineral inclui mica branca, clorita, quartzo, pirita e esfalerita, com ilmenita, calcita e rutilo subordinados.

(iv) Alteração propilítica distal às zonas mineralizadas. Afeta de modo pervasivo os granitoides, os quais exibem a cor verde típica desse tipo de alteração. Sua associação mineral consiste em clorita + epidoto + rutilo ± titanita ± prhenita. No entorno do depósito, granitoides intensamente propilitizados estão recortados por vênulas de quartzo, indicando esse estágio como anterior à formação dos veios (Figura 1H).

(v) Vênulas tardias de calcita, com quartzo e epidoto associados, que truncam zonas potassificadas, sericitizadas, os veios de quartzo e zonas propilitizadas (Figura 1I).

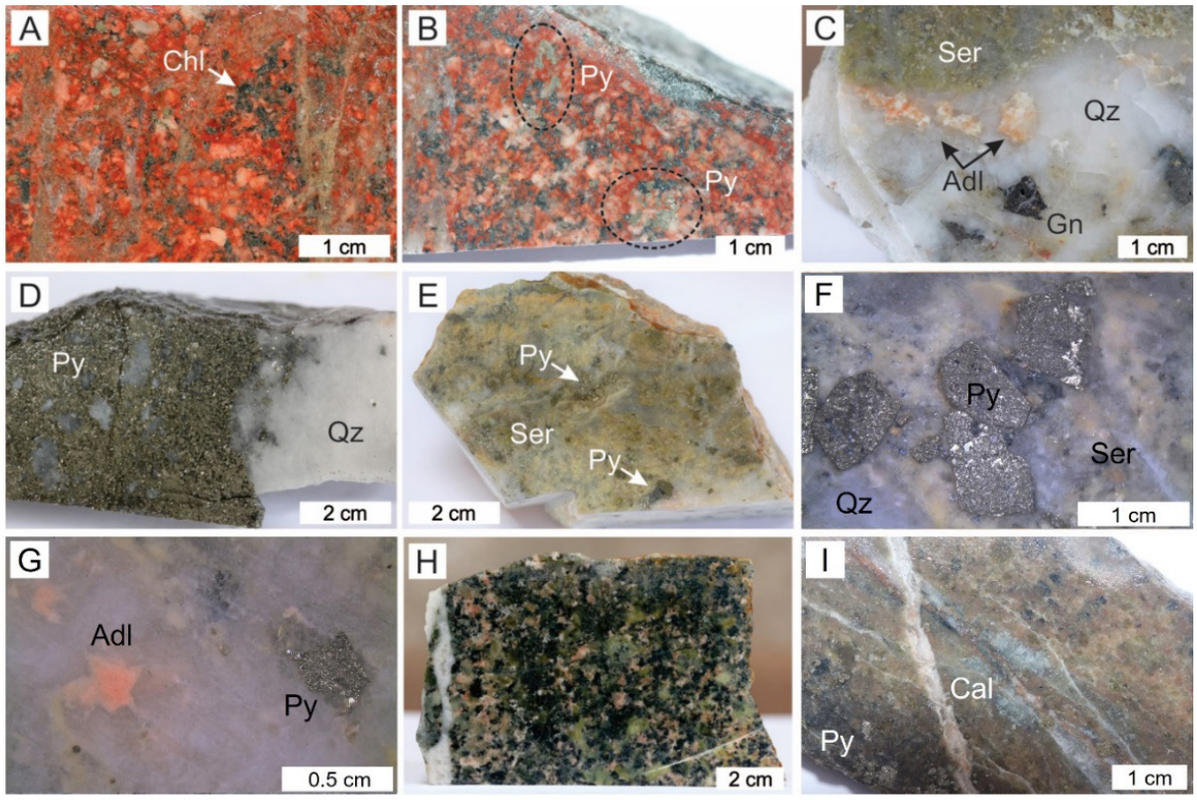


Figura 1. Aspectos mesoscópicos das principais alterações hidrotermais do depósito São Chico. A) Alteração potássica intensa em rocha granítica. B) Agregados de pirita em zona de alteração potássica. C) Veio de quartzo leitoso com galena e adulária associadas e halo sericítico. D) Veio de quartzo leitoso com pirita maciça. E) Halo sericítico, relacionado a vênulas de quartzo, com pirita associada. F) Detalhe para zona de alteração sericítica com cristais de pirita associada. G) Detalhe para a ocorrência de cristal de adulária em veio de quartzo com pirita. H) Granitoide intensamente propilitizado cortado por vênula de quartzo. I) Calcita em vênula milimétrica cortando rocha vulcânica intensamente sericitizada.

Inclusões fluidas e microtermometria

Inclusões fluidas (IF) foram observadas em lâminas bipolidas de veios de quartzo sulfetados. Os cristais de quartzo hospedeiros são subédricos a euédricos, em alguns casos, mostram terminações piramidais bem desenvolvidas. Três tipos de IF foram reconhecidos: (i) aquosas bifásicas (H_2O-Sais) (tipo 1); (ii) aquosas monofásicas (H_2O-Sais) (tipo 2) e, mais raramente (iii) aquosas trifásicas (H_2O-Sais-Sólido). De forma geral, essas inclusões ocorrem em pequenos grupamentos aleatórios e em linhas de crescimento de cristais de quartzo hexagonais, além de trilhas transgranulares. Análises microtermométricas preliminares indicam, para as inclusões aquosas bifásicas em grupos aleatórios e em linhas de crescimento do quartzo, salinidade entre 4,3 e 9,6% em peso equiv. de NaCl e temperatura de homogeneização entre 256 e 403 ºC. Essas variedades homogeneizaram para ambos os estados, líquido e vapor, com predomínio do primeiro. Para as variedades em trilhas transgranulares, os valores de temperatura de fusão do gelo indicam salinidade entre 0,3 e 7,0% em peso equiv. de NaCl e temperatura de homogeneização entre 152 e 233 ºC. Nesses casos, a homogeneização deu-se no estado líquido.

CONSIDERAÇÕES

Os veios de quartzo mineralizados do depósito São Chico são polimetálicos, brechados e podem também exibir texturas indicativas de formação em níveis crustais rasos (texturas em pente, crustiforme e bandada, além de cristais de quartzo zonados e hexagonais). Essas

características combinadas com as informações preliminares do estudo de IF (coexistência de inclusões aquosas ricas em líquido com aquosas ricas em vapor, homogeneização final para os estados líquido e vapor, *trends* evolutivos de temperatura e salinidade – Figura 2), além da presença de adulária podem ser sugestivas de que processos de ebulição (*Boiling*) tenham sido um dos responsáveis pela formação dos veios mineralizados.

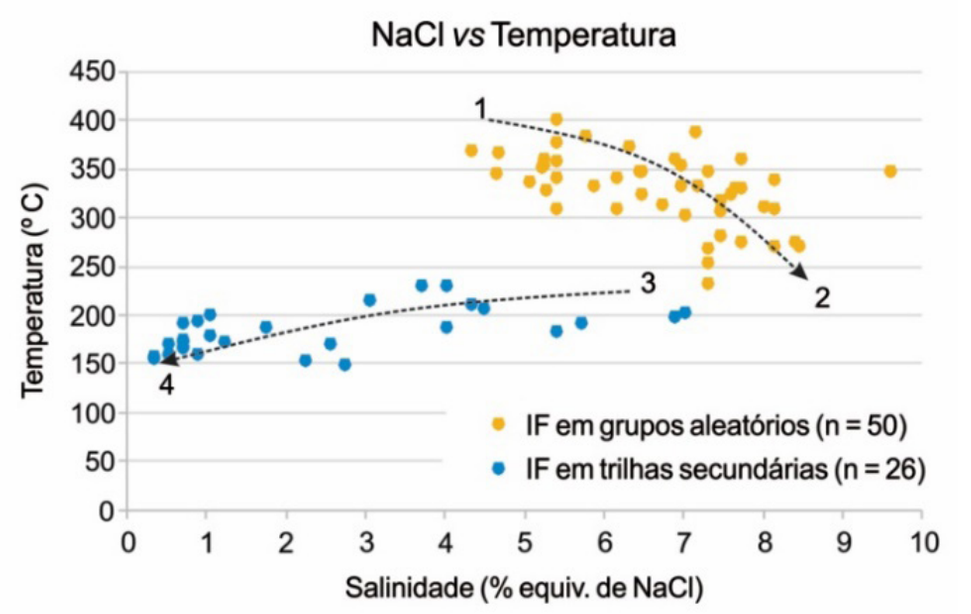


Figura 2. Diagrama de temperatura de homogeneização e salinidade para IF aquosas bifásicas. *Trend* 1 - 2 representa possível registro de ebulição e *trend* 3 - 4, processo de diluição dos fluidos aquosos, com provável participação de água meteórica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Juliani C., Assis, R.R., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D., Martins, J.E.Z.S. e Costa, J.R.C. 2021. Gold in Paleoproterozoic (2.1 to 1.77 Ga) Continental Magmatic Arcs at the Tapajós and Jurien Mineral Provinces (Amazonian Craton, Brazil): A New Frontier for the Exploration of Epithermal–Porphyry and Related Deposits. Minerals, 11, 714. https://doi.org/10.3390/min11070714.

Olin E.J., Cole G., Willow M.A., Olson T. R. 2018. NI 43-101 Technical Report Palito Mining Complex, Brazil.

Pereira D.F. 2017. Petrografia, geoquímica e química mineral das rochas encaixantes do Depósito São Chico, Domínio Tapajós, SW do Pará. Dissertação (Mestrado), PPGG/UFPA.

Queiroz, J.D.S. e Klein, E.L. 2018. The Paleoproterozoic metaconglomerate-hosted Castelo de Sonhos gold deposit, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: A modified paleoplacer origin. J. Geol. Surv. Braz. 1, 81–99, doi:10.29396/jgsb. 2019.v1.n2.

Vasquez, M.L.; Chaves, C.L.; Moura, E.L.; Oliveira, J.K.M. 2017. Geologia e recursos minerais das folhas São Domingos – SB.21-Z-A-II e Jardim do Ouro – SB.21-Z-A-III. Escala: 1:100.000. Belém, SGB-CPRM. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/17997>. Acesso em: Jul. 2023.

Vasquez, M.L.; Gaia, S.M.S.; Chaves, C.L.; Silva, C.M.G. (orgs.). 2023. Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral do Tapajós – ARIM Tapajós. Belém, SGB-CPRM. (em revisão).

CONSTRAINTS ON THE REDOX STATE OF HYDROTHERMAL IRON OXIDE COPPER-GOLD ORE-FORMING FLUIDS IN THE SOUTHERN COPPER BELT, CARAJÁS PROVINCE (BRAZIL): INSIGHTS FROM APATITE TRACE ELEMENT GEOCHEMISTRY

Raphael Bianchi Hunger1[1]; Carolina Penteado Natividade Moreto[1]; Roberto Perez Xavier[1]; Gustavo Henrique Coelho de Melo[2]; Cristiano de Carvalho Lana[2]

[1]University of Campinas – UNICAMP; [2]Federal University of Ouro Preto – UFOP

raphael.hunger@gmail.com; cmoreto@unicamp.br; robxav@unicamp.br; gustavo.melo@ufop.edu.br; cristianodeclana@gmail.com

ABSTRACT

The Southern Copper Belt (SCB) of the Carajás Province, within the Brazilian Amazonian Craton, represents one of the most fertile copper districts of the world, concentrating, among others, numerous iron-oxide copper gold (IOCG) deposits (e.g., Alvo 118, Bacaba, Borrachudo, Jatobá, Sequeirinho, Sossego) formed at distinct metallogenic events that span from the Neoarchean (ca. 2.7 and 2.5 Ga) to the Paleoproterozoic (ca. 1.88 Ga). Apatite has been well reported in early sodic-calcic alteration assemblages or within sulfide-rich ore zones of these deposits. In this work, we combine cathodoluminescence imaging with *in-situ* LA-ICP-MS data to constrain the redox state of hydrothermal fluids responsible for apatite precipitation in the Sequeirinho, Sossego, and Alvo 118 deposits of the SCB. By using a multi-element approach based on the variation of Eu, Ce, and Ga contents in apatite, our data demonstrate that apatite varieties in these deposits are not only texturally complex but have formed under distinct oxidation states, from relatively reduced to more oxidized conditions. The results of this study endorse the use of apatite to track changes in the redox potential of hydrothermal fluids, providing a better understanding of the fluid evolution in the IOCG deposits of the Carajás Province.

KEYWORDS: Southern Copper Belt; IOCG deposits; Carajás Province; Apatite; Redox state.

INTRODUCTION

To understand the evolution of magmatic-hydrothermal ore deposits in time, it is essential to investigate the redox conditions of ore-forming fluids, especially considering its crucial role in controlling the solubility of metals and the speciation of ligands responsible for their transport and complexation, as well as ore precipitation and remobilization processes itself (Mercer *et al.*, 2020). In this context, trace element compositions of apatite have been broadly used to constrain the oxidation state of ore systems in general, since it can effectively incorporate a series of redox-sensitive elements (e.g., Mn, Eu, S, Ce, and Ga) in its structure (Pan et al., 2016; Mercer et al., 2020).

The Southern Copper Belt (SCB), in the Carajás Province (PA), hosts a broad number of Neoarchean (ca. 2.7 Ga and 2.57 Ga) to Paleoproterozoic (ca. 1.88 Ga) iron oxide copper-gold (IOCG) deposits in which apatite represents a common accessory mineral found within

the ore zones or as a component of early sodic-calcic alteration assemblages (Monteiro *et al.*, 2008; Xavier *et al.,* 2012)0.28 g/t Au. Unraveling the history of fluid-rock interaction in these deposits has become a challenging task, especially considering the multiple hydrothermal pulses recorded in a deposit-scale at Carajás. Thus, the use of novel approaches to track changes in the physicochemical properties of hydrothermal fluids is made necessary to comprehend the evolution of these deposits on a timescale. In this work, we combine cathodoluminescence microscopy with in-situ laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) to constrain the redox state of the hydrothermal fluids responsible for the formation of distinct apatite varieties from the Sequeirinho, Sossego and Alvo 118 IOCG deposits; the aim being to better understand the fluid evolution in these deposits of the SCB, establishing a connection with shifts in the redox conditions of hydrothermal fluids over time.

METHODOLOGY

The petrographic characterization of representative apatite grains from the Sequeirinho (samples SEQ-99/291.2 and SEQ-99/304), Sossego (sample SOS-315/235.4), and Alvo 118 (sample ALV-443/196.3) IOCG deposits was based on conventional petrography, as well as back-scattered (BSE) and optical microscopic cathodoluminescence (OM-CL) imaging. BSE images were obtained using a LEO 430i (Zeiss Company) scanning electron microscope (SEM) at the Institute of Geosciences of the University of Campinas (Brazil). Cathodoluminescence microscopic studies were undertaken utilizing a LEICA DM 2700P microscope, coupled to a CITL8200 MK-5 CL system, at the State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources (GPMR), China University of Geosciences (Wuhan). CL images were captured using a Leica camera system, employing an exposure time of 6 s, an accelerating voltage of 10 kV and a beam current of 250 μA.

Trace element analyses on apatite were conducted using a 213 Nd:YAG (CETAC UP-213 nm) laser ablation system attached to a ThermoFisher Element II sector field inductively coupled plasma mass spectrometer (SF-ICP-MS), at the Applied Isotope Research Lab (UFOP). Operational conditions included a spot size of 40 μm, repetition rate of 6 Hz, and a 6 J/cm^2 fluence, implementing 20 s of background acquisition, ensued by 60 s of sample ablation. For calibration purposes, average CaO concentrations between 53-54.5 wt% were adopted as internal standards. The NIST612, BHVO and BCR glasses were used as calibration materials. Data reduction and concentration calculations were done using the Glitter software.

RESULTS

Apatite petrographic characteristics

Apatite within sodic-calcic alteration zones of the Sequeirinho orebody is medium- to coarse-grained (up to 0.5 cm in size), BSE-homogeneous and occurs primarily as euhedral, angular-shaped apatite grains (SEQ–ap1) in association with actinolite and magnetite (Fig. 1a). Under CL light, the SEQ-ap1 apatite has light to dark orange luminescence (Fig. 1b). Although also orange luminescent (Fig. 1c), ore-associated apatite grains at Sequeirinho (SEQ-ap2) are mostly medium-grained (<0.3 mm in size), subhedral to euhedral, and occur surrounded by a chalcopyrite-dominant groundmass (Fig. 1d).

In the Sossego orebody, apatite grains associated with the sodic-calcic alteration assemblage is medium to coarse-grained (up to 1 cm in size), hexagonally to rounded shaped, and occur in paragenesis with actinolite and magnetite. These grains exhibit moderate alteration to carbonate and biotite (Fig. 1e) and are commonly sector zoned, demonstrating purplish CL zones (SOS–ap1) that are involved by brownish-yellow CL domains (SOS–ap2; Fig. 1f).

Finally, ore-related apatite grains of the Alvo 118 deposit are fine-grained (hundreds of µm to few mm), anhedral to euhedral, and occurs in association with chalcopyrite, chlorite, quartz, and magnetite (Fig. 1g). CL images unveil that these grains are generally sectorized and exhibit dull greyish CL domains (ALV–ap2) that involve bluish CL zones (ALV–ap1; Fig. 1h).

Ce/Ce*vs. Eu/Eu* and Ga vs. Eu/Eu* plots

According to Ce/Ce* and Eu/Eu* ratios, both SEQ-ap1 and SOS-ap1 apatites from Na-Ca alteration assemblages of the Sequeirinho and Sossego orebodies, respectively, seemingly precipitated under moderately reduced conditions. Conversely, moderately oxidizing conditions apparently prevailed during the formation of the ore-related, SEQ-ap2 and SOS-ap2 apatites in theses deposits (Fig. 2a). Similarly, Ga contents in these apatite types also suggest that the SEQ-ap2 and SOS-ap2 apatites crystalized at higher fO_2 than the SEQ-ap1 and SOS-ap1 apatites, respectively (Fig. 2b). Conversely, in the ore zone of the Alvo 118 deposit, the ALV-ap1 apatite most likely precipitated under moderately oxidized circumstances, whereas a dominant oxidized environment possibly regulated the formation of the ALV-ap2 apatite (Fig. 2a–b).

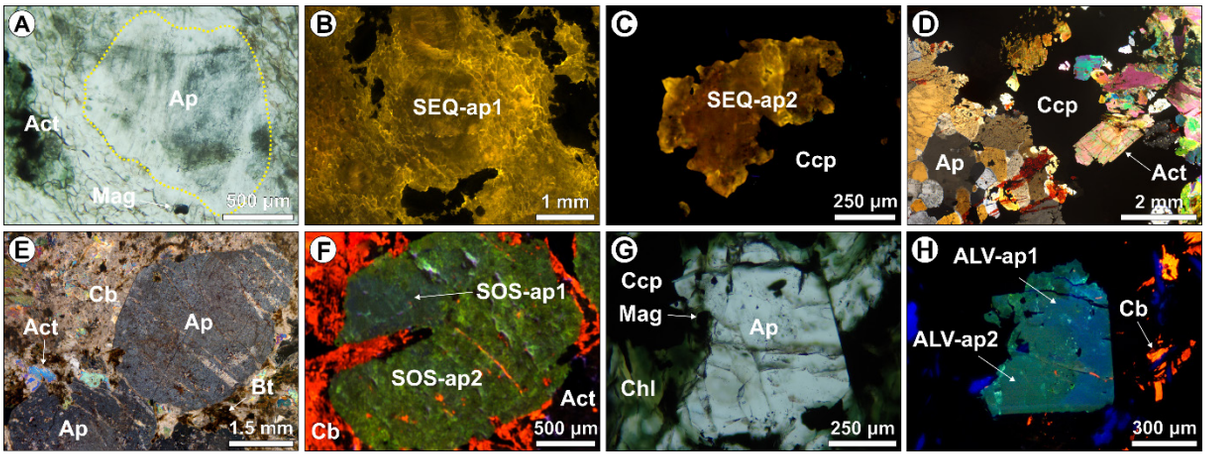


Figure 1. Photomicrographs showing the main aspects of apatite from the Sequeirinho, Sossego and Alvo 118 IOCG deposits. (A) Apatite grain core associated with actinolite and magnetite in the Na-Ca-alteration zone of the Sequeirinho deposit. Note the recrystallized mass of apatite subgrains surrounding the grain core (transmitted light/plane-polarized light [TL/PPL]). (B) and (C) CL images of the SEQ-ap1 and SEQ-ap2 apatite types, respectively, showing orange luminescence. (D) Apatite aggregate in association with actinolite and within the chalcopyrite-dominant ore zone of the Sequeirinho orebody (transmitted light/cross-polarized light [TL/XPL]). (E) Apatite grains from the Na-Ca alteration zone of the Sossego orebody, occurring in association with actinolite and exhibiting moderate alteration to carbonate and biotite (TL/XPL). (F) Sectorized apatite grain at Sossego, displaying purplish CL domains (SOS-ap1) that are surrounded by brownish-yellow CL zones (SOS-ap2). (G) Fine-grained apatite from the Alvo 118 ore zone in association with chalcopyrite, chlorite, and magnetite (TL/PPL) (H) CL image of sector zoned apatite at Alvo 118, displaying bluish CL zones (ALV-ap1) surrounded by dull greyish CL domains (ALV-ap2). Abbreviations: Act = actinolite, Ap = apatite, Bt = biotite, Cb = carbonate, Chl = chlorite, Ccp = chalcopyrite, Mag = magnetite.

DISCUSSIONS

In a general way, compositional variations in apatite are not exclusively controlled by the redox potential of the fluid from which it precipitates, but also by other factors such as pressure and temperature shifts, as well as the fluid composition itself. Thus, to investigate the redox conditions of magmatic-hydrothermal fluids through apatite geochemistry, it is necessary to rely on robust oxybarometers not exclusively based on single element content variations (e.g., Mn-in-apatite), but instead on the combined variation of two multi-valence elements with distinct partitioning behaviors into apatite, including Eu, Ce, and Ga (Pan *et al.*, 2016).

The incorporation of trace elements into apatite is generally favored by coupled substitution mechanisms, which are charge-balanced by ions with identical valence or whose ionic radii are similar in size with that of Ca^{2+} (Pan and Fleet, 2002). In this context, Ce^{3+}, $Eu^{3+,}$ and Ga^{2+} are usually incorporated by apatite through these substitutions, instead of Eu^{2+}, $Ce^{4+,}$ and Ga^{3+}. Therefore, apatite crystals precipitated from reducing fluids are expected to display relatively lower Eu anomalies, but higher Ce and Ga concentrations relative to those formed under oxidizing circumstances (Cao *et al.*, 2012; Pan et al., 2016).

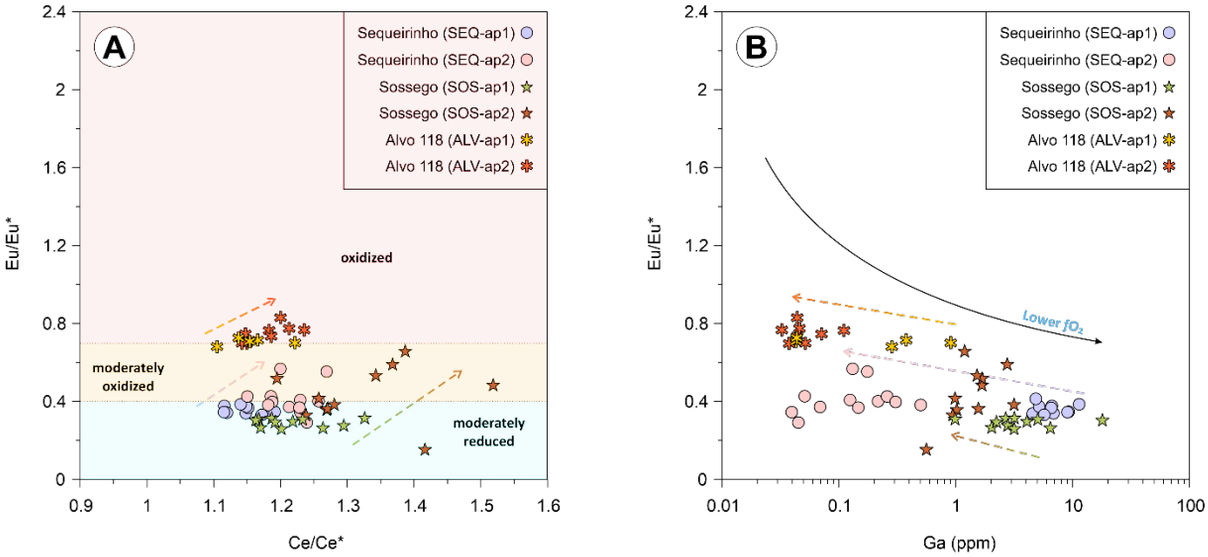


Figure 2. Binary plots of (A) Ce/Ce* vs. Eu/Eu* and (B) Ga vs. Eu/Eu* for apatite grains at Sequeirinho, Sossego and Alvo 118. Colored fields on (A) are from Cao et al. (2012).

Based on the spatial distribution of data on the Ce/Ce* vs. Eu/Eu* and Ga vs. Eu/Eu* diagrams, the SEQ-ap1 and SOS-ap1 apatite varieties have crystallized under relatively reducing conditions, whereas the SEQ-ap2, SOS-ap2, ALV-ap1, and ALV-ap2 are likely to have formed at high fO_2. According to a recent review on the geochemistry of IOCG deposits (Skirrow, 2022), the results obtained in this study follow the broad tendency shown by deposits characterized by chalcopyrite-magnetite-dominant ore assemblages, which are usually subdivided into intermediate-redox or relatively reduced copper-gold systems. Such categorization is mainly dependent on the relative abundance of particular Fe-sulfides and Fe-oxides in the hydrothermal alteration and ore zones, such as pyrite, pyrrhotite, magnetite, and hematite. In this sense, the fO_2 conditions from which the SEQ-ap1 and SOS-ap1 apatites crystallized in Sequeirinho and Sossego ore zones, respectively, is justified by the presence of variable amounts of pyrrhotite and/or

pyrite in the ore assemblages of these deposits (Monteiro et al., 2008)0.28 g/t Au. At Alvo 118, on the other hand, the association of hematite with chalcopyrite and apatite in the ore zones (Torresi *et al*., 2012)0.3 g/t Au would explain the moderately oxidized conditions that prevailed during the ALV-ap1 apatite formation. The small, but noticeable, transition towards higher fO_2 conditions during the precipitation of the SEQ-ap2, SOS-ap2, and ALV-ap2 apatites could have resulted from their later interaction with relatively more oxidizing fluids during the late stages of the ore system evolution in the Sequeirinho, Sossego, and Alvo 118 deposits. These fluids were the main responsible for the late formation of hydrolytic, hematite-rich hydrothermal alteration assemblages in these deposits (Monteiro et al., 2008; Torresi et al., 2012)0.3 g/t Au.

CONCLUSIONS

The micro-textural and trace element characterization of apatite presented in this work provide a reliable approach to track the redox conditions of hydrothermal fluids responsible for the genesis of IOCG deposits in the SCB. Our results show that apatite varieties analysed in this study crystallized under distinct oxidation states, from relatively reduced (SEQ-ap1, SOS-ap1) to more oxidized conditions (SEQ-ap2, SOS-ap2, ALV-ap1, and ALV-ap2).

REFERENCES

Cao, M., Li, G., Qin, K., Seitmuratova, E.Y., Liu, Y. 2012. Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from central Kazakhstan: Implications for petrogenesis and mineralization. *Resource Geology*, **62**:63–83.

Mercer, C.N., Watts, K.E., Gross, J. 2020. Apatite trace element geochemistry and cathodoluminescent textures—A comparison between regional magmatism and the Pea Ridge IOAREE and Boss IOCG deposits, southeastern Missouri iron metallogenic province, USA. *Ore Geology Reviews*, **116**:103129.

Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E.R., Hitzman, M.W., Johnson, C.A., Souza Filho, C.R., Torresi, I. 2008. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, **43**: 129–159.

Pan, L.C., Hu, R.Z., Wang, X.S., Bi, X.W., Zhu, J.J., Li, C. 2016. Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic-metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China. *Lithos*, **254–255**: 118–130.

Pan, Y., Fleet, M.E. 2002. Compositions of the apatite-group minerals: Substitution mechanisms and controlling factors. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **48**:13–50.

Skirrow, R.G. 2022. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits – A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification. *Ore Geology Reviews*, **140**:104569.

Torresi, I., Xavier, R.P., Bortholoto, D.F.A., Monteiro, L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): Implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, **47**:299–323.

Xavier, R.P., Monteiro, L.V.S., Moreto, C.P.N., Pestilho, A.L.S., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D., Aires, B., Ribeiro, C., Silva, F.H.F. 2012. The iron oxide copper-gold systems of the Carajás mineral province. *Economic Geology*, **16**:433–454.

COMO OBTER A MELHOR OPÇÃO DE CORREÇÃO ESTRATIGRÁFICA PARA ESTIMAR TEORES EM UM DEPÓSITO TABULAR DE BAUXITA

Robson Aglinskas[1]; Márcio Soares[1]

[1]Mineração Rio do Norte

projel.robson.aglinskas@mrnlx.com.br; marcio.soares@mrn.com.br

RESUMO

Num processo de estimativa de teores de depósitos tabulares, como os de bauxita da região de Trombetas, a correção estratigráfica é uma juste necessário para minimizar distorções causadas pelo alinhamento de amostras de diferentes posições estratigráficas em níveis iguais. A tarefa de definir o melhor ajuste consistiu na realização de validações cruzadas em amostras de sondagem, aplicando-se quatro opções de ajuste (não ajuste ou caso-base, alinhamento pela superfície topográfica, alinhamento pelo topo da camada e alinhamento pelabaseda camada), a que apresentasse menor distorção de estimativas (ou menor variância dos resíduos entre os teores reais e estimados). Em todos os casos (platôs) avaliados, chegou-se a uma opção de melhor ajuste estratigráfico (que variou de platô a platô), que foi implementado nos processos de estimativas de teores dos modelos de Recursos Minerais.

PALAVRAS-CHAVE: bauxita; modelagem; validação cruzada.

INTRODUÇÃO

Os depósitos minerais de bauxita da região de Trombetas têm como características a larga extensão lateral (atingindo até uma dezena de quilômetros), contra uma estreita extensão em profundidade (tendo espessuras médias de 4m com máximas de 6m). Outras características a destacar são: [1] as superfícies dos platôs não são planas em escala local; [2] a camada de bauxita mostra variações de profundidade importantes (até superiores a 3 metros), em intervalos horizontais relativamente curtos (de 200 metros); e [3] os teores de sílica reativa (o principal elemento contaminante da bauxita na refinaria), tem expressiva variação em profundidade – tais aspectos são ilustrados pelas Figuras 1 e 2.

Fica evidente a necessidade de ajuste do posicionamento vertical das amostras de sondagem (e também dos blocos tecnológicos, se for o caso) para que nos processos de modelagem de variabilidade espacial (ou variografia) e de estimativas de teores, as amostras pareadasou-escolhidas nos volumes de busca estejam em posições estratigráficas afins, poisos planos ou elipsoides de busca são normalmente alinhados aos eixos cartesianos.

É real a possibilidade de haver distorções nas estimativas caso não se aplique tal correção, pois comumente nestes depósitos os alcances das funções variográficas na direção horizontal (e elipsoides de busca), são de várias centenas de metros.

Cabe ressaltar que os principais softwares de modelagem e estimativas de depósitos minerais já disponibilizam ferramentas de correção estratigráfica, embora por vezes se apliquem somente à etapa de estimativas (excluindo-se a etapa de variografia) ou, quando a contemplam, nas ferramentas de "desdobramento" (ou *unfolding*), são de implementação complexa.

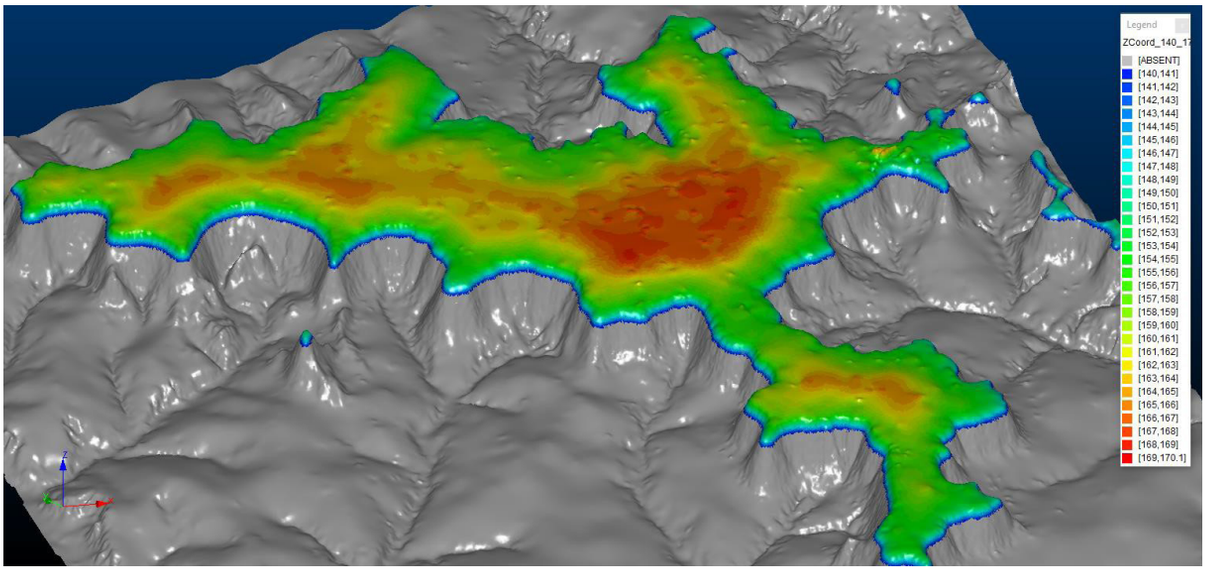


Figura 1. Vista em perspectiva da superfície digital de terreno do platô Teófilo, na região de Trombetas, cujas elevações de sua superfície variam de 150 a 170 metros (vide escala). Exagero vertical de 5 vezes.

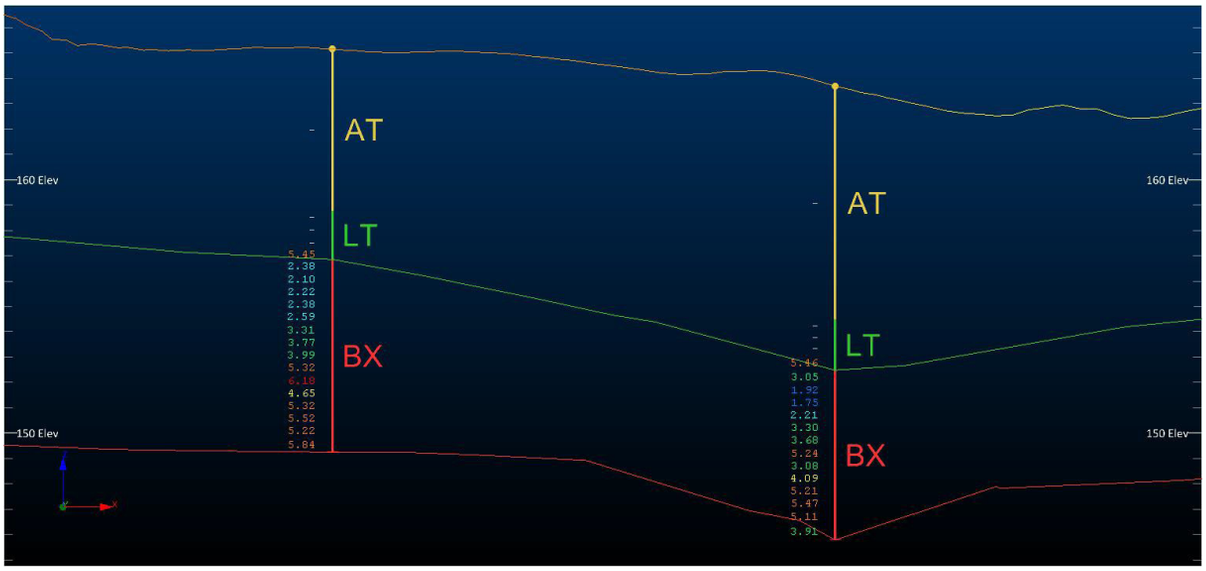


Figura2. Perfil vertical de detalhe da modelagem geológica d abauxita (entre dois furos desondagem distanciados em 200 metros), no platô Teófilo. Destaca-seasdiferenças deelevação dosseus contatos, assim como dos teores de sílica reativa dispostos ao lado dos furos. Exagero vertical de 10 vezes.

Será apresentado neste trabalho uma metodologia relativamente simples para avaliars e a correção estratigráfica efetivamente minimiza distorções potenciais e qual seria o melhor arranjo dentre as opções testadas. Para tal, serão usados os teores de sílica reativa da fração produto (+400#) dos furos de sondagem do platô Teófilo. A sílica reativa é uma variável bastante adequada para tal estudo, por corresponder ao principal elemento contaminante da bauxita na refinaria, além de apresentar significativa variabilidade na direção vertical, cujos teores tendem a aumentar concomitantemente com a profundidade (conforme ilustrado na Figura 2).

MATERIAIS E MÉTODOS

Uma vez definida a variável e base de dados que subsidiará a avaliação, foram criadas as coordenadas Z adicionais, conforme os critérios: alinhamento a uma superfície plana de topo ou *hangwall* (ZHANG), a uma superfície plana de base ou *footwall* (ZFOOT), e alinhamento pela superfície topográfica (ZTOPO), além das coordenadas originais ou caso-base (Z0) – exemplificadas pela Figura 3, a seguir:



Figura3. Ilustração dos diferentes ajustes estratigráficos aplicados nas amostras, sem escala.

Foram realizadas validações cruzadas (Isasks & Srivastava, 1989), ou a estimativa de teor de cada amostra, por krigagem ordinária, usando todas exceto a amostra em questão, considerando os quatro arranjos de correção estratigráfica ora mencionados. Posteriormente, de posse dos teores reais e estimados pela validação cruzada, calculou-se os erros ou resíduos (pela diferença de ambas).

Por fim, foram criados os histogramas desta variável 'erro' (para os quatro arranjos de ajuste) e calculadas os itens estatísticos média e variância, conforme ilustrados na Figura 4.

RESULTADOS

A observação dos histogramas dos erros evidenciou, para todos os arranjos de correção estratigráfica, distribuições normais e médias dos erros tendendo a zero, o que evidencia a ausência de viés.

Em todas as alternativas de ajuste as variâncias dos erros são menores que a do caso base (que tem valor de 1,678%^{2}); ou seja, todos os ajustes testados resultaram num melhor posicionamento das amostras em termos estratigráficos. Dentre estas, a opção ZHANG apresentou a menor variância numérica (1,476%^{2}) seguindo-se, em ordem crescente, pelas opções ZFOOT (1,562%^{2}) e ZTOPO (1,642%^{2}).

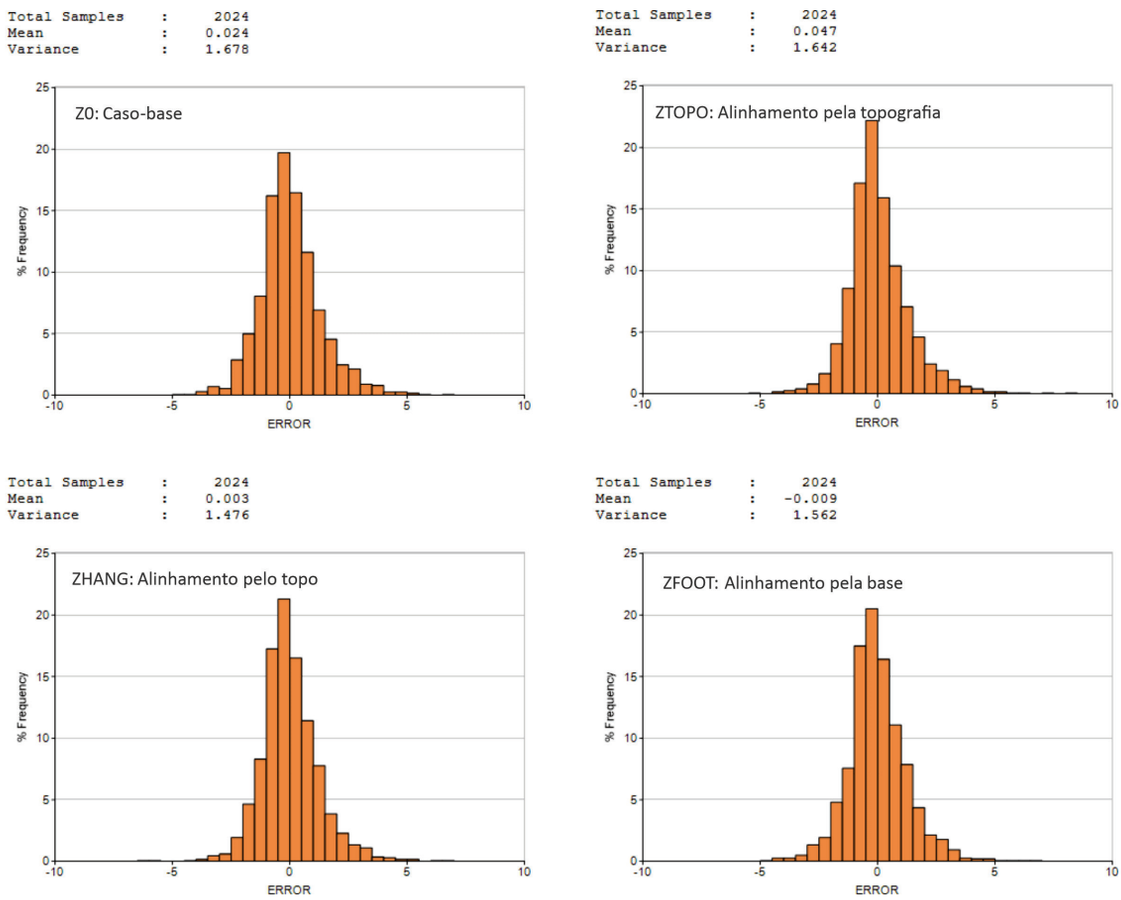


Figura 4. Histogramas dos resíduos/erros das distintas correções estratigráficas.

DISCUSSÕES

A mera comparação das variâncias em si indica que o alinhamento pelo *hangwall* resulta num melhor posicionamento estratigráfico para as amostras. Para referendar esta tendência, aplicou-se o teste de hipóteses *F-Snedecor* (Snedecor, 1934), comparando-se as variâncias das opções de ajuste com a do caso-base.

Conforme ilustrado na Tabela 1, para as opções ZTOPO e ZFOOT, as reduções de variância não se mostraram estatisticamente significativas, pois não foi rejeitado o teste de hipóteses H0(de que tais variâncias seriam iguais), ou seja, o *F* calculado ≤ *F* crítico. Por sua vez, a opção ZHANG o teste H0foi sim rejeitado (pois *F* calculado > *F* crítico) – em outras palavras, existe uma diferença estatística e reforça-se esta como a melhor opção de ajuste.

Tabela1. Resultados dos testes de hipóteses F-S ne de corpara as opções de ajuste estratigráfico.

Opçãode Ajuste	Variância dosErros (%²)	$F_{calculado}$	$F_{crítico}$	TestedeHipóteses
Z0	1,678	-	-	-
ZTOPO	1,642	1,022	1,091	$H_0(\sigma_{Z0}=\sigma_{ZTOPO})$:NãoRejeitada
ZHANG	1,476	1,137	1,091	$H_0(\sigma_{Z0}=\sigma_{ZHANG})$:Rejeitada
ZFOOT	1,562	1,074	1,091	$H_0(\sigma_{Z0}=\sigma_{ZFOOT})$:NãoRejeitada

Rubio *et. tal.*(2015), fonte inspiradora deste trabalho, compararam ajustes estratigráficos pelo *hangwall* e *footwall* numa base de dados com teores de manganês do depósito do Azul (PA), também se adotando a validação cruzada. A melhor opção de ajuste foi definida a partir do menor valor de média dos erros.

Por tal critério, tem-se o mesmo resultado, em que o alinhamento pelo *footwall* é a melhor opção de ajuste.

CONCLUSÕES

Ficou demonstrada a necessidade e funcionalidade da correção estratigráfica em se obter um melhor arranjo das amostras para realizar as estimativas de teores. A metodologia proposta se mostrou relativamente simples e efetiva para definir o melhor tipo de ajuste.

Sua aplicação é sugerida para cada depósito específico, pois no caso dos platôs de bauxita individualmente avaliados chegou-se a resultados diversos, ora indicando o alinhamento pelo *hangwall*, ora pelo *footwall*.

Tal metodologia está implementada nos trabalhos de construção ou atualização dos modelos de Recursos Minerais da Mineração Rio do Norte.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Isaaks E. H., Srivastava M. R. 1989. *An introduction to applied geostatistics*. New York, Oxford University Press. 561p.

Rubio R.H., Koppe V.C., Costa J.F.L., Cherchenevski P.K. 2015. How the use of stratigraphic coordinatesimproves grade estimation. *REM: Rev. Esc. Minas*, **68(4):** 471-477.

Snedecor G.W. 1934. *Calculation and interpretation of analysis of variance and covariance*.Iowa State Col., Div. Indus. Sci. Monog. 1. Ames, Iowa, 96p.

MODELAGEM DAS JAZIDAS DE BAUXITA DE TROMBETAS: INTEGRAÇÃODE *IMPLICT MODELLING*, *CLUSTERING*, AJUSTE ESTRATIGRÁFICO DE DADOS E CLASSIFICAÇÃO DE RECURSOS BASEADA EM INCERTEZAS

Robson Aglinskas[1]; Gabriel Moreira[2]; Keila Gomes[1]; José Lima[1]; Cleison Santos[1]; Daniel Brito[1]; Marcio Soares[1]

[1]Mineração Rio do Norte S/A; [2]Geovariances Brazil

projel.robson.aglinskas@mrnlx.com.br; moreira@geovariances.com; keila.gomes@mrn.com.br; jose.lima@mrn.com.br; cleison.santos@mrn.com.br; daniel.brito@mrn.com.br; marcio.soares@mrn.com.br

RESUMO

São elencados e descritas as diversas etapas da atualização de modelagem geológica de Recursos Minerais de Bauxita da região de Trombetas, os quais foram incorporadas novas técnicas demodelagem, abordagem e análise de dados degeologia e químicos e quantificação das incertezas dos teores estimados (visando prevenir dificuldades nos processos de mineração assim como direcionar recursos e serviços adicionais de pesquisa geológica em locais prioritários da jazida).

Tal esforço adicional buscou melhorar ou corrigir deficiências de trabalhos anteriores (num processo de melhoria contínua) e atender os preceitos de transparência, materialidade e competência exigida nos códigos governamentais e internacionais para o reporte destas jazidas.

PALAVRAS-CHAVE: Bauxita; recurso mineral; modelagem geológica.

INTRODUÇÃO

Ao longo do tempo os trabalhos de modelagem dos recursos minerais de bauxita minerados pela Mineração Rio do Norte tem sido incrementada com novas ferramentas e abordagens. Estas buscam atender a demandas novas ou não abordadas em trabalhos anteriores, assim como atender os preceitos de códigos governamentais e/ou de mercado em que a companhia ou acionistas estejam submetidos.

Decidiu-se pela atualização de todos os modelos de recursos que tivessem informações de pesquisa geológica efetivamente materiais (estando exclusos os baseados em "dados históricos").

As diversas etapas desta construção tiveram o apoio de pessoal habilitado e com experiência nesta mineralização, softwares especializados e a adoção de "boas práticas" na seleção e validação das informações de entrada e saída, de forma a atender os preceitos de transparência, materialidade e competência, haja vista que seus produtos finais são passíveis de auditoria técnica para sua validação.

MATERIAIS E MÉTODOS

As etapas, processos e controlesa dotados nesta modelagem estão estruturados conforme ilustrado na Figura 1.

Aprimeira inovação aplicada foi na base dedados, composta por furos de sondagem da última campanha de pesquisa geológica. As inovações aplicadas foram o reposicionamento geodésico dos furos para o *datum* Sirgas 2000 e, principalmente, a redefinição da camada de bauxita, incorporando os horizontes de transição; o critério anterior, baseado na descrição geológica, foi substituído pela adoção de teores de corte (*cutoffs*) de alumina aproveitável erecuperação em massa.



Figura 1. Estruturação das etapas, processos e controles adotados na modelagem dos recursosminerais de bauxita de Trombetas.

Os limites de superfície e lateral da modelagem geológica é representada por superfícies digitais de terreno (DTM), construída a partir de levantamentos topográficos aéreos de detalhe (*airborne*) – ilustrado a seguir:

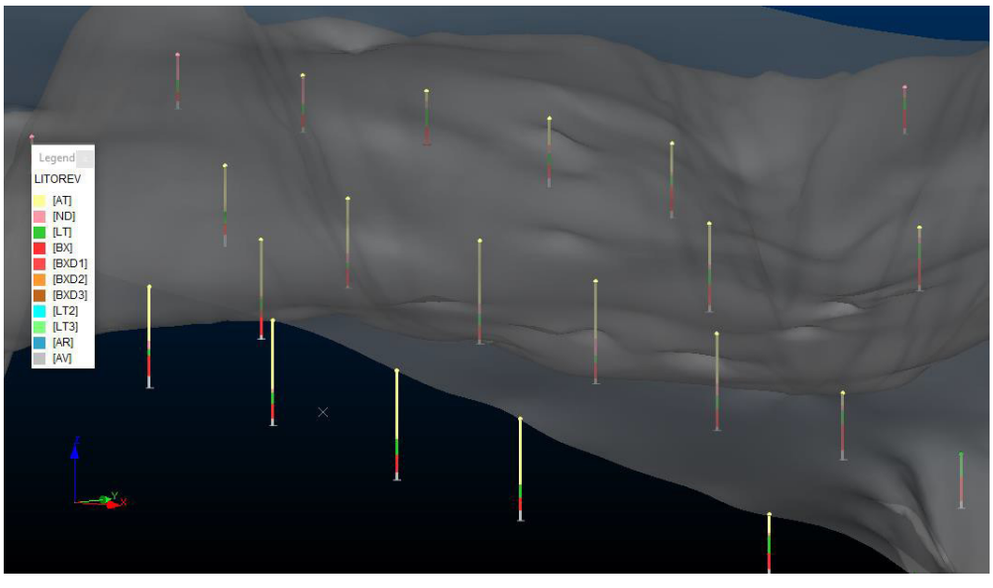


Figura 2. Visão em perspectiva do modelo digital de terreno (DTM) do platô Monte Branco, com os furos de sondagem projetados.

As modelagens em si foram feitas pelo critério de *hardboundaries* de todos os litotipos do perfil de alteração, cujas superfícies de base dos contatos estão construídas pelo método implícito (ilustrado na Figura 3). Adotou-se a técnica de análises de contato para verificar se tais estão bem definidos com base nos teores dos elementos químicos principais.

Outra inovação adotada foi arealização de estudos de *clustering*, (descrito em Moreira *et al.*, 2022), com base de algoritmos de *machine learning* (*K-means* ou hierárquico geoestatístico), subdividindo-se as amostras de bauxita em três subdomínios (aluminoso, silicático e ferruginoso).

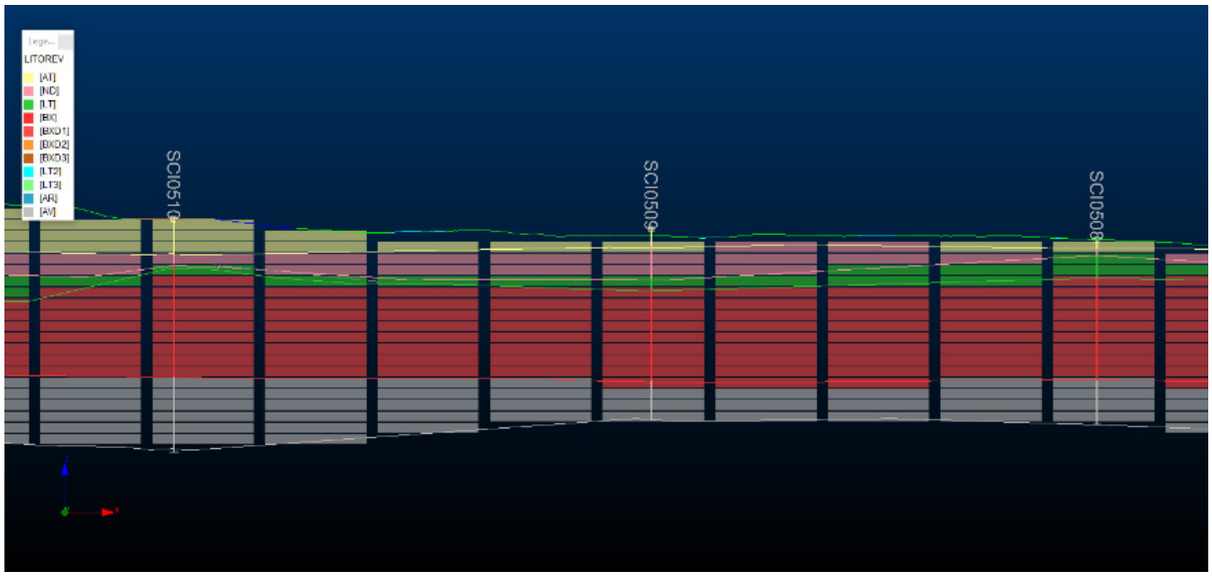


Figura 3. Seção lateral ilustrativa do modelo geológico da camada de bauxita (blocos em vermelho), e sua concordância com os furos de sondagem (traços verticais).

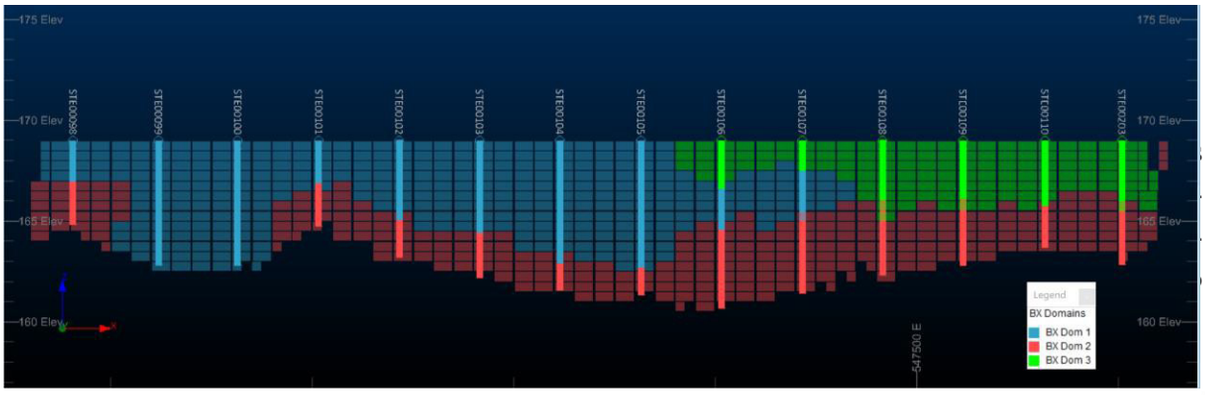


Figura 4. Seção vertical com as amostras desondagem (traços verticais) e blocos da camada de bauxita alinhados pelo topo da camada e coloridos conforme os subdomínios.

As estimativas dos teores e variáveis físicas (densidade e recuperações em massa), foramfeitas por krigagem ordinária, contemplando todos os litotipos com resultados químicos. No caso da bauxita, as categorias dos subdomínios foram um item de controle e filtragem para as amostras e blocos. Item de controle adotados foram desprezar as amostras com ponderadores negativos de krigagem, fixar para o valor aprioriasvariâncias das amostras locadas para além dos alcances variográficos, delimitar quantidades mínimas, máximas de amostras alcançadas nos raios de busca e ainda utilizar o máximo de duas amostras por furo de sondagem.

Os itens de verificação da qualidade das estimativas foram o comparativo das médias entre as amostras e blocos estimados(avaliação global), a correlação no espaçodos teores das amostras e blocos estimados (gráficos *swathplots*), e os volumes de busca e quantidades de amostras utilizadas para estimar cada bloco. Adicionalmente, foi verificada a aderência de teores dos furos e blocos em seções verticais (ilustrada na Figura 5).

A classificação do grau de confiabilidade dos recursos (nas categorias medido, indicado e inferido), se baseou em exercícios de simulação geoestatística das variáveis de espessura da camada de bauxita e dos teores desílicareativa. O passo a passo desta etapa está esquematizado na Figura 6. Tal classificação foi inspirada em Murphy *et al.* (2015) e está descrita em Moreira *et al.* (2022).

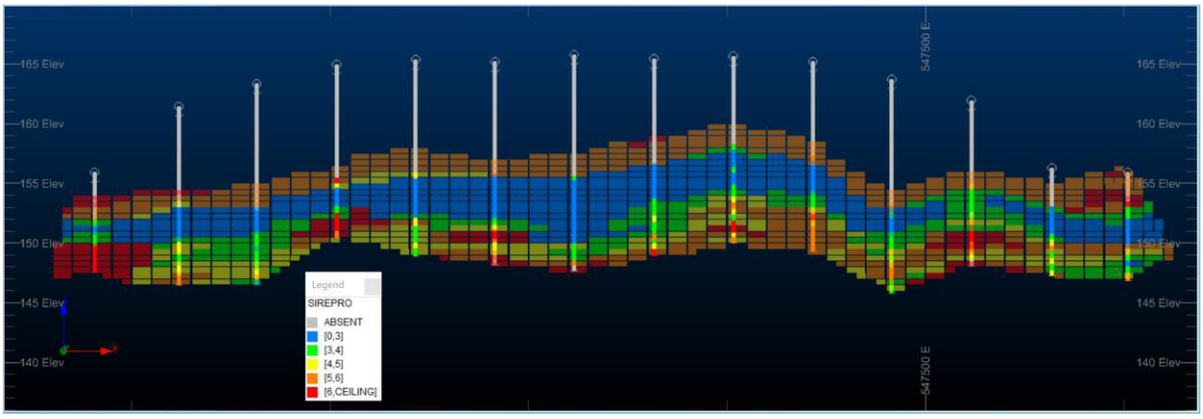


Figura 5. Seção vertical demonstrando a aderência de teores de sílicare ativa das amostras de sondagem (traços verticais) e blocos próximos.

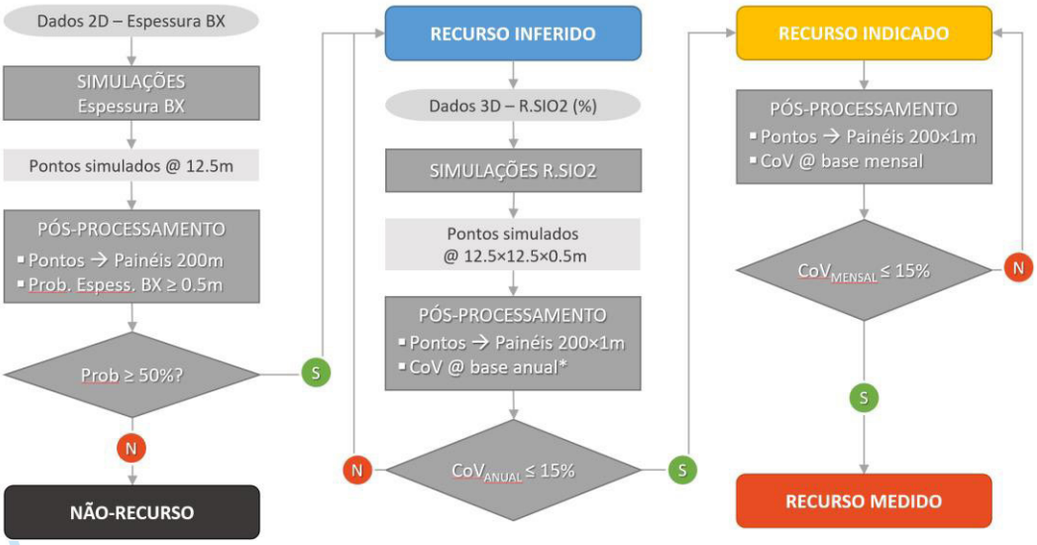


Figura6. Fluxo esquemático da classificação dos recursos adotada.

RESULTADOS

Os modelos resultantes apresentaram excelente correlação com os dados ("o modelo é filho dos dados", como relembra o Prof. João Felipe Costa), conforme observado nas verificações aplicadas. Destaca-se o significativo aumento das tonelagens de bauxita na comparação aos

modelos anteriores (superior a 50%), fruto direto do aumento de volume da bauxita modelada dado pela redefinição dos critérios da bauxita (e consequente incorporação dos horizontes de transição), embora tais matérias tenham pior qualidade em termos de teores de alumina aproveitável e sílica reativa, com moderado impacto nos teores médios. Outras contribuições para tal aumento de massa foram o aumento da área superficial de alguns platôs (devido aosnovos modelos digitais de terreno), e pelo aumento dos valores de densidade (pela revisão de cálculo, pois estavam subestimados).

DISCUSSÕES

O novo critério de classificação dos recursos não trouxe surpresas, mantendo-se a alta proporção da classe 'medido' em relação aos modelos anteriores (com a vantagem de estar baseada em critérios quantitativos de incerteza).

Uma verificação definitiva da assertividade destes modelos foi asuar e conciliação com a lavra e beneficiamento reais. Adotou-se uma janela de dois anos e os fatores foram calculados pela divisão dos valores reais sobre os modelados. Os resultados mostraram desvios dentrodo intervalo de ±5%, condizentes com a referência na indústria (Parker, 2012), conforme demonstrado na Figura 7, a seguir:

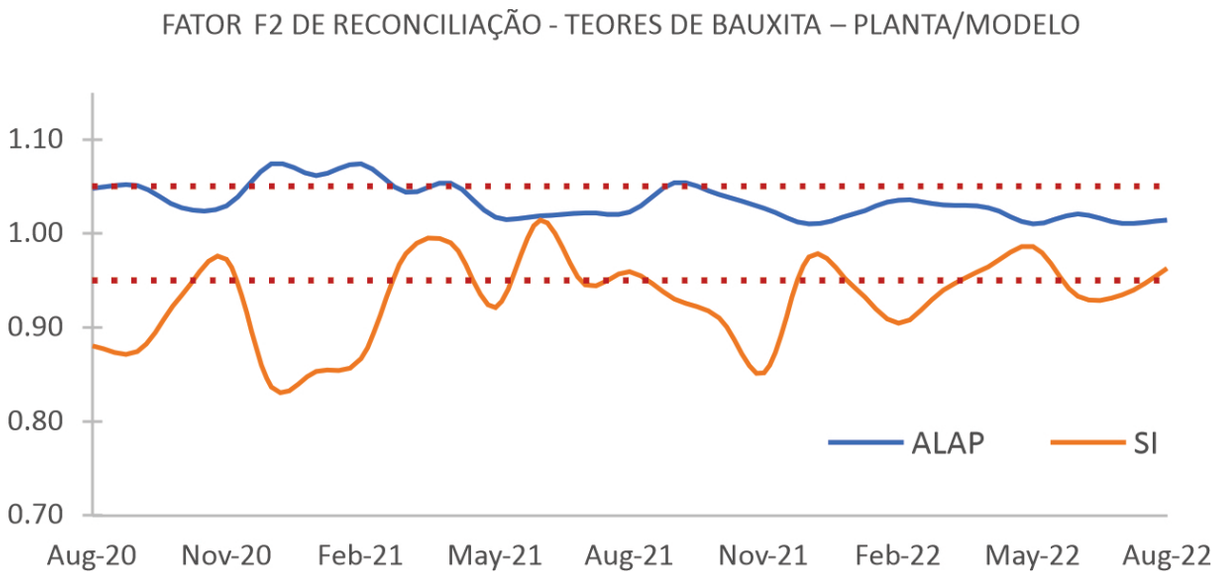


Figura 7. Fatores de reconciliação F2 (saída da planta sobre modelos), no período de dois anos, dos teores de alumina aproveitável (ALAP) e sílica reativa (SI).

CONCLUSÕES

A modelagem, baseada em ferramentas e práticas já consagradas na indústria, se mostrou adequada para representar, o mais fidedigno possível, a mineralização de bauxita sob lavrada companhia. Mostra-se adequado para subsidiar os planos de lavra e estratégicos.Cabe ressaltar que os trabalhos não terminam a qu e incrementar mais informação para aumentar seu detalhamento em termos locais é necessário para um bom controle de lavra.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aglinskas R.S.; Soares M.S. 2023. Como obter a melhor opção de correção estratigráfica para estimar teores em um depósito tabular de bauxita. *17º Simpósio de Geologia da Amazônia. Santarém*, 5pp.

Moreira G. C.; Aglinskas R.S.; CarboniL; Usero G.; Soares M.S. 2022. Aplicação de incertezas de estimativas, obtidas por simulação geoestatística, na classificação de recursos minerais de um depósito de bauxita amazônica. *9º Simpósio de Quantificação de Geociências*. Campinas, p. 7.

Moreira G.C.; CarboniL; Aglinskas R.S.; Barreto I.; UseroG.; Monteiro M.A.H.;Lima J.D.O.; Gomes K. P. 2022. Cluster analysis na definição de subdomínios em um depósito de bauxita amazônica. *9º Simpósio deQuantificação de Geociências*. Campinas, p. 49.

Murphy M.; Parker H.; Ross A.; Audet M.-A. (2005). Ore-thickness and Nickel Grade Resource Confidence at the Koniambo Nickel Laterite (a Conditional Simulation Voyage of Discovery). *Geostatistics Banff 2004*, vol. 4, p. 469-478.

ParkerH.M.2012. Reconciliation principles for the miningindustry. *Mining Technology*, **121 (3):** 160-176.

ELEMENTOS FAREJADORES DE OURO EM CRISTAIS DE ZIRCÃO DO DEPÓSITO AURÍFERO SÃO JORGE, PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS

Silvino S. S. Neto[1, 3]; Claudio N. Lamarão[2]

[1]Universidade Federal do Pará-UFPA; [2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará-PPGG-IG-UFPA; [3]Programa PET Geologia da UFPA

silvinolinhares@gmail.com; lamarao@ufpa.br

RESUMO

A região amazônica é composta de importantes depósitos minerais, os quais compõem as Províncias Metalogenéticas, dentre elas destaca-se a Província Mineral do Tapajós, constituída sobretudo por depósitos auríferos, sendo considerada uma das principais províncias de produção de ouro do país, um elemento crítico e estratégico na dinâmica global. Portanto, a descoberta e exploração de tal recurso é cada vez mais essencial no contexto atual. Para isso, é necessário o aprofundamento da pesquisa em técnicas de prospecção mineral, com o intuito de aumentar o aproveitamento e diminuir os custos de produção. O estudo do depósito de ouro São Jorge, o qual localiza-se na Província Mineral do Tapajós, forneceu amostras nas quais foram utilizados elementos farejadores de Au em cristais de zircão. Utilizando MEV-EDS-ERE foi possível observar contrastes relacionados aos aspectos morfológicos e composicionais nos cristais de zircão, tais diferenças refletem na assinatura geoquímica do mineral, as quais separam zonas estéreis de zonas mineralizas em Au. Os resultados obtidos mostram que o uso de elementos farejadores pode ser aplicado para outros depósitos auríferos como um bom guia prospectivo.

PALAVRAS-CHAVE: Província Mineral do Tapajós; Ouro; Elementos farejadores; Zircão.

INTRODUÇÃO

Com o aumento da população, avanço das tecnologias aplicadas a veículos, eletroeletrônicos, medicina e nos mais diversos setores, a demanda por depósitos minerais é cada vez maior, contudo, aliar essa demanda a eficácia na descoberta de novos depósitos e baixo custo para extração dos mesmos é uma árdua tarefa, a qual necessita de técnicas de prospecção cada vez mais avançadas. Atualmente, com a exaustão de diversos depósitos minerais ao redor do mundo, a região amazônica torna-se cada vez mais visada, pois, concentra inúmeras províncias minerais, entre elas destaca-se a Província Mineral do Tapajós, famosa pela sua produção de ouro, elemento cobiçado por suas aplicações monetárias, estéticas e tecnológicas.

Elementos farejadores presentes em minerais acessórios como zircão, titanita, apatita e rutilo tem sido utilizados como bons indicadores de depósitos estaníferos (Lamarão *et al.* 2007, 2012, 2018; Nery *et al.* 2016; Azadbakht *et al.* 2018), sobretudo em cristais de zircão, os quais apresentam resistência a alterações, variação textural, morfológica e composicional, além de ser um mineral acessório comum em rochas graníticas. Esses cristais exibem zoneamentos

composicionais decorrentes de variações nos conteúdos de Zr, Si, Hf, Y, U, Th e elementos terras raras (ETR) em suas estruturas (Belousova & Griffin 2002). Ademais, os zircões de granitos estaníferos exibem enriquecimento notável em Hf e baixas razões Zr/Hf, o que torna sua composição um guia preliminar na prospecção de granitos estaníferos (Lamarão *et al.* 2018).

Estudos recentes indicam que elementos farejadores de ouro em cristais de zircão demonstram variações notáveis entre zonas estéreis e zonas mineralizadas, fato que pode tornar-se um importante indicador de depósitos auríferos. Dentre esses elementos destacam-se Hf, Y, Th, Ta, U, As, Sb, Hg, Ag, Te e Bi (Lu *et al.* 2016; Huan Li et al. 2018).

Portanto, o objetivo central desse estudo é definir uma assinatura geoquímica nos cristais de zircão, que separem zonas não-mineralizadas de zonas mineralizadas do depósito de ouro São Jorge (Figura 1), situado na Província Mineral do Tapajós, hospedado no granito São Jorge Jovem. Dessa forma, essa ferramenta pode ser utilizada como guia prospectivo preliminar para ouro, bem como foi constatado para depósitos estaníferos (Lamarão *et al.* 2007, 2012, 2018).

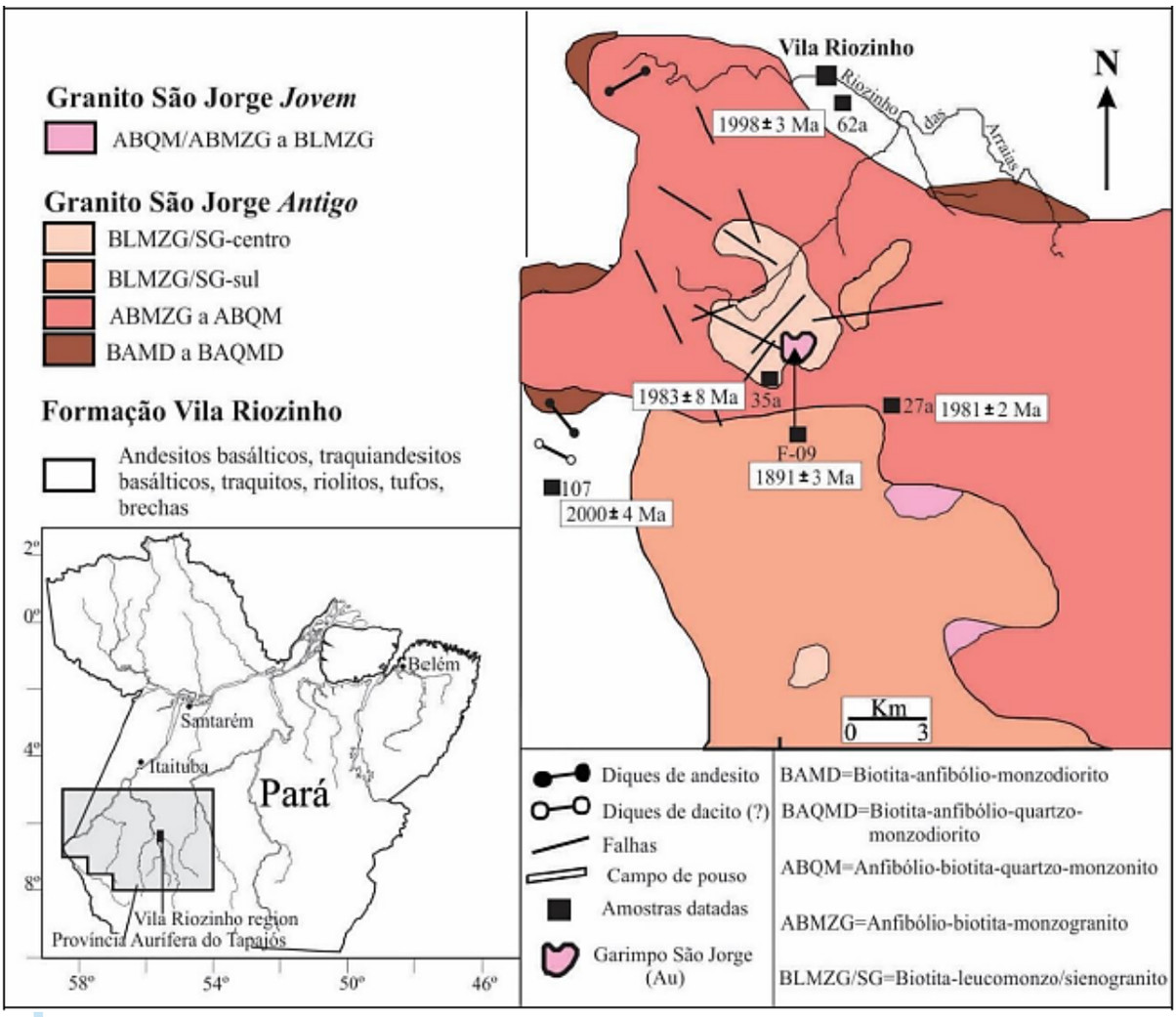


Figura 1. Mapa geológico da região de Vila Riozinho, Província Mineral do Tapajós, com localização do depósito de ouro São Jorge.

MATERIAS E MÉTODOS

A área de estudo localiza-se na região de Vila Riozinho (Figura 2), sudoeste do estado do Pará, na Província Mineral do Tapajós. Ao longo do trabalho foram realizados diversos levantamentos bibliográficos em cima da geologia regional e metalogênese da área de estudo. Ademais, publicações sobre o estudo composicional e morfológico de zircões por meio de MEV-EDS como guia prospectivo para mineralizações auríferas. Além disso, foram confeccionadas lâminas polidas de furos de sondagem do depósito São Jorge Jovem (Borges et al. 2009), para descrição de sua mineralogia e fotomicrografias de aspectos texturais presentes na rocha, sobretudo dos cristais de zircão. Por fim, foram realizadas análises de MEV-EDS-ERE no Laboratório de Microanálises – MEV & Microssonda do IG-UFPA. O modelo em questão é um SIGMA-VP equipado com sistema EDS Sirius-SD. O banco de dados geoquímicos foi tratado e interpretado em diagramas por meio do software GCDkit 2.2.

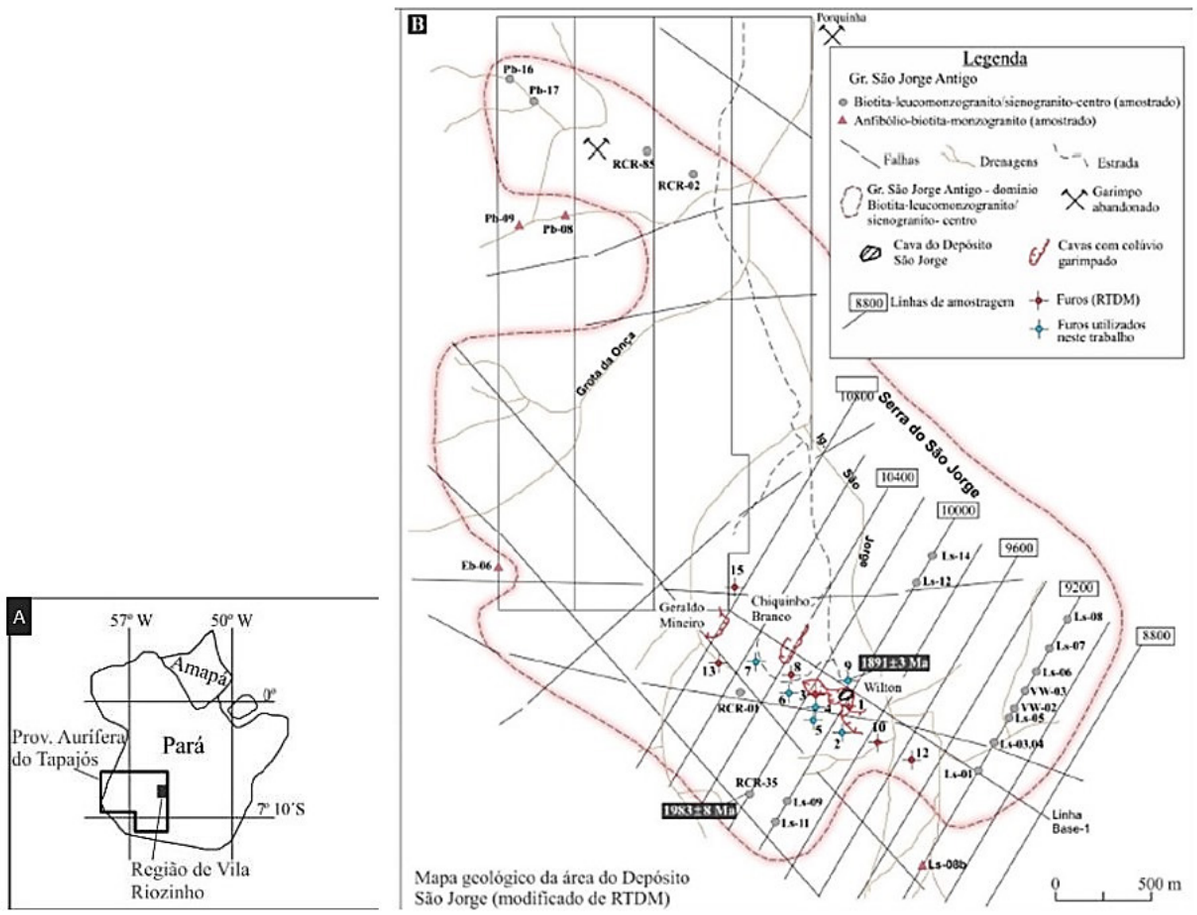


Figura 2. Mapa de localização. (A) Província Aurífera do Tapajós. (B) Detalhe do depósito São Jorge com a localização dos furos de sondagem estudados. Modificado de Borges *et al*. (2009).

RESULTADOS

Os resultados obtidos mostram variações significativas dos cristais de zircão na sua morfologia, zoneamentos composicionais analisados por imagens de ERE e composições químicas por EDS. Ao utilizar as razões Zr/Hf, Zr/As+Te+Hg+Bi e o Zr, é possível separar os cristais de zircão das amostras em duas zonas. As zonas hidrotermalizadas, com teor de Au e

sem teor de Au, e as zonas estéreis sem alteração e com alteração. Nas zonas hidrotermalizadas, os cristais de zircão apresentam valores que variam de 1,9 a 5,0 (% peso) na soma de Hf+Y+Th+U, valores com variação de 2,0 a 2,3 (% peso) em Nb, valores de 2,0 a 2,7 (% peso) de Nb+Ta, e valores de 0,4 a 1,2 (% peso) em Y. Ademais, os cristais de zircão das zonas estéreis exibem formas hipidiomórficas a idiomórficas, enquanto que os das zonas hidrotermalizadas são xenomórficos.

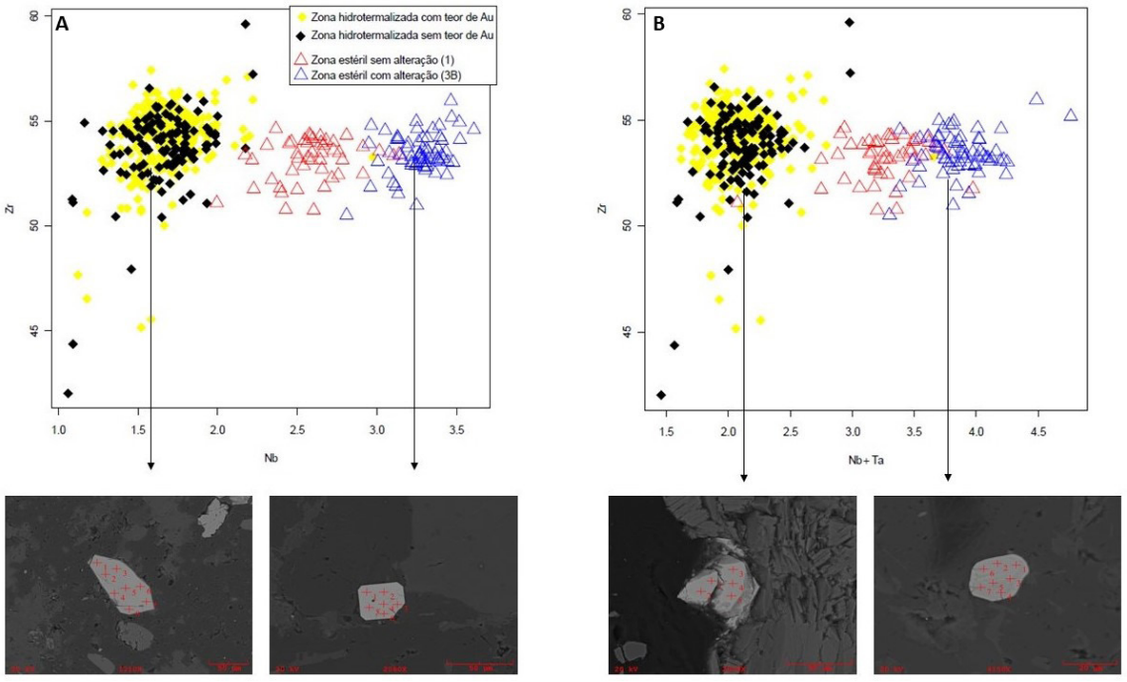


Figura 3. Diagramas de elementos HFS (Zr, Nb e Ta). (A) Características morfológicas dos cristais de zircão nas zonas hidrotermalizadas e não hidrotermalizadas usando Zr e Nb. (B) Cristal de zircão xenomórfico na zona hidrotermalizada e cristal de zircão hipidiomórfico na zona estéril.

DISCUSSÕES

Lu *et al.* (2016) e Huan Li et al. (2018) indicam que o zircão pode ser usado como guia prospectivo para Au utilizando elementos farejadores como Hf, Ti, Y, Th, Ni, Ta, U, As, Sb, Hg, Ag, Te e Bi. Ao utilizar esses elementos para os cristais de zircão do deposito São Jorge, foi possível separar as zonas hidrotermalizas (com e sem teor de Au) das zonas estéreis (com e sem alteração). Além dos contrastes morfológicos dos cristais, os quais são hipidiomórficos a idiomórficos nas zonas estéreis, e xenomórficos nas zonas hidrotermalizadas.

CONCLUSÕES

Utilizando a metodologia MEV-EDS-ERE nos cristais de zircão e elementos farejadores de ouro (Zr, Hf, Te, Bi, Hg) foi possível constatar contrastes morfológicos e composicionais desses cristais presentes no granito São Jorge Jovem, hospedeiro do depósito de ouro São Jorge. Os mesmos possibilitaram a separar zonas estéreis de zonas mineralizadas em ouro. Tais aspectos possuem potencial para serem utilizados como guias prospectivos preliminares para mineralizações de Au em outros depósitos. Portanto, os estudos utilizando essa metodologia mostram-se promissores e devem ser aprofundados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Azadbkht Z., Lentz D.R., McFarlane C.R.M. 2018. Apatite Chemical Compositions from Acadian Related Granitoids of New Brunswick, Canada: Implications for Petrogenesis and Metallogenesis. Minerals, 8: 598.

Belousova E.A., Griffins W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. 2002. Apatite as na indicator mineral for mineral exploration: trace element compositions and their relationship to host rock type. Journal of Geochemical Exploration, 76: 45-69.

Borges R.M.K., Dall'Agnol R., Lamarão C.N., Figueiredo M.A.B.M., Leite A.A.S., Barros C.E.M., Costi H.T. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Mineral do Tapajós, Cráton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências, 39(2): 375-393.

Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Soledade G.L., Silva J.S. 2007. Variações composicionais de zircão em granitos anorogênicos proterozoicos do Cráton Amazônico: implicações metalogenéticas. Revista Brasileira de Geociências, 37(4): 693-704.

Lamarão C. N., Pinho S.C.C., Júnior A.L.P., Galarza M.A. 2012. Mineralogy and Geochemistry of the Paleoproterozoic, tin-mineralized Bom Jardim of Velho Guilherme Suite, Eastern Amazonian craton. Journal of South American Earth Sciences, 38: 158-173.

Lamarão C. N., Marques G.T., Oliveira D.C., Costi H.T., Borges R.M.K., Dall'Agnol R. 2018. Morphology and compositions of zircons in rare metal granites from Brazilian tin provinces. Journal of South American Earth Sciences, 84: 1-15.

Li H., Li J.W., Algeo T.J., Wu J.H., Cisse M. 2018. Zircon indicators of fluid sources and ore genesis in a multi-stage hydrothermal system: The Dongping Au deposit in North China. Lithos, 314-315: 463-478.

Lu Y.J., Loucks R.R.,Fiorentini M., McCuiag T.C., Evans N.J., Yang Z.M., Hou Z.Q., Kirkland C.L., Parra-Avila L.A., Kobussen A. 2016. Zircon Compositions as a Pathfinder for Porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. Society of Economic Geologists, 19: 329-347.

RECURSOS HÍDRICOS, GEOLOGIA AMBIENTAL E GEOLOGIA DE ENGENHARIA

VARIABILIDADE DA RECARGA AQUÍFERA EM DIFERENTES NÍVEIS TOPOGRÁFICOS NA REGIÃO DE MANAUS

Alderlene Pimentel de Brito [1]; Walter Lucas Pimentel de Brito [2]; Sávio José Filgueiras Ferreira [3], Sheila Costa de Oliveira [4]

[1]Universidade Federal do Amazonas – UFAM; Instituto Federal do Amazonas - IFAM[2]; Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia [3]; PROFÁGUA[4]

alderlenebrito@gmail.com; walterlucaspb@gmail.com; saviojfferreira@gmail.com; sheila_geologa14@hotmail.com

RESUMO

A recarga aquífera é definida, em termos gerais, como o fluxo de água descendente que atinge a zona saturada de um aquífero, tornando-se um acréscimo ao reservatório subterrâneo. As variações na geomorfologia refletem diferenças na topografia e o impacto da topografia no local e regional nos caminhos de fluxo de água subterrânea, onde as unidades hidrogeomórficas contidas em microbacias influenciam na distribuição das recargas. Neste estudo, objetivou-se verificar a variabilidade da recarga em diferentes níveis topográficos em duas regiões, uma de microbacia inserida em floresta primária, e outra em área de lago artificial na zona urbana da cidade de Manaus. Para tal, obteve-se dados de nível da água subterrânea de 22 piezômetros, 16 na microbacia Açu e 6 no Lago Amazônico para o período entre 07/2020 e 07/2021, permitindo a estimativa das taxas de recarga a partir do método da variação do nível da água para as duas áreas. Na região de baixio as respostas foram mais rápidas refletindo padrões locais de recarga, enquanto as regiões de vertente, exibiram padrões intermediários de recarga, o que para as áreas de platô, já exibiu aspectos da recarga regional. Notou-se que os piezômetros da região de platô apresentaram as maiores recargas: 229 mm (PZ- 13), 371 mm (PZ-14), 250 mm (PZ-15) e 284 mm (PZ-16). Todos acima de 220 mm e com um percentual acima de 20%. Já os piezômetros em área de vertente apresentaram recargas em torno de 170 mm e em 14% de recarga percentualmente.

PALAVRAS-CHAVE: Recarga, topografia, nível da água subterrânea.

INTRODUÇÃO

A recarga aquífera é definida, em termos gerais, como o fluxo de água descendente que atinge a zona saturada de um aquífero, tornando-se um acréscimo ao reservatório subterrâneo (De Vries e Simmers, 2002). Logo, é o excesso de infiltração de uma área, que pode ser real, quando efetivamente atinge o nível da água (NA) ou potencial quando se refere a estimativa da água da superfície e da zona não saturada que pode se infiltrar até atingir o NA (Scanlon *et al.,* 2002). O fluxo de água vertical também é afetado por diversos fatores, influenciando na recarga, como: Superfície do terreno, que inclui topografia, cobertura vegetal e evapotranspiração real; irrigação; tipos e rios, se influentes, efluentes ou suspensos em relação ao aquífero; diferenças de condutividade hidráulica (K) e de fluxo na zona não saturada; diferenças na gênese do solo, vegetação, profundidade das raízes, conteúdo de umidade (Rushton, 1988). A somatória dessas características irá influenciar o processo de recarga para uma determinada área.

A cobertura vegetal também é contribui para avaliar o potencial de recarga em um local. Tóth (1963) sistematizou os padrões de recarga em pequenas bacias, ou seja, é possível captar, a partir de microbacias, padrões de recarga local, intermediária e regional. Em nível local, microbacias e zonas ripárias correspondentes tendem a desequilibrar-se a partir destas alterações de cobertura, pondo em risco uma infinidade de ecossistemas dependentes tanto dos recursos hídricos superficiais, quanto sub superficiais (Larned, 2012). Entender como estas inter-relações estão conectadas auxilia na elaboração de ações mitigadoras, além de proporcionar aos órgãos gestores, informações para que estas ações sejam aplicadas, uma vez que as microbacias apresentam importância significativa não apenas no ciclo do carbono (Larned, 2012), mas na manutenção da floresta como um conjunto.

Neste estudo objetivou-se determinar como os fatores de controle da recarga influenciam na recarga local, intermediária e regional para uma microbacia natural e em um lago artificial em região urbana.

Caracterização da área de estudo

O presente trabalho foi desenvolvido em duas áreas de monitoramento: Uma em região de floresta de terra firme, na microbacia do Igarapé Açu (IA), localizada na Reserva Biológica do Cuieiras, também conhecida como ZF-2; e outra em região urbana, o Lago Amazônico (LA), localizado no INPA CAMPUS 1 (Figura 1).

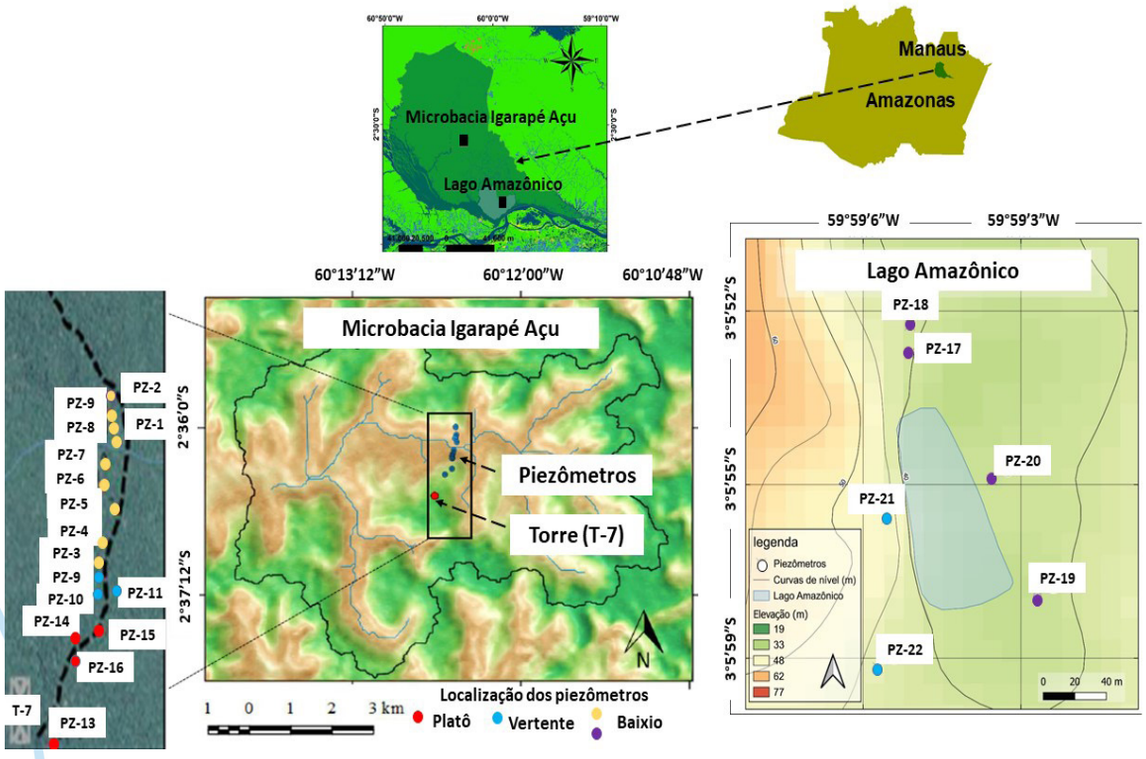


Figura 1. Localização das áreas de estudo

A microbacia hidrográfica do IA, ocorre em uma área de floresta primária, da ZF-2, situada a 60 km ao norte da cidade de Manaus. Sua morfologia caracteriza-se por conter áreas de platô, vertente (encosta) e baixio. A vegetação é típica de floresta primária não perturbada. O solo da área deste estudo varia entre latossolo amarelo álico, de textura argilosa, com boa drenagem (Chauvel, 1987) na região de platô, espodossolo, na região de vertente e argissolo na região de

baixio. Os índices pluviométricos registram totais médios mensais superiores a 150 mm em pelo menos nove meses do ano (entre outubro e junho) e apenas três meses com valores inferiores (julho a setembro), tendo o mês de agosto apresentado o menor índice (99 mm) (Marques Filho et al., 2005).

Já o LA, localiza-se no Bosque da Ciência do INPA (Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia), na cidade de Manaus, é um lago artificial, que abriga biodiversidade. O lago amazônico possui diferentes fontes de água que o abastecem, sendo em parte águas provenientes dos tanques dos peixes-boi.

MATERIAIS E MÉTODOS

Dados

Com relação a obtenção dos dados dos NA'S, foram monitorados 21 piezômetros ao longo das áreas de estudo (Tabela 1). Dezesseis piezômetros estão distribuídos ao longo de uma seção na microbacia do IA, onde 9 estão instalados em áreas de baixio, 3 em áreas de vertente e 4 em área platô. Tais zonas geomorfológicas foram selecionadas pela variação litológica e topográfica. Em LA, 6 piezômetros estão distribuídos ao redor do lago. Os NA'S foram medidos ao longo do ano hidrológico 07/2020 a 07/2021. As medições foram realizadas com medidor elétrico de nível da água, de 50 m da marca Hidrossuprimentos cuja frequência foi semanal.

Tabela 1. Localização e profundidade total dos piezômetros avaliados neste estudo

Piezômetros ZF-2							
Baixio				**Vertente**			
Nome	S	**W**	Prof (m)	Nome	S	W	Prof (m)
PZ-1	-2.36422	-60.11402	1,9	**PZ-10**	-2.36277	-60.1246	5.4
PZ-2	-2.36169	-60.12754	2.0	**PZ-11**	-2.36335	-60.1245	5.9
PZ-3	-2.36253	-60.12461	1.1	**PZ-12**	-2.36253	-60.1246	2.5
PZ-4	-2.36214	-60.12451	1.8	**Platô**			
PZ-5	-2.36172	-60.12455	2.7	Nome	S	W	Prof (m)
PZ-6	-2.36135	-60.12456	2.5	**PZ-13**	-2.36532	-60.12535	39.0
PZ-7	-2.36131	-60.12445	2.5	**PZ-14**	-2.36541	-60.12553	50.0
PZ-8	-2.36114	-60.12438	2.0	**PZ-15**	-2.36342	-60.12451	50.0
PZ-9	-2.36071	-60.12433	1.8	**PZ-16**	-2.36403	-60.11303	35.5
Piezômetros LA							
Baixio				**Vertente**			
Nome	S	W	Prof (m)	Nome	S	W	Prof (m)
PZ-17	-3.09800	-59.98473	2.9	**PZ-21**	-3.09887	-59.9849	4.0
PZ-18	-3.09785	-59.98473	3.4	**PZ-22**	-3.09966	-59.9849	4.3
PZ-19	-3.09928	-59.98401	3.0				
PZ-20	-3.09867	-59.98427	2.7				

Para a determinação da relação entre as recargas e variação do nível com a precipitação da microbacia do IA, utilizou-se dados de precipitação diária proveniente da Torre T7, instalada em área próxima à seção dos piezômetros e cujo equipamento é o pluviômetro digital HOBO RG3-M, de precisão ±1% e resolução de 0,2 mm.

Para a determinação da relação entre as recargas e variação do nível com a precipitação do LA, utilizou-se dados de precipitação diária proveniente da área do Bosque da Ciência no INPA, na cidade de Manaus, e cujo equipamento também é um pluviômetro digital HOBO RG3-M, de precisão ±1% e resolução de 0,2 mm. Ambos para o ano hidrológico 07/2020 a 07/2021.

Estimativa de recarga

Neste estudo, aplicou-se o método da Variação do Nível de Água (VNA), conforme definido por (Healy e Cook, 2002), através da equação 1.

Onde Sy é o rendimento específico (unidade adimensional) e foi 0,21 (Brito et al, 2021); Δh (mm) é a variação do nível de água, entendida como a diferença entre o ponto máximo na elevação do nível de água registrado no piezômetro e o ponto no mesmo tempo da curva extrapolada da última recessão, entretanto, para este trabalho, foi adotada a diferença entre o ponto máximo e mínimo de cada recessão; e Δt é o tempo de medição decorrido (dias), que para este estudo, não foi aplicado.

RESULTADOS

Recarga pelo método da VNA

A tabela 2 mostra os parâmetros utilizados para o cálculo da recarga através do método da VNA para sete piezômetros selecionados entre as regiões de vertente e platô da ZF2, sendo o PZ-14, da região de platô, o que apresentou a maior recarga (371 mm) e o PZ-10 e PZ-11, da região de vertente, os que apresentaram a menor recarga, 174 e 170 mm, respectivamente.

Nota-se que os piezômetros da região de platô apresentaram as maiores recargas: 229 mm (PZ- 13), 371 mm (PZ-14), 250 mm (PZ-15) e 284 mm (PZ-16). Todos acima de 220 mm e com um percentual acima de 20%. Já os piezômetros em área de vertente apresentaram recargas em torno de 170 mm e em 14% de recarga percentualmente. Demonstrando uma relação entre a topografia e a recarga para esta área.

Tabela 2. Parâmetros para obtenção de recarga nos piezômetros do igarapé Açu

PZs*	Data		Máx	Mín	Δh	Sy	R* (mm)	P* (mm)	R (%)
PZ-10	28/10/2020	08/04/2021	4,35	3,52	0,83	0,21	174	1251	14
PZ-11	28/10/2020	08/04/2021	1,59	0,78	0,81	0,21	170	1251	14
PZ-12	28/10/2020	08/04/2021	4,36	3,51	0,85	0,21	179	1251	14
PZ-13	10/08/2020	11/02/2021	35,42	34,33	1,09	0,21	229	1076	21
PZ-14-	24/11/2020	17/06/2021	30,67	28,9	1,77	0,21	371	1438	26
PZ-15	24/11/2020	13/05/2021	26,24	25,05	1,19	0,21	250	1234	20
PZ-16	14/08/2020	11/02/2021	37,3	35,95	1,35	0,21	284	1067	27

R* (Recarga), P*(Precipitação)

Na tabela 03, observa-se que para o Lago Amazônico, em PZ-21, a recarga foi de 18% do total precipitado, o que corresponde a 330 mm. Enquanto em PZ-22, a recarga foi de 502 mm, que corresponde a 27% do total precipitado de 1812 mm para o período analisado para o cálculo da recarga pela VNA.

Nota-se ainda que a recarga obtida tanto em uma região de floresta primária, quanto em uma área já antropizada obtiveram resultados em parte na mesma faixa. Tal fato se deva em que os piezômetros em área já antropizada não recebam influências externas como bombeamentos de poços circunvizinhos ou recarga urbana e que correspondam ao efeito natural da sazonalidade.

Tabela 3. Parâmetros para obtenção de recarga nos piezômetros do Lago Amazônico

PZs	Data		Máx	Mín	Δh	Sy	R* (mm)	P* (mm)	R (%)
PZ-21	05/11/2020	01/04/2021	0,783	2,352	1,569	0,21	330	1812	18
PZ-22	05/11/2020	01/04/2021	-0,205	2,185	2,39	0,21	502	1812	27

R* (Recarga), P*(Precipitação)

DISCUSSÕES

Para o caso do AAC, raso, Sophocleous e Perry (1985), descrevem que para aquíferos rasos, a recarga ocorre através do fluxo vertical pela zona não saturada, aproximadamente normal ao NA. Enquanto Macpherson e Sophocleous (2004), sugerem que a causa da rápida ascensão dos NAs seja através de uma recarga proveniente do fluxo de base, onde o fluxo vertical na zona não saturada é o fator secundário. Já Frappart et al. (2019) sugerem em escala regional, que em sub bacias de cabeceira sem extensas planícies de inundação, o fluxo de base é o principal contribuinte da descarga, o que nos permite inferir que tais relações são controladas por características específicas de cada área e pela dimensão da área de estudo.

As diferenças entre as recargas das regiões de vertente e platô estão associadas tanto a variações litológicas quanto a profundidade dos piezômetros e as escalas das recargas (local a regional). Nas regiões de vertente, estes piezômetros apresentam profundidas entre 2,5m a 5,9 m, e cuja granulometria areia grossa tem predominância significativa. Para as regiões de platô, as primeiras camadas são mais argilosas (Ferraz, Ohta e Sales, 1998) com profundidades até 50m. Maiores profundidades tem demonstrado respostas de recargas regionalizadas (Brito et al, 2020).

CONCLUSÕES

As regiões de baixio, vertente e platô na ZF2 revelaram um comportamento diferenciado com relação a interação entre nível da água subterrânea e precipitação. Na região de baixio as respostas foram mais rápidas refletindo padrões locais de recarga, enquanto as regiões de vertente, exibiram padrões intermediários de recarga. Já para as áreas de platô, exibiu-se aspectos da recarga regional

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Brito, A. P., Tomasella, J., Wahnfried, I. D., Candido, L. A., Monteiro, M. T., Filgueiras, S. J. F. 2020. Relação entre precipitação e recarga de águas subterrâneas na Amazônia Central. Revista Águas Subterrâneas, 34(1), 39-49. https://doi.org/10.14295/ras.v34i1.29616

Chauvel, A., Lucas, Y., Boulet, R. 1987. On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia, Brazil. Experientia, 43, 234-241. https://doi.org/10.1007/BF01945546

De Vries, J.J. e Simmers, I. 2002. Groundwater Recharge: An Overview of Processes and Challenges. Hydrogeology Journal, 10, 5-17. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7

Ferraz, J.; Ohta, s.; sales, P.C. 1998. Distribuição dos solos ao longo de dois transectos em floresta primária ao norte de manaus (Am). In: Higuchi, N.; Campos, m.A.A.; sampaio, P.T.B.; santos, J.(ed.) Pesquisas florestais para a conservação da floresta e reabilitação de áreas degradadas da Amazonia - Manaus. instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, manaus. pp. 111-143

Frappart, F., Papa, F., Guntner, A., Tomasella, J., Pfeffer, J., Ramillien, G., Emiliot, T., Schietti, J., Seoane, L., da Silva Carvalho, J., Medeiros Moreira, D., Bonnet, M.P., Seyler, F.2019. The spatio-temporal variability of groundwater storage in the Amazon River Basin. Advances in Water Resources, Volume 124, February, Pages 41-52. 2019. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.12.005

Healy, R.W. & Cook, P.G. 2002. Using ground-water levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal, v. 10, p.10, p. 91 – 109.

Larned, S. T. 2012. Phreatic groundwater ecosystems: research frontiers for freshwater ecology. Freshwater Biology 57:885–906.

Macpherson G.L, Sophocleous, M. 2004.Fast ground-water mixing and basal recharge in an unconfined, alluvial aquifer, Konza LTER Site, Northeastern Kansas. Journal of Hydrology, V. 286, Issues 1–4, p. 271-299. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.016

Marques Filho, A., Dallarosa, R. e Pachêco, V.B. 2005. Radiação solar e distribuição vertical de área foliar em floresta - Reserva Biológica do Cuieiras - ZF2, Manaus. Acta Amazonica. 35. 427-436.

Rushton K.R., Kawecki M.W., Brassington F.C. 1988. Groundwater model of conditions in Liverpool sandstone aquifer. J Inst Water Environ Manage 2(1):67–84

Scanlon B.R., Healy R.W., Cook P.G.2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeol J. 10:18-39. https://doi.org/10.1007/s10040-0010176-2

Sophocleous M., Perry C. A. 1985. Experimental studies in natural groundwater – recharge dynamics: the analysis of observed recharge events. J Hydrol 81:297–332

Tóth, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Journal of Geophysical Research, 68(16), 4795–4812. https://doi:10.1029/jz068i016p04795

AVALIAÇÃO TÉCNICA PÓS-DESASTRE DE UMA CORRIDAS DE MASSA NA ZONA LESTE DE MANAUS/AM.

Antonio Gilmar Honorato de Souza[1]; Marco Antonio de Oliveira[1]; Bruno Silva de Souza

[1]ServiçoGeológicodoBrasil-CPRM;

gilmar.souza@sgb.gov.br; marco.oliveira@sgb.gov.br; brunossouza.geo@gmail.com

RESUMO

Um evento de chuva intensa com precipitação em torno de 100mm no dia1 2 de marçode 2023 causou umas das maiores tragédias na cidade de Manaus, com alagamentos, inundações, deslizamentos e corridas de massa. Este último processo foi responsável pela morte de 8 pessoas e destruição de 20 moradias na rua Pingo D' água, bairro Jorge Teixeira, em uma encosta de 60 m de alta declividade, evoluído sobre arenitos e argilitos da Formação Álter do Chão. A metodologia utilizada para este trabalho constou de uma visita em campo, um dia após o evento para avaliação técnica, obtendo imagens aéreas georreferenciadas com uso de drone Mavic 2 Pro para criação de ortomosaicos, além dados de pluviômetros do SGB/CPRM e comparações de imagens históricas do Google Earth Pro para entender a dinâmica das invasões na cidade de Manaus pós-2020, quando se deu o aumento no número de moradias observados nas imagens históricas. Por fim, conclui-se que os fatores responsáveis por esse deslizamento seguido por corrida de massa de fluxo de detritos foram a intensa precipitação pluviométrica, taludes íngremes com resíduos sólidos e vegetações na encosta, onde havia uma invasão recente com habitações de alta vulnerabilidade (casas de madeira) localizada abaixo da encosta.

PALAVRAS-CHAVE: Riscogeológico; Corridademassa; JorgeTeixeira; Manaus.

INTRODUÇÃO

No dia 12 de março de 2023 a cidade de Manaus registrou dezenas de ocorrências de alagamentos, inundações, deslizamentos e corridas de massa, provocados pela chuva intensa, em torno de 100 mm precipitados desde a madrugada até meio da tarde. A noite houve um deslizamento de terra, seguido de corrida de massa de grande porte no Bairro Jorge Teixeira (figura1), rua Pingo D'água, que atingiu moradias e causou a morte de oito pessoas e destruição de 20 moradias de alta vulnerabilidade.

O Bairro Jorge Teixeira localiza-se na região leste de Manaus, na área de expansão urbana que espraia-se por um relevo de colinas de topos planos e alongados, com encostas de alta de clividade, evoluído sobre arenitos e argilitos da Formação Álter do Chão.

Diante deste cenário uma equipe do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, da Superintendência Regional de Manaus, deslocou-se até o local, no dia 13 de março, para coletar dados, analisar e registrar este evento de risco geológico de modo a subsidiar as ações emergenciais conduzidas pela Defesa Civil, na identificação de situações de risco remanescentes,

bem como o de gerar o conhecimento sobre os fatores e processos que levaram a ocorrência do fenômeno e assim contribuir para a melhoria dos sistemas de gerenciamento e alerta de desastres naturais do País.

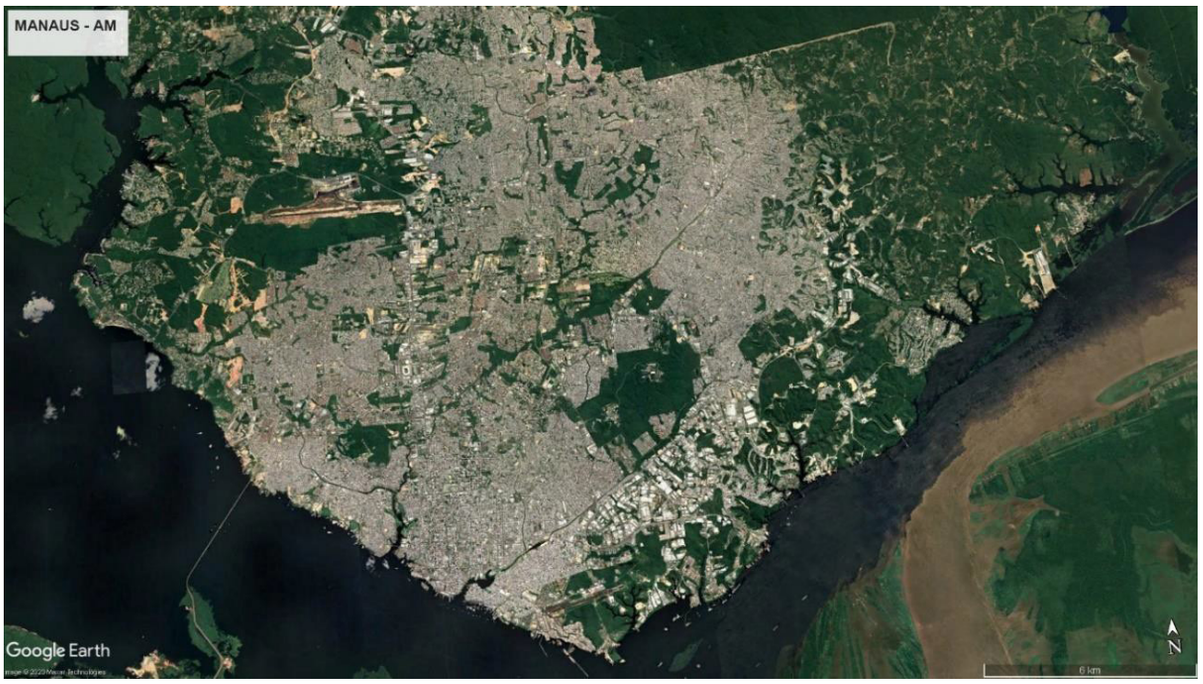


Figura1. Localização do evento, no Bairro Jorge Teixeira. Fronte de expansão urbana de Manaus.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos empregados no atendimento técnico emergencial se baseiam nos procedimentos propostos por Ministério das Cidades & IPT (2007) e por Lana *et al*. (2021), os quais empregam a abordagem heurística para o mapeamento e classificação das áreas de risco.

Os levantamentos de campo contemplam exclusivamente as áreas que foram atingidas ouque apresentam risco alto a muito alto de serem afetadas por deslizamentos, fluxo de detritos, que das de blocos de rocha, enxurrada, inundação ou enchente. Neste sentido, o presente estudo foi desenvolvido na área de atingimento onde existem edificações. Dessa forma, regiões não habitadas, campos utilizados para atividade esportiva e terrenos baldios não foram objeto deste estudo.

As imagens orbitais do Google Earth Pro serviram para comparação entre imagens históricas disponível no Google Earth Pro entre julho de 2019 e setembro de 2022, com intuito de entender a dinâmica das invasões ocorridas na área.

Foram capturadas imagens aéreas obtidas no dia 13/03/2023, com auxílio do drone Mavic 2 Pro, utilizando o aplicativo Drone Deploy para aquisição das imagens de forma automáticas, gerando várias ortofotos da área de trabalho. Estas ortofotos foram processadas no software Agisoft Metashape Profissional, criando ortomosaicos que serviram para delimitar a área de atingimento, bem como a distância percorrida pelo processo.

RESULTADOS

A área onde ocorreu o movimento de massa é uma encosta íngreme (figura 2), com desnível de 60m, geometria de anfiteatro e sulcos, ravinas e voçorocas que entalham continuamente sua superfície. Embora sejam áreas com vegetação, estas encostas são cabeceirasdedrenagem- que recebem toda a água que escoa do topo da encosta pelo arruamento e assim aceleram os processos erosivos naturais, criando as voçorocas. Nas áreas baixas, no entorno dos igarapés e nascentes, háo aumento do processo de assoreamento, fruto daerosão, que potencializa as situações de alagamentos.

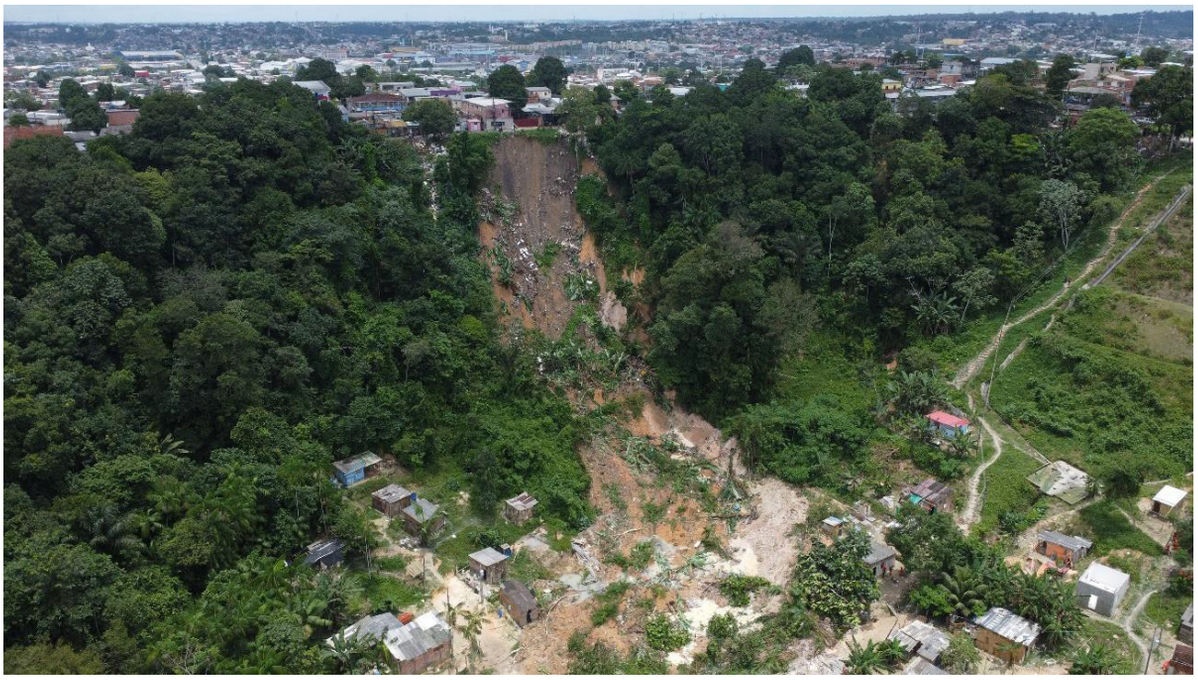


Figura 2. Local do movimento de massa no Bairro Jorge Teixeira, um Talude com cercade 60m de altura parcialmente vegetado.

Nesta paisagem as moradias situadas no topo das encostas e no entorno das voçorocas estão sujeitas ao alto risco de deslizamentos e corridas de massa, enquanto as moradias localizadas na base da encosta estão sob o risco decorrida de lama/detritos e alagamentos. Há de ressaltar que algumas voçorocas servem como depósitos de resíduos sólidos descartados pela cidade.

O movimento de massa ocorrido foi um deslizamento planar, formado por lixo, solo, restos vegetais e entulho, na rua Angelim, seguido de corrida de lama e detritos que percorreu 215m (figura3) e atingiu as moradias situadas na parte baixa do talude, na rua Pingo D'água, principalmente aquelas posicionadas na direção do fluxo de lama e detritos foram soterradas. As moradias situadas um pouco mais abaixo foram arrastadas e derrubadas pela corrida de lama.

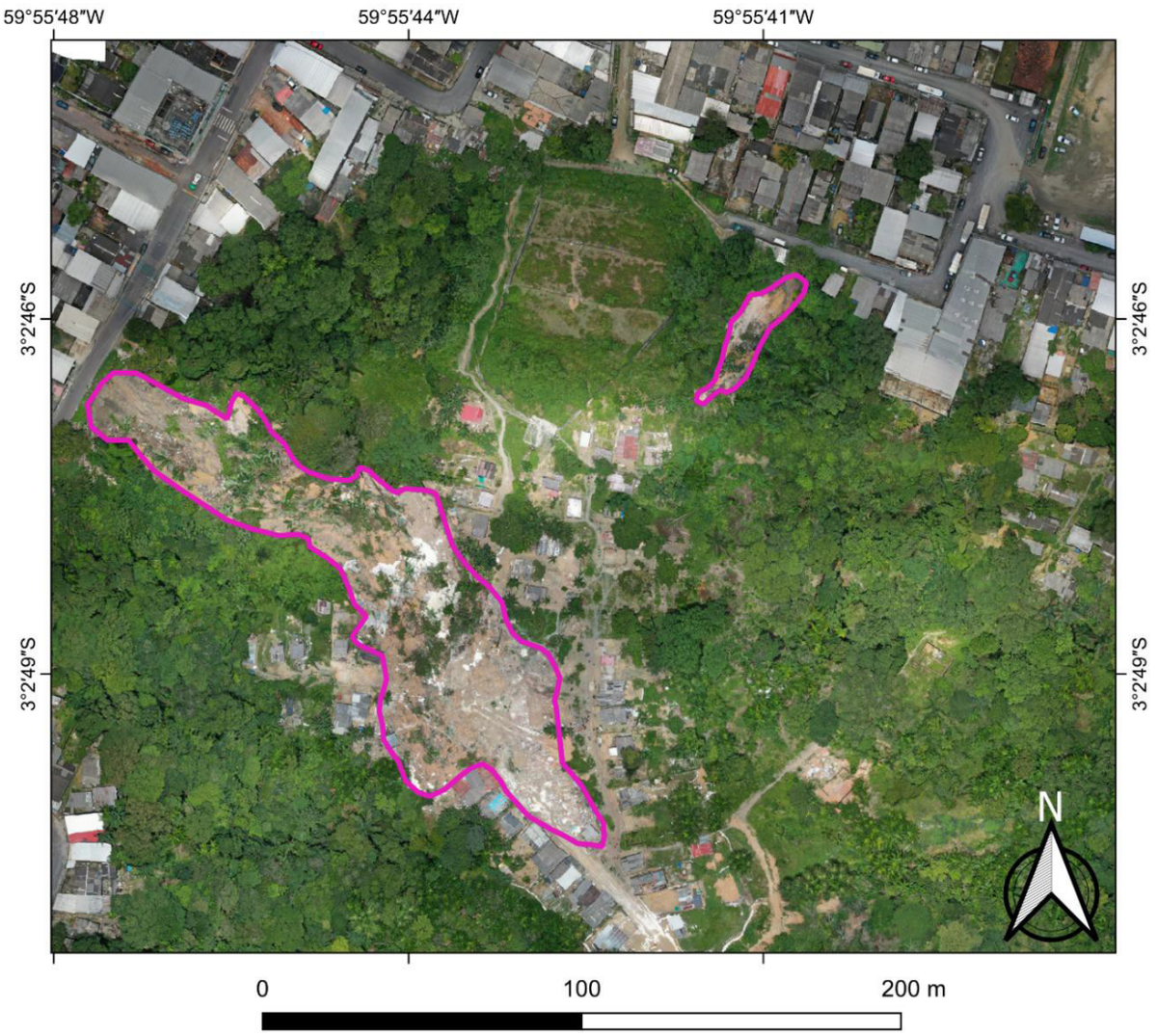


Figura 3. Mosaico de ortofotos obtidos por mapeamento de Drone DJIMavic 2 Pro no dia 13/03/2023 da área atingida por movimento de massa, bairro Jorge Teixeira. Polígonolilás representa a área afetada.

DISCUSSÕES

A área é uma invasão com casas vulneráveis, com grande maioria de suas casas feitas em madeira, e começou a ser habitada após 2020. Na imagem área de julho de 2019, obtido no Google Earth Pro, notou-se que não existia ainda essa invasão, no mesmo período em que foi lançado o Mapeamento das áreas de risco geológico da zona urbana de Manaus (AM) pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM. Como não existiam moradias, não foram mapeados risco nesse local. Na imagem de setembro de 2022 do Google Earth, nota-se que já existia uma grande quantidade de casas. Estima-se que mais de 70 pessoas tiveram suas casas atingidas.

CONCLUSÕES

O movimento de massa que ocorreu na noite de 12/03/2023, no Bairro Jorge Teixeira, foi devido a ruptura de um talude, parcialmente desmatado com entulhos e resíduos sólidos, e aprecipitação intensa (em torno de 100mm) e causou uma ruptura e um fluxo de lama e de tritos que soterrou e derrubou as moradias situadas na encosta e na parte baixa.

Cabe destacar que essa área teve aumento no número de residências apartir de2020, e o Mapeamento de Risco Geológico da região de Manaus, foi entregue em 2019 pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM, e portanto, essa área não foi mapead apor não ter moradias abaixo da encosta. Estima-se que 100 moradias estejam inseridas nestas áreas de risco.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRASIL. Lei nº 12.608, de10 d eabril de 2012. Instituia Política Nacional de Proteção e Defesa Civil-PNPDEC; dispõe sobre o Sistema Nacional de Proteção e Defesa Civil – SINPDEC e o Conselho Nacional de Proteção e Defesa Civil – CONPDEC. Disponível em: http://www.planalto.gov.br.Acesso em: 17 mar. 2014.

CPRM 2019. Mapeamento das áreas de risco geológico da zona urbana de Manaus (AM). Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/22021.2

LANA, Júlio Cesar; JESUS, Denílson de; ANTONELLI, Tiago. Guia de procedimentos técnicos do departamento de gestão territorial: setorização de áreas de risco geológico. V. 3. Edição 1. Brasília: CPRM, 2021.

MINISTÉRIO DAS CIDADES/INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS–IPT. Treinamento de Técnicos Municipais para o Mapeamento e Gerenciamento de Áreas Urbanas com Risco de Escorregamentos, Enchentes e Inundações. Apostila de treinamento. 2004. 73p.

MINISTÉRIO DAS CIDADES/INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS – IPT. Mapeamento de Riscos em Encostas e Margemde Rios. Celso Santos Carvalho, Eduardo Soares de Macedo e Agostinho Takaishi Oura, organizadores – Brasília: Ministério das Cidades; Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, 2007.

AVALIAÇÃO HIDROGEOLÓGICA DE ÁREAS INSULARES NO ESTUÁRIO AMAZÔNICO: ILHA DO CAPIM, ABAETETUBA (PA)

Bruno Rocha Negrão[1]; Aline Maria Meiguins de Lima[2]; José Augusto Martins Corrêa[3]

[1, 2, 3]Universidade Federal do Pará - UFPA, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia

bruno.negrao@ig.ufpa.br; ameiguins@ufpa.br; jamc@ufpa.br

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi avaliar o uso potencial das águas subterrâneas consumidas na Ilha do Capim (Abaetetuba, PA). Justifica-se pelo caráter insular, com forte influência do regime estuarino amazônico, que apesar do volume de águas, apresenta limites para o consumo humano. Foram avaliados 7 poços na Ilha, com características de aquífero freático. Além da descrição ambiental local, a amostragem feita permitiu analisar pH, condutividade elétrica, sólidos totais dissolvidos, temperatura, cátions e ânions (amônia, nitrito, ferro, potássio e sódio). Os resultados indicaram que para o consumo humano deve ser avaliado o conteúdo de nitrito e amônia. Os valores de ferro seriam consequentes da relação Pós-Barreiras/Barreiras do freático da região. Como a amostragem foi realizada no período chuvoso, a persistência e consequente incremento no período menos chuvoso poderá indicar a vulnerabilidade local do lençol freático, com a influência do modo de uso da terra e condições de saneamento básico persistentes na Ilha.

PALAVRAS-CHAVE: Usos da água; freático; vulnerabilidade.

INTRODUÇÃO

A região amazônica, apesar da grande disponibilidade de água doce superficial, enfrenta graves problemas de abastecimento de água, principalmente em razão de sua rede de distribuição bastante deficitária. Segundo o Ranking do Saneamento Básico 2023 (Instituto Trata Brasil 2023), o estado do Pará detém quatro dos dez municípios piores colocados no ranking, e todos apresentaram índices de atendimento total de água menores que 77%. Essa situação preocupante se repete no município de Abaetetuba, o qual está localizado na porção nordeste do Pará, e apresenta uma significativa porção dos seus limites territoriais composta por ilhas e demais regiões ribeirinhas. Em tal localidade, mais de 40% da população reside em zonas rurais (IBGE 2021), no entanto, menos de 5% dessa parcela de cidadãos possuem acesso ao abastecimento público de água (Pará 2020). Dentre o conjunto de ilhas e comunidades ribeirinhas que integram o município de Abaetetuba, destaca-se a Ilha do Capim, na qual residem aproximadamente 140 famílias a mais de 40 anos; assentadas na área de congruência do Rio Pará e Baía do Capim (Gonçalves e Brasil 2016).

Em razão da significativa distância do centro do município e das barreiras físicas existentes (baía e rios), o acesso à água pelos moradores da ilha ocorre majoritariamente através de poços tubulares e poços escavados. Os aspectos da hidrogeologia local favorecem a conexão direta com as águas superficiais, seja por infiltração vertical direta, ou horizontal, dado o aspecto

insular. Assim, predominam condições de aquífero livre de elevada vulnerabilidade, como uma fonte mais acessível para a maior parte da população local (Medeiros *et al.* 2016; Silva et al. 2018). Por conseguinte, esse trabalho visa avaliar o uso potencial das águas subterrâneas consumidas na Ilha do Capim (Abaetetuba, PA).

MATERIAIS E MÉTODOS

A Ilha do Capim localiza-se dentro dos limites territoriais do município de Abaetetuba, o qual possui como principais vias de acesso as rodovias PA-252 e PA-409. Tal ilha está localizada a uma latitude de 1°34'22"S e longitude de 48°51'53"W, distando pouco mais de 40 km da capital paraense (Belém), e está assentada nas proximidades do Furo do Capim, o qual conecta o Rio Pará à Baía do Capim. Para fins de análise, foram executadas etapas de campo visando avaliar a potabilidade da água de 7 poços utilizados pelos habitantes da ilha (Figura 1). Seu contexto hidrogeológico, com base no apresentado por Almeida (2007) pode ser descrito como predominantemente formado pelo conjunto: Formação Barreiras (25 a 90 m); Pós-Barreiras (< 25 m); e Aluviões (inferiores a 10m).

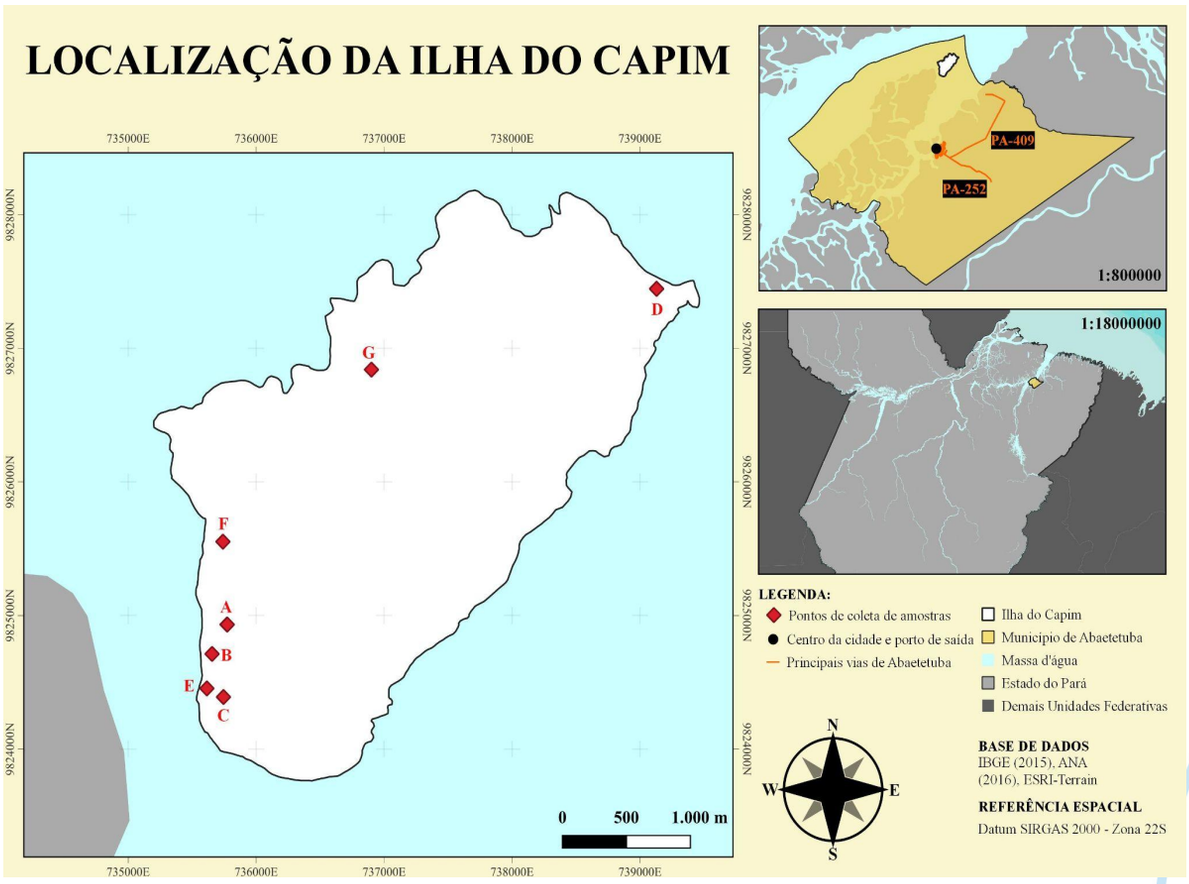


Figura 1. Localização da área avaliada.

O período de amostragem e caracterização local, ocorreu em abril de 2023, indicando o maior volume de chuvas na região (Martins et al. 2017). As análises de parâmetros físico-químicos das águas subterrâneas foram realizadas "*in situ*" através de sonda multi-paramétrica, sendo os seguintes parâmetros físico-químicos quantificados: pH, condutividade elétrica e STD

(Sólidos Totais Dissolvidos). Ademais, durante as etapas de campo, foram realizadas também pequenas entrevistas com os moradores, a fim de melhor examinar e compreender as principais dinâmicas socioambientais relativas ao consumo da água subterrânea pelas comunidades da Ilha do Capim. Quanto à amostragem e a preservação, destaca-se que essa etapa ocorreu em conformidade com as orientações técnicas propostas em 2011 pelo Guia Nacional de Coleta e Preservação de Amostras Água, Sedimento, Comunidades Aquáticas e Efluentes Líquidos da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA). As análises seguiram o padrão de controle e qualidade aplicados pelo Laboratório de Hidroquímica do Instituto de Geociências (IG), da Universidade Federal do Pará (UFPA).

Para as análises *ex situ*, a determinação do ferro total ocorreu por meio do método da orto-fenantrolina, através de um espectrofotômetro UV-Vis e a quantificação dos cátions e ânions (amônia, nitrito, potássio e sódio) foi realizada mediante cromatografia líquida. Durante as etapas de campo, foram realizadas entrevistas com os moradores da ilha, a fim de melhor examinar e compreender simplificadamente as principais dinâmicas socioeconômicas e ambientais relativas ao consumo da água subterrânea pelas comunidades da Ilha do Capim.

RESULTADOS

Os resultados obtidos estão resumidos na Tabela 1. Considerando que os mesmos estão limitados ao período chuvoso da região, observa-se nesta situação a forte interação com as águas superficiais.

Tabela 1. Resultados obtidos, na campanha do período chuvoso.

n.d. : não detectado. n.d.* : não detectado devido ao valor da concentração ser muito inferior aos valores da curva de calibração adotada.		Unidade	Poços Amostrados							VMP (Valores Máximos Permitidos)
			A	B	C	D	E	F	G	
Características dos poços amostrados	Tipo	-	Poço escavado	Poço tubular	Poço escavado	Poço tubular	Poço escavado	Poço tubular	Poço tubular	-
	Altitude local	m	11	7	6	10	12	11	8	-
	Profundidade aprox. do poço	m	3,2	21	4,55	25	4,6	3	12	-
Parâmetros de análise	pH	-	5	4,5	5	6,26	4,6	4,65	6	
	CE (Condutividade Elétrica)	µS/cm	54	51	35	595	35	35	137	
	STD (Sólidos Totais Dissolvidos)	mg/L	27	55	18	298	18	17	68	1000
	Temperatura de amostragem	°C	29,88	28,22	28,88	28,29	27,62	30,81	28,81	-
	Amônia	mg/L	n.d.	0,4646	0,4764	n.d.	0,3268	2,4537	0,3581	1,5
	Nitrito	mg/L	7,8407	11,8989	6,4953	137,1135	5,6627	6,4673	15,3108	1
	Ferro	mg/L	0,2170	0,2561	0,0836	13,7765	n.d.*	0,0715	4,1339	0,3
	Potássio	mg/L	n.d.	0,4447	0,8726	1,7369	0,2168	0,9688	n.d.	
	Sódio	mg/L	0,0251	4,7420	6,3648	34,7198	2,7511	2,3586	2,9739	200

Durante os procedimentos de campo foi verificado que vários poços se encontravam muito próximos as áreas de várzea, onde o alagamento periódico era frequente, dada a influência das marés. Admitindo o predomínio dos sedimentos Pós-Barreiras, descritos em Almeida (2007), como sendo de origem areno-argilosa, de granulometria grossa e inconsolidados, tendo o contato (inferior) com a Formação Barreiras marcado pela presença de arenitos ferruginosos ou por fragmentos dos sedimentos Barreiras; espera-se um potencial de infiltração maior. Para a Região Metropolitana de Belém, ANA (2018) apresenta um coeficiente de infiltração de 6% do total precipitado na região. Leite *et al* (2019) ainda destacam que o domínio Pós-Barreiras tem características dominantes de aquífero livre ou semi-confinado, com profundidade variada, limitando-se a 25m, c fluxo máximo de $5m^3/s$. Os poços amostrados acompanharam tais características em seus resultados, com profundidades máximas de 25m, ph tendendo ao ácido, com dois poços apresentando maiores variações de condutividade elétrica e sólidos totais dissolvidos. Medeiros *et al.* (2016) obtiveram valores similares para comunidades localizadas em Abaetetuba e Barcarena, também para o período chuvoso.

O comportamento do ferro foi o esperado pelas observações de campo, que mesmo em condições de volume maior de chuvas e potencial de recarga, ainda foi elevado em dois poços. Leite et al. (2019) na análise de vulnerabilidade de aquíferos em Abaetetuba, os poços mais próximos do rio obtiveram padrão similar para potássio e sódio. A Portaria GM/MS nº 888, de 4 de maio de 2021, que dispõe sobre os procedimentos de controle e de vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade, compromete em função do nitrito que ficou acima do indicado pela norma (máximo 1mg/L) em todos os poços. O limite referente a amônia (máximo 1,2 mg/L) foi ultrapassado apenas em um dos poços. E do ferro em dois poços (máximo 0,3 mg/L).

DISCUSSÕES

A localização insular dos poços e as profundidades rasas foram traduzidas pelo comportamento dos parâmetros no período chuvoso da região. A presença do ferro indica o contato com a Formação Barreiras, e os valores altos de nitrito, traduzem uma boa infiltração, influenciando o aquífero livre. São Paulo (2019) descrevem a amônia como precursora de nitrito que, rapidamente é oxidado à nitrato; onde nas águas subterrâneas, a soma às atividades microbiológicas desencadeia reações que conduzem da liberação do íon amônio até o nitrato. Bahia *et al*. (2011) destacam para esse comportamento que a presença de amônia indica uma poluição recente, o que traduz um indicador de despejo de orgânicos na área, os valores altos de nitrito podem representar ainda um estágio inicial de oxidação para a forma mais estável, o nitrato. A continuidade do monitoramento na região, principalmente no período menos chuvoso, vai permitir acompanhar este comportamento e como o mesmo pode comprometer o uso da água para o abastecimento humano.

As entrevistas realizadas com os moradores locais destacam o já apontado por Medeiros *et al.* (2016), com a forte dependência desta do abastecimento subterrâneo, com o consumo da água do rio apenas para usos gerais, mas não vinculados à alimentação. Tal contexto, pontua o já discutido em Lima *et al.* (2020) sobre segurança hídrica, onde mesmo na condição de presença quantitativa de água, esta não expressa o fornecimento qualitativo para o consumo humano.

CONCLUSÕES

O uso da água subterrânea em regiões insulares no estuário amazônico mostra-se uma alternativa frequente. Esta é utilizada tanto para o abastecimento humano quanto para usos gerais. Porém, trata-se de um contrassenso quando se tem um regime fluvial como uma oferta potencial, mas por questões de qualidade das águas, este acaba ficando para os usos menos exigentes. Mas mesmo nestas condições, as águas subterrâneas podem apresentar limites para o consumo, como o observado na Ilha do Capim, onde somente a continuidade do monitoramento com a avaliação da influência das condições de várzea podem definir melhor o grau de influência das formas de uso da terra existentes na região (agricultura de subsistência e extrativismo vegetal) e da deficiência de saneamento básico, com lançamento de esgoto *in natura* nas águas, presença de foças de infiltração e queima de lixo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.M. 2007. *Estudo da contaminação por hidrocarbonetos em postos de serviços de Abaetetuba-PA utilizando georadar*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 142 p.

ANA. 2018. *Estudos Hidrogeológicos para a Gestão das Águas Subterrâneas da Região de Belém/PA*: Relatório Final / Agência Nacional de Águas. Volume 2, Brasília, Agência Nacional de Águas (Brasil) - ANA, 165p.

Bahia V.E., Fenzel N., Leal L.R.B., Morales G.P., Luiz J.G. 2011. Caracterização Hidrogeoquímica das águas subterrâneas na área de abrangência do reservatório de abastecimento público do Utinga - Belém (PA). Águas Subterrâneas, **25**(01):43-56.

Gonçalves D.L., Brasil D.S.B. 2016. Problemas ambientais e sustentabilidade nas várzeas da Amazônia Tocantina: um estudo no Projeto de Assentamento Agroextrativista São João Batista II, Abaetetuba, Estado do Pará, Brasil. *Revista Pan-Amazônica de Saúde*, **07**(04):89-99.

IBGE. 2021. *Abaetetuba*. Brasília, IBGE Cidades. Disponível em https://cidades.ibge.gov.br/.

Instituto Trata Brasil. 2023. *Ranking do Saneamento 2023 (SNIS 2021)*. São Paulo, GO Associados, 118p.

Leite A.C.M., Siqueira G.W., Darwich A., Aprile F. 2019. *Hydrogeological Characteristic and the Vulnerability Degree of the Aquifers from Municipality of Abaetetuba, Pará-Brazil*. Asian Journal of Geological Research, **02**(1):12-27.

Lima A.M.M., Ferreira K.M.N., Costa T.N.C. 2020. Turismo e Segurança Hídrica: desafios na Ilha do Combu, Pará. *Turismo e Sociedade*, **13**(01):127-149.

Martins J.L., Mendes R.L.R., Silva R.A., Rodrigues L.L., Sá B.O.L. 2017.R ainwater utilization of potential in Abaetetuba-PA Municipality. *Journal of Engineering and Technology for Industrial Applications*, **03**(10):70-73.

Medeiros A.C., Lima M.O., Guimarães R.M. 2016. Avaliação da qualidade da água de consumo por comunidades ribeirinhas em áreas de exposição a poluentes urbanos e industriais nos municípios de Abaetetuba e Barcarena no estado do Pará, Brasil. *Ciência & Saúde Coletiva*, **21**(3):695-708.

Pará. 2020. *Plano de Saneamento Básico Integrado do Estado do Pará*. Belém, Volume I - Caracterização Geral do Estado do Pará, Secretaria de Obras Públicas do Pará, 75p.

São Paulo. 2019. *Nitrato nas águas subterrâneas*: desafios frente ao panorama atual. São Paulo, Conselho Estadual de Recursos Hídricos, Câmara Técnica de Águas Subterrâneas, 128p.

Silva E.R.M., Costa L.G.S., Silva A.S., Souza E.C., Barbosa I.C. 2018. Caracterização Físico-Química, Química e Quimiométrica de Águas Subterrâneas dos Aquíferos Pirabas e Barreiras em Municípios do Estado do Pará. *Revista Brasileira de Geografia Física*, **11(**3):1026-1041.

MEDIDAS PREVENTIVAS AUTÔNOMAS CONTRA INUNDAÇÕES NA MICROBACIA DO JUÁ

Caio da Silva Miranda[1]; Matheus de Oliveira Figueira[2]; João Paulo Soares de Cortes [3]

[123]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA;

caio.miranda21@icloud.com; matheusolif1314@gmail.com; decortesjps@gmail.com

RESUMO

Desde sua inauguração, o Residencial Salvação demonstrou problemas de drenagem com consequências para a região e seus habitantes. Inundações, alagamentos e infiltrações nas residências são comuns e pouca atenção por parte das autoridades faz com que os próprios moradores usem medidas preventivas autônomas para mitigar e evitar tais problemas. Em alguns casos, essas medidas preventivas tem uma grande eficácia, em outros não. O trabalho mostra os pricipais problemas enfrentados pelos moradores, mostrando que mais da metade dos entrevistados implementaram medidas preventivas em suas casas. As medidas preventivas mais comuns são barreiras de contenção e calço de móveis, sendo avaliadas como boa por 42% dos entrevistados, ruins por 28% e 14% como medianas.

PALAVRAS-CHAVE: Geologia Ambiental; Inundações; Riscos Geológicos;

INTRODUÇÃO

Na definição sobre desastres naturais, a Defesa Civil Brasileira define como resultado de eventos adversos, que podem ser naturais ou provocados e ampliados pelo homem em uma população vulnerável, causando danos humanos, materiais e ambientais que podem ocasionar perdas econômicas e sociais (Brasil, 2007). As populações mais atingidas por esses problemas são vulneráveis (Adger, 2006), sendo muitas vezes dependentes do Estado por terem poucas condições financeiras de providenciar tais medidas preventivas. Ressalta-se ainda que a lei 10.257/2001 garante o direito democrático à urbanização de cidades, garantindo à população acesso a saneamento básico, uso adequado do solo visando estruturas adequadas à moradia e preservação do meio ambiente (Silva, 2017; Brasil, 2001).

Santarém é um município com clima tropical, com índices pluviométricos anuais de 2282,6mm e precipitação mais concentrada nos meses de fevereiro, abril e julho (Silva, 2016). Esse período corresponde ao "inverno amazônico", onde a grande quantidade de chuva ocasiona vários problemas associados com a falta de infraestrutura na cidade. Segundo dados do IBGE, 986 pessoas em Santarém estavam expostas a riscos como inundações, enxurradas e deslizamentos naquele momento. Atualmente, supõe-se o aumento desse número com o crescimento da área urbana, em especial no sentido da microbacia do igarapé do "Bela Vista" (de Cortes e Less, 2022).

A Rodovia Fernando Guilhon intensificou o processo de ocupação em suas adjacências, amplificado pela construção do Residencial Salvação pelo projeto Minha Casa Minha Vida e a ocupação da área do bairro Vista Alegre do Juá. Observa-se que a ausência de um projeto de urbanização com minimização de riscos a desastres no bairro Residencial Salvação, intensificou

problemas como inundações e alagamentos causadas pelas chuvas que atingem a área e o bairro Vista Alegre do Juá, situado á jusante (Cardoso, 2017). Dessa forma, é comum a implementação de medidas preventivas autônomas (MPA) para prevenção dos impactos de eventos de desastres. O acompanhamento dessas medidas preventivas torna-se necessário para conhecimento de suas aplicações, resultados, e como forma de identificar áreas expostas a eventos de desastres e estratégias locais de baixo custo como mostra Szlafsztein (2011) em uma pesquisa sobre as medidas preventivas autonomas na cidade de Belém, Pará. Este trabalho tem o objetivo de identificar os tipos de estratégias adotadas na área do alto igarapé do "Bela Vista", discutindo os tipos, a efetividade e a abrangência destas intervenções.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foi realizado um levantamento sobre acidentes e inundações na região em canais de notícias e relatos de moradores da região. Dados de sensoriamento remoto foram utilizados para compreender a dinâmica do relevo e da drenagem na área e definição da zona central de investigação. Foram realizadas coleta de dados com o objetivo de compreender a percepção dos moradores sobre os riscos e documentar as medidas preventivas adotadas. A Figura 1 ilustra a área de estudos na parte alta do Igarapé do "Bela Vista".

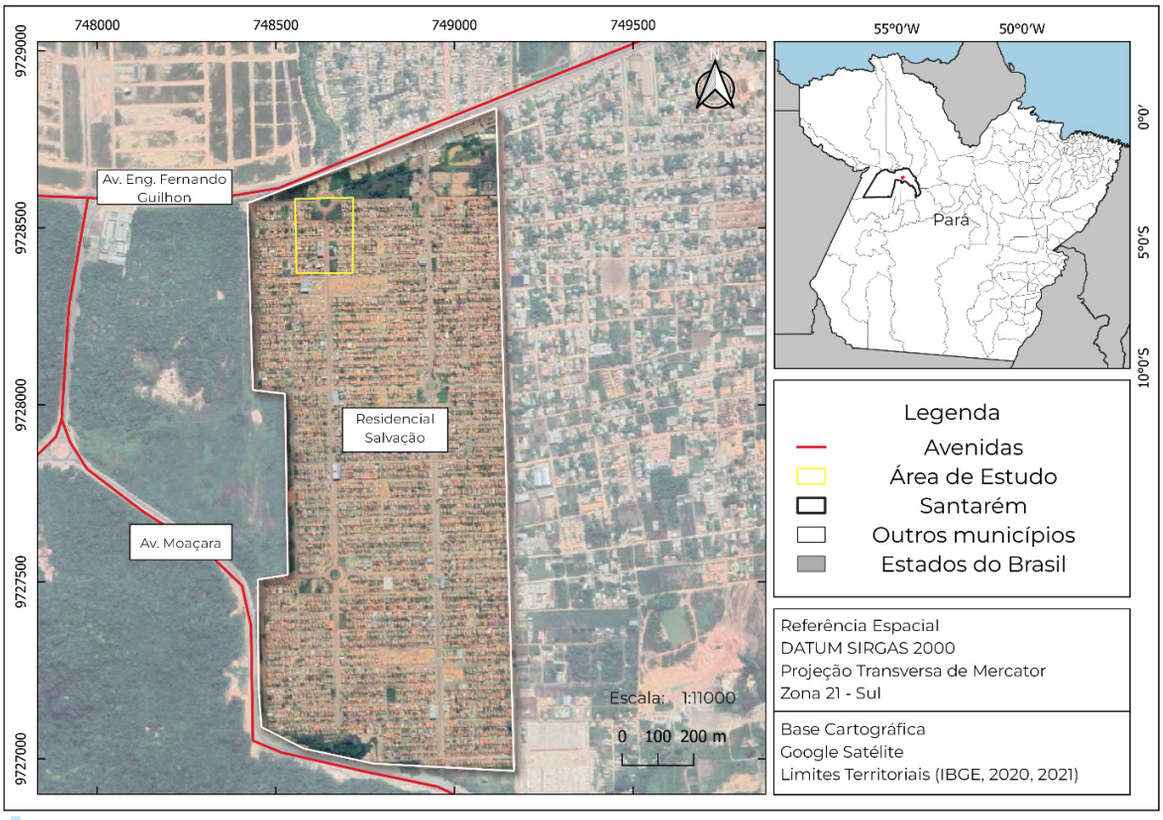


Figura 1. Mapa de localização da área de estudos.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Foram entrevistadas 15 famílias na área de maior propensão a ocorrência de eventos de inundação e alagamento. Do total de pessoas participantes da pesquisa, apenas 16% afirmaram terem conhecimento prévio sobre as inundações da região contra 84% que afirmaram que

descobriram sobre as condições após se mudarem para o local (Figura 2A). Sobre as medidas preventivas autônomas, 59% dos entrevistados relataram a implementação de medidas para prevenção contra inundações (Figura 2B), sendo que em todos os casos a instalação ocorreu após algum evento de inundação.

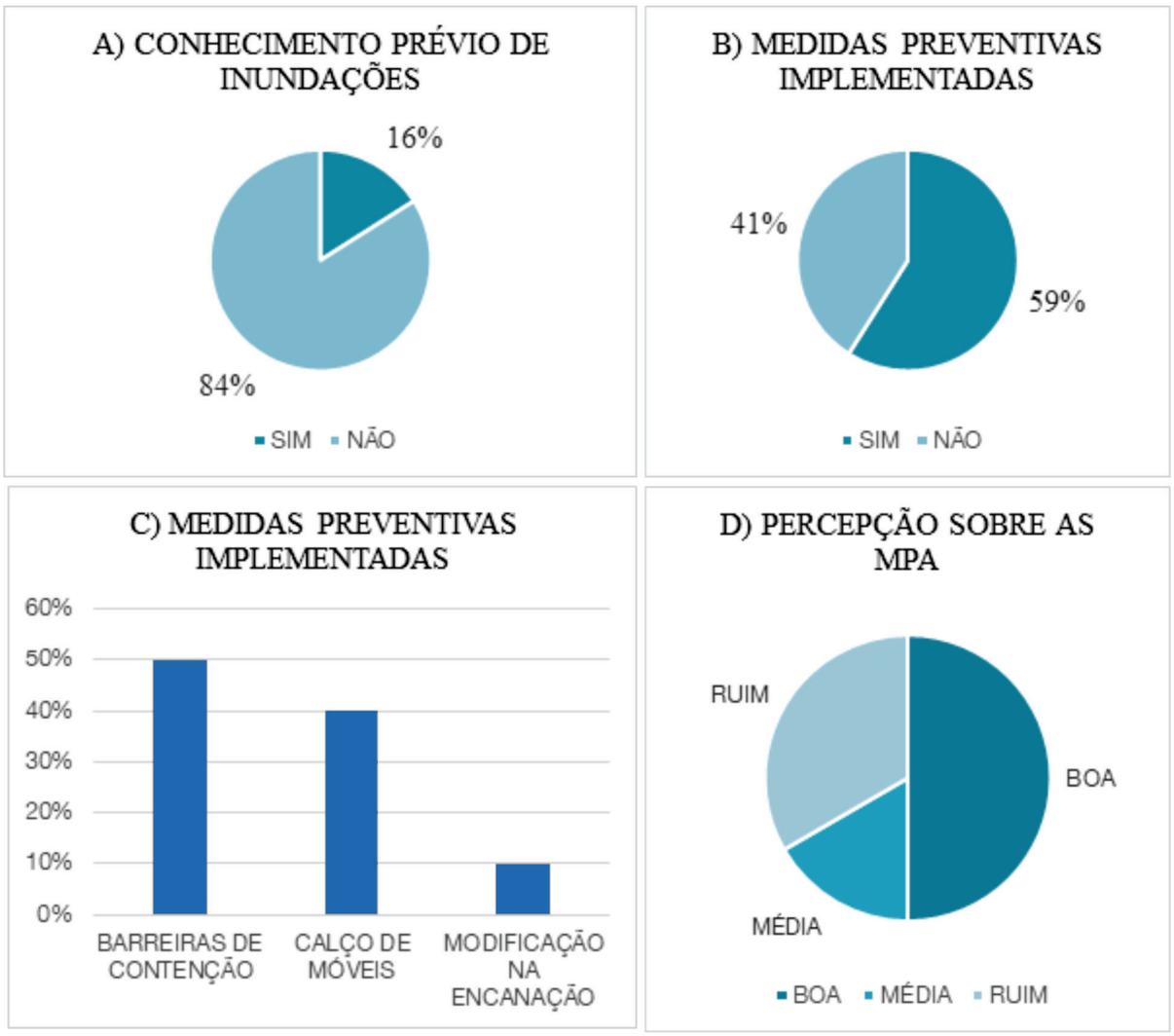


Figura 2. A) Gráfico sobre o conhecimento prévio de inundações na área por parte dos moradores; B) Gráfico mostrando a quantidade de moradores que implementaram medidas preventivas autonomas; C) Grafico de medidas preventivas autonomas implementadas; D) Percepção por parte dos moradores sobre as medidas preventivas implementadas .

Dentre as medidas preventivas implementadas, a mais utilizada são barreiras de contenção, que normalmente são instaladas nas portas como observado em campo. Estas estão presentes em 50% das residências visitadas, seguidas pelo calço de móveis (40%) e modificações e melhorias na encanação (10%), apresentados no gráfico da Figura 2C. Pelo ponto de vista dos moradores, 42% afirmaram que as medidas preventivas autônomas implementadas foram boas e funcionaram para solução dos problemas, contra 28% que afirmaram que mesmo pós a implementação não sentiram diferença; 14% responderam que os resultados foram medianos (Figura 2D). Exemplos dessas medidas preventivas estao dispostos na Figura 3 A, B e C.

Com o passar dos anos problemas aparentes de drenagem no Residencial Salvação foram intensificando e causando alagamentos, inundações e até desmoronamento na Av. Fernando Guilhon. Esses eventos ganharam atenção da mídia fazendo com que a prefeitura realizasse obras de ampliação das galerias no bairro (Figura 3D), o que melhorou tais problemas e trouxe maior eficácia para as medidas preventivas já implementadas pelos moradores. O que corrobora o trabalho de Szalafsztein (2001), onde estuda as medidas preventivas na cidade de Belém e mostra a preferência dos moradores pelas mesmas modificações (calço de móveis e barreiras de contenção) entretanto nessa região sem nenhuma melhoria de infraestrutura mais de 50% dos moradores não observaram muita eficácia nas medidas, reforçando que além das medidas preventivas autonomas é necessário ações de grande porte por parte do governo.



Figura 3. A) e B): barreiras de contenção de metal e tijolos. C) Calço de móveis. D) Galeria ampliada pela prefeitura após problemas de escoamento na área.

CONCLUSÕES

As medidas preventivas autonomas abordadas neste trabalho mostraram ser eficazes contra inundações e alagamentos no Residencial Salvação aliadas com uma boa infraestrutura de drenagem de águas superficiais, especialmente em regiões de concentração de escoamento como a área de estudo. Isso é visto nos dados levantados onde vemos que 59% dos entrevistados implementaram medidas preventivas autonomas em suas residencias, e deste total 42% definem como eficazes, 28% relatam que não houve melhorias e 14% definem como mediano. As

medidas preventivas mais destacadas são as barreiras de contenção (50%), calço de móveis (40%) e melhorias no sistema de encanação (10%).

Dessa forma é importante ressaltar que a prevenção de inundações é feita pela atividade conjunta da sociedade civil e dos governos e autoridades competentes. Cada participante desempenha um papel fundamental na redução de riscos de inundação e problemas advindos. Tais medidas preventivas autonomas se tornam eficazes com uma infraestrutura adequada e obras governamentais que levem em conta o contexto geológico e ambiental em que habitações se instalem.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adger, W.N. *Vulnerability.* Global Environmental Change, V.16, p.268-81, 2006.

Brasil (2007). *Conferência Geral Sobre Desastres: para prefeitos, dirigentes de instituições públicas e privadas e líderes comunitários*. Ministério da Integração Nacional. Brasília, 2007.

Brasil. Lei nº 10.257, de 10 de julho de 2001. Regulamenta os arts. 182 e 183 da Constituição Federal, estabelece diretrizes gerais da política urbana e dá outras providências. Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil, Brasília, DF, 11 jul. 2001. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/leis_2001/l10257.htm>. (Acesso em: 29 de janeiro de 2023).

Cardoso, M. C. et al. *Expansão urbana em Santarém, Pará: Uma análise a partir da ocupação vista alegre do juá*. Anais Do VIII Seminário Internacional Sobre Desenvolvimento Regional; Universidade de Santa Cruz do Sul: Santa Cruz do Sul, Brazil, 2017.

De Cortes, J. P. S. Less, D. F. S. et al. *Monitoramento por drone revela processos de ocupação de áreas de risco no entorno do Igarapé do Juá, Santarém-Pará.* In: XIX Simpósio de Geografia Física Aplicada, Rio de Janeiro. Anais XIX de Simpósio de Geografia Física Aplicada Volume 1. Ap 2236-5311, 2022.

IBGE. *Santarém, Pará, Brasil.* Disponivel em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pa/santarem/panorama>. Acesso em: 29 de janeiro de 2023.

Silva, M. A. G. et al. Caracterização pluviométrica de Santarém/PA. Brasil. Revista Eletrônica de Educação da Faculdade Araguaia, v. 10, p. 112-120, 2016.

Silva, M. J. V. *A vulnerabilidade socioambiental na produção do espaço urbano da cidade de Santarém-PA*. 2017. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/handle/11449/152355>. (Acesso em: 29 de janeiro de 2023).

Szlafsztein, C. F.; DE ARAÚJO, A. N. B. *Autonomous flood adaptation measures in Amazonian cities (Belem, Brazil).* Natural Hazards, v. 108, n. 1, p. 1069-1087, 2021.

MAPEAMENTO DE RISCO DOS ALAGAMENTOS E INUNDAÇÕES NOS BAIRROS ÁREA VERDE E SÃO JOSÉ OPERÁRIO, SANTARÉM, PARÁ

Daniela da Silva de Sousa[1]; Christiane do Nascimento Monte[2]; Isis Castro Marinho da Silva[3]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA; [2] Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA; [3]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

dasiso246@gmail.com; christiane.monte@yahoo.com.br; isiscastromarinho@gmail.com

RESUMO

Durante o período chuvoso em Santarém, PA, ocorrem alagamentos e inundações em vários pontos da cidade. Este trabalho busca mapear o risco de inundação e alagamento nos bairros Área Verde e São José Operário, na área leste do município. Foram gerados mapas de localização, hipsometria, uso e ocupação do solo, risco de inundação e risco de alagamento. Os alagamentos ocorrem por quase toda a área de estudo, porém são mais intensos nas áreas de cotas mais baixas. As inundações ocorrem nas proximidades do rio Amazonas e do igarapé Urumari. Nota-se, que essas áreas de risco ambiental são geradas por um processo de periferização que é ampliado pela falta de organização das áreas ocupadas. Logo, é necessária uma gestão de risco adequada por parte dos órgãos competentes para reduzir os danos causados por esses eventos.

PALAVRAS-CHAVE: Risco; Uso e ocupação do solo; igarapé; danos.

INTRODUÇÃO

Os bairros Área Verde e São José Operário, localizados na área leste de Santarém - Pará, começaram a ser ocupados a partir do final da década de 1970 (COSTA, 2012). Mesmo após vários anos de ocupação eles continuam sem a inclusão dos serviços básicos de infraestrutura, acarretando problemas como alagamentos de ruas e domicílios (LIMA *et al*., 2021). Portanto, esse trabalho tem como objetivo geral analisar o risco de alagamento e inundação nesses bairros e mapear essas áreas de acordo com o grau de risco conforme sugere a metodologia proposta pelo Ministério das Cidades (2006), que define o nível de risco de acordo com diferentes cenários. Os objetivos específicos são verificar a influência da topografia na intensidade dos alagamentos por meio de um mapa hipsométrico; observar as interações antrópicas com o ambiente através de mapa de uso e ocupação do solo; e elaborar mapas de risco de alagamento e inundação com o *software* QGIS.

MATERIAIS E MÉTODOS

Inicialmente, foi feito um levantamento bibliográfico para verificar o histórico de eventos hidrológicos no município de Santarém. Em seguida foram realizadas visitas à área de estudo para observar a infraestrutura dos bairros. Por fim, foram utilizados *softwares* gráficos para a confecção de mapas, além da análise dos dados e discussão. Foram gerados mapas de localização (Figura 1), hipsometria, uso e ocupação do solo, risco de inundação e risco de alagamento. O

software QGIS foi utilizado para a elaboração dos mapas. Foram utilizadas imagens do banco de dados do IBGE, do Modelo Digital de Elevação (MDE) ALOS PALSAR, do site MapBiomas, do Google Earth Pro e da Prefeitura Municipal de Santarém.

O mapa de risco de inundação foi gerado seguindo o método proposto pelo Ministério das Cidades (2006), que considera três critérios de análise de risco: análise do potencial destrutivo dos processos hidrológicos; vulnerabilidade das residências e distância das moradias ao eixo da drenagem. Para o mapa de risco de alagamento, foram considerados os critérios de elevação, vegetação e vulnerabilidade das residências.

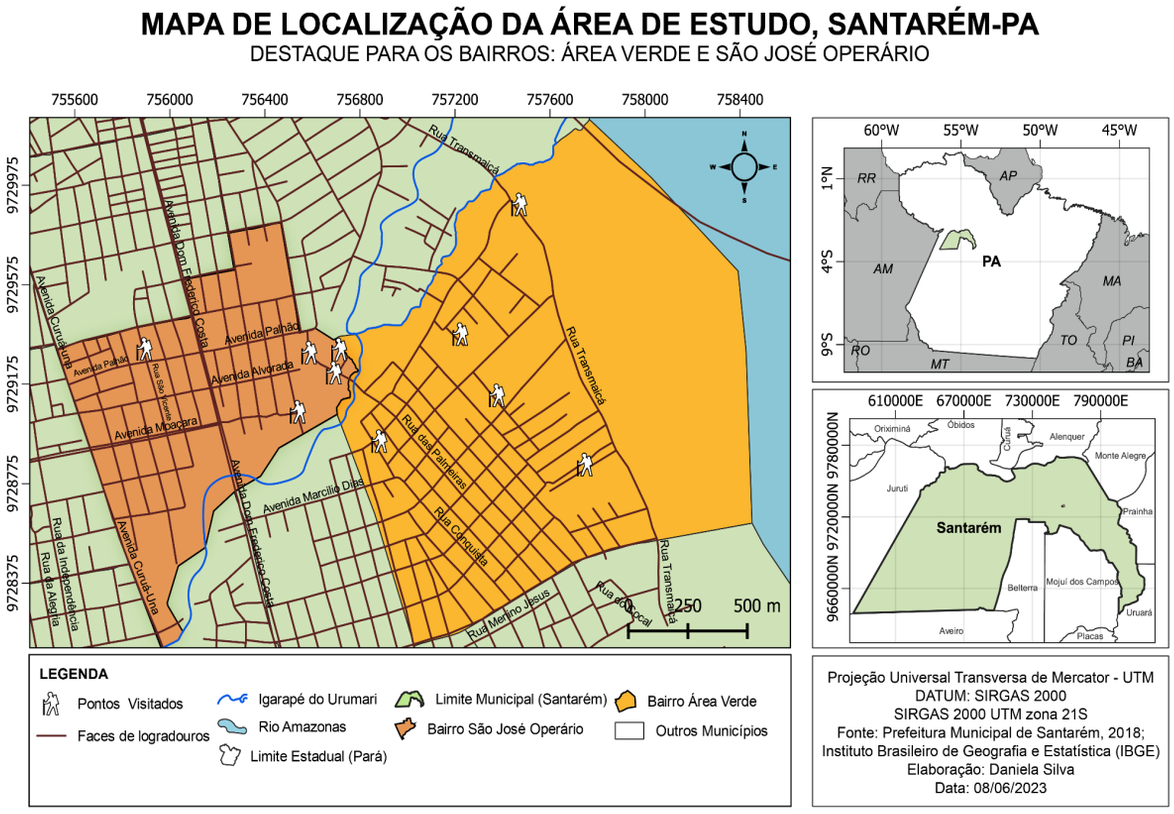


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. Fonte: Autora, 2023.

RESULTADOS

O mapa hipsométrico determinou uma variação de níveis altimétricos entre 50m e 16m (Figura 2). A maioria dos pontos críticos observados em campo ficam nas áreas de cotas mais baixas, entre 16m e 25m. O mapa de uso e ocupação do solo mostrou cinco classes de uso do solo: Floresta, formação natural, agropecuária, área não vegetada e cursos d'água (Figura 3). A maior parte é área não vegetada, que inclui casas, prédios, vias e solo exposto. Áreas assim são mais propensas a fenômenos hidrológicos, pois não há vegetação para reter a água.

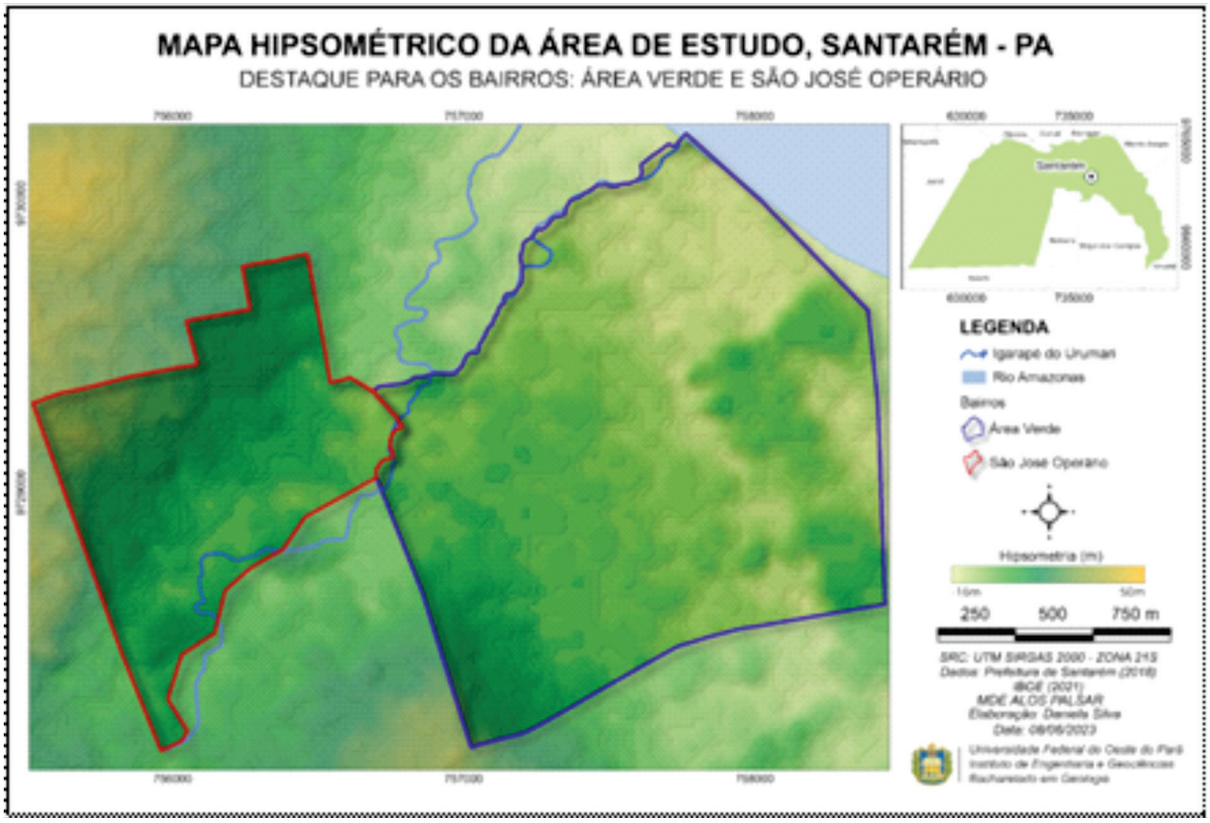


Figura 2. Mapa de hipsometria na área de estudo. Fonte: Autora, 2023.

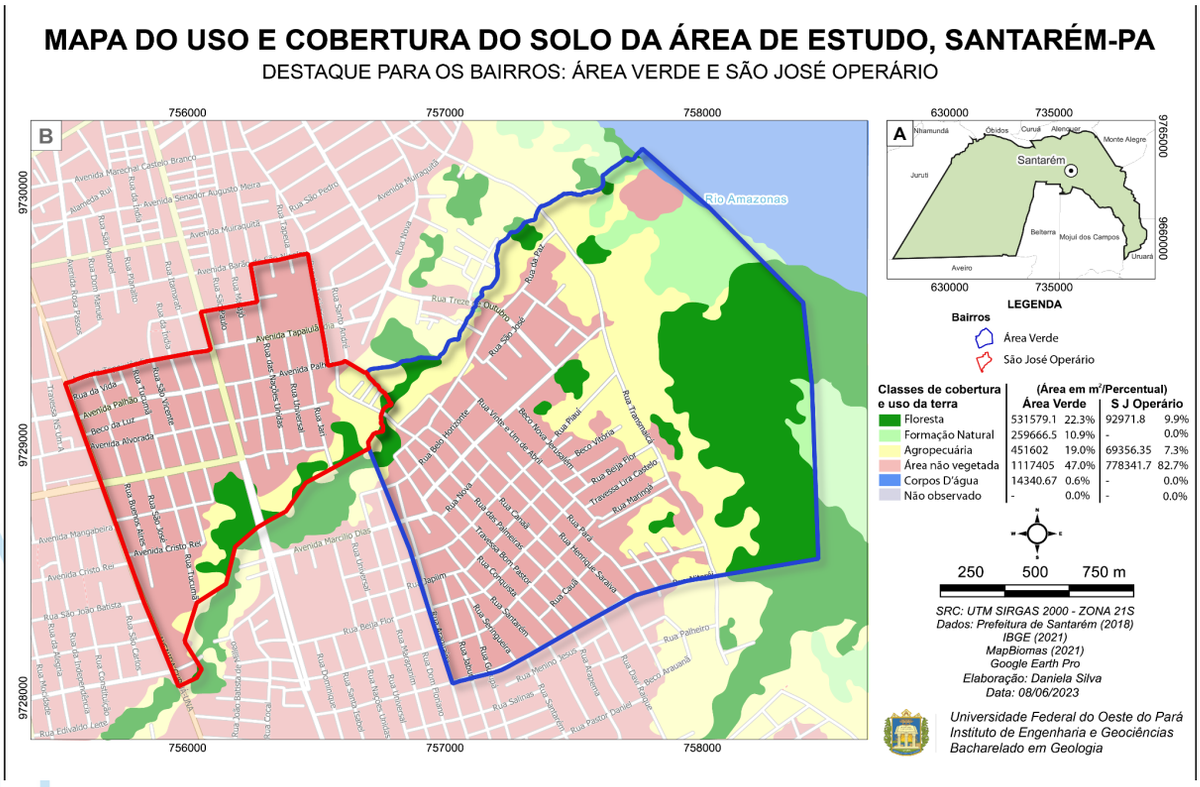


Figura 3. Mapa de uso e cobertura do solo na área de estudo. Fonte: Autora, 2023.

Mapeamento de risco

A partir das observações em campo, seguindo a metodologia anteriormente descrita na qual se analisa a infraestrutura das residências, a distância das moradias aos cursos d'água, e o potencial destrutivo dos processos hidrológicos ocorrentes, foi possível definir três níveis de risco de inundação na área de estudo: risco alto, risco médio e risco baixo (Figura 4). A partir da análise da infraestrutura das residências, da presença de cobertura vegetal através do mapa de uso e ocupação do solo e da elevação através do mapa de hipsometria, foi possível definir quatro níveis de risco de alagamento nos bairros estudados: risco muito alto, risco alto, risco médio e risco baixo (Figura 5).

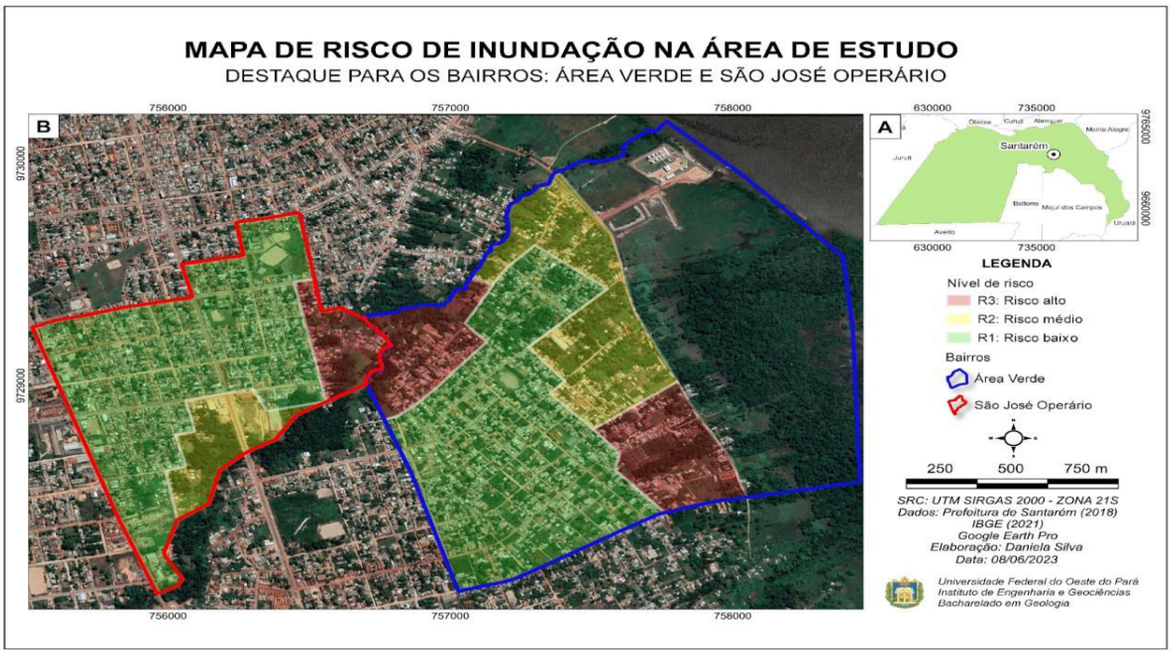


Figura 4. Mapa de risco de inundação na área de estudo. Fonte: Autora, 2023.

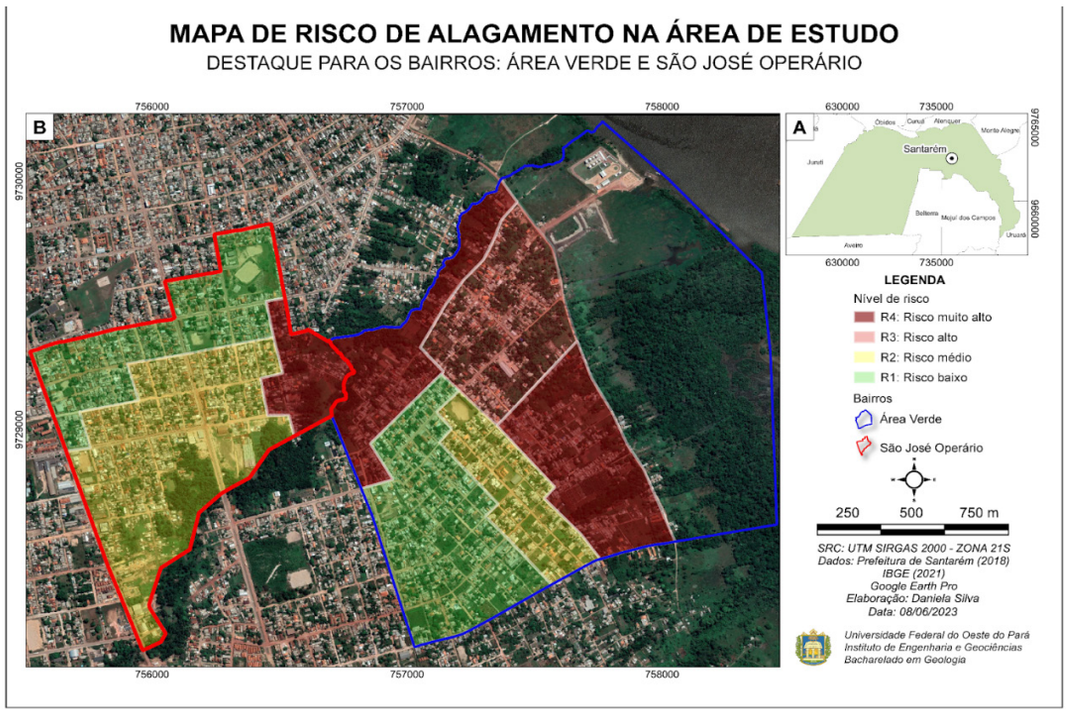


Figura 5. Mapa de risco de alagamento na área de estudo. Fonte: Autora, 2023.

DISCUSSÃO

De acordo com mapeamento realizado por Andrade (2014), os bairros Área Verde e São José Operário encontram-se dentro de um intervalo de 6 m a 50 m de elevação e declividade variando entre 0º e 2º, com isso, as áreas mais baixas desses bairros possuem alta susceptibilidade de sofrer inundações, enquanto as regiões mais elevadas possuem susceptibilidade baixa ou moderada. Imbiriba (2023) observou no bairro Santarenzinho uma variação de cotas altimétricas na região entre 4m e 60m e verificou que as áreas de cotas mais baixas apresentam alagamentos mais intensos.

Em um estudo realizado por Sousa et al. (2021), foi feito o mapeamento do uso e ocupação do solo na microbacia do Urumari. Os resultados mostraram que, em 2018, o bairro Área Verde tinha 18,84% de sua área composta por construções ou solo exposto, 34,21% de vegetação densa e 49,65% de vegetação rasteira. Já o bairro São José Operário tinha 48,51% de área ocupada por construções ou solo exposto, 18,09% de vegetação densa e 32,59% de vegetação rasteira. Ao comparar esses dados com os do presente trabalho, nota-se que houve um aumento considerável da área não vegetada em ambos os bairros.

De acordo com o estudo realizado por Andrade (2014), foi feito um mapeamento da susceptibilidade de inundação em Santarém, considerando tanto inundação rápida quanto inundação lenta. A autora classificou os níveis de susceptibilidade em baixa, moderada e alta. No bairro Área Verde, a susceptibilidade é alta, moderada e baixa para inundação lenta, e baixa para inundação rápida. Já no bairro São José Operário, a susceptibilidade é baixa para ambos os tipos de inundação.

Neto (2014) realizou mapeamento das áreas com susceptibilidade a alagamentos na cidade de Niterói-RJ, também considerando os fatores ocupação do solo e altitude e obteve resultados parecidos aos do presente trabalho com o grau de susceptibilidade definido em altíssimo, alto, médio, baixo e não susceptível.

CONCLUSÕES

O uso de ferramentas como mapa hipsométrico, mapa de uso e ocupação do solo e mapas de risco permitiram analisar a influência desses fatores no risco de alagamentos e inundações nos bairros estudados. O mapa hipsométrico mostrou uma variação de elevação na área, sendo que as áreas de menor elevação apresentaram maior risco. O mapa de uso e ocupação do solo revelou a interação das atividades humanas com o meio ambiente, destacando a diminuição da cobertura vegetal. Foram gerados mapas de risco de inundação e alagamento, identificando diferentes níveis de risco. Essas informações ajudam a compreender a vulnerabilidade dos moradores em cada região dos bairros. Estudos futuros mais detalhados serão necessários para aprofundar o conhecimento sobre esses riscos e enfrentar os desafios apresentados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRADE, M. M. N. 2014. **CAPACIDADE ADAPTATIVA: uma proposição metodológica de avaliação da vulnerabilidade social às inundações.** Tese (Doutorado em Ciências do Desenvolvimento Socioambiental). *UFPA*, Belém.

MINISTÉRIO DAS CIDADES. SECRETARIA DE PROGRAMAS URBANOS. 2006. **Capacitação em mapeamento e gerenciamento de risco: curso de capacitação**. Brasília.

COSTA, T. C. S. 2012. **A Relação Cidade e Rio Na Amazônia: mudanças e permanências frente ao processo de urbanização recente, o exemplo de Santarém (PA**). Dissertação (Mestrado em Planejamento do Desenvolvimento). *Universidade Federal do Pará*. Belém.

IMBIRIBA, W. W. S. 2023. **Setorização das áreas de riscos geológico e hidrológicos em torno da Serra do Índio, Região Urbana de Santarém**. Monografia (Bacharelado em Geologia). *Universidade Federal do Oeste do Pará*. Santarém.

LIMA, M. L. R.; CAMPOS, F. F.; RIBEIRO, J. S.; LOPES, R. B.; SOUSA, M. A. P.; SANTANA, M. B.;

MOURA, L. S. 2021. **Cenário socioambiental de uma microbacia urbana na Amazônia oriental**. *Research, Society and Development*, v. 10, n. 16.

NETO, D. S.; SEABRA, V. S.; CORREIA, M. R.; SANTOS, A. A. B. 2014. **Identificação de Áreas**

Susceptíveis a Eventos de Alagamento no Município de Niterói - RJ. *10º SINAGEO - Geomorfologia, Ambiente e Sustentabilidade*. Manaus.

SOUSA, L. R.; RIBEIRO, J. S.; LOPES, R. B.; MELO, S. G.; SOUSA, M. A. P.; MOURA, L. S. 2021. **A**

influência do uso e ocupação do solo na qualidade ambiental do igarapé do Urumari, Santarém (PA). *Brazilian Journal of Development*, Curitiba, v.7, n.11, p. 105186 - 105208.

MAPA DE POÇOS OUTORGADOS POR BAIRROS DA CIDADE DE MANAUS: UM REFLEXO DA CAPTAÇÃO SUBTERRÂNEAS ORDENADA E CANDLESTINADO AQUÍFERO ALTER DO CHÃO

Debora, Abreu da Silva[1]; Rubens, Samuel da Costa[2]; Ziomar, Costae Silva[3]

[1]Universidade Federal Fluminense - UFF;[2] Universidade Federal do Amazonas-UFAM;
[3]Instituto de Proteção Ambiental-IPAAM

abreudebora@id.uff.br; rsamuel6677@gmail.com; ziojunior@hotmail.com

RESUMO

Ainda que a região amazônica seja considerada uma grande fonte de água doce superficial e subterrânea, é necessário que haja um controle acerca da explotação dos recursos hídricos da região afim de combater a contaminação e o uso desordenado. Diante desta problemática, o objetivo da pesquisa foi confeccionar um mapa de localização dos poços outorgados na capital Manaus. Para isso, utilizou-se a base de dados do Cadastro Nacional de Recursos Hídricos (CNARH-40) da Agência Nacional de Águas (ANA), disponibilizado pela Gerênciade Recursos Hídricos do Instituto de Proteção Ambiental doAmazonas (IPAAM).Foram contabilizados apenas 1173 poços devidamente outorgados e a estimativa é que existam mais de 3000 poços clandestinos na cidade. Esses poços apresentam uma distribuição heterogênea em relação aos bairros da cidade e refletem possíveis inconsistências no que diz respeito ao quantitativo populacional e quantidade de poços em alguns bairros.O produto cartográfico apresentado é uma ferramenta importante para entender a distribuição dos pontos de captação subterrânea devidamente regularizados. E, a partir dele, é possível criar estratégiasde vistoria e fiscalização auxiliando os técnicos ambientais e servidores dos órgãos públicos regulamentadores e dessa forma, preservar a qualidade das águas do Aquífero Alter do Chão.

PALAVRAS-CHAVE: 1; Outorga 2; Poço Tubular 3; Manaus 4; Aquífero Alter do Chão.

INTRODUÇÃO

A água é um bem universal e indispensável à vida. Entretanto, de toda a água disponível no planeta Terra, apenas 2,5% é de água doce (Barros e Amin, 2008). O Brasil é o país detentor de cerca de 14,7 % da água doce em estado líquido no mundo (FAO, 2003), sendo que na região amazônica está concentrada 80% dessa água (Pita *et al.,* 2018). Diante disso, é esperado que o abastecimento de água nas principais metrópoles amazonenses seja abundante e de qualidade. Mas, conforme apresentado por Azevedo (2006), esta é ainda uma realidade distante.

A ocupação desordenada nos principais centros urbanos resulta na contaminação da água superficial (Urban, 1999). Nos últimos anos, a cidade de Manaus vivenciou um acelerado crescimento econômico e demográfico o que intensificou a má utilização dos recursos hídricos superficiais (Pita *et al.,* 2018). Dessa forma, uma solução encontrada pela população manauara para atender suas necessidades foi a captação de água subterrânea por meio de poços artesianos, devido ser um método mais prático e econômico. No entanto, esta exploração vem se dando

de forma caótica e clandestina. A quantidade de poços perfurados sem o cuidado necessário à preservação dos aquíferos subterrâneos e sem a devida outorga expedida pelos órgãos ambientais, tem crescido exponencialmente, em razão das chamadas "invasões" espalhadas porto da cidade, devido o precário serviço prestado pela concessionária no abastecimento de água (Silva, 2020). De acordo com Saraiva (2017), Manaus possuía aproximadamente 3.800 poçoscadastrados no Sistema de Informação de Águas Subterrâneas (SIAGAS) no ano de 2017, na qual eram estimados mais de seis mil poços clandestinos.

No estado do Amazonas, os órgãos públicos responsáveis pela gestão e execução da-Política Estadual de Recursos Hídricos são respectivamente: a Secretaria de Estado do MeioAmbiente (SEMA) e o Instituto de Proteção Ambiental do Amazonas (IPAAM). Os mesmosnão possuem informações consistentes quanto à totalidade do número de poços artesianos nacidade de Manaus (Silva, 2020). O IPAAM, através da Gerência de Recursos Hídricos, possui informação somente dos poços com requisição de outorga de uso, não possuindo qualquer controle dos poços clandestinos (Silva, 2020).

Diante do exposto, percebeu-se a necessidade de um maior controle da quantidade de poços outorgados e clandestinos na cidade de Manaus. O principal objetivo do presente estudo é confeccionar um mapa de poços outorgados pelo IPAAM, que abrangerá e será dividido por bairros da cidade de Manaus, para assim quantificar e identificar o posicionamento dos mesmos.Dessa forma, poderá se entender e identificar inconsistências quanto ao quantitativo populacional e a quantidade de poços por distribuição de bairros. Além disso, o mapa poderá auxiliar futuros estudos sobre o rebaixamento do aquífero Alter do Chão, além de servir com o objeto de consulta para os servidores dos órgãos ambientais em questão, auxiliando no exercício de suas atribuições regulatórias e fiscais.

MATERIAISEMÉTODOS

A área de estudo em questão é a cidadede Manaus, capital do estado Amazonas.Manaus é composta por aproximadamente 60 bairros. Para o tratamento de dados e confecção do mapa de localização dos poços outorgados pelo IPAAM foram utilizados o Software livre QGIS, o CorelDraw Graphics SuiteX7 (CorelCorporation)e Excel 2013 (Micro-soft Corporation). A imagem de satélite da cidade foi obtida através do Google Earth, utilizando-se o Datum SIRGAS 2000 e Projeção EPSG: 4674. Os dados de localização dos pontos decaptação subterrânea foram obtidos através do Cadastro Nacional de Recursos Hídricos (CNARH-40).O CNARH foi criado pela Agência Nacional de Águas (ANA) para conter os registros dos usuários de recursos hídricos (superficiais e subterrâneos) que captam água, lançam efluentes ou realizam demais interferênciasdiretas em corpos hídricos. As informações foram disponibilizadas pela Gerência de Recursos Hídricos (GRH) do IPAAM, gerência responsável por preencher e conferir o cadastro de poços que estão em processo de outorga. As informaçõesque constam no mapa são referentes aos poços outorgados na cidade até o mês de julho de 2022.Também foram utilizados o shapefile dacidade e dos bairros de Manaus obtidos através da basede dados do IBGE. Por fim, foram incluídos os elementos representativos do mapa: indicaçãodo Norte, escala, legenda e projeções.

RESULTADOS

Após a compilação das informações obtidas a partir do CNARH, foi confeccionado o mapa abaixo que contêm todos os Bairros de Manaus com a localização dos poços tubulares regularizados da cidade até julho de 2022 (Figura1).

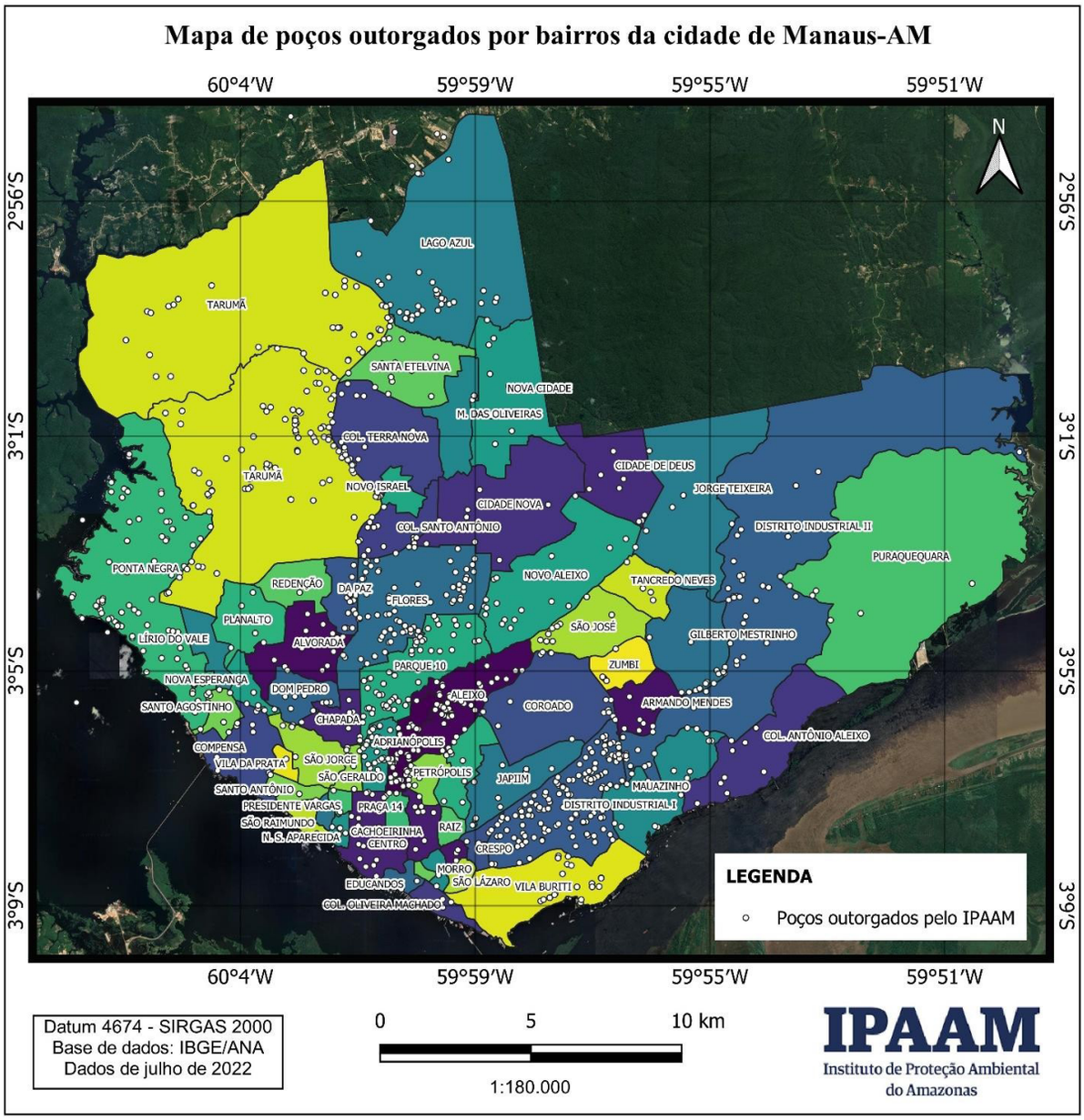


Figura1. Mapa de localização dos poços outorgados em relação aos bairros da cidade de Manaus até o mês de julho de 2022.

DISCUSSÕES

Até o mês de julho de 2022, de acordo com o registro do CNARH, o quantitativo depoços devidamente outorgados pelo IPAAM nacidade de Manaus era de 1173. No mapaépossível observar que amaior concentração desses poços ocorre na região norte e central dacidade e principalmentenos Distritos Ie II. No Distrito Industrialestãolocalizadas as empresasda Zona franca de Manaus. Portanto, percebe-se que é uma área que demanda uma maior utilização

deágua, tanto para a produção quanto para o consumo dos funcionários. Dessa forma, é possível concluir que boa parte destas empresas se encontram regularizadas no que diz respeito à Outorga de Uso de Recursos Hídricos para Captação Subterrânea.

Por outro lado, o controle e fiscalização emregiões residenciais é muito mais dificultoso. Segundo Silva Júnior (2022), a região norte é a mais populosa da cidade, contando com um total de 501.055 habitantes. Nesta região estão localizados também os bairros mais populosos da cidade: Cidade Nova e Cidade de Deus. Ainda que esses bairros sejam abastecidos pela concessionária, é improvável que a mesma tenha a capacidade de atender todo este quantitativo. Dessa forma, era esperado um número maior de poços outorgados nesta área. Porém, não é o que podemos observar no mapa. O número de poços regularizados nestes doisbairros não ultrapassa 50. Isso se torna ainda mais preocupante quando comparamos com as projeções do abastecimento de água para o aquífero Alter do Chão em 2025, de acordo com Saraiva (2017), na qual diz que um dos possíveis cenários dessa situação possa ocorrer na áreade maior rebaixamento dos bairros Novo Aleixo e São José, pois a projeção pessimista, que considera um aumento de 30% no uso do recurso hídrico subterrâneo, destaca um rebaixamento acentuado em uma grande extensão da cidade, para profundidades de até sessenta metros, podendo desencadear conflitos por água para os pequenosusuários, devido seus poços se tornarem incapazes de produzir a quantidade de água requerida para o sustento de uma residência, e isso faria com que tivessem um custo mais elevado de vida, já que a possível desse problema será autilização do serviço de abastecimento público local.

Saraiva (2017) também diz sobre outro fator de impacto que pode ocorrer, que é o aumento nos custos da extração de água em poços com profundidade entre setenta e cem metros, já que terão uma coluna de água menor e mais profunda, fazendo com que seja aumentado a Altura Manométrica Total (AMT) e consequentemente exigirá um maior esforço da bombasubmersa para fornecer a mesma quantidade de água. Com todas essas possibilidades levantadas, fica evidente a emergência e necessidade de maior controle da exploração do aquífero na cidade por parte dos órgãos ambientais responsáveis.

A falta de investimento governamental na área de recursos hídricos também não deixade ser um dos componentes problemáticos para a efetiva resolução desse problema futuro no abastecimento público de água. Um dos grandes motivos para esse descaso ocorre devido o estado do Amazonas abranger uma enorme bacia hidrográfica em seus domínios, fazendo comque tanto o governo como os próprios habitantes do estado não percebam que futuramente esse recurso chamado água pode diminuir em grande escala nos próximos anos ou décadas. Uma das possíveis soluções para que incentive o governo federal e estadual a ser mais efetivo nessa questão é os profissionais de recursoshídricos e profissões associadas buscarem cada vez mais ser evidentes e relevantes nos cargos ocupados, projetos científicos ou conselhos associados que fazem parte, pois com um maior número de profissionais que entendem os conceitos geológicos e hidrogeológicos, e que sabem da importância e necessidade da discussão dessa temática, a possibilidade de que essas demandas sejam atendidas ou minimizadas será maior. Além disso, deve-se buscar realizar campanhas de conscientização para a população em relação a não poluição dos corpos hídricos, principalmente os residentes dessas áreas próximas a igarapés, além de incentivar a regularização e outorga de poços de residências menores.

CONCLUSÕES

O histórico de falta de ordenamento da malha urbana e poluição dos corpos hídrico-sadvindo da rápida concentração de pessoas na cidade de Manaus devido a Zona Franca de Manaus,é algo que prejudicou muitoo gerenciamento dos recursos hídricos na capital. Diante do produto final confeccionado, análises e cenários possíveis apresentados, deve-se agir comurgência no controle e fiscalização dos órgãos executores da Política Nacional de Recursos Hídricos sobre aexplotação subterrânea do Aquífero Alter do Chão. Esses cenários pessimistas só irão se concretizar se não houver uma ação urgente e útil para a solução ou minimização desse problema. O presente mapa é importante para auxiliar pesquisas futuras sobre o tema, além de incentivar à população manauara sobre a importância da regulamentarização dos poços tubulares. Esse problema tem diversos fatores que o causam, tornando complexa sua resolução e minimização, pois dependem do apoio do poder público, atuação mais efetiva dos órgãos reguladores, além do aumento de profissionais da área e que atuem em cargos cada vez mais relevantes, mostrando a importância e possíveis consequências se não forem tomadas medidas efetivas contra o descontrole dos recursos hídricos da cidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Azevedo, R.P. 2006. Uso de água subterrânea em sistema de abastecimento público de comunidades na várzea da Amazônia central. *Acta Amazônica*. **36**:313-320.

Barros, F. G. N e Amin, M. M. 2008, Água: um bem econômico de valor para o Brasil e o mundo. *Revista Brasileira de Gestão eDesenvolvimento Regional,* **4**, 116p.

Food and Agricultural Organization - FAO. 2003. Review of world waterresources by country. Water Report 23. Landand Water Development Division. Roma: FAO. 110p.

Pita, R. C. S., Júnior, G. C. S., Rosário, F. F., Silva, M. L. Sistema aquífero Alter do Chão a oeste da cidadede Manaus (AM); processos hidrogeoquímicos, origem da salinidade e relações com aquíferos adjacentes. *Revista do Instituto de Geociências*–USP, **18**:273-296.

Saraiva, M.A. 2017. *Avaliação da sustentabilidade do uso da* água *do aquífero Alter do Chãona Zona Urbana de Manaus*. MS Dissertation, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, p.5, 19 e59.

Silva, V. S. 2020. Cobrança pelo consumo de água proveniente dos poços artesianos na cidade de Manaus como meio de preservação dos Recursos Hídricos para garantia de um Meio Ambiente Sustentável. MS Dissertation, Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, 76 p.

Silva Júnior, A. L., Lima, W. T., Sousa, S. P., Curico M., Oliveira, A. M. L. Pensando o crescimento urbano de Manaus.*BIUS – Boletim Informativo Unimotrisaúde em Sociogerontologia,* **35***, nº 29.*

Urban, T. 1999. Manual para elaboração de plano de manejo e gestão de manancial. *SANEPAR*, Curitiba, **2**,184 p.

LEVANTAMENTO DA DEMANDA HÍDRICA DA CIDADE DE RORAINÓPOLIS-RR

Edna Januária de Morais da Silva[1]; Carlos Sander[2]; Fábio Luiz Wankler[3]

[1]Rede Estadual de Ensino de Roraima;[2] Universidade Federal de Roraima - UFRR;[3] Universidade Federal de Roraima - UFRR

ednaeelidio@gmail.com; carlos.sander@ufrr.br; fábio.wankler@ufrr.br

RESUMO

A crescente urbanização ocasionada pelo aumento populacional, o crescimento do consumo per capita e a ampliação da escassez de água, assim como as mudanças climáticas, tornaram-se assuntos de destaque e alvo de inquietações políticas em todo o mundo. Assim, o presente trabalho teve como objetivo realizar o levantamento da demanda hídrica da cidade de Rorainópolis-RR. O levantamento da demanda hídrica envolveu a produção de água pela CAERR, por meio de visita in loco e aplicação de questionários. Após o levantamento de dados, estes foram tratados, originando mapas, tabelas e gráficos. O sistema de abastecimento de água gerenciado pela CAERR em Rorainópolis apresentou saldo hídrico diário positivo, no entanto, mostrou problemas de ordem instalada, ao haver bairros atendidos apenas parcialmente. A população de Rorainópolis, que não é atendida pela CAER, tem de recorrer a fontes de captação de água alternativa à rede pública, como poços amazonas, correndo riscos de contaminação e sem garantia de consumir água com padrões de potabilidade adequada.

PALAVRAS-CHAVE: Demanda Hídrica; Urbanização; Rorainópolis.

INTRODUÇÃO

As estiagens que atingiram o estado de Roraima e norte da Amazônia nos anos de 1997/1998 ocasionaram redução na precipitação, enormes perdas ecológicas e econômicas devido à grande seca, sendo associadas aos efeitos do El Niño e classificadas como as mais fortes e mais intensas do que as de 1982/1983 (MARENGO; DIAS, 2006).

Nessa conjuntura, no município de Rorainópolis, sul de Roraima, foram observados períodos de estiagens (nos anos de 1997 – 1998, 2004 – 2005, 2010, 2014 – 2016) e registrado incêndio com perda florestal de uma área de aproximadamente 1.504,8 km² na região no início do ano de 2016 devido à intensificação de eventos de secas prolongadas dirigidas pelo fenômeno El Niño (BARNI *et al.,* 2016).

Na sede do município foi observada diminuição no fornecimento de água pela rede pública nas residências e nos poços amazonas, que para Vasconcelos (2017) são poços escavados, com profundidades bastante variadas de um metro a dezenas de metros, dependendo diretamente da litificação da formação geológica. Assim, com base nas considerações já elencadas, esse trabalho teve como objetivo realizar o levantamento da demanda hídrica e verificar se há relação entre os fenômenos climáticos e o efeito de estiagem na cidade de Rorainópolis-RR.

MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo compreende a sede do município de Rorainópolis, localizado na região Sul do Estado de Roraima, às margens da Rodovia Federal BR 174, que interliga Santa Helena do Uairén, fronteira entre Brasil e Venezuela, com o Estado do Amazonas; a sede do município distancia 291 km da capital de Roraima, Boa Vista, e 468 km de Manaus, capital do Amazonas.

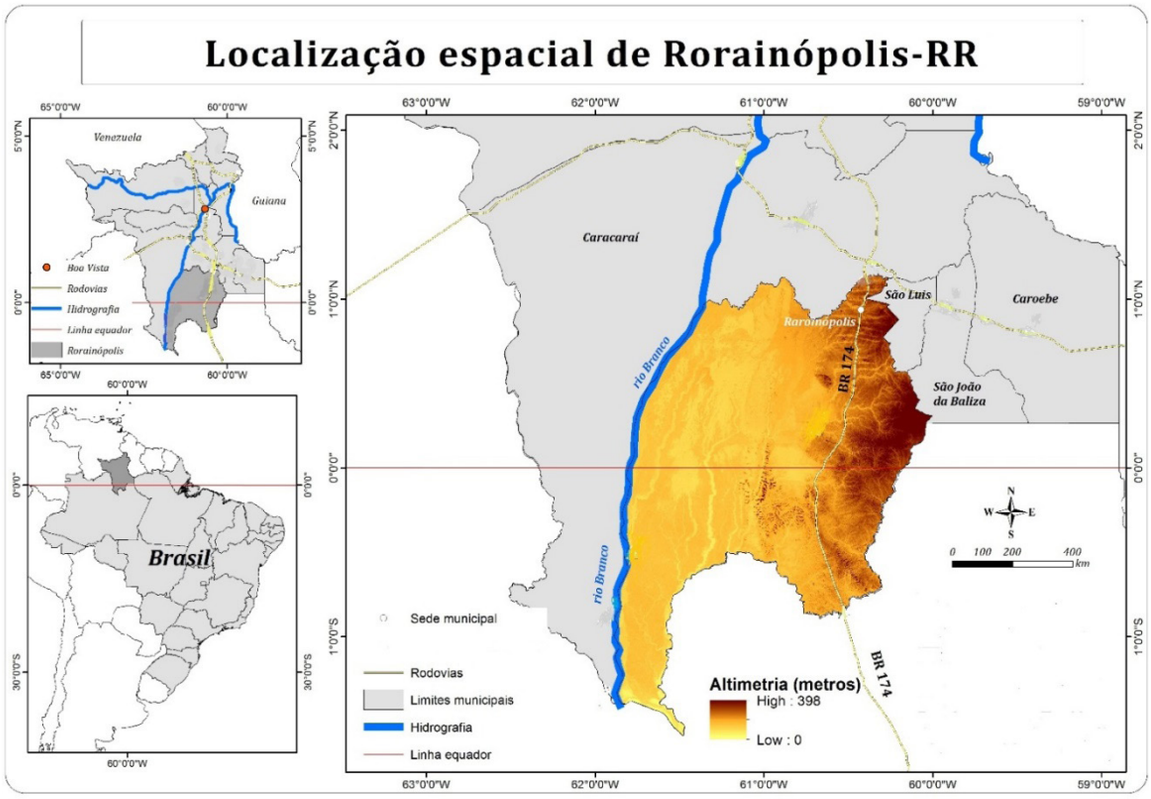


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo

Fonte: Produção autoral (2018).

Para a realização do estudo sobre a Demanda Hídrica de Rorainópolis-RR foi realizado a elaboração de questionários como instrumento de pesquisa, organizados com base em Silva (2003). O instrumento é composto por duas partes onde na primeira consta o questionário elaborado direcionado ao Cidadão, composto por 6 questões e respostas fechadas, onde o respondente assinala na opção que corresponde ao seu perfil.

Nesse questionário foram consideradas questões estruturais sobre como é realizado o abastecimento de água: por meio de rede pública, poço amazonas ou outro. Na segunda parte consta o questionário direcionado à Instituição CAERR, contendo 5 questões e respostas abertas que abordam sobre como é realizado o abastecimento de água da cidade de Rorainópolis.

Entre as questões descritas está a localização (nos bairros) dos poços tubulares usados para abastecer a cidade, bem como a vazão de cada um deles e os bairros abastecidos por estes. O questionário direcionado ao cidadão foi aplicado para uma população composta por 10.673 habitantes IBGE (2010) de forma aleatória, distribuídos proporcionalmente, com abrangência nos bairros da cidade, conforme exposto no Quadro 01, atendidos pela CAERR que moram na zona urbana de Rorainópolis-RR.

A metodologia utilizada na aplicação do questionário contou com a definição da amostra aleatória simples por meio do cálculo amostral da Equação de Santos (2017). Com base nesta fórmula, fez-se o cálculo da amostra com a população de 10.673 habitantes, com nível de confiança de 95% e erro amostral de 5%, o que deu como resultado a amostra necessária de 371 questionários pelo número de 13 bairros a serem pesquisados.

Assim, foram divididos por meio de sorteio de forma aleatória, onde houve bairros em que foram aplicados entre 27,29 e 30 questionários, para compor a amostra necessária para a pesquisa.

Onde:
n-amostra calculada
N-população
Z - variável normal padronizada associada ao nível de confiança
p - verdadeira probabilidade do evento
e - erro amostral

$$n = \frac{N.Z^2.p.(1-p)}{Z^2.p.(1-p) + e^2.(N-1)}$$

Fonte: SANTOS (2017).

Quadro 1. Equação para cálculo da amostra

Fonte: SANTOS (2017).

Após a aplicação dos questionários foi realizado a tabulação dos dados e representados neste estudo em forma de gráficos.

RESULTADOS

O abastecimento de água na cidade de Rorainópolis-RR é gerenciado pela Companhia de Águas e Esgotos de Roraima — CAERR, utilizando dois sistemas de captação de água. Sistema de captação superficial das águas do rio Anauá[1] e Sistema de captação de água subterrânea.

O Sistema de captação superficial das águas do rio Anauá é perene e está localizado na vicinal 02 (Figura 2A) região noroeste, a 13 km da sede do município, e funciona com a instalação de adutoras por meio de conjuntos, moto bombas (Figura 2B) instalados sobre flutuantes no rio Anauá.

A estrutura está operante e encaminha a água bruta para a (ETA) em Rorainópolis Figura 4, onde é realizado o controle, análise e monitoramento da água pela FUNASA, CAERR e equipe da VIGIA ÁGUA. Após receber o tratamento adequado, a água é distribuída à população (CAERR, 2017).

A vazão do Sistema de captação superficial no rio Anauá é de 70.000Lt/h e o conjunto motor-bomba pela qual as adutoras de água funcionam, ficam ligadas ininterruptamente durante 24 h, exceto quando há falta de energia elétrica ou quando há algum problema técnico

1 Rio Anauá — Principal curso d'água que abastece a cidade de Rorainópolis-RR, corta o município e importante afluente do rio Branco (NIMMER,1989; EVANGELISTA; SANDER; WANKLER, 2008).

(CAERR, 2017). Dessa forma, a produção de água por meio do sistema de captação superficial da CAERR, ocorrendo 24 horas por dia, produz em média 1.680.000 l de água.

O Sistema de captação de água subterrânea ocorre por meio de 11 poços tubulares. Esses poços tubulares são operados pela CAERR, localizados na zona urbana da cidade e juntamente com o sistema de captação superficial formam a rede de abastecimento de água pública.

O estudo da demanda hídrica da cidade de Rorainópolis-RR apresentou saldo hídrico diário positivo, porém a análise dos dados dos questionários aplicados aos cidadãos, mostrou haver domicílios que fazem parte da zona urbana, porém não são atendidos pela rede pública de fornecimento de água tratada e outros são atendidos parcialmente.

Nesse contexto, conforme os dados apresentados, há moradores que recorrem ao poço amazonas como principal fonte de abastecimento de água, para preencher a lacuna deixada pela Agência da CAERR em alguns bairros. A análise desse estudo mostrou que, embora a população disponha de água canalizada, é comum o uso do poço amazonas como principal fonte de abastecimento domiciliar.

DISCUSSÕES

Com os dados dos volumes de água produzidos diariamente pela CAERR foi realizado uma correlação da demanda social por pessoa segundo a ONU que corresponde a 200 l/dia e a população da área urbana de Rorainópolis estimada em 10.673 hab. (IBGE, 2010).

Analisando essa correlação, são necessários 2.134.600 l/dia para atender a demanda social urbana de Rorainópolis. Nesse sentido, do total de água produzido pela CAERR 4.224.000 l/dia há um excedente de 2.089.400 l/dia.

Quanto aos poços tubulares, estão distribuídos nas zonas Norte, Sul, Leste e Oeste da cidade de Rorainópolis e conforme a localização, estes distribuem água para o bairro de origem e de adjacência. A diminuição do nível da água ou seca total dos poços, amazonas ativos nos bairros da cidade de Rorainópolis, foi notado que os moradores que usam poços, amazonas enfrentam dificuldades no fornecimento de águas oriundas desses poços.

Segundo a pesquisa, o período do ano informado pelos moradores em que essas dificuldades ocorrem, coincidiu com o período de estiagem da área de estudo (outubro –março), período esse conhecido popularmente por “verão” (expressão verbalizada por grande parte das pessoas quando há diminuição das precipitações na região). Quando esse fato ocorre, os moradores aprofundam o poço por meio de escavação manual. Assim, observou-se que nas quatro zonas há registros de poços amazonas que secam durante o período de estiagem da região em estudo.

CONCLUSÕES

O estudo sobre a demanda hídrica da cidade constatou que os volumes de água potencial produzido pela CAERR na sua totalidade, 4.224.000 l/d, são suficientes para atender a população urbana de Rorainópolis 10.673 (IBGE, 2010), por haver um excedente de água produzida de 2.089.400 l/d.

Foi constatado ainda que há bairros, pertencente à zona urbana, que a população não é atendida pela rede pública de distribuição de água e recorrem a fontes alternativas como os poços amazonas, correndo risco de contaminação pelo uso da água sem o devido tratamento e são diretamente afetadas com os períodos de estiagens da área estudo que ocorrem nos meses de outubro a março na região.

Foi constatado ainda que o sistema de abastecimento de água gerenciado pela CAERR em Rorainópolis-RR apresentou saldo hídrico diário positivo, no entanto, mostrou problemas de ordem instalada porque uma parcela significativa dos moradores não são beneficiados com água da rede pública e utilizam o poço amazonas como principal fonte de abastecimento de água.

Constatou-se que no período de estiagem a interrupção do fornecimento de água encanada pela CAERR se torna mais frequente e, em função dos poços amazonas ficarem secos ou com nível de água reduzido, a população passa a utilizar a água distribuída pela CAER, sobrecarregando todo o sistema, ocasionando períodos (de até 3 dias) com falta d'água. Concluindo, a população de Rorainópolis está sujeita a ciclos de falta de água e inundações por não haver um planejamento que considere as variações de precipitação ocasionadas pelo efeito do ENOS na área de estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CAERR — Companhia de Águas e Esgotos de Roraima. Disponível em: <http://www.caer.com.br/static/ete.jsp>. Acesso em: 01 nov. 2017.

EVANGELISTA, R. A. O.; SANDER, C.; WANKLER, F. L. Estudo preliminar da Distribuição Pluviométrica e do Regime Fluvial da Bacia do rio Branco, Estado de Roraima. In: SILVA, P. R. de F. Editora da UFRR, Boa Vista RR, 2008.

IBGE — Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística 2010 — Censo Demográfico. Disponível em: <http://www.censodemograficocidades.ibge.gov.br/v4/brasil/rr/rorainopolis/panorama>. Acesso em: 10 jan. 2017.

MARENGO, J. A.; DIAS, P. S. Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos. In: REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. G. Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação. São Paulo: Instituto de Estudos, 2016.

VASCONCELOS, M. B. O que são poços? Um panorama das terminologias utilizadas para captações de águas subterrâneas 2017. Disponível em www.abas.org Acesso em 6 abr. 2018.

AVALIAÇÃO DO IMPACTO AMBIENTAL DA MINERAÇÃO ARTESANAL NA QUALIDADE DAS ÁGUAS SUPERFICIAIS NA BACIA DO RIO ITACAIÚNAS

Gabriel Negreiros Salomão[1]; Leiliane Bozzi Zeferino[1]; Roberto Dall'Agnol[1]; Gabriel Soares de Almeida[1]; Rafael Tarantino Amarante[1]; João Paulo Nobre Lopes [1]; Pedro Walfir Martins e Souza Filho[1]; José Tasso Felix Guimarães[1]; Marcio Sousa da Silva[1]; Prafulla Kumar Sahoo[2]

[1]Instituto Tecnológico Vale – ITV; [2]Central University of Punjab, Índia.

gabriel.salomao@itv.org; leiliane.zeferino@pq.itv.org; roberto.dallagnol@itv.org; gabriel.almeida@pq.itv.org; rafael.amarante@pq.itv.org; joao.lopes@pq.itv.org; pedro.martins.souza@itv.org; tasso.guimaraes@pq.itv.org; marcio.sousa.silva@pq.itv.org; gabriel.martins@pq.itv.org; pk.sahoo@cup.edu.in

RESUMO

Os empreendimentos de mineração industrial estão sujeitos a um rigoroso controle ambiental, contrariamente ao que ocorre com a mineração artesanal ('garimpos'), apesar de seus impactos ambientais conhecidos. Este estudo objetiva avaliar a qualidade das águas superficiais da Bacia do Rio Itacaiúnas (BRI) e apresentar evidências dos impactos do garimpo na qualidade das águas superficiais. Dados hidrogeoquímicos do período chuvoso e seco de 2017 e de outubro de 2020 a março de 2022, foram usados para calcular índices de qualidade das águas superficiais. A água captada durante a estação seca apresentou melhores indicadores de qualidade em comparação com as captadas durante a estação chuvosa. Dois pontos de amostragem no Igarapé Sereno mostraram qualidade de água muito ruim e concentrações extremamente altas de Fe, Al e elementos potencialmente tóxicos ao longo do tempo. De 2016 a 2022, as áreas de garimpo aumentaram acentuadamente. Novas tendências de expansão do garimpo foram observadas ao longo dos principais cursos d'água, relacionadas à exploração de Au de depósitos aluviais.

PALAVRAS-CHAVE: Índice de Qualidade da Água; Garimpo; Bacia do Rio Itacaiúnas.

INTRODUÇÃO

A Amazônia é a maior floresta tropical do mundo, com biodiversidade única e abundância em água doce, tornando-a repositório de serviços ecológicos para o mundo. Nos últimos 50 anos, as políticas brasileiras incentivaram a ocupação e a exploração de recursos naturais na Amazônia Legal Brasileira – ALB (Barber *et al.*, 2014), que promoveram o desmatamento severo da região. Junto com a expansão da ocupação humana e o aumento do desmatamento, novos empreendimentos (mineração, pecuária e agricultura) ganham cada vez mais espaço na ALB, implicando em impacto no ecossistema natural. Nesse contexto, uma rede de monitoramento ambiental adequada que rastreie múltiplos meios de amostragem (p.ex., solos, sedimentos e água) é de grande relevância, particularmente em áreas de mineração artesanal (geralmente associadas a garimpos), que são bem conhecidos por causar intensa perturbação do solo, assoreamento da água, erosão e degradação do solo.

Em 2020, 1.500km² da ALB foram classificados como área de mineração (incluindo empreendimentos de mineração industrial e artesanal), sendo 67,6% correspondentes à mineração artesanal (MapBiomas Amazônia, 2022). As áreas de mineração artesanal podem expor e espalhar não apenas os materiais nocivos usados dentro da operação, mas também elementos potenciais tóxicos (EPT's) que são associados ao depósito mineral específico de interesse. Diante do exposto, este estudo visa avaliar a qualidade da água de superfície na BRI e apresentar evidências dos impactos antropogênicos na composição e qualidade da água de superfície causados principalmente por mineração artesanal.

MATERIAIS E MÉTODOS

A Bacia do Rio Itacaiúnas, localizada ao leste da Amazônia Legal Brasileira, é uma área importante para o monitoramento ambiental devido ao histórico da mudança de uso e cobertura da terra (UCT), além de possuir minas a céu aberto e depósitos minerais com potencial para futura mineração. Dados hidrogeoquímicos foram coletados em duas campanhas de campo durante o ano de 2017 (estação chuvosa - fevereiro a maio de 2017, estação seca - julho a novembro de 2017), e para a avaliação da qualidade da água, foram coletadas amostras de 42 pontos de monitoramento, durante quatro campanhas de campo entre 2020 a 2022 (Fig. 1B).

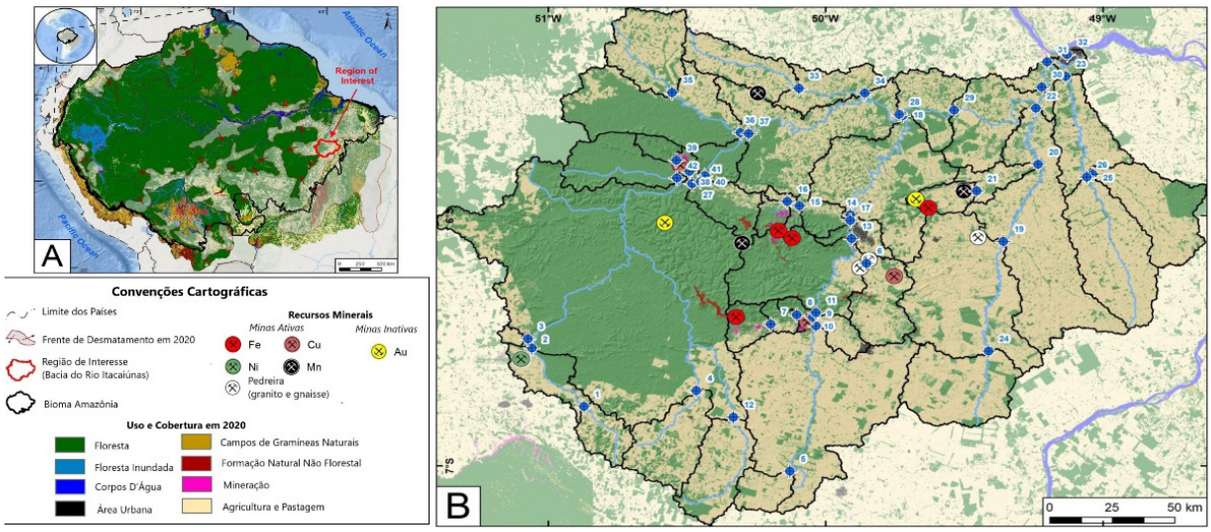


Figura 1. A) Frentes de desmatamento na Amazônia e localização da BRI. B) Localização dos pontos de coleta na BRI, com indicação das minas ativas e inativas. Fonte: Modificado de Salomão *et al.* (2023).

O cálculo do índice de qualidade de água (IQA), foi realizado considerando-se nove parâmetros de qualidade da água: oxigênio dissolvido, coliformes termotolerantes, pH, demanda bioquímica de oxigênio, fósforo total, nitrogênio total, turbidez, sólidos totais e temperatura. Os respectivos pesos e curvas dos parâmetros podem ser encontrados em Companhia Ambiental do Estado de São Paulo (CETESB, 2019). Em adição, calculou-se o Índice de Qualidade de Água para fins de Abastecimento Público (IAP), que é a ponderação dos resultados do IQA e do Índice de substâncias tóxicas (ST) e organolépticas (SO) (CETESB, 2019). Imagens de satélite

Sentinel – 2MS para os anos de 2016, 2017, 2020, 2021 e 2022 foram utilizadas para realizar o mapeamento da mudança de UCT da BRI. As imagens foram obtidas no portal de dados *Earth Explorer* do *United States Geological Survey* (USGS). Maiores informações sobre a metodologia podem ser encontradas no artigo completo publicado na *Environmetal Pollution* (Salomão, *et al.*, 2023).

RESULTADOS

Variação espaço-temporal na qualidade da água

Para toda a BRI, durante a estação seca, as águas superficiais foram classificadas como boas (IQA = 66 ± 0,9; IAP = 62 ± 1,7) e apresentaram melhores estimadores de qualidade em comparação com as águas do período chuvoso (IQA = 57 ± 1,1; IAP = 54 ± 1,6), onde foram classificadas como regulares (Fig. 2). Existe um forte contraste entre as áreas leste e oeste do BRI, com índices geralmente mais baixos na parte leste da bacia hidrográfica (Fig. 2).

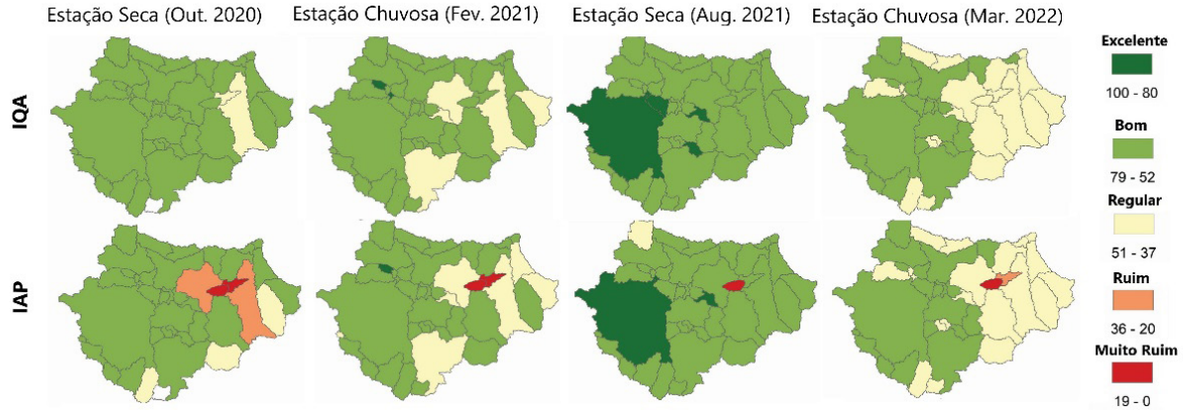


Figura 2. Variação espaço-temporal no IQA e IAP na BRI. Fonte: Modificado de Salomão *et al*. (2023).

Apesar da boa equivalência das classificações geradas pelos índices IQA e IAP, o IAP conseguiu discriminar sub-bacias no nordeste da BRI, classificadas com qualidade de água muito ruim e ruim. Essas sub-bacias são representadas pelos pontos de monitoramento P20 e P21 (Fig.1B), localizados no Igarapé Sereno, que deságua no rio Vermelho, apresentaram altíssimas concentrações de Fe, Al e alguns EPT's (Mn, Ba, Zn, Ni, Cu, V e Pb) ao longo de período de monitoramento.

Análise de mudança do UCT nas áreas impactadas pela mineração artesanal

Mapas de UCT construídos para as sub-bacias dos Igarapés Sereno, Grota Verde, Castanheira, Caracol e Surpresa revelaram fortes indícios de expansão da mineração artesanal durante todo o período de monitoramento. Os resultados da classificação mostraram que a pastagem tem sido a cobertura do solo predominante desde 2016, exceto na bacia do Caracol, onde há o predomínio de cobertura florestal. A variação espaço-temporal revelou que a redução das áreas de florestas, estiveram associadas ao aumento das áreas de pastagens (Fig. 3).

A área impactada pela mineração artesanal mostrou-se superior às áreas de mineração industrial, com aumento de 2883% entre 2016 e 2022. Em 2022, a área impactada pelas atividades de mineração artesanal era aproximadamente cinco vezes maior que a soma de todas as operações de mineração industrial, que incluem a mina de Fe da Serra Leste da Vale S.A. e as minas de Mn da Caroba (Central, Leste e Norte) e Nilde da Recursos Minerais do Brasil S.A.

Dentre as cinco bacias hidrográficas, destaca-se a do Igarapé Sereno com 50% da área total impactada pela mineração artesanal. Novas tendências de expansão da mineração artesanal foram observadas em todo o território da BRI (Fig. 3). De modo geral, as áreas de mineração artesanal estão localizadas ao longo dos principais cursos d'água, o que é altamente indicativo da exploração de Au de depósitos aluviais. Isto é evidente para as bacias do Igaurapé Sereno, Surpresa e Grota Verde (Fig. 3). Em contraste, a bacia do Igarapé do Caracol foi a única área que apresentou redução da mineração artesanal ao longo do tempo.

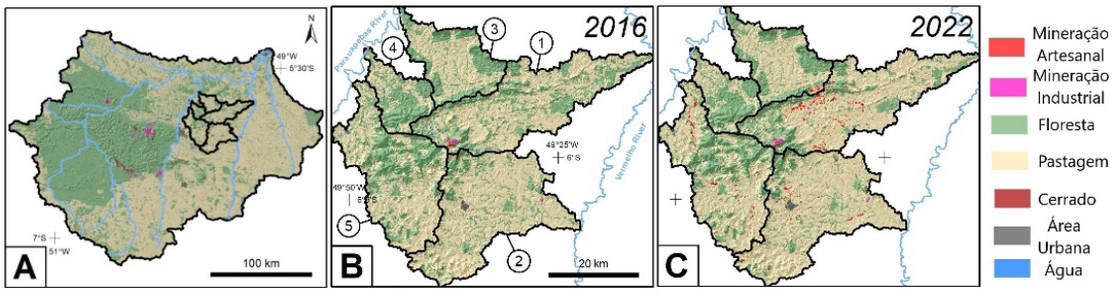


Figura 3. Classificação das imagens apresentando a variação espaço-temporal do UCT na BRI. (A) Destaque para a área impactada por mineração artesanal, (B) 2016, (C) 2022. As bacias hidrográficas são expressas da seguinte forma: 1) Sereno; 2) Grota Verde; 3) Castanheira; 4) Caracol; e 5) Surpresa. Fonte: Modificado de Salomão *et al.* (2023).

DISCUSSÕES

A variação sazonal da qualidade da água está associada ao grau de desmatamento da área (Souza-Filho *et al.*, 2016), que é mais acentuado no leste da BRI comparado a região oeste, onde existem grandes áreas de preservação cobertas por floresta tropical. O desmatamento associado à precipitação intensa favorece o aumento do escoamento que aumenta a carga sólida nos córregos, que estão diretamente correlacionados com a turbidez e sólidos totais (parâmetros importantes considerados nas equações de ambos os índices). Isso é particularmente evidente na parte leste do BRI, que é drenado pelas sub-bacias Vermelho e Sororó, e foram relatadas como as áreas mais vulneráveis em termos de produção de sedimentos (Silva, 2022).

Os valores de concentração de Fe, Al e dos EPT's, Mn, Ba, Zn, Ni, Cu, V e Pb, para os pontos de monitoramento, P20 e P21, superam não apenas os valores de linha de base geoquímica determinados para todo o BRI (Sahoo *et al.*, 2019), mas também os limites regulatórios ambientais para a qualidade e usos potenciais da água doce (Conselho Nacional do Meio Ambiente; CONAMA, 2005) e diretrizes de potabilidade para consumo humano (Ministério da Saúde do Brasil, 2011). As observações de campo revelaram mudanças drásticas no UCT na região de captação do Iguarapé Sereno, onde estão inseridos aos pontos P20 e P21, de 2016 até o presente. No Morro do Sereno, localizado na parte noroeste da bacia hidrográfica do Igarapé Sereno, as ocorrências de Mn foram relatadas pela primeira vez em 1966 durante programas de prospecção (Afonso, 2020) e sistematicamente mencionadas em mapas geológicos mais recentes do Levantamento Geológico do Brasil (Costa *et al.*, 2016; Tavares e Silva, 2013).

CONCLUSÕES

A avaliação das séries temporais dos índices IQA e IAP mostrou que a estação seca tende a produzir estimadores de melhor qualidade em comparação com a estação chuvosa para toda a BRI. Essa variação foi interpretada devido ao efeito do escoamento superficial, facilitado pelo desmatamento. Dois pontos de amostragem localizados no Córrego do Sereno mostraram qualidade de água muito ruim e concentrações extremamente altas de Fe, Al e elementos potencialmente tóxicos (Mn, Ba, Zn, Ni, Cu, V e Pb) durante o período de monitoramento. Os resultados indicam que a exploração de minério de Mn por mineração artesanal no Morro do Sereno é a principal fonte de contaminação na área. As imagens de satélite mostraram aumento das áreas de mineração artesanal em cinco bacias hidrográficas a nordeste do BRI, sendo essa atividade mais intensamente localizada ao longo dos principais cursos d'água, o que é altamente indicativo da exploração de Au de depósitos aluviais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Afonso, J.C. 2020. Manganês no Brasil: descoberta, extração, consumo e comercialização numa perspectiva histórica. *Quim. Nova.* **42**:1172–1183.

Barber, C.P., Cochrane, M.A., Souza, C.M., Laurance, W.F. 2014. Roads, deforestation, and the mitigating effect of protected areas in the Amazon. *Biol. Conserv*. **177**:203–209.

CETESB - Companhia Ambiental do Estado de São Paulo. 2019. Qualidade das águas interiores no estado de São Paulo. Coordenação geral Maria Helena R.B. Martins; Coordenação técnica Fábio Netto Moreno, Marta Condé Lamparelli, Beatriz Durazzo Ruiz; Coordenação cartográfica Carmen Lúcia V. Midaglia; Equipe técnica Luiz Antônio Medeiros ... [et al.]. − São Paulo: *CETESB*, 2020.336 p.

CONAMA - Conselho Nacional do Meio Ambiente, 2005. Resolução CONAMA N◦ 357, de 17 de março de 2005. Dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, bem como estabelece as condições e padrões de lançamento de efluentes, e dá outras providências. Resolução N. *Diário Oficial da República Federativa do Brasil.* pp.58–63.

Costa, U.A.P., Paula, R.R., Silva, D.P.B., Barbosa, J.P.O., Silva, C.M.G., Tavares, F.M., Oliveira, J.K.M., Justo, A.P. 2016. Programa Geologia do Brasil-PGB. Mapa de integração geológico-geofísica da ARIM Carajás [versão preliminar - em revisão]. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

MapBiomas Amazônia. 2022. Collection 3.0 of Amazonian Annual Land Cover & Land Use Map Series. https://plataforma.panamazonia.mapbiomas.org/.

Ministério da Saúde do Brasil, 2011. Portaria No 2.914, de 12 de dezembro de 2011. Dispõe sobre os procedimentos de controle e de vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade https://bvsms.saude.gov.br/bvs/saudelegis/gm/2011/prt2914_12_12_2011.html. (Acesso 16 novembro 2022)

Sahoo, P.K., Dall'Agnol, R., Salomão, G.N., Silva Ferreira Junior, J., Silva, M.S., Souza Filho, P.W.M., Powell, M.A., Angélica, R.S., Pontes, P.R., Costa, M.F., Siqueira, J.O. 2019. High resolution hydrogeochemical survey and estimation of baseline concentrations of trace elements in surface water of the Itacaiúnas River Basin, southeastern Amazonia: implication for environmental studies. *J. Geochem. Explor.* **205**, 106321.

Salomão, G.N., Dall'Agnol, R., Sahoo, P.K., Almeida, G.S., Amarante, R.T., Zeferino, L.B., Lopes, J.P.N., Souza-Filho, P.W.M., Costa, N.Y.M., Guimarães, J.T.F., Silva, M.S., Martins, G.C., Teixeira, M.F.B., Marques, E.D., Angélica, R. S., Araújo, W.E.O. 2023. Changes in the surface water quality of a tropical watershed in the southeastern amazon due to the environmental impacts of artisanal mining. *Environmental Pollution.* **329,** 121595.

Silva M.S. 2022. Vulnerabilidade ambiental e impacto na produção de sedimentos da bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas (BHRI) - Província Mineral de Carajás, sudeste da Amazônia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Souza-Filho, P.W.M., Souza, E.B., Silva Júnior, R.O., Nascimento Jr., W.R., Mendonça, B. R.V., Guimarães, J.T.F., Dall'Agnol, R., Siqueira, J.O. 2016. Four decades of landcover, land-use and hydroclimatology changes in the Itacaiúnas River watershed, southeastern Amazon. *J. Environ. Manag.* **167**:175–184.

Tavares, F.M., Silva, C.M.G. 2013. Carta geológica da folha Serra Pelada SB.22-X-CVI. 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)*, Belém.

IMPACTOS AMBIENTAIS CAUSADOS PELA IMPERMEABILIZAÇÃO DO SOLO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO TUCUNDUBA - BÉLEM/PA

Giovanna Fernandes Gomes[1]; Maristela Beatriz Oliveira Barbosa[1]; Camila Nascimento Alves[1]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA

giovanna.gomes@ig.ufpa.br; maristela.barbosa@ig.ufpa.br; camila.alves@ufpa.br

RESUMO

O objetivo deste estudo foi analisar os problemas ocasionados pela impermeabilização do solo em áreas urbanas na Bacia Hidrográfica do Tucunduba (BHT) – Região Metropolitana de Belém – PA, através de estudo bibliográfico e mapeamento temático. Observou-se que nos últimos anos o processo de urbanização foi bastante notável, e consequentemente, áreas de impermeabilização no solo aumentaram proporcionalmente, devido ao asfaltamento de ruas, construções, desmatamento, dentre outros usos. Assim, a intervenção antrópica sem os devidos planejamentos e gestão na BHT, geraram impactos ambientais, tais como: assoreamento, contaminação do solo, redução da área de infiltração, distúrbios hidrológicos, tais como cheias e inundações e degradação da vegetação.

PALAVRAS-CHAVE: Impermeabilização; Urbanização; Bacia Hidrográfica; Tucunduba.

INTRODUÇÃO

O crescimento da população impulsiona o processo de expansão urbana e, sobretudo ocorre de maneira desordenada resultando em formas de uso e ocupação inadequada do solo E, com o aumento da impermeabilização há a modificação da paisagem, obtendo-se como resultado espaços de solo e vegetação naturais cada vez mais escassos. Sendo assim, nota-se efeitos permanentes nas respostas hidrológicas devido ao aumento do escoamento superficial, diminuição da infiltração e cheias urbanas (MEIRA, 2018).

Para mitigar os efeitos da urbanização, as cidades contam com alguns instrumentos para reger e controlar o uso e ocupação do solo. São estes leis, planos e estratégias que têm a finalidade de nortear a ocupação de espaço urbano de forma racional e com equilíbrio ambiental. As leis que subsidiam as decisões para um bom planejamento urbano são as Leis de Uso e Ocupação do Solo, como a Lei Orgânica do Município, os códigos de Obra e do Meio Ambiente, e o Plano Diretor Municipal, sendo estes instrumentos que disciplinam e definem a distribuição espacial das atividades socioeconômicas. A desatenção a esses instrumentos gera impactos ambientais e sociais que expõem a população a situações de riscos e vulnerabilidades.

A presente pesquisa analisa e discute as consequências do uso e ocupação do solo, com foco na demonstração da problemática enfrentada por muitos municípios quando se trata de impermeabilização do solo urbano. Além disso, abordar a questão de cheias e inundações na bacia hidrográfica do Tucunduba (BHT) e, ainda, apresentar possíveis soluções para os impasses.

MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada para realização desta pesquisa foi uma revisão bibliográfica e a produção de cartografia temática, com objetivo de avaliar como a impermeabilização do solo interfere em áreas urbanas no entorno da Bacia hidrográfica do Tucunduba/Belém-PA. E assim, identificar os principais impactos ambientais gerados e consequências que ocorrem devido ao crescimento desordenado das áreas urbanas no local da pesquisa.

A produção cartográfica, baseou-se em uma cartografia de risco a inundação utilizando bases hipsométricas, geomorfológicas, hidrográficas e de precipitação com objetivo de delimitar as áreas crônicas e suscetíveis a inundações e da população residente na bacia do Tucunduba. Para tanto foram utilizados os seguintes materiais:

- Dados hipsométricos, com a finalidade de delimitar a bacia,vetorizar a rede de drenagem, classificação altimétrica, a partir de imagens da missão SRTM disponíveis no site TOPODATA/ INPE.

- Dados de precipitação do Atlas Pluviométrico dos meses mais chuvosos para a elaboração de mapas de precipitação na Bacia do Tucunduba, oriundos da CPRM.

- Cartas Geomorfológicas e hidrografia de canais para delimitação das unidades de relevo, a partir de dados do IBGE.

Caracterização da área de estudo

A área de estudo está situada ao sul do município de Belém e integra a Folha (SA.22-X-D-III) (CPRM, 2011), localizada no Nordeste do Estado do Pará. A Bacia Hidrográfica do Tucunduba integra três unidades morfológicas, sendo estas a Formação Barreiras, Unidade Pós-Barreiras e Unidade Holocênica.

A Formação Barreiras, dentro da área de estudo, é formada por sedimentos argilosos, representados por pelitos maciços ou laminados e associação de ritmitos de planície de maré e canal de maré. Essa unidade é datada do Mioceno ao Plioceno (23.03 MA à 2.588 MA).

Paralelamente, a Unidade Pós-Barreiras é representada por depósitos aluviais, coluviais e eluviais, além da formação superficial intempérica (laterítica). Possui a idade datada do Pleistoceno ao Holoceno (2.588 MA a 11,7 mil anos).

Ademais, a Unidade Morfológica Holocênica, na área de estudo, se refere a sedimentos lamosos, silte-argilosos com a presença de fragmentos vegetais, impregnação de camada orgânica fina e camada de turfa, associadas as planícies fluviomarinhas, sendo estes datados do holoceno, a partir de 11,5 mil anos, e compreendem até os depósitos atuais associados a dinâmicas recentes de sedimentação (CPRM, 2011).

A área metropolitana de Belém foi edificada sobre solo de aluvião intensamente aterrado, permitindo a criação de superfícies e ampliação da capacidade de suporte para expansão da urbanização. Contudo, esse aterramento foi concretizado sem planejamento adequado, o que fez com que muitas dessas áreas previamente soterradas fossem suscetíveis a eventos naturais, como inundações (Ferreira, 1995). Além disso, o processo de urbanização da BHT é historicamente feito pela população marginalizada dos centros urbanos, acarretando na ocupação desordenada,

sem infraestrutura adequada ou qualquer tipo de planejamento das áreas ao redor do igarapé Tucunduba, muitas vezes em locais inapropriados para habitação. Essa ocupação não é só responsável por problemáticas sociais, mas também por diversos problemas ambientais, tal como a impermeabilização do solo da área de estudo (Monteiro Neto *et al.* 2020).

RESULTADOS

A partir da análise de imagens de satélite da área de trabalho tornou-se evidente que a região metropolitana de Belém (RMB) obteve uma urbanização notável na área da BHT. Dessa forma, a alteração da superfície gerou impermeabilização do solo em algumas áreas, propiciando cheias e inundações, e consequentemente, impactos ambientais. A resolução 001/86 – CONAMA, admite-se impacto ambiental qualquer alteração das propriedades físicas, químicas e biológicas do meio ambiente, ocasionada por qualquer forma de matéria e energia resultante das atividades humanas que, direta ou indiretamente, afetam a qualidade dos recursos ambientais. Faz-se necessário compreender que o conceito de impacto ambiental abrange somente os efeitos da ação humana sobre o meio ambiente, ou seja, não considera os reflexos advindos de fenômenos naturais que se processam lentamente, ou na forma de desastres naturais. Sendo assim, com base no levantamento bibliográfico, foram identificadas as seguintes problemáticas na bacia hidrográfica do Tucunduba (BHT):

PROBLEMAS CAUSADOS	CONSEQUÊNCIAS
Aumento do escoamento superficial.	Transporte de matéria orgânica e inorgânica para o corpo hídrico.
Aumento da carga de poluentes no corpo hídrico.	Eutrofização dos rios e deterioração da qualidade das águas superficiais.
Dificuldade de infiltração da água.	Deterioração da qualidade das águas subterrâneas, redução de zonas de recarga de aquífero, cheias urbanas
Alteração do ciclo hidrológico.	Redução da evapotranspiração, redução da área de recarga de aquífero.
Redução da cobertura vegetal.	Diminuição da biodiversidade e aumento da temperatura.

Tabela 1. Tabela elaborada com base na revisão bibliográfica acerca dos problemas citados e que são causados pela impermeabilização do solo com suas respectivas consequências.

Pode-se observar que a impermeabilização do solo gera significativo impacto ambiental na bacia hidrográfica do Tucunduba, sendo os citados na tabela 1 os principais observados.

A bacia hidrográfica do Tucunduba (BHT) é uma das principais bacias hidrográficas presentes na região metropolitana de Belém e dispõe da presença das três unidades sedimentares citadas anteriormente. Analisando o mapa geológico da área de trabalho notou-se que o igarapé Tucunduba percorre, em maior proporção, as unidades holocênicas, com apenas uma pequena parte de sua nascente sendo encontrada na Formação Barreiras e Unidade Pós-Barreiras, o que significa que o igarapé percorre sedimentos inconsolidados que, em sua maior parte, são recentes.

DISCUSSÕES

O intenso desenvolvimento socioeconômico e tecnológico produz simultaneamente modificações no uso e ocupação do solo (Targa, 2012). Os impactos ambientais causados por essas alterações podem ser facilmente identificados em diversos aspectos, tais quais citados na tabela 1.

De acordo com Matos (2010), o escoamento superficial, que acontece a partir da impermeabilização do solo, é um fator importante para o aumento de poluentes nos corpos hídricos, em virtude da água pluvial que não é infiltrada no solo ser transportada para lugares de menor altitude topográfica – rios, canais, igarapés e entre outros, – e nos locais de adensamento populacional, nota-se o transporte de resíduos sólidos provenientes da habitação humana. Por sua vez, o acúmulo desses resíduos é muito prejudicial para o corpo hídrico e pode resultar em diversos problemas, tais como a deterioração da qualidade da água, que será afetada em decorrência do acúmulo de poluentes, além da eutrofização desse corpo hídrico, uma vez que há a abundância de compostos como fosfatos e nitratos, que são essenciais para proliferação de fitoplânctons, e é indesejável sua ocorrência, pois modifica as características físicas, químicas e biológicas da água.

Desse modo, a dificuldade de infiltração da água está diretamente relacionada com a alteração do ciclo hidrológico, pois com a ocupação do solo, as áreas de recarga diminuem, aumentando o escoamento superficial, gerando o aumento da impermeabilização, bem como o lançamento de esgoto doméstico, assim, acelerando a contaminação, poluição e erosão do solo. E essas modificações podem ser agravadas com o assoreamento em canais e galerias, diminuindo suas capacidades de condução do excesso de água (Leal, 2022).

Cabe salientar que a cobertura vegetal possui funções ecossistêmicas importantes, pois promove a regulação do clima, absorção da radiação solar, filtragem de poeiras, armazenamento de CO_2, barreira física para ventos, melhora da qualidade do ar, promoção de resfriamento por evaporação, sombreamento e geração e convecção de ar, interceptação de chuvas, além disso, a cobertura vegetal interfere diretamente nos mecanismos de transporte de águas superficiais e subterrâneas, reduzindo a erosão e aumentando o potencial de infiltração, sendo fundamental para a recarga dos aquíferos (Tucci, 2001).

De acordo com Dias (2012), o solo da maior parte da BHT (da nascente, no bairro Marco, até o bairro Montese, antes das delimitações da Universidade Federal do Pará) é composto por argilas expansivas e pouco profundas com baixa capacidade de infiltração, o que agrava ainda mais o escoamento superficial. Ademais, ainda coincide com a área de maior adensamento populacional associado ao pouco/inexistente planejamento urbano. Em contrapartida, o solo localizado na foz do igarapé Tucunduba e na parte leste da bacia é caracterizado como arenoso, com pouco silte e argila, permitindo uma alta taxa de infiltração e baixo escoamento superficial. Nestes pontos notou-se que essas características físicas coincidem com a área de maior cobertura vegetal, e coincidentemente estão localizados nas imediações da Universidade Federal Do Pará, onde há maior planejamento urbano, demonstrando a importância de conciliação entre áreas edificadas e conservação da cobertura vegetal e mata ciliar.

CONCLUSÕES

O aprofundamento teórico sobre estas questões permitiu compreender que a impermeabilização do solo é uma resposta necessária ao crescimento urbano e a infraestrutura essencial para acomodar a população. Todavia, é de extrema importância que sejam adotadas práticas sustentáveis de planejamento urbano que visem minimizar os impactos ambientais gerados. Portanto, a crítica que se faz acerca deste processo refere-se à falta de estudos rigorosos que permitam fazer prognósticos mais precisos acerca dos possíveis danos quanto ao processo de adensamento urbano e consequente alteração das propriedades do solo e as consequências negativas causadas ao meio ambiente. Nessa perspectiva, urge a inserção de medidas limitadoras da impermeabilização, além de ações compensatórias, tais como pavimentos permeáveis nos locais públicos e jardins de chuva, técnica de paisagismo sustentável, cujo objetivo é simular os processos naturais de absorção da água pela vegetação e pelo solo (Yazaki, 2013), para que assim seja possível amenizar os impactos da urbanização no meio natural e possibilitar um convívio harmonioso do ser humano com a natureza.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Azevedo, S. D. Avaliação dos impactos socioambientais provocados por alagamentos e inundações no bairro Montese, localizado na Bacia do Tucunduba, Belém/PA. Natural Resources, v. 10, n. 3, p. 38–50. 2020.

Ministério do Meio Ambiente. Resolução CONAMA Nº 001/86, de 23 de janeiro de 1986.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil; oliveira, J. G. F., SILVA, E R. C. DOS S. Mapa Geológico Folha Belém - SA.22-X-D-III. 2011.

Dias, N. W. et al. Urbanização e escoamento superficial na bacia hidrográfica do Igarapé Tucunduba, Belém, PA, Brasil. Ambiente & Água - An Interdisciplinary Journal of Applied Science, v. 7, n. 2, p. 120–142. 2012.

Ferreira, C. F. 1995. Produção do espaço urbano e degradação ambiental: um estudo de caso sobre a várzea do Igarapé do Tucunduba Belém-Pará. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 176 p.

Leal, M. V. S.; Ramos, A. C. D. A bacia hidrográfica urbana do Tucunduba: impactos no uso e ocupação do solo em Belém, Pará. Sustentabilidade: Diálogos Interdisciplinares, v. 3, e225538, 2022. Disponível em: https://doi.org/10.24220/2675-7885v3e2022a5538

Matos, F. C. Caracterização qualitativa dos impactos ambientais causados pela ocupação urbana no Igarapé Do Tucunduba, Belém, PA. Dissertação — Universidade de Taubaté. 2010.

Meira, M. A. Impactos da impermeabilização do solo urbano: uma análise no Bairro Palmeira Imperial em Campina Grande - PB. 2018. 48f. Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia), Curso de Bacharelado em Engenharia Civil, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande - Paraíba - Brasil, 2018. Disponível em: http://dspace.sti.ufcg.edu.br:8080/jspui/handle/riufcg/23515

Monteiro Neto, A. et al. 2020. Evolução do número de moradias em áreas de risco na bacia do Tucunduba, Belém - Pará. *Jornal Aplicado em Hidro-Ambiente e Clima*, 1(2): 58 – 68.

Plano diretor de drenagem urbana – Manual de drenagem urbana Vol. VI, Prefeitura Municipal de Porto Alegre, DEP – Departamento de Esgotos Pluviais. Instituto de Pesquisas Hidráulicas Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2005.

Targa, M. D. S. et al. Urbanização e escoamento superficial na bacia hidrográfica do igarapé tucunduba, Belém, PA, Brasil. Ambiente & Água - An Interdisciplinary Journal Of Applied Science, v. 7, n. 2. 2012.

Tucci, C. E. M. et al. (org.) Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre: Ed. Universidade/ UFRGS: ABRH. 2001.

Yazaki, L. F. O. L. et al. Projeto Técnico: Jardins de Chuva. Soluções para Cidades. 2013. Disponível em: http://solucoesparacidades.com.br/wp-content/uploads/2013/04/AF_Jardins-de-Chuva-online

MAPEAMENTO DE VOÇOROCAS NO MUNICÍPIO DE BURITICUPU, ESTADO DO MARANHÃO, BRASIL

João Vitor Gomes dos Santos[1]; Camila Nascimento Alves[1]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA

jvitorgsantos@gmail.com; camila.alves@ufpa.br

RESUMO

O objetivo deste estudo foi mapear e caracterizar as voçorocas localizadas no município de Buriticupu, estado do Maranhão, utilizando como metodologia técnicas de geoprocessamento e sensoriamento remoto, e apresentar uma das diversas formas de uso da ferramenta Google Earth Pro. Foi possível localizar a ocorrência das voçorocas e fazer uma análise multitemporal, além de descrição das características como extensão, forma e tipo do fenômeno.

PALAVRAS-CHAVE: Maranhão; Voçoroca; Google Earth Pro; Sensoriamento Remoto

INTRODUÇÃO

As cidades são construídas e se desenvolvem sobre o solo. De acordo com Guerra (2005), o solo é formado por uma combinação de processos pedológicos, que são influenciados por fatores geológicos, geomorfológicos, biológicos e climáticos. Esse recurso desempenha um papel fundamental na sustentação da vida em várias formas, na dinâmica ambiental e no desenvolvimento humano. Bernardi (2020) aponta que o solo é um recurso natural não renovável, que se não for adequadamente gerenciado, tem sua recuperação do solo muito lento dentro da escala de tempo humana.

Nesse contexto, o estudo dos processos erosivos nos solos urbanos desempenha um papel de relevante como uma ferramenta que auxilia na elaboração de Planos de Gestão de Redução de Riscos a Desastres Naturais, conforme estabelecido pela Lei 12.608/12, que dispõe sobre a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil (PNPDEC). Esses planos, uma vez desenvolvidos, oferecem soluções para a sociedade brasileira, que, nas últimas décadas, tem desenvolvido suas cidades em terrenos frequentemente inadequados para a ocupação urbana, expondo diversas populações aos riscos geológicos e resultando em perdas materiais e de vidas.

O presente trabalho tem como objetivo mapear as ocorrências de voçorocas nos limites da área urbana do município de Buriticupu, no estado do Maranhão. O estudo da evolução dessas voçorocas é importante para a compreensão dos processos erosivos na região e para o planejamento urbano por parte dos agentes responsáveis. Com base nos resultados obtidos, será possível propor medidas de prevenção e mitigação das voçorocas, bem como ações para a conservação do solo local.

MATERIAIS E MÉTODOS

Localização

A área de estudo de refere à zona urbana do município de Buriticupu, localizado no estado do Maranhão e situado a uma distância de 395 km da capital São Luís.

O município de Buriticupu está inserido na Região Geográfica Intermediária de Imperatriz e, mais especificamente, da Região Geográfica Imediata de Açailândia, conforme classificação do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2017). As coordenadas geográficas dos pontos extremos são as seguintes: ao Norte, latitude 05°21’08” e longitude -46°55’06”; ao Oeste, longitude -47°16’47” e latitude -05°32’22”; ao Sul, latitude -05°40’19” e longitude -47°05’08”; e ao Leste, longitude -46°53’54” e latitude 05°23’10”.

A área de estudo limita-se com os seguintes municípios: Bom Jardim ao Norte, Bom Jesus das Selvas ao Oeste, Amarante do Maranhão ao Sul e Alto Alegre do Maranhão e Santa Luzia ao Leste (Figura 1).

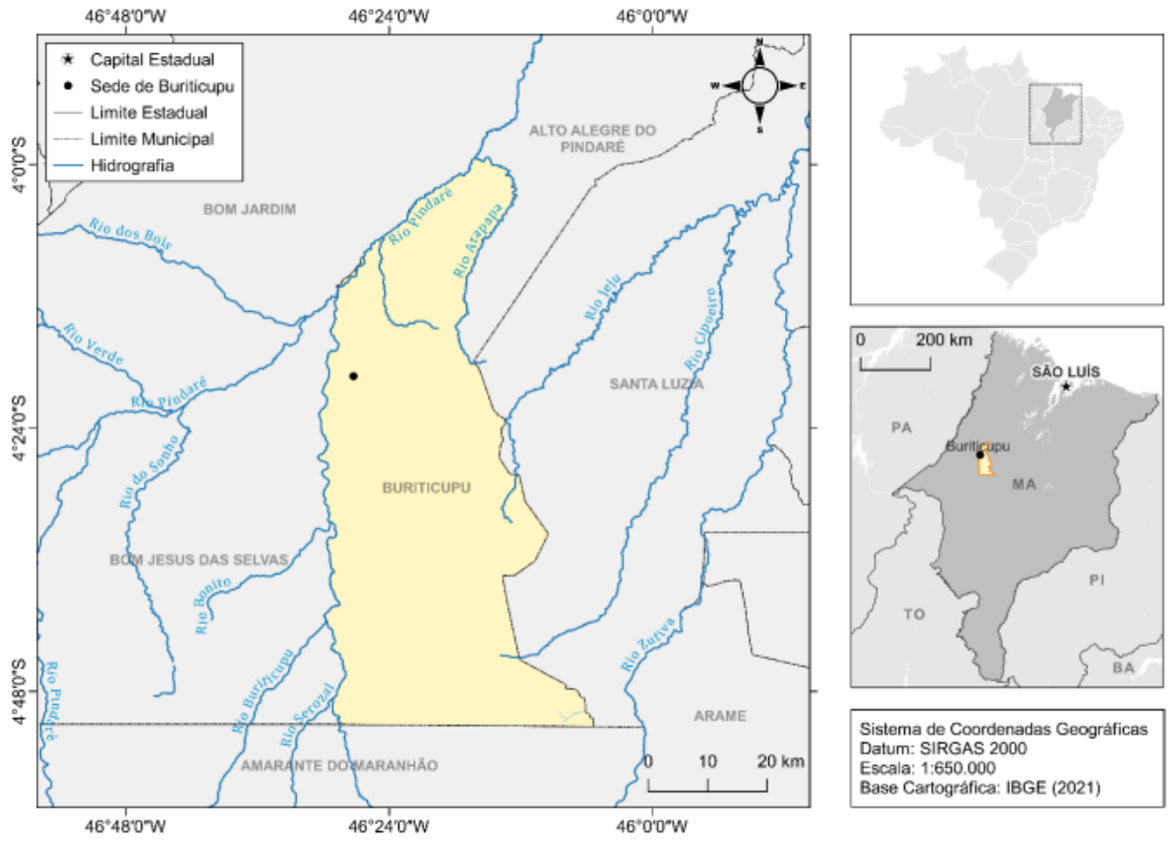


Figura 1. Mapa de localização do município de Buriticupu, situado no oeste do estado do Maranhão. Elaboração: Os autores.

O município de Buriticupu abrange uma área de 2.544,857 km², de acordo com dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2019). Essa área corresponde à 30ª posição em relação aos demais municípios do estado do Maranhão, representando aproximadamente 0,77% do território total do estado. De acordo com a estimativa populacional mais recente, o município de Buriticupu possui aproximadamente 52.395 habitantes. Isso resulta em uma

densidade demográfica de aproximadamente 20,79 habitantes por quilômetro quadrado. Esses números são uma prévia do censo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2022).

Os solos do município de Buriticupu, bem como os demais que compõem a Formação Itapecuru, apresentam uma grande vulnerabilidade à erosão, dadas as condições climáticas que favorecem a desagregação das partículas do solo, que são constituídos principalmente por areia e silte, com baixa capacidade de retenção de cátions, baixa quantidade de agregantes, de estrutura muito frágil e drenagem interna dificultada pela presença constante de camadas subjacentes impeditivas à livre percolação da água (MOURA, 2021).

Geologia Regional

O município de Buriticupu está localizado na Bacia Sedimentar do Grajaú, inserido no contexto geológico da Província Parnaíba. A formação dessa bacia ocorreu no período Aptiano, com depósitos de arenitos finos, conglomerados (Formação Grajaú) em ambiente fluvio-deltaico, e folhelhos calcários e anidritas (Formação Codó) em ambiente marinho durante uma fase transgressiva. Posteriormente, houve um estágio regressivo que cobriu essas unidades durante o final do Cretáceo e início do Terciário, com depósitos interpretados como fluvio-lacustres das formações Itapecuru e Ipixuna. Após o preenchimento da Bacia do Grajaú, ocorreu um período de estabilidade tectônica no Paleógeno, que resultou no desenvolvimento de depósitos de bauxita/laterita ferruginosa sobre as formações Itapecuru e Ipixuna (BANDEIRA, 2013).

De acordo com Klein e Sousa (2012), o contexto geológico da área é composta por três unidades principais: Aluviões Holocênicos, Cobertura Laterítica Matura, Grupo Itapecuru e Formação Ipixuna. Os Aluviões Holocênicos são formados por depósitos grossos, incluindo sedimentos arenosos, pelíticos e cascalhos, distribuídos ao longo do leito do rio Pindaré.

A Cobertura Laterítica Matura é caracterizada por um perfil laterítico completo, com horizontes pálido ou transicional, argiloso, bauxítico e/ou fosfático, além de uma crosta ferruginosa. Essa cobertura está relacionada à Superfície de Aplainamento Sul-Americana, que abrange desde o Cretáceo Superior até o Terciário Inferior, e geralmente apresenta um relevo tabular fortemente dissecado.

No presente trabalho foram realizadas as seguintes etapas metodológicas:

1) Pesquisa de referências bibliográficas e levantamento de trabalhos anteriores;
2) Mapeamento da localização das voçorocas utilizando imagens do *software Google Earth Pro*;
3) Caracterização das feições erosivas;
4) Realizar o mapeamento temático;

Mapeamento das voçorocas

O uso do software *Google Earth Pro* (GE) para o mapeamento de feições erosivas pode ser aplicado na identificação da presença ou ausência de erosão (mapeamento pontual), delimitação da área afetada e para o monitoramento multitemporal (evolução da área afetada). Nestes tipos de mapeamentos considerou-se as características do alvo (voçoroca), do satélite e sensor, a qua-

lidade geométrica e data da aquisição das imagens, bem como outros atributos e elementos, de acordo com metodologia proposta por FLORENZANO (2008).

Neste sentido, para o presente trabalho foi elaborada uma chave de interpretação com objetivo de estabelecer padrões comparativos que possam descrever os elementos que caracterizam as feições de voçorocamento. No processo de análise visual de imagens de satélite foram considerados principalmente os elementos de interpretação tais como cor e tonalidade, textura, tamanho e forma, além de sombra e localização. As ferramentas de edição vetorial "Régua", "Adicionar polígono" e "Adicionar caminho" do GE foram utilizadas para obter estimativas de comprimento, largura, área, tipo e forma da voçoroca em análise, bem como o perfil topográfico da vertente. As imagens utilizadas possuem 500 metros de altitude do ponto de visão e os dados obtidos possuem coordenadas geodésicas (latitude e longitude) e datum WGS84.

RESULTADOS

No mapeamento temático notou-se que existem dois tipos de perfis lateríticos predominantes, separados por uma inconformidade significativa. A sequência mais antiga (do Paleógeno) abrange as áreas de relevo mais elevado e é profundamente dissecada por vales amplos, enquanto a sequência mais recente (do Neógeno) está situada cerca de 70 metros abaixo da superfície da sequência mais antiga.

Do ponto de vista geomorfológico o município está inserido no Planalto Dissecado Gurupi-Grajaú. Essa região é caracterizada por superfícies tabulares elevadas resultantes de epirogênese, que são bruscamente delimitadas por rebordos erosivos. Nesses rebordos, ocorre o encaixe de vales incisos e profundos, apresentando desnivelamentos locais que podem ser superiores a 100 metros. O planalto dissecado se destaca topograficamente pela presença de colinas dissecadas e morros (BANDEIRA, 2013).

A região em questão é caracterizada por espessos perfis lateríticos alumino-ferruginosos sustentando os arenitos das formações Itapecuru e Ipixuna. O relevo apresenta planaltos elevados e profundos vales encaixados, com uma rede de drenagem densa. Observou-se que os solos predominantes são latossolos, argissolos, gleissolos e neossolos, sendo os latossolos amarelos distróficos encontrados nos topos planos das superfícies planálticas. No entanto, a fragilidade geotécnica dos mantos de intemperismo dos arenitos em áreas de relevo acidentado resulta em processos erosivos intensos, como a formação de voçorocas, que são mais frequentes na área urbana do município, causando problemas e desabamentos de residências (MEDEIROS et al., 2023).

O relevo da região de estudo é caracterizado por planaltos elevados, vales profundos e uma rede de drenagem densa, com destaque para os vales dos rios Zutiua, Buriticupu, Pindaré, Açailândia e Gurupi. No entanto, a fragilidade geotécnica dos mantos de intemperismo dos arenitos das formações Itapecuru e Ipixuna, em áreas de relevo acidentado, resulta em processos erosivos intensos, como a formação de voçorocas. Essas voçorocas são mais prevalentes na área urbana do município e representam uma ameaça, causando sérios problemas e desabamentos de residências (SANTOS *et al.,* 2018).

Considerando o resultado da chave de interpretação desenvolvida neste trabalho foram observadas algumas características como forma, tonalidade e o contraste entre material erodido e não erodido que permitiram a identificação de diversas voçorocas nas diferentes imagens analisadas. Então, denotou-se que existe uma o padrão de resposta espectral oriundo o processo de voçorocamento interpretado a partir das imagens disponíveis no GE. Observou-se que há uma variação de cores entre o vermelho, laranjado e o branco, com textura lisa e tonalidade clara.

Destaca-se que a sombra da iluminação solar é um fator importante, pois indica que a feição erosiva possui profundidade acentuada, conforme indicado por Batista (2019). Desta forma, este modelo fotointerpretativo foi utilizado no processo de mapeamento da voçoroca ao longo dos últimos 15 anos, bem como na obtenção dos dados morfométricos da voçoroca. A figura 2 apresenta a localização da zona urbana do município de Buriticupu e as feições erosivas de voçorocas mapeadas com o uso da chave de interpretação desenvolvida.

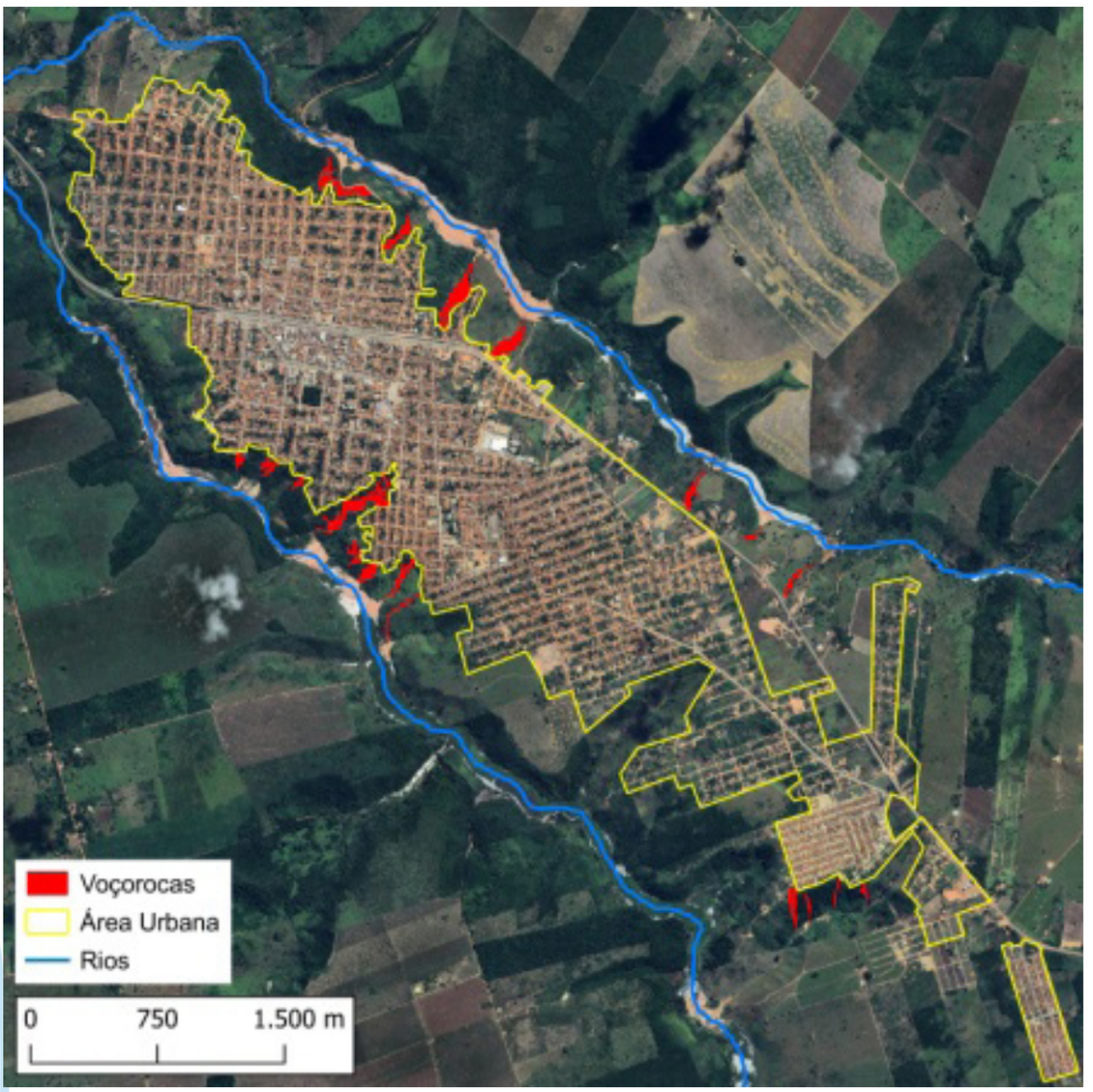


Figura 2. Zona urbana do município de Buriticupu com a localização das voçorocas mapeadas. Fonte: Os autores.

DISCUSSÕES

O GE permite uma visão em perspectiva da área afetada pela voçoroca, função que possibilita análises complementares, como interpretação da morfologia do terreno e extração de outras informações de contexto, como declividade e formas da vertente. Assim, dados vetoriais produzidos podem ser salvos em diversos formatos que possibilitam a importação e exportação dos dados para outros sistemas de informações geográficas e facilitam a utilização em aparelhos de GPS, inclusive em Smartphones.

CONCLUSÕES

Durante a execução do mapeamento de feições erosivas do tipo voçorocas evidenciou-se que a principal vantagem da utilização do *Google Earth Pro* (GE) em relação aos dados de campo está relacionada ao baixo tempo e pouco recurso necessário para um levantamento expedito da área afetada.

O uso das imagens oriundos do GE demonstraram ser um excelente recurso didático, sobretudo por fornecerem imagens de satélite com diferentes resoluções, além de dados multissensores, que permitiu executar uma análise multitemporal na presente pesquisa.

As imagens do GE são de fácil aquisição, visualização para análise dos processos erosivos em duas e três dimensões, bem para análise da dinâmica espacial e temporal do fenômeno. Todavia, destaca-se que o auxílio da ferramenta proporciona ao pesquisador uma visão prévia da realidade, no entanto há a necessidade de ser constatada em campo. Portanto, os dados disponibilizados pelo GE constituem-se em excelente análise pré-campo, pois são acessíveis a diferentes tipos de usuários de geotecnologias e apresentam boa qualidade para localizar pontualmente a existência e formas de feições erosivas do tipo voçorocas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BANDEIRA, Iris Celeste Nascimento**. Geodiversidade do estado do Maranhão**. 2013.

BATISTA, Daiane Cardoso Lopes; VIEIRA, Antonio Fábio Sabbá Guimarães; MARINHO, Rogério Ribeiro. Uso do" Google Earth Pro" no mapeamento de voçorocas na área urbana de Manaus (AM), Brasil. **GEOSABERES: Revista de Estudos Geoeducacionais**, v. 10, n. 20, p. 1-12, 2019.

BERNARDI A.C.C. **Artigo: Por que o solo é tão importante quanto a água e o ar?.**Embrapa Notícias. 2020.

FLORENZANO, Teresa Gallotti. **Sensoriamento remoto em geomorfologia**. 2008.

IBGE (2017). *Metodologia do Censo Demográfico 2010* Vol. 41 da Série Relatórios metodológicos. Rio de Janeiro.

KLEIN, Evandro Luiz; SOUSA, Cristiane Silva de. **Geologia e recursos minerais do estado do Maranhão**. CPRM, 2012.

MEDEIROS, Rafael Brugnolli et al. **Vulnerabilidade Ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Buriticupu, Maranhão-Brasil: o Relevo como Elemento Chave**. Sociedade & Natureza, v. 35, 2023.

MOURA, Rafael Veloso; SANTOS, Antônio Lazáro Ferreira; JUNIOR, Leomar Rufino Alves. **Mapeamento da Voçoroca Contorno em Anápolis–GO por Meio de Geotecnologias**. Brazilian Applied Science Review, v. 5, n. 2, p. 1002-1012, 2021.

SANTOS, Humberto Gonçalves dos; JACOMINE, Paulo Klinger Tito; ANJOS, Lúcia Helena Cunha dos; OLIVEIRA, Virlei Álvaro de; COELHO, Maurício Rizzato; CUNHA, Tony Jarbas Ferreira. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed., rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2018.

IDENTIFICAÇÃO QUALI-QUANTITATIVA DE MICROPLÁSTICOS EM ÁGUASDE CHUVAS: ESTUDO DE CASO DA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM

LIGIA, SARMENTO MODESTO[1]; ARTHUR CÉSAR, SOUZA DE OLIVEIRA[1]; FERNANDA CAROLINE, LOPES FIGUEIREDO GISELE, TAVARES MARQUES[1];ANDREIA, CARDOSO PEREIRA[1]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; (ligia.modesto@ig.ufpa.br; fernanda.figueiredo@ig.ufpa.br; arthur.oliveira@ig.ufpa.br

giseletm@ufpa.br; andreiacp@ufpa.br

RESUMO

Microplásticos são partículas com tamanho inferior a 5 mm que podem ser encontrados de diferentes formas como fios e fragmentos em diversos ecossistemas. A ingestão dessas micropartículas pela fauna aquática pode causar danos aos organismos e consequentemente à cadeia alimentar. As águas de chuva são consideradas importantes vetores de contaminação e distribuição dessas micropartículas. Assim, este trabalho teve como objetivo identificar e caracterizar os microplásticos em água de chuvas da Região Metropolitana de Belém. A coleta das águas foi realizada em nove pontos e as amostras foram submetidas ao procedimento analítico composto por etapas de peneiramento, tratamento oxidativo, filtração, caracterização visual e análise por MEV/EDS. Os resultados obtidos indicaram a presença de microplásticos predominantemente nas formas de fios e fragmentos e em diversas cores em todas as amostras. As imagens por MEV auxiliaram a caracterização do material e a as análises por EDS permitiram estimar a composição elementar dos microplásticos observados.

PALAVRAS-CHAVE: Microplásticos; Água de chuva; Região Metropolitana de Belém.

INTRODUÇÃO

Os microplásticos (MPs) são detritos poliméricos com tamanho inferior a 5 mm, apresentando essas dimensões originalmente quando são oriundos de resíduos industriais e residenciais ou alcançá-las por processos de degradação (Auta et al.; 2017; Xiang et al., 2022).

A presença dos MPs em matrizes ambientais tem sido amplamente explorada (Luo e Wu, 2019) podendo ser encontrados em diferentes ecossistemas (e.g. água, solo, ar), tipicamente na forma de esferas, fragmentos ou fios/fibra (Shruti, 2021). Os ambientes aquáticos são os mais ameados pela poluição de MPs que se encontram amplamente distribuídos em oceanos, rios, lagos, estuários entre outros (Sun et al, 2022; Wang et al., 2022).Devido ao tamanho dos MPs, o impacto ambiental mais comum está relacionado à ingestão poranimais aquáticos que pode ocasionar lesões internas, asfixia e até a morte (Barros et al., 2020).Os MPs podem ainda adsorver poluentes como metais pesados, micropoluentes orgânicos e patógenos que são potenciais causadores de danos às células dos organismos e que também podem ser transferidos entre os níveis tróficos da cadeia alimentar (Zhang et al., 2019; Crookset al., 2019).

As águas pluviais são consideradas importante via de entrada dos MPs nos ambientes aquáticos, pois facilitam o transporte de MPs de diversas origens (*e.g.* deposição atmosférica, escoamento superficial e drenagem de sistemas) transmitindo-os para diferentes corpos d'água (Ory, 2020). Assim, as águas pluviais desempenham um papel importante na abundância e distribuição de MPs nos ambientes aquáticos (Xia et al, 2020). A fonte de MPs em águas de chuvas inclui os produtos plásticos usados na vida diária e o desgaste dos pneus e das estradas(Järlskog et al, 2022). Considerando que a região metropolitana de Belém apresenta a ocorrência de chuvas intensas e que a presença de MPs em águas pluviais representa uma ameaça significativa para o meio aquático, este trabalho teve como objetivo a identificação e a caracterização de MPs em águas de chuvas coletadas na região.

MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras de água de chuva foram coletadas em pontos nos municípios da Região Metropolitana de Belém: Ananindeua, Belém e Marituba, mais especificamente nos bairros Cidade Velha (1), Paracuri (2), Parque Verde (3), Pedreira (4), Souza (5), Centro (6), Guanabara

(7) e Almir Gabriel (8 e 9), nos meses de abril e maio de 2023. As amostras foram submetidasao peneiramento empregando uma peneira analítica de 63 µm, seguida da lavagem da peneira para transferir os MPs retidos para um béquer. Posteriormente, foi realizado o tratamento oxidativo que consistiu na adição de 20 mL de uma solução de $FeSO_4.7H_2O$ 0,05 mol/L em meio ácido e 20 mL de H_2O_2 35% (v/v) com aquecimento (60°/65°C) por 30 minutos na chapaaquecedora. Após o resfriamento, as soluções foram filtradas sob vácuo com filtros de microfibra de vidro. Para a quantificação e caracterização, os MPs foram observados em um estereomicroscópio. Alguns MPs foram analisados por MEV/EDS.

1. RESULTADOS

Em todas as amostras foram encontrados MPs que foram quantificados de acordo com a forma e a cor, conforme apresentado na Figura 1.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9		1	2	3	4	5	6	7	8	9
COR/FIOS										**COR/FRAGMENTOS**									
AZUL	21	18	65	14	14	31	5	14	10	AZUL	32	5	20	3	0	12	11	94	132
PRETO	30	10	13	8	13	28	1	31	27	PRETO	6	3	0	0	3	1	4	0	3
VERMELHO	36	4	11	1	32	7	0	30	35	VERMELHO	15	1	1	4	20	3	8	107	37
AMARELO	0	1	0	3	0	3	0	4	0	TRANSPARENTE	12	23	0	8	0	13	0	12	10
ROXO	0	6	1	6	0	5	0	0	0	AMARELO	0	2	1	2	0	1	0	0	0
VERDE	0	1	8	0	4	1	0	1	0	ROXO	0	1	0	0	0	1	2	3	0
ROSA	0	0	0	0	1	1	0	0	0	VERDE	0	0	0	1	7	0	0	0	0
MARRON	0	0	13	0	0	0	128	0	0	ROSA	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	87	40	111	32	64	76	134	80	72	**TOTAL**	65	35	22	18	30	31	25	216	182

Figura 1. Distribuição quantitativa e qualitativa dos MPs observados nas amostras.

Na figura 2 são demonstradas imagens capturadas pelo MEV e composição elementar estimada por EDS dos MPs selecionados.

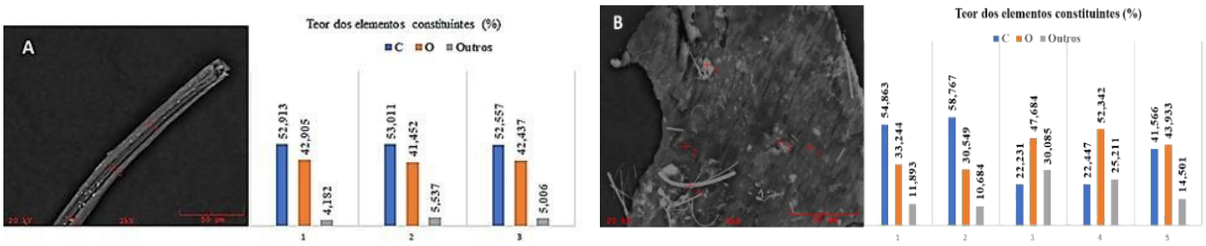


Figura 2. Microscopia e composição elementar por EDS de (a) um fio incolor e (b) um fragmento azul

DISCUSSÕES

Em todas as amostras foi identificado a presença de MPs. A quantificação permitiu obteruma variação de 50 a 296 micropartículas/L. Considerando que os pontos de coleta compõem uma região metropolitana, caracterizada por trânsito intenso, centros comerciais e alta densidade populacional, os dados observados concordam com o esperado pelo contexto. Brahney et al. (2020) relataram taxas e fontes de deposição de microplásticos em regiões dos Estados Unidos, realçando que os centros urbanos e a ressuspensão do solo ou da água, são fontes importantes para a deposição úmida.

Em relação à forma, os MPs encontrados foram classificados em dois grupos, fios e fragmentos. Do total de 1320 micropartículas encontradas, o percentual de MPs na forma de fios foi ligeiramente maior (53%) que o de fragmentos (47%). Como pode ser observado na Figura 3 todas as amostras apresentaram uma variação de cores dos MPs incluindo transparente, amarelo, verde, roxo, preto, vermelho, azul e cores mais individuais (rosa e marrom) foram notadas pontualmente. Foi observada uma grande quantidade de fios de MPs transparentes em todas as amostras, alguns formando aglomerados, dificultando a quantificação. Por outro lado, os fragmentos de MPs transparentes, devido ao formato, foram contabilizados conforme dados da figura 3. O grande número de MPs transparentes pode ser atribuído à elevada quantidade de itens transparentes que são produzidos (*e.g.* sacos plásticos e embalagens) (Li, et al, 2019; Luoe Wu, 2019), e à possível descoloração de plásticos coloridos devido à exposição à luz ultravioleta e/ou outros agentes. Na forma de fios, as cores dos MPs foram predominantementeazul, preto e vermelho. Na forma de fragmentos, os MPs azuis, vermelhos e transparentes foramobservados em maior quantidade. As demais cores apareceram em quantidades diminutas. Os resultados confirmam estudos recentes que afirmam que os fios e os fragmentos são as formasde MPs mais identificadas na atmosfera, devido às suas características (*e.g.* leveza, durabilidade) podendo ser transportados e depositadas por deposição seca ou úmida (Zhang etal., 2020). A caracterização visual e as imagens de MEV permitiram observar que os fios de MPs exibiam superfícies lineares e rugosas, os fragmentos representaram uma combinação de superfícies lisas com contornos irregulares e pontiagudos. Na figura 4a é apresentada amicroscopia de um fio de MP incolor coletado no ponto 3 enquanto a figura 4b mostra a microscopia de um fragmento de MP de cor azul coletado no ponto 4. Foram analisados por MEV/EDS seis MPs, sendo três incolores e três azuis. A partir do espectro de EDS observou que todas as amostras, independente da coloração,

apresentaram na sua composição C, O, Na, Mg, Al, Si, S, K, Ca, Ti e Fe, com maior percentual de C e O, e os demais com participação conjunta de aproximadamente 4 a 5% da composição para os MPs incolores e em torno de 10 a 30 % para os MPs azuis. É importante mencionar que na quantificação de C há uma significativa contribuição do suporte usado para as análises por EDS que é constituído de carbono e que nos MPs azuis além dos elementos supracitados, foram identificadas a presençade Cu e Zn. Além disso, nos MPs incolores os demais elementos aparecem em quantidades menores que 1% cada. Nos MPs azuis, alguns elementos aparecem em quantidades maiores como o Ti e Ca (~2%) e Si (5-12%). A contribuição mais significativa do Si pode ser atribuídaà presença de compostos à base de silício, amplamente usado como aditivo na fabricação de materiais poliméricos (Defeyt et al., 2017).

CONCLUSÃO

Neste trabalho foi realizado a quantificação e a caracterização dos MPs encontrados nas amostras de água de chuva coletadas em diferentes pontos da Região Metropolitana de Belém. De acordo com os dados obtidos foi possível observar que os MPs são amplamente distribuídos no ar sendo carreados pela precipitação. A presença de MPs nas amostras pode ser atribuída as características da área de amostragem. As formas de fios e fragmentos foram predominantes nas amostras. Os resultados por MEV/EDS reforçaram a caracterização da forma dos MPs e estimaram a composição elementar. Foi possível observar que os MPs coloridos podem conter em sua constituição, elementos não presentes na composição dos MPs transparentes, o que sugere a adição de substâncias na fabricação dos polímeros base dos materiais plásticos. Os resultados desse trabalho são indicativos da contribuição do microplásticos atmosféricos da Região Metropolitana de Belém na poluição ambiental local e podem subsidiar ações para a conscientização da população quanto ao uso consciente e descarte adequado de materiais plásticos e estudos complementares para a confirmação da natureza e identificação mais precisa dos polímeros constituintes e poluentes associados por espectrometria FTIR e Raman.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Auta, H.S.; Emenike, C.U.; Fauziah, S.H. 2017. Distribution and importance of microplastics inthe marine environment: A review of the sources, fate, effects and potential solutions. *Environment Internatio*nal, **102**: 165-176.

Xiang Y., Jiang L., Zhou Y., Luo Z., Zhi D., Yang J., Lam SS. 2022. Microplastics and environmental pollutants: Key interaction and toxicology in aquatic and soil environments. *Journal of Hazardous Materials*,**422**: 2-5.

Luo, Z.; Wu, C. 2018. Sources and Distribution of Microplastics in China's Largest Inland Lake – Qinghai Lake.

Environmental Pollution, **235**: 899–906.

Shruti, V. et al., 2021. Current trends and analytical methods for evaluation of microplastics in stormwater,

Trends in Environmental Analytical Chemistry, **30**: e00123.

Sun J., Peng Z., Zhu Z., Fu W., Dai X., Ni B. 2022. The Atmospheric microplastics deposition contributes tomicroplastic pollution in urban waters. *Water Research,* **225**: 119116.

Wang, C.; Zhao, J.;Xing B. 2021.Environmental source, fate, and toxicity of microplastics. *Journal HazardMaterials*. **407**: 124357.

Barros, M. S. F.; Calado, T.C.S.; Silva, A.S.S.; Santos. 2020. *E.V*. Ingestion of plastic debris affects feeding intensity in the rocky shore crab Pachygrapsus transversus Gibbes. *International Journal of Biodiversity andConservation,* **12:**113-117.

Zhang, F.; Wang, X.; Xu, J.; Zhu, L.; Peng, G.; Xu, P.; Li, D. 2019. Food-Web Transfer of Microplastics between Wild Caught Fish and Crustaceans in East China Sea. *Marine Pollution Bulletin*, **146:** 173–182.

Ory, N. C.; Lehmann, A.; Javidpour, J.; Stöhr, R.; Walls, G. L.; Clemmesen, C. 2020. Factors Influencing the Spatial and Temporal Distribution of Microplastics at the Sea Surface – A Year-Long Monitoring. *Science ofthe Total Environment.* **736**: 139493.

Xia, W.; Rao, Q.; Deng, X.; Chen, J.; Xie, P. 2020. Rainfall Is a Significant Environmental Factor ofMicroplastic Pollution in Inland Waters. *Science of the Total Environmen***, 732**, 139065.

Järlskog, I.; Jaramillo-Vogel, D.; Rausch, J.; Gustafsson M.; Strömvall, A.; Sköld, Y. 2022. Concentrations oftire wear microplastics and other traffic-derived non-exhaust particles in the road environment. *Environment International*, 170: 107618.

Brahney, J., Hallerud, M., Heim, E., Hahnenberger, M., & Sukumaran, S. 2020. Plastic rain in protected areas ofthe United States. *Science*, **368:,** 1257–1260.

Li, L.; Geng, S.; Wu, C.; Song, K.; Sun, F.; Visvanathan, C.; Xie, F.; Wang. 2019. Q. Microplastics Contamination in Different Trophic State Lakes along the Middle and Lower Reaches of Yangtze River Basin.*Environmental Pollution*, **254**: 112951.

DEFEYT, Catherine; LANGENBACHER, Julia; RIVENC, Rachel. 2017. Polyurethane coatings used in twentieth century outdoor painted sculptures. part I: comparative study of various systems by means of ATR-FTIR spectroscopy. *Heritage Science,* **5:** 1-11.

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS E PETROGRÁFICOS PARA CARACTERIZAÇÃO DE ZONAS HIDROTERMAIS, SUÍTE PEDRA PINTADA, RORAIMA

Lorena Malta Feitoza[1]; Alexandre Barros da Silva Uchôa[2]; Vladimir de Souza[1]; Carlos Eduardo Lucas Vieira[1]; Amanda Silva Neves dos Santos[1]

[1]Universidade Federal de Roraima/UFRR; [2]Tacutu Serviços LTDA

lorena.malta@ufrr.br; uchoaalexandre.25@gmail.com; vladimir.souza@ufrr.br; carlos.vieira@ufrr.br; geoamandasilvaa@gmail.com

RESUMO

A Suíte Pedra Pintada reúne granitoides cálcio-alcalinos tipo-I, sob a forma de dois corpos principais composicionalmente zonados: Trovão e Flechal. Com o objetivo de caracterizar o hidrotermalismo, fez-se a integração de dados geofísicos e petrográficos. Os valores anômalos das fácies norte do corpo Flechal foram individualizadas por meio do produto Potássio Anômalo para o mapeamento de zonas hidrotermais. Petrograficamente, os litotipos desta fácies apresentou texturas do tipo cloritização, carbonatação, sericitização, epidotização. Deste modo, a integração de dados petrográficos e geofísicos, em especial o produto K Anômalo, se mostrou uma técnica eficiente na busca de áreas hidrotermalizadas, indicando alvos para investigação de detalhe, reduzindo o tempo e custos.

PALAVRAS-CHAVE: Gamaespectrometria; Magnetometria; Hidrotermalismo; Roraima.

INTRODUÇÃO

O território brasileiro representa uma das áreas de maior vocação mineral do mundo, devendose fundamentalmente a sua ampla diversidade de depósitos minerais. Fator este, decorrente principalmente da história evolutiva dos elementos crustais formadores das províncias geológicas brasileiras em que Biondi (2003) coloca que grande número destes depósitos minerais está associado a processos hidrotermais. Estudos geológicos têm sido desenvolvidos na região Amazônica, especialmente no estado de Roraima, por ser uma região conhecida pela diversidade litológica e minerais econômicos. Trabalhos mais recentes como CPRM (1999, 2000), Fraga (2002) e Fraga et al. (2010), permitiram o considerável avanço ao conhecimento geológico regional, abordando estudos petrológicos/petrográficos, geoquímicos, geocronológicos, evolução tectônica e litoestrutural.

A utilização de métodos geofísicos tem se tornado uma prática comum no Brasil (Blum, 1999), pois são ferramentas importantes para a aquisição de informações, auxiliam no entendimento da geologia e adicionam uma visão tridimensional da área de estudo (Moraes, 2007). Nessas situações, mapas derivados do processamento e interpretação de dados aerogeofísicos podem contribuir para a caracterização das unidades litológicas, incluindo informações sobre sua profundidade e geometria. Outro ponto importante se deve no reconhecimento de áreas resultantes ou sob influência de processos hidrotermais. Desta maneira, o estudo procura

integrar dados geológicos, aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos com o intuito de caracterizar acumulações anômalas de potássio, que refletem processos de enriquecimento ou alterações de origem hidrotermal na região de Amajari (norte de Roraima) compreendendo a unidade geológica Suíte Pedra Pintada (SPP) (Figura 1).

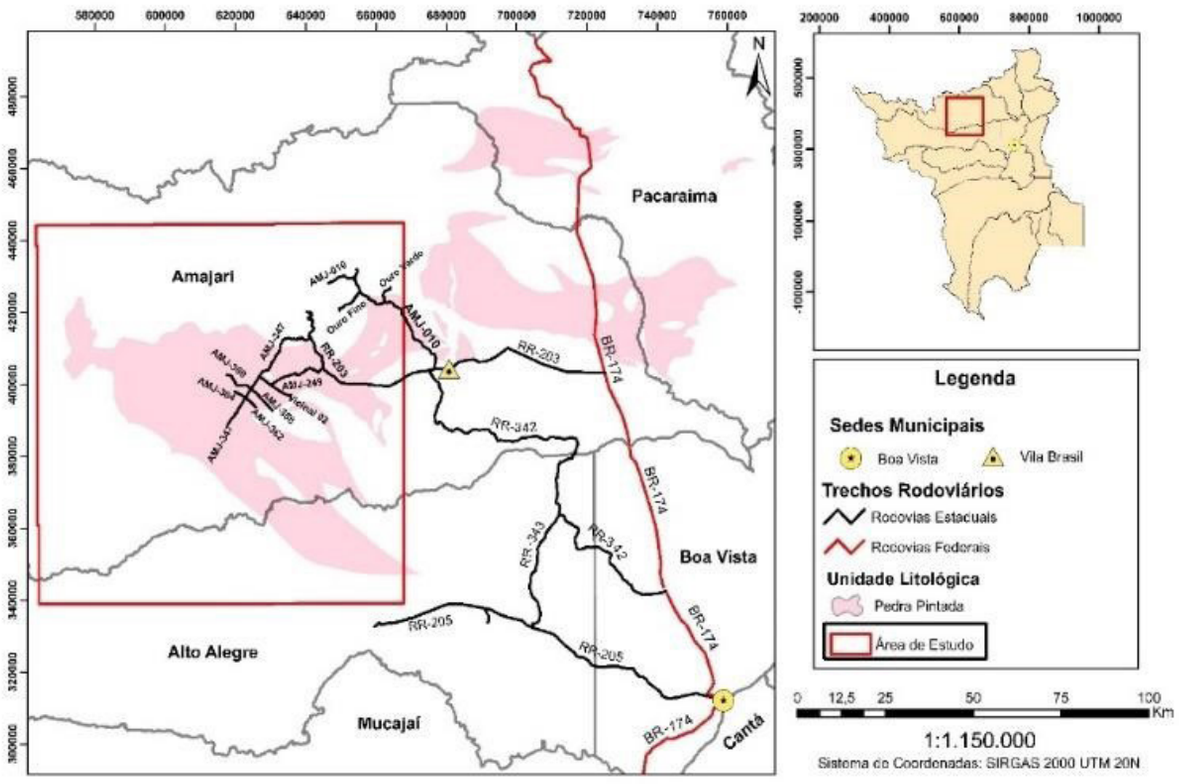


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo destacando a SPP.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados aerogeofísicos provenientes do Projeto Aerogeofísico Província Mineral Parima – Uraricoera (CPRM, 2001), foram primeiramente convertidos para o formato do banco de dados do Geosoft™ (.gdb) e as malhas serão geradas com célula quadrática de 125 m de lado. A partir da avaliação e correções dos dados originais, foram gerados os produtos gamaespectrométricos: canais do potássio (K - %), do tório (eTh - ppm) e do urânio (eU - ppm); imagens compostas em falsa cor RGB (*red-green-blue*) e CMY (*cian-magenta-yellow*), imagem do Potássio Anômalo (Kd), e os produtos magnetométricos: Campo Magnético Anômalo (CMA);

Amplitude do Sinal Analítico (ASA); Inclinação do Sinal Analítico (ISA); Derivadas Horizontais (Dx e Dy) e Derivada Vertical (Dz) do Campo Magnético Anômalo. O processamento dos dados aerogeofísicos foi efetuado pelo software Oasis Montaj – v. 8.5 (Geosoft® 2015) no Laboratório de Ensino de Geociências do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima (LABENGEO/IGEO/UFRR). A partir das informações geofísicas, foram selecionados pontos alvos para investigações *in loco*, com o intuito de analisar estruturas, possíveis contatos entre unidades e obtenção de amostras para a confecção de lâminas delgadas. O estudo de seções delgadas foi por meio do microscópio petrográfico binocular *ZEISS* de luz transmitida. A confecção de lâminas petrográficas delgadas foi efetuada no Laboratório de Laminação do

Núcleo de Pesquisa Energética (NUPENERG/UFRR), e o estudo realizado no Laboratório de Petrografia (IGEO/UFRR) por meio da utilização do microscópio petrográfico binocular ZEISS de luz transmitida com aumento de até 62x.

RESULTADOS

Aerogamaespectrometria

Canal do K (%): assinaturas altas (magenta, 1.28%) nas porções ao leste, sudeste e central da unidade de estudo (Figura 2A). Na parte oeste da unidade há uma predominância de valores intermediários (verde, 0.35%) a baixo (azul, 0.07%).

Canal do eTh (ppm): valores altos (magenta, 21.03 ppm) foram observados nas porções norte, oeste e sudeste. As assinaturas intermediárias (verde, 9.44 ppm) e baixas (azul, 4.19 ppm) estão disseminadas predominantemente nas porções central, leste e sudoeste (Figura 2B).

Canal do eU (ppm): valores altos (magenta, 2.12 ppm) foram notados principalmente nas porções norte e oeste, os valores intermediários (verde, 1.20 ppm) e baixos (azul, 0.60 ppm) nas áreas centrais, leste, sudoeste e sul (Figura 2C).

Composições em Falsa Cor (RGB / KeUeTh e CMY / KeUeTh): na imagem RGB é possível observar a predominância de K e a variação de eTh e eU. A maior concentração desses elementos está localizada nas porções nordeste e oeste da unidade (Figura 2D).

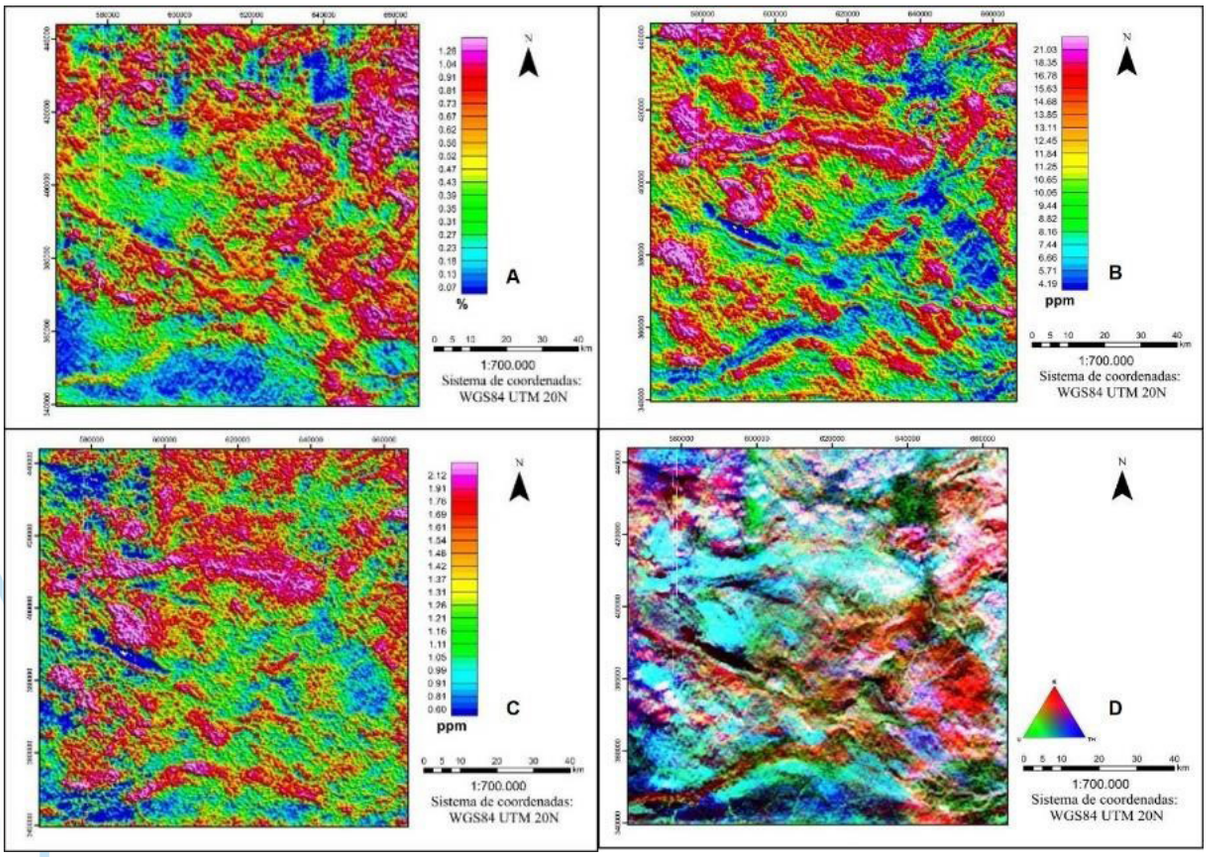


Figura 2. Mapas gamaespectrométricos: (A) canal do K(%); (B) canal do eTh; (C) canal do eU; (D) RGB/KeUeTh.

Aeromagnetometria

ASA: apresenta valores baixos de 0.03 nT/m (cor azul), em especial na porção sudoeste. É possível notar alto padrão magnético (cor magenta) associado com feições circulares e elípticas disseminadas, além de lineamentos magnéticos (Figura 3A).

ISA: lineamentos magnéticos apresentam trends nas direções NW-SE, W-E e NE-SW (Figura 3B). Na porção sudoeste da área de estudo observa-se um terreno de textura lisa associada com o baixo valor magnético constatado no produto ASA.

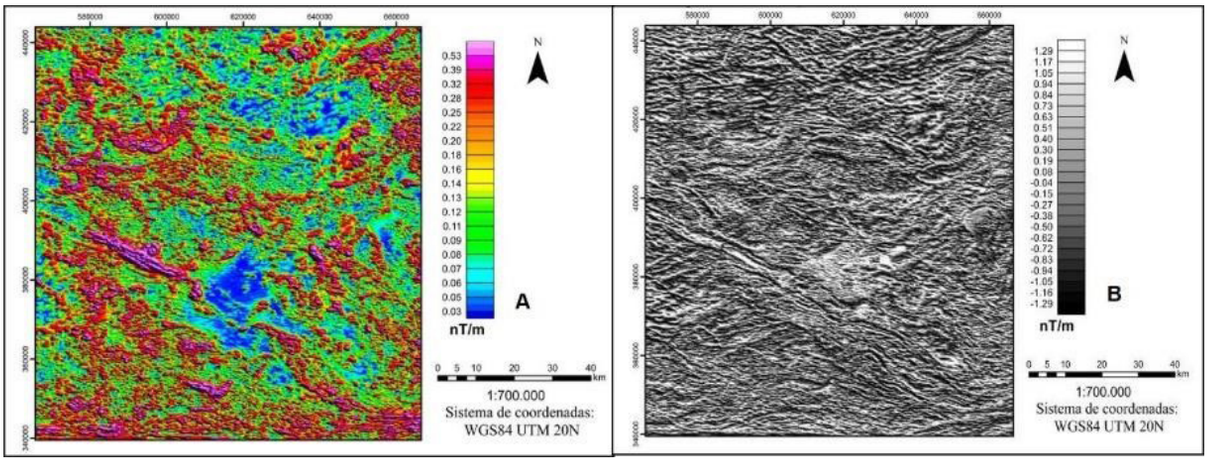


Figura 3. Mapas magnetométricos: (A) ASA; (B) ISA.

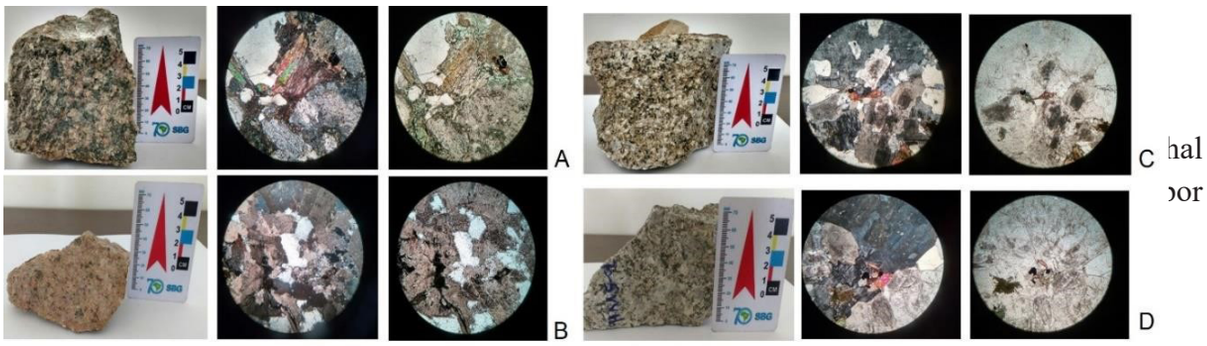


Figura 4 . Granitóides pertencentes ao Flechal Central: (A, B) Sienogranitos e (C) Monzogranito; Granitóides Flechal Norte: (D) Monzogranito.

DISCUSSÕES

Integração dos dados

Os dados obtidos por meio da descrição petrográfica foram integrados com os produtos geofísicos, com ênfase para o Potássio Anômalo desenvolvido por Pires (1995), que determina concentrações anômalas de potássio. É possível observar a anomalia de potássio em forma retilínea com direção preferencial E-W, na delimitação das fácies do corpo Flechal Norte (Figura 5B). A assinatura anômala de potássio corresponde com as rochas sienogranitos e monzogranito com alterações hidrotermais do tipo cloritização, carbonatação, sericitização,

epidotização. É valido ressaltar que CPRM (2010) afirma a existência de alteração hidrotermal nesta área, porém não existe confirmação da evolução da mesma e nem os principais tipos de mineralizações e depósitos.

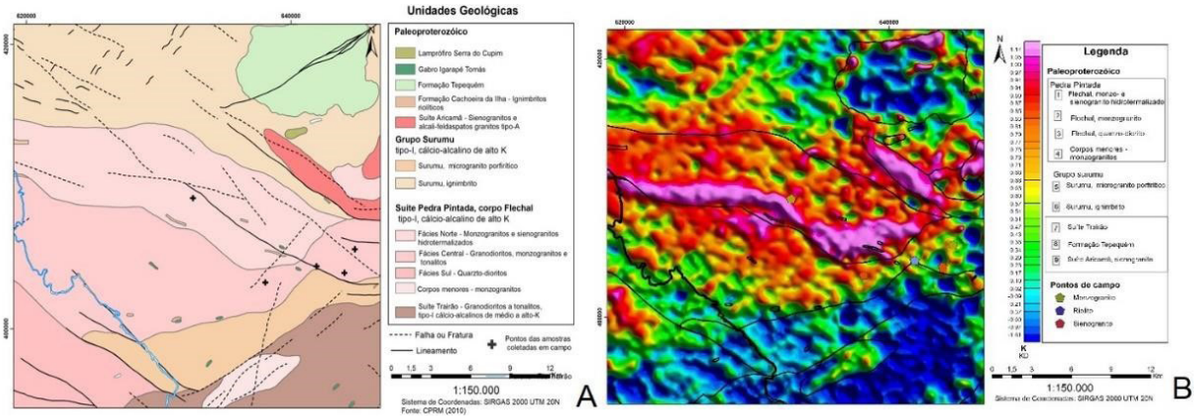


Figura 5. Integração dos dados geológicos e geofísicos. (A) Mapa geológico com os pontos visitados *in loco*. (B) Produto do canal do K anômalo.

CONCLUSÕES

A integração dos dados aerogeofísicos e geológicos se mostrou eficaz na busca de zonas hidrotermais e no entendimento da geologia da SPP. A petrografia identificou texturas características que zonas hidrotermais. A gamaespectrometria permitiu individualizar áreas potenciais para zonas hidrotermais por meios dos canais dos radioelementos e do produto do K anômalo. A magnetometria auxiliou na identificação de corpos máficos que muitas vezes estão associados com os processos hidrotermais nas rochas. Assim, a aplicabilidade dessa metodologia em Roraima é de suma importância uma vez que o estado apresenta dificuldades de acesso, densa vegetação, elevado grau de intemperismo e infraestrutura precária.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Biondi J.C. 2003. Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. São Paulo, Oficina de Textos, 528 p.

Blum M.L.B. 1999. *Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral*. Doctoral Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 229 p.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1999. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas NA.20 Boa Vista e NB.20 Roraima. Brasília: CPRM, Escala: 1:1.000.000.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2000. Projeto Caracaraí: Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A, Brasília: CPRM. Escala: 1:500.000.

CPRM. 2001. Projetos aerogeofísico Província Mineral Parima - Uraricoera. CPRM/LASA.

Fraga L.M.B. 2002. *A Associação Anortosito-Mangerito-Granito Rapakivi (AMG) e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia*. Doctoral Thesis, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 351 p.

Fraga L.M.B., Dreher A.M., Grazziotin H., Reis N. J., Farias M.G.F., Ragatky D. 2010. Geologia e recursos minerais da Folha Vila de Tepequém - NA.20-X-A-III: estado de Roraima. Manaus: CPRM. Programa Geologia do Brasil - PGB; Projeto Cartografia da Amazônia. Escala 1:100.000.

Geosoft. 2015. OASIS Montaj 8.3. Geosoft, Inc., Toronto.

Moraes L.G. 2007. *Processamento, Interpretação e Integração dos Dados Aerogeofísicos do Projeto Rio do Sangue – MT, aplicados ao Mapeamento Geológico e à Prospecção Mineral*. MS Dissertation, Universidade de Brasília, Brasília, 158p.

Pires A.C.B. 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **25(1):** 61-68.

RADIOATIVIDADE (Rn) NO AMBIENTE INTERNO DE TRABALHO DASGEOCIÊNCIAS: INVESTIGAÇÕES NA AMAZÔNIA E DECORRENTES

Lúcia Maria da Costa-e-Silva[1]; Isabela Degani-Schmidt[2]; Paulo Roberto Rocha Ferreira[3]

[1]Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM)/Universidade Federal do Pará (UFPA); [2]Bolsista Pós-Dr. Paleontologia/Prog. Pós-Graduação em Geociências/Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS); [3]Resp. Técnico Lab. Rn (LR)/Divisão de Radioproteção Ambiental, Ocupacional e Análises Ambientais (DIRD)/Instituto de Radioproteção e Dosimetria(IRD)/Comissão Nacional de EnergiaNu- clear (CNEN)

lucia.costaesilva@sgb.gov.br;degani.schmidt@gmail.com; ferreira@ird.gov.br

RESUMO

No Brasil existe grande deficiência do conhecimento da radioatividade natural, inclusive nas diversas instituições que já atuam ou poderão vir a atuar nessa área. Dentre os ambientes internos, o ambiente de trabalho dos profissionais de Geociências é o mais propício a apresentarvalores anômalos, por causa do contato com rochas, sedimentos e minerais. Nos anos de 2018 e 2019, a Universidade Federal do Pará (UFPA), dentro do Curso de Especialização em Geomedicina, ofereceu a disciplina Geofísica Médica. Duas monografias resultaram: uma, com defesa em 2023, deteve-se na detecção de radôniona Litoteca Regional de Belém (LIBE) do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM). Os resultados, a despeito de terem sido consi- derados inconclusivos, acentuaram a necessidade da continuidade do trabalho, que será reali- zado também em outra litoteca do SGB, mas em região com quatro estações climáticas bem definidas, ao contrário da LIBE, que se encontra no ambiente amazônico de apenas duas estações, amais chuvosa (inverno) e a menos chuvosa (verão). Além disso, os resultados sinalizaram a necessidade da medição em museus de Geociências, dentre os quais destacou-se o museu do SGB no Rio de Janeiro. A outra monografia, concluída em 2020, abordou a metodologia da medição em coleções de fósseis; como consequência, medidas nas coleções fósseis da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) foram realizadas no corrente ano, bem como no museu paleontológico daquela instituição. Os estudos ora desenvolvidos não foram encontrados na literatura brasileira.

PALAVRAS-CHAVE: Radônio; Litoteca; Coleções fósseis; Museu.

INTRODUÇÃO

O Brasil, através do Instituto de Radioproteção e Dosimetria (IRD) da Comissão Nacionalde Energia Nuclear (CNEN), tem participado desde 2010 de fóruns nacionais e internacionais (IAEA - International Atomic Energy Agency) sobre *Naturally Occurring Radioactive Material* (NORM): NORM VI(Marrocos), NORM VII (China), NORM VIII organizado pelo IRD no Brasil, NORM IX (EUA) e NORM X (Holanda), e tem representação para público e meio ambiente na *United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation* (UNSCEAR), mas ainda é grande o desconhecimento sobre **radioatividade natural.** Essa terminologia é

utilizada em distinção à **radioatividade artificial**, que se refere à radioatividade de materiais que envolveram manipulação humana para seu enriquecimento ou criação, enquanto aradioatividade natural decorre dapresença deisótopos de elementos radioativos, seja nos minerais (de interesse extrativista ou não), seja como seus elementos-traço, situação mais comum e desconhecida, muitas vezes, dos próprios geólogos. O ambiente de trabalho das Ge- ociências,portanto,sejaexternoouinterno, é o mais propício para apresentar valores anômalos de radioatividade natural, pois envolve o estudo de minerais, rochas e outros materiais geológicos.

O elemento mais perigoso é o radônio (Rn). O radônio é um gás incolor, inodoro e insípido e, como é gás nobre, não se combina com outros elementos. Logo, migra facilmente pelo ar sem ser percebido, podendo percorrer longas distâncias e, também, ser levado pelas águas. O decaimento de todas as famílias radioativas, urânio (U-238 e U-235) etório (Th-232), geram radônio. O Rn-222, formado a partir da família do U-238, é o isótopo mais importante porter uma meia-vida mais longa, de 3,82 dias, enquanto a do Rn-219 (doU-235) e do Rn-220 (do Th-232) duram segundos. O decaimento do Rn gera isótopo sólido que se espalha no am- biente, emitindo partículas alfa. O isótopo formado, por sua vez, decai tambéme, assim, sucessivamente, até isótopo estável do chumbo. Nesse processo, além da emissão de partículas alfa, há também a emissão de partículas beta e radiação eletromagnética gama.

Nos níveis de graduação e pós-graduação em Geociências, aborda-se, em geral, a emissão gama, amplamente utilizada nos levantamentos aero transportados para mapeamento geológico e em levantamentos terrestres de anomalias, devido à maior penetração de gama (30 a 50 cm do interior do terreno até o instrumental) em relação à partícula beta e, especialmente, à partícula alfa (barrada por uma folha de papel). A emissão alfa, contudo, fica retida no interior do organismo, porque o Rn pode ser inalado, afetando as células. Por outro lado, a maior parte do Rn inalada é liberada pelo corpo humano durante a expiração, mas seus filhos (que são metais e semimetais)alcançarão os pulmões, podendo lá se depositar. A energia deposita danos tecidosdos pulmões por esses radio nuclídeos emissores alfa, portanto, é mais relevante do que a energia emitidapelo próprio radônio (IAEA2015). Alfa é 20 vezes mais nociva do que gama aos seres vivos, por isso torna-se o foco de interesse tanto por parte da área da Geomedicina, quanto da áreado Risco Radioativo, ambas raramente incluídas nos currículos dos cursos convencionais, voltados primordialmente à exploração de bens minerais, em especial, petróleo.

Em 2018 e 2019, a Universidade Federal do Pará (UFPA) ofereceu a disciplina Geofísica Médica dentro do Curso de Especialização em Geomedicina. Com apoio do Laboratório de Radônio (LR)da Divisão de RadioproteçãoAmbiental, Ocupacional e Análises Ambientais (DIRAD) do IRD, uma monografia começou a ser desenvolvida voltada para a detecção de radônio na Litoteca Regional de Belém (LIBE) pertencente ao Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM),interrompida pelos entraves gerais causados pela COVID-19, em especial ofechamento do LR. Por outro lado, uma outra monografia foi concluída em nível de *design* voltada para medições nas coleções fósseis do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Institutode Geociências daUniversidade Federal doRio Grande doSul (DPE/IGEO/UFRGS) (Degani-Schmidt 2020). No caso dos fósseis, sua composição pode variar imensamente, visto quepodem ter ocorrido inúmeros processos demineralização ou substituição total do material biológico ao longo de milhões de anos. Soma-se a isso o fato de que muitos fósseis estão incluídos em uma rocha matriz cuja composição nem sempre é conhecida integralmente.

Esses trabalhos de medição de Rn e os subsequentes fazem parte da investigação de **Radioatividadede Coleções** e, em suas categorias (Litoteca, Coleções de fósseis, e, inclusive, Museu), não foram encontrados na literatura brasileira, ao contrário da literatura estrangeira.

Com base na experiência adquirida em museus da Inglaterra, Price et al. (2013), por exemplo, consideram que, geralmente, é aconselhável que toda coleção geológica (minerais, rochas e fósseis) seja pesquisada para espécimes radioativos, abordam o seu reconhecimento e tratam das formas de minimizar e monitorar a exposição a emissões radioativas, inclusive do Rn. Kerbey e Horák (2006) dão um outro exemplo de cuidados tomados, no caso no Museu Nacional do País de Gales (Reino Unido), inclusive para redução das quantidades de Rn encontrada. Muito recentemente, Hameed et al. (2021) investigaram a concentração de emissores alfa no sangue de trabalhadores de museus em comparação com grupo controle, e encontraram valores maiores para os primeiros.

Trabalhos em litoteca não foram encontrados, talvez porque esses espaços, por longo tempo,consistiam em repositórios de material praticamentes em manutenção e, apenas há pouquíssimas décadas, apareceram sob a forma de litotecas muito bem organizadas, com manutenção regular, convidativas para o trabalho em suas dependências, caso delitotecas do SGB, por exemplo. No entanto, a literatura a respeito de espaços similares aos anteriormente reportados sugere a necessidade de avaliar a radioatividade nesse tipo de ambiente.

Neste trabalho, apresenta-se o estágio de desenvolvimento dos estudos nessa área realizados a partir das iniciativas de Belém.

ESTÁGIODOS TRABALHOS

Investigaçãodelitotecas

A monografia EXPERIMENTO SGB-CNEN-UFPA DE DETECÇÃO DE RADÔNIO NALITOTECA REGIONAL DE BELÉM (LIBE) (Souza 2023) tem como base o levantamento de concentração de radônio com 50 detectores passivos de medição e outros 7 de controle, tipo Lexan (Fig. 1), instalados no dia 8 de janeiro de 2020 pelo aluno Engenheiro Geraldo Magno de Souza sob a orientação da Profa. Lúcia Costa e Silva (Fig. 2). O trabalho contou,ainda,co moapoiodotécnicoemGeociênciasAlexandreDiasCarvalho,entãomembro da Comissão Interna de Prevenção de Acidentes (CIPA) do SGB, também responsável pelo desenvolvimento de alertas quanto à presença dos detectores e da confecção da planta baixa com a localização dos mesmos. Os detectores foram instalados segundo diferentes arranjos quanto à altura de inalação na litoteca e à modalidade dos espaços. Além da litoteca, também foram amostrados laboratórios e, ainda, salas com piso de rocha ornamental da Superintendência Regional de Belém (SUREG-BE) do SGB.

Os detectores foram retirados após 90 dias de amostragem, no dia 7 de abril de 2020, quando,porcontadapandemiaCOVID-19,aSUREG-BEjáseencontravafechadaeoconjunto de seus funcionários, em teletrabalho (idosos desde o dia 17/03/2020 e demais desde o dia 22/03/2020, início da vigência da MP 927). O Pará experimentava uma explosão de casos de COVID, tornando-se o segundo estado a decretar lockdown (7/05/2020), de modo que o receio de deixar as residências já se encontrava instalado na população. O aluno não pôde se

locomover para Belém, de modo que, aos membros da equipe anterior, pertencentes ao grupo de risco para COVID, juntou-se a menor Lura Verena da Costa e Silva Strobl; a Sra. Tânia Keyler Coelho de Argolo, responsável pela litoteca, também compareceu para abrir os espaços com os detectores.

No total, os detectores passaram 75 dias em condições normais de trabalho na SUREG-BE ou seja, 83,3% do tempo de amostragem (considerando que o início efetivo da MP 927 foi dia 23/03/2020, 2ª.feira). Por causa do desmonte dos serviços provocado pela pandemia,os detectores foram encerrados em sacos de papel metálico conforme norma do LR e guardados em armário para preservação contra traços provocados por alfafora dos ambientes amostrados até que fossem enviados para o processamento necessário para a contagem de traços.

A revelação dos detectores passivos e subsequente contagem de traçosforam obtidas2 anos e 11 meses depois, em 7 de março de 2023, com recomendações datadas de 27 de março. A revelação dos detectores como sistema *Eletrochemical Etching* (Fig.1) gerou resultado para 23 do total de 57 detectores, 20 dos 50 detectores de medição, ou seja, 40% deles em ambos os casos.

Seriam compatíveis com o recomendado pela Organização Mundial da Saúde 80% das leituras, mas os resultados são inconclusivos principalmente pelos seguintes motivos:

i) tempodemoradoparaarevelação provocadopelaproibiçãodeutilização do LR;
ii) impossibilidade de manutenção corretiva do sistema de revelação *Eletrochemical Etching*, inoperante até janeiro de 2023, exigindo sua subsituição por outro do Instituto de Engenharia Nuclear da CNEN e a devida instalação e adequação aos procedimentos do LR; qualidade do detector plástico Lexan adquirido no mercado nacional e as incertezas associadas nas etapas da técnica utilizada para revelação, levando à perda de 60% dos detectores,impedindo,assim,uma caracterizaçãomaisprecisadasdiversasáreasinvestigadas.



Figura 1. Detector passivo.

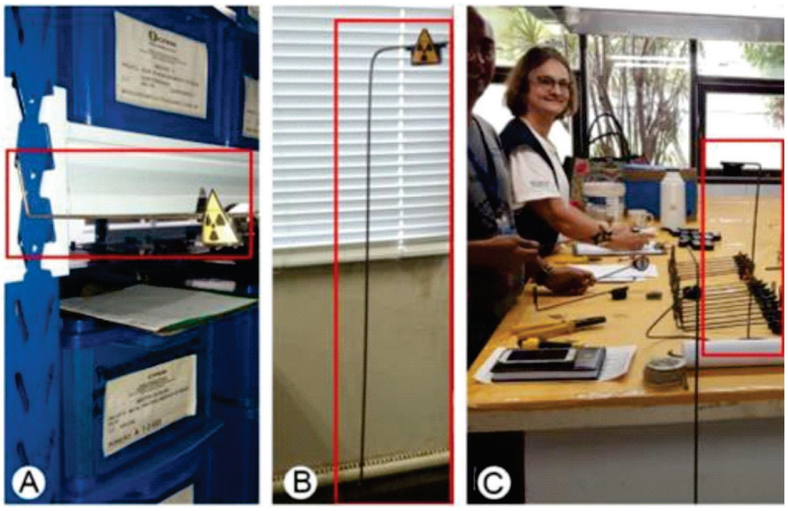


Figura 2. Detectores. (A) Instalado em prateleira da LIBE. (B) Em sala. (C) Preparação de diferentes suportes, inclusive de mesa. A linha vermelha destaca os detectores (Souza 2023).

A despeito do exposto, o resultado reforça a relevância da continuidade do estudo. A campanha de medição 2023 conta com detectores mais robustos (CR39 da Rad Osys). Para revelação e leitura, o LR da DIRAD está equipado com o novo equipamento da Rad Osys Atlantic, o sistema Rado Meter 2000. Esse equipamento consisteem módulopararevelação de detectores passivos CR39 (*Etching Unit*) e um módulo de digitalização e processamento de imagem para detecção de radônio (*Microscope Unit with Embedded Computer*), o que automatiza o processo, aumentando em muitas vezes a capacidade de processamento de dos ímetros passivos CR39 para revelação e leitura.

Os primeiros passos para a investigação de uma outra litotecado SGB deverão ser dados nessa fase de consolidação da metodologia desse tipo de estudo, em local submetido às quatro estações climáticas, o que não ocorre na LIBE, em ambiente Amazônia e, portanto, apenas de duas estações bem definidas, a mais chuvosa (inverno) e a menos chuvosa (verão).

Investigação de Coleções Fósseis

Em 2020, amonografia *DESIGN* DE MEDIÇÃO DE RADIO ATIVIDADE NAS COLEÇÕESFÓSSEIS DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL, CAMPUS DO VALE (PORTO ALEGRE, RS) (Degani-Schmidt 2020) foi defendida pela PhD em Paleontologia Isabela Degani Schmidt. Atualmente, a chamada prototipação do *Design* (etapa se- guinte da Metodologia Ágil), ou seja, a medição de Rn, está sendo conduzida nas coleções de fósseis citadas e, ainda, em litoteca.

Investigação de Museus

Na UFRGS, a investigação de Rn foi estendida para o Museu de Paleontologia Irajá Damiani Pinto, além dos repositórios e laboratórios de preparação de fósseis.

Os primeiros passos para a investigação no Museu de Ciências da Terra (MCTer) do SGB, localizado no Rio de Janeiro, também foram dados. Esse museu, com focoem Geologia e Paleontologia, tem área maior e conta com quantidade considerável de rochas, minerais e também fósseis. Nos museus é comum o trabalho contínuo de pesquisadores, seja na reserva técnica, seja em ambientes com coleções desses materiais.

CONCLUSÕES

A caracterização da Radioatividade de Coleções, nas categorias Litoteca, Coleção de Fósseis e Museu, deu passos efetivos por meio do esforço conjunto SGB-CNEN-UFPA. Ao final dos trabalhos iniciados, a metodologia a seradotada para medição de Rn nesses espaços, via de regra com áreas consideráveis contendo concentração de material geológico heterogêneo, bem como cuidados e intervenções que porventura se fizerem necessários, deverão estar definidos para ambiente amazônico e ambiente de quatro estações climáticas, podendo ser estendidos a outras coleções análogas suprindo uma lacuna no nosso país.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Degani-SchmidtI. 2020. *Design de medições de radioatividade nas coleções fósseis da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Campus do Vale (Porto Alegre, RS)*. Esp Monografia. Universidade Federal do Pará, Belém, 46 p.

Hameed D.M., Ahmed R.S., Shamran H.A. 2021. Alpha Emitter Concentration in Blood of Iraqi Museum Workers. *Neuroquantology*, **19**(10):89-94.

IAEA. 2015. Protection of the Public against Exposure Indoors due to Radon and Other Natural Sources of Radiation. *Safety Standards*: Specific Safety Guide, **SSG-32**. Vienna, 2015. 112 p.

Kerbey H.C. e Horák J.M. 2006. Maintaining Standads in the Care of Petrology and Mineralogy Collections at the National Museum Wales. In: Miller C.G. (ed.). Realising Standards. *Proceedings*. p: 42

Price M., Horak J., Faithfull J. 2013. Identifying and managing radioactive geological specimens. *Journal ofNatural Science Collections*, **1**: 27-33.

Souza G.M. 2023. *Experimento SGB-CNEN-UFPA de detecção de Rnna Litoteca Regional de Belém (LIBE)*. Esp Monografia. Universidade Federal do Pará, Belém, 36 p.

TERRAS CAÍDAS NA ORLA URBANA DO MUNICÍPIO DE JURUTI-PA

Matheus Diniz Pinto de Morais[1]; Vinícius Pereira Calazans[1]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

matheus.dpm@hotmail.com; vinicius.calazans@discente.ufopa.edu.br

RESUMO

A ruptura de taludes é um acontecimento constante na região amazônica, tal fato recebe o nome popularmente de Terras Caídas. As terras caídas são movimentos de massa que trazem diversos impactos para as regiões ribeirinhas dos municípios da região norte do Brasil. Dessa maneira, este trabalho teve como objetivo, através de caminhamentos e utilização de VANT, identificar na orla urbana do município de Juruti os pontos críticos e caracterizar os movimentos. Os resultados demonstraram a existência de seis pontos críticos na orla de Juruti com os movimentos de massa de corrida e translacional.

PALAVRAS-CHAVE: Terras caídas; Juruti; Movimento de massa; VANT.

INTRODUÇÃO

As "Terras Caídas", nome popular para os eventos de movimentos de massa ocorridos nas margens dos Rios (erosão fluvial), têm origens diversas. Onde, podemos dar destaque à dinâmica fluvial, morfologia, fatores climáticos, neotectônicos, sendo, porém, o fator antrópico um acelerador do processo de erosão (Rodrigues 2014). Como sua consequência, temos a perda de volumosas quantidades de solos pertencentes ao continente (Magalhães e Vieira 2018).

Nesse contexto, considerando uma aparente ocupação desordenada na orla de Juruti, somado ao Risco Geológico existente com os movimentos de massa nessas áreas, temos um fator de preocupação para o poder público e uma iminente ameaça à população que ali reside, como consequências temos assim impactos socioambientais severos (Souza 2020).

Esse fato é um acontecimento costumeiro na região, e até periódico, visto o regime hídrico (cheia e vazante) na localidade acarretando, segundo Freire et al (2018), os movimentos de queda de blocos, tombamento de blocos, rolamento de blocos, deslizamento rotacional, deslizamento translacional, corridas de massa, subsidência e colapso.

Frente ao exposto, este trabalho tem como objetivo identificar os pontos existentes na orla do município em questão propícios aos fenômenos terras caídas, bem como, caracterizar os movimentos de terras já ocorridos na área em estudo.

MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia deste trabalho foi dividida em duas etapas: levantamento bibliográfico e trabalho de campo.

Primeiramente, foi realizado levantamento bibliográfico para obtenção do arcabouço que norteia a pesquisa e conceitos relacionados ao tema.

Logo em seguida, foi realizado o trabalho de campo. A área estudada se limita a orla urbana do município de Juruti – PA, delimitada pelos pontos 2°8’19.80”S 56°5’21.86”O e 2°10’0.93”S 56°6’4.62”O, os levantamentos foram realizados através de caminhamentos com auxílio de GPS GARMIN Montana 680, inspeções visuais terrestres e com o auxílio de veículo aéreo não tripulado (VANT), DJI modelo Mavic Pro, para realização de registros fotográficos.

RESULTADOS

Após os caminhamentos e varreduras realizadas com VANT, foram detectados 06 (seis) pontos críticos principais. Foram encontrados 03 (três) prontos com movimentos rotacionais, paralelamente, nas mesmas localidades foi visto movimentos de corridas de massas associadas a estas.

Para regiões com movimentos puramente de corridas, foram constatados 03 (pontos). Na tabela 1, temos a localização dos movimentos de massa e o tipo de movimento associado. Assim como, na figura 01 temos o registro das áreas e dos movimentos de massa.

Tabela 01. Área crítica, localização e movimento de massa detectado.

Número da área crítica	Latitude	Longitude	Movimento de massa
01	2º8’27.74” S	56º5’24.15” O	Movimento rotacional e corrida de massa
02	2º8’21.52” S	56º5’22.43” O	Movimento rotacional e corrida de massa
03	2º8’23,13” S	56º5’22.87” O	Movimento rotacional e corrida de massa
04	2º8’32.16” S	56º5’26.08” O	Corrida de massa
05	2º9’20.82” S	56º5’50.77” O	Corrida de massa
06	2º9’31.54” S	56º5’55.38” O	Corrida de massa



Figura 1. Vistas da orla urbana de Juruti-PA. (A) Movimento do tipo rotacional, seguido por encosta íngreme com movimentação de corridas de massas, coordenadas 2°8'27.74" S e 56°5'24.15". (B) Área com cobertura vegetal ausente e ruptura rotacional com corridas de massa, coordenadas 2°8'21.52" S e 56°5'22.43". (C) Ausência de cobertura vegetal, com ruptura rotacional localizada nas coordenadas 2°8'23,13" S e 56°5'22.87" O. (D) Talude íngreme em interação com o Rio Amazonas, coordenadas 2°8'32.16" S e 56°5'26.08" O, com corridas de massa contínuas em todo o talude. (E) coordenadas 2°9'20.82" S e 56°5'50.77" O, com corrida de massa na base do talude do cemitério municipal. (F) coordenadas 2°9'31.54" S e 56°5'55.38" O, corrida de massa na base do talude em área comercial.

DISCUSSÕES

Podemos constatar que os movimentos de massa na área urbana do município em questão são o translacional e o de corrida, sendo identificados seis áreas como críticas na área urbana em questão. Em paralelo, temos como áreas mais preocupantes as localizações 2º9'20.82" S e 56º5'50.77" O e 2º9'31.54" S e 56º5'55.38" O, com maior potencial de impacto ambiental para os munícipes que ali residem.

Ainda, é possível sugerir como grande potencial danoso os mesmos pontos, visto sua proximidade com estruturas urbanas, como área comercial (figura 1 - F) e cemitério municipal (figura 1 – E). Sendo possível sugerir um grande risco para população naquela localidade.

CONCLUSÕES

Frente ao exposto, fica evidente a necessidade de uma política pública no sentido de conscientização da população nas localidades elencadas de maneira a evitar danos maiores e perdas de vida, sendo necessário até mesmo um remanejo e realocação da população nessas localidades.

Conforme demonstrado, os movimentos mais constantes na área estudada é o movimento translacional e o de corrida de massa, podendo sugerir a necessidade de pesquisa de maneira a modelar e prever o colapso dos taludes no município de Juruti.

Por fim, diante da problemática em tela, fica evidente além do iminente risco de mortes, temos um risco sanitário na localidade do cemitério municipal, onde o talude é extremamente íngreme e fica sujeito ao solapamento de sua base visto o regime fluvial na região em pauta, dessa maneira, temos uma probabilidade dos jazigos serem direcionados ao Rio Amazonas, trazendo um impacto a população que se alimenta dos peixes naquela localidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Freire L. M., Lima J. S., Silva J. N. 2018. Riscos geológicos em áreas urbanas: implicações socioambientais em duas cidades paraenses. *Revista GeoAmazônia,* **6:**273-292. Disponível em: http://dx.doi.org/10.18542/geo.v6i11.12523. Acesso em: 27 jun. 2023.

Magalhães R. C., Vieira A. F. S. G. 2018. As características hidrológicas do solo de várzea e sua vulnerabilidade ao processo de terras caídas na Amazônia Central (BR). *Revista Brasileira de Geografia Física.* **11:**773-788. Disponível em: https://doi.org/10.26848/rbgf.v11.3.p773-788. Acesso em: 27 jun. 2023.

Rodrigues F. G. S. 2014. O conceito de 'Terras Caídas' e a caracterização morfodinâmica fluvial do alto Solimões. *Revista Geonordeste.* **25:** 04-23. Disponível em: https://ri.ufs.br/bitstream/riufs/9168/2/Geonordeste_3_2014.pdf. Acesso em: 27 jun. 2023.

Souza S. S. R., Filho F. S. P., Souza C. M. S., Campos W. Y. Y. Z., Rosa L. A. B. 2020. Gestão da inovação para o enfretamento preventivo de riscos na Amazônia: estudo de caso das terras caídas no Rio Madeiro-RO. In: XXII EGEMA - Encontro Nacional Sobre Gestão Empresarial e Meio Ambiente. ISSN: 2359-1048. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/348481816_Gestao_da_Inovacao_para_o_Enfrentamento_Preventivo_de_Riscos_na_Amazonia_Estudo_de_Caso_das_Terras_Caidas_no_Rio_Madeira-RO. Acesso em: 27 jun. 2023.

AVALIAÇÃO DAS ÁREAS DE VULNERABILIDADE DE DESASTRES NATURAIS NO ESTADO DO AMAZONAS, GERADOS POR FENÔMENOS METEOROLÓGICOS

Pilar Evanovich[1], Ivan Saraiva[2]

[1] Universidade Federal do Amazonas – UFAM
[2]Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia – CENSIPAM

grazziotp@gmail.com

RESUMO

O presente trabalho busca avaliar as áreas de desastres naturais no estado do Amazonas, gerado por fenômenos meteorológicos. Para isso foram utilizados os dados do Sistema Integrado de Informações sobre Desastres Naturais que são gerados pelas forças de segurança pública. O período analisado foi de 2013 a 2022 e os tipos de desastres naturais foram estiagem, inundação, alagamento, erosão de margem fluvial, erosão continental (ravinas), deslizamentos e tempestades locais (chuvas intensas e rajadas). O total de ocorrências foi de 598, sendo que a inundação apresentou 398 registros, seguido de estiagem (69) e alagamento (44). Eventos de tempestade local apresentaram apenas 29 registros ao longo do período analisado, sendo que estes são frequentes tanto no período chuvoso (maior intensidade de chuva) e período de transição seco-chuvoso (intensidade de rajadas e descargas atmosféricas). A estiagem foi mais frequente nos meses mais secos da região, enquanto que os casos de inundação e alagamento foram mais frequentes nos meses chuvosos. Ainda foi possível observar que a estiagem e a inundação são uma problemática estadual, visto que apresentam ocorrências em todos os municípios. Os baixos registros prejudicaram as análises e revelam uma fragilidade no sistema de coleta de informações das forças de segurança pública.

PALAVRAS-CHAVE: Amazônia; Desastres Naturais.

INTRODUÇÃO

A região Amazônica brasileira destaca - se principalmente por ter a maior reserva florestal contínua no mundo e a sua grande biodiversidade. No entanto, na última década a floresta tem sofrido de uma maneira nunca antes vista com as ações antrópicas, que afetam o tempo e clima na região e no mundo (Ramos, 2001). A Floresta Amazônica possui extensão aproximada de 5,5 milhões km2 e é caracterizada como uma floresta tropical úmida, com temperaturas e umidade elevadas em praticamente todo o ano. Ao contrário da temperatura e umidade, a precipitação apresenta grande variabilidade e suas variações sazonais são determinadas pela quantidade de chuva em apenas duas estações que se distinguem por apresentarem períodos secos e chuvosos (Figueroa e Nobre, 1990; Rao e Hada, 1990).

Cada região da Amazônia está associada à atuação de um ou mais sistemas de precipitação (Satyamurty et al, 1998), que se distinguem entre eventos locais (efeitos de brisa lacustre, tempestades locais), de mesoescala (linhas de instabilidade, friagens) até fenômenos de grande escala e climáticos (Zona de Convergência Intertropical, Zona de Convergência do Atlântico Sul, El Niño e La Niña) (Oliveira, 1986; Cohen, 1989; Uvo, 1989; Quadro, 1994; Molion et al., 1987). Estes sistemas ao longo do ano proporcionam inúmeros eventos de tempestades severas, associadas a quantidades intensas de precipitação instantânea, rajadas de vento, granizo e descargas atmosféricas. Muitas vezes, quando estes sistemas precipitantes ocorrem em áreas urbanas, geram riscos à população e ocasionam inundações, deslizamentos, destelhamentos entre outros eventos adversos. Por esta razão, o presente trabalho tem como objetivo principal avaliar as regiões de vulnerabilidade de desastres naturais no estado do Amazonas geradas por eventos meteorológicos.

MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta seção será apresentada uma breve descrição dos dados utilizados, assim como os procedimentos metodológicos que serão utilizados para análise das principais áreas de vulnerabilidade a desastres naturais no estado do Amazonas, gerados por fenômenos meteorológicos.

Dados

Os dados são provenientes do Sistema Integrado de informações sobre desastres e podem ser acessados a partir do endereço eletrônico https://s2id.mi.gov.br/paginas/relatorios/. Para as análises foram utilizadas as informações decorrentes dos desastres naturais registrados pelas forças de segurança pública para dos 62 municípios do estado do Amazonas no período de janeiro de 2013 a dezembro de 2022. Para este primeiro momento será utilizado o software LibreOffice Calc 6.0 para as análises de ocorrência dos registros. Em segundo momento será utilizado o software IDL (*Interactive Data Language*) para a elaboração dos mapas de ocorrência.

Métodos

a) *Coleta, organização e identificação de ocorrências*. Conforme descrito anteriormente, a coleta dos dados foi realizada através do sistema de registros da Defesa Civil. Os dados vêm em formato de *.csv e os tipos de desastres podem ser selecionados de acordo com a necessidade de análise. Para os estudos, os tipos de desastres analisados são os decorrentes de eventos meteorológicos e/ou o próprio evento, como por exemplo, alagamentos, corridas de massa – solo/lama (movimentos de massa em decorrência de chuvas intensas), deslizamentos, erosão continental – ravinas (decorrentes de fortes chuvas e quedas de pavimentos), incêndios florestais, estiagem, inundações, tempestades locais convectivas, vendavais, tempestades locais e chuvas intensas.

RESULTADOS

Os dados do Sistema Integrado de Informações sobre Desastres Naturais do Governo Federal foram selecionados. Conforme descrito anteriormente, apenas as ocorrências associadas a eventos de tempo e clima foram identificadas.

A Tabela 3 apresenta as ocorrências de desastres naturais no estado do Amazonas durante o período de janeiro de 2013 a dezembro de 2022 de acordo com tipo de desastre. Ao longo do período analisado foram registradas 598 ocorrências. O ano que apresentou o maior número de registros de ocorrência de desastres naturais foi o de 2021 com 91 ocorrências, seguido dos anos de 2022 (86) e 2015 (69) e 2017 (68). Os demais anos do estudo apresentaram ocorrências abaixo dos 65 registros por ano. Em relação ao tipo de desastre, a inundação se destaca por apresentar maior ocorrência com 398 registros (cerca de 72%), seguido da estiagem (69) e o alagamento (44). A inundação foi mais frequente nos anos de 2021 (67) e 2015 (54), já a estiagem e o alagamento nos anos de 2022 (21) e 2014 (12), respectivamente.

Ainda na Tabela 3, percebe-se que eventos associados a chuvas, como por exemplo erosões de margem fluvial foram mais frequentes nos anos de 2015 (6), 2017 (5) e 2021 (5), totalizando 31 ocorrências. A erosão continental do tipo ravina apresentou apenas 6 ocorrências durante o período estudado e 1 registro por ano, em 2013 e entre 2016 a 2020. Já os deslizamentos totalizaram 21 ocorrências sendo que o maior número de registros ocorreu em 2018 (6), seguido de 2017 (5). Os registros de tempestades associadas a vendavais e chuvas intensas totalizaram 29, sendo que o ano de 2022 apresentou maior número de registros (7).

Tabela 3. Ocorrências de desastres naturais no estado do Amazonas durante o período de janeiro de 2013 a dezembro de 2022 de acordo com tipo de desastre.

ANO	OCORRÊNCIA	ESTIAGEM	INUNDAÇÃO	ALAGAMENTO	EROSÃO DE MARGEM FLUVIAL	EROSÃO CONTINENTAL RAVINAS	DESLIZAMENTO	TEMPESATDES VENDAVAL E CHUVAS INTENSAS
2013	51	0	40	5	1	1	0	4
2014	53	0	38	12	2	0	1	0
2015	69	5	54	4	6	0	0	0
2016	25	18	0	0	2	1	1	3
2017	68	6	47	1	5	1	5	3
2018	35	12	8	5	3	1	6	0
2019	60	1	46	3	3	1	2	4
2020	60	1	46	3	3	1	2	4
2021	91	5	67	8	5	0	2	4
2022	86	21	52	3	1	0	2	7
Total	**598**	**69**	**398**	**44**	**31**	**6**	**21**	**29**

A Figura 7 apresenta o ciclo anual das ocorrências por tipo de desastres naturais. A estiagem apresenta maior número de casos nos meses mais secos da região Amazônica (julho, agosto, setembro, outubro e novembro), enquanto que as inundações e alagamentos nos meses mais chuvosos da região (janeiro, fevereiro, março, abril e maio) (Rao e Hada, 1990). As erosões de margem fluvial são observadas ao longo do ano, enquanto que as erosões continentais apenas entre outubro e fevereiro. Por fim, as tempestades locais foram observadas ao longo do ano com maior número de registros no mês de outubro (7), seguido do mês de abril (6).

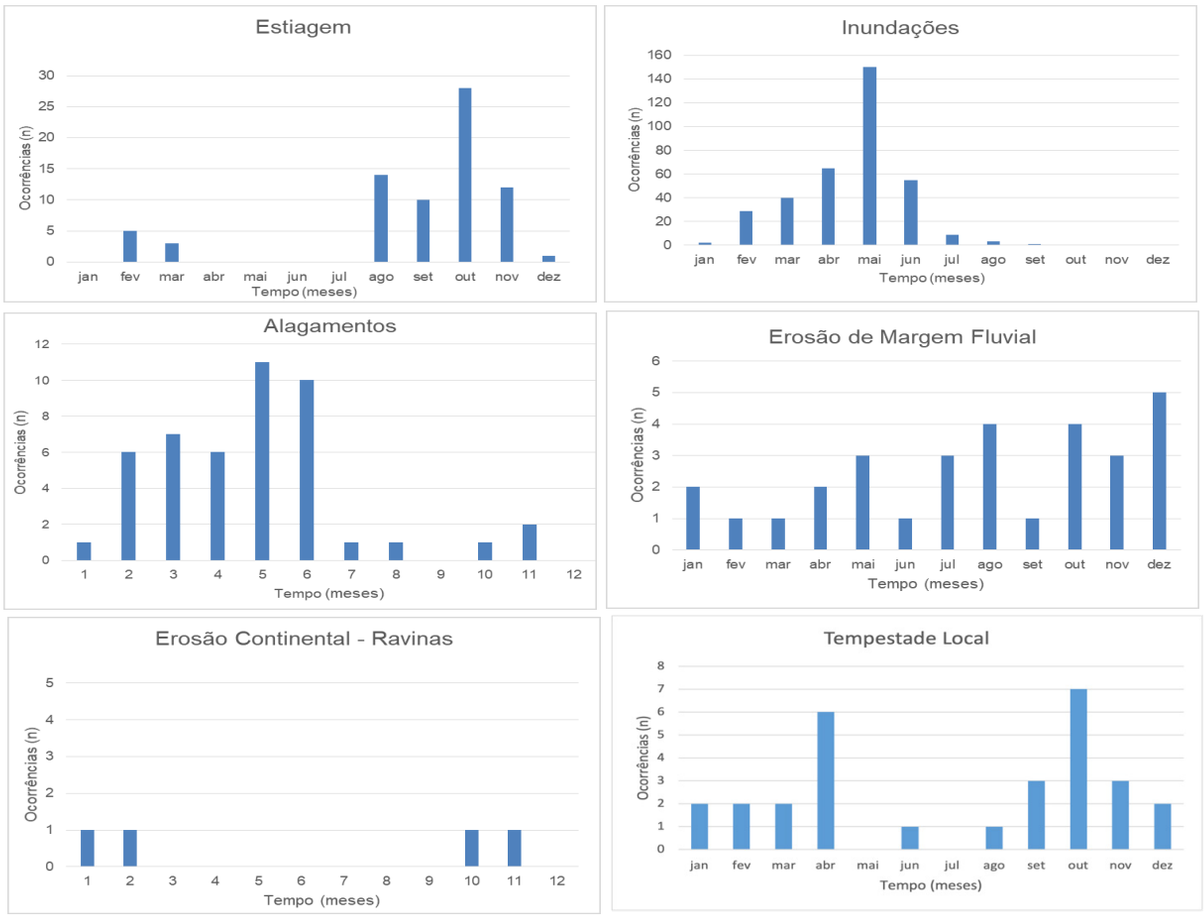


Figura 7. Ciclo anual das ocorrências por tipo de desastres naturais.

DISCUSSÕES

De modo geral, é possível identificar coerência no número de registros de alguns tipos de desastres naturais, por outro lado não. Por exemplo, os registros de estiagem durante o ano de 2018 não refletem o cenário climático, visto que a La Niña está atuante desde o ano anterior. Da mesma forma, os registros de vendavais e chuvas intensas ocasionados por tempestades são poucos, o que não reflete a realidade da região. Conforme abordado no Capítulo 1, as tempestades são frequentes ao longo do ano, visto que estão associadas a diferentes sistemas meteorológicos (Satyamurty et al, 1998). A fragilidade do Sistema de Defesa Civil que não prioriza a atualização dos registros (Atlas Brasileiro de Desastres Naturais, 2021 é uma questão fundamental para a minimização dos desastres naturais. O Observatório dos Desastres Naturais identifica que esta fragilidade está presente em nossas organizações de segurança pública, visto que dos 5.570 municípios do país, apenas 2.132 (cerca de 38%) possuem Coordenação Municipal de Defesa Civil. Os desastres naturais registrados afetam os indivíduos de diversas maneiras: podem provocar desde lesões corporais até a morte e consequências psicossociais nas comunidades, além de terem o potencial de prejudicar o meio ambiente e causar perdas econômicas. Dependendo do tipo de desastre, ele pode causar mais perdas econômicas que danos diretos às pessoas ou causar mais mortes e menos danos econômicos. (UNASUS-UNIFESP, 2016, p. 24).

CONCLUSÕES

O trabalho buscou avaliar e mapear as de vulnerabilidade de desastres naturais no estado do Amazonas, gerados por fenômenos meteorológicos. Os dados analisados são provenientes do Sistema Integrado de Informações da Defesa Civil Nacional. Este banco de informações é alimentado pelas Defesas Civis Estaduais e Secretarias Municipais. Os dados coletados mostraram que entre 2013 e 2022 foram registradas 598 ocorrências, sendo que os maiores números de registros foram decorrentes de inundação (398), seguido de estiagem (69) e alagamento (44). Notou-se que eventos frequentes na região, como tempestades de chuva intensa e de vento apresentam poucos registros (29), sendo que este é um evento sabidamente frequente em todos os períodos do ano e em todas as regiões. No período chuvoso as tempestades tendem a apresentarem chuvas mais intensas e com maior duração, enquanto que em período mais seco são mais rápidas e com maior intensidade em vendavais/rajadas e descargas atmosféricas. Os ciclos anuais dos desastres naturais mostraram que a estiagem apresentou maior número de casos nos meses mais seco da região Amazônica, enquanto que as inundações e alagamentos nos meses chuvosos da região. Já as erosões de margem fluvial não apresentam um padrão sazonal e são registradas em praticamente todos os meses do ano. Os resultados mostram que há uma defasagem no número de registros em relação a realidade da ocorrência dos mesmos. Isto fica claro com o baixo número de registros de tempestades locais ou estiagem. Estes baixos números de registros mostram uma fragilidade no sistema de Segurança Pública, especialmente na Defesa Civil, que em muitos municípios não há representação. Mesmo apresentando poucos registros, o banco de dados apresenta informações interessantes e que necessitam de outros estudos, com maior abrangência em regiões e no tipo de desastres naturais. É possível que utilizando as informações de toda a Amazônia Legal seja possível obter maior correspondência entre os eventos de desastres naturais e climáticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AUGUSTO FILHO, O.; CERRI, L. E. S. & AMENOMORI, C. J. Riscos geológicos: aspectos conceituais. In: In: 1° SIMPÓSIO LATINO-AMERICANO SOBRE RISCO GEOLÓGICO URBANO, 1990, Acesso em: 08 de março de 2022. <http ://C:/Users/Samsung/Downloads/revistas,+9679-42484-1-CE%20(2).pdf>.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America. Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática,v.5, n.6, p. 36 - 45, 1990. Acesso em: 08 de março de 2022, <http://arte3.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/banon/2001/04.03.15.36.19/doc/mirrorget.cgi?metadatarepository=sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.28.22.46.33&languagebutton=pt-BR&choice=fullBibINPE>.

MOLION, L.C. B. Climatologia Dinâmica da Região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 2, p.107-117, 1987. Acesso em 10 de março de 2023. <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe/article/download/232833/26828>.

OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D.R. The Amazon River breeze and the local boundary layer: I. Observations. Bound-Layer Meteor, v. 63, p. 141-162, 1992. Acesso em 11 de março de 2023. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1993BoLMe..63..141P/abstract>.

QUADRO, M. F. L. Estudo de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul. 1994. 94f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994. Acesso em 5 de março de 2023. <https://www.scielo.br/j/rbg/a/8fYwynRky7sy7ptKfkwjCbh/?lang=pt>.

RAO, V. B., AND K. HADA, 1990: Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. Theor. Appl. Climatol., 42, 81, Acesso em 12 de março de 2023. <https://www.scirp.org/(S(351jmbntvnsjt1aadkposzje))/reference/ReferencesPapers.aspx?ReferenceID=1163813>.

SARAIVA, I., M. A. F. SILVA DIASs, C. A. R. MORALES, and J. M. B. SARAIVA, 2016: Regional Variability of Rain Clouds in the Amazon Basin as Seen by a Network of Weather Radars. J. Appl. Meteor. Climatol., 55, 2657–2675, https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0183.1.

UVO, C. B. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro. 1989. 81 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989. Acesso em 9 de março de 2023. <http://marte3.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.27.09.06/doc/6033.pdf>.

DESAFIOS E GEOTECNOLOGIAS PARA ATUALIZAÇÃO E PREPARAÇÃO DE CARTAS DE RISCO A DESLIZAMENTOS EM ÁREAS URBANAS COM MORFOLOGIA SUAVE E MUITO DENSAMENTE HABITADAS

Rodrigo França, GEO-Rio[1]; Claudio Amaral, FGEL/UERJ[2]

[1]Fundação Instituto de Geotécnica do Rio de Janeiro; [2] Universidade do Estado do Rio de Janeiro

franca.rodrigof@gmail.com; cpa.trp@terra.com.br

RESUMO

Discutem-se os desafios para a preparação e atualização de Cartas de Risco a Deslizamentos em áreas urbanas de topografia suave densamente ocupadas, e expõe-se um caso recente de uso do drone para analisar e avaliar o risco geológico à erosão. A experiência relatada pode ser útil para ultrapassar as dificuldades eventualmente enfrentadas para o mapeamento de risco a erosão e deslizamentos na Amazônia.

PALAVRAS-CHAVE: Deslizamentos; Áreas urbanas; Cartografia de Risco; Geotecnologias;

INTRODUÇÃO

Deslizamentos em áreas urbanas da Amazônia, como o que afetou Manaus recentemente, causando a morte de 06 pessoas, e associado, segundo os relatos da mídia, à presença de voçorocas existentes em morros suaves, podem não trazer tanta complexidade para o seu entendimento quando comparados a deslizamentos complexos, particularmente as corridas de massa de detritos ou deslizamentos de solos sobre rocha que ocorrem no Sudeste.

Contudo, embora não rivalizem em termos de magnitude, é importante destacar que os deslizamentos tipicamente urbanos em cidades de topografia suave, também matam, e, por isto, estão a exigir tantos estudos quanto os maiores e mais famosos. E aí que vem o problema, já que o mapeamento das áreas de risco nestes contextos exige um conhecimento específico sobre a fenomenologia dos processos destrutivos, uma escala de abordagem de ultradetalhe e um encaminhamento de trabalhos de campo muito específico, uma vez que casas fecham caminhos e é complicado definir a área de alcance de um eventual processo destrutivo, tanto remontante como encosta abaixo.

Neste Resumo Expandido, os autores, que trabalham mais frequentemente na região sudeste do Brasil, discutem alguns pontos relacionados aos estudos e produtos dos deslizamentos desastrosos que podem servir como uma contribuição para os colegas geólogos que trabalham em cidades de topografia suave na Amazônia.

MATERIAIS E MÉTODOS

Hoje, no Brasil, há uma demanda crescente para a preparação ou atualização de cartas de risco a deslizamentos, e para o aumento do acerto na sua previsão, tanto espacial (o local onde vai ocorrer) como temporal (quando vai ocorrer). Razões não faltam. O número de mortes por ano, associado aos deslizamentos, continua crescendo.

Neste contexto, é preciso levar em conta que:

(i) Mesmo cidades amazônicas que já contam com Cartas de Risco a Deslizamentos e Cartas Geotécnicas de Aptidão Urbana, como Manaus (Andretta et al., 2012; Andretta et al., 2019), precisam estar preparadas para atualizar estes produtos e ampliar a sua acurácia. Não são poucos, no Brasil, os casos nos quais as áreas afetadas pelos desastres não foram mapeadas e muitas das áreas mapeadas como de risco não sofreram nada;

(ii) Aparentemente, há, ainda, recursos disponíveis no programa de mapeamento de assentamentos precários do Ministério das Cidades, que podem ser solicitados, e também muitos casos de sucesso, os quais, mesmo quando as Defesas Civis Municipais e os órgãos públicos estaduais não contam com geólogos nos seus quadros, servem como modelo inicial para a elaboração dos Termos de Referência para a contratação de serviços desta natureza;

(iii) Na Amazônia, muitas cidades com geomorfologia suave, não precisam repetir a experiência negativa vivenciada em outras regiões semelhantes do país, como foi o caso da baixada Fluminense, onde o início da preparação e a atualização de cartas de risco chegou tarde. Assim, se de fato se anteciparem, poderão prevenir-se melhor para um cenário futuro que parece, infelizmente, inexorável, já que o deficit de programas habitacionais é muito grande.

Nos últimos 05 anos os autores, além de avaliar os desafios da área de risco no Brasil, têm se dedicado a discutir as potencialidades das geotecnologias para o mapeamento do risco geológico a deslizamentos em áreas urbanas. Dentre os exemplos mais correlacionáveis com a situação das cidades grandes e médias da Amazônia foi selecionado para apresentação neste artigo o caso de Betim (MG), no qual a avaliação do risco associado a processos erosivos contou com o apoio do drone para capturar e gerar imagens e orto-fotos de alta qualidade e maior resolução, e criar, a partir do seu processamento, os modelos digitais de terreno, os mapas de elevação e os mapas geo-referenciados de alta precisão.

RESULTADOS

A análise do risco geológico se processou no terreno mostrado na figura 1, que foi comprado visando à instalação de dois supermercados no platô a jusante. Numa primeira etapa, de forma a reduzir o risco associado à erosão e deslizamentos, os proprietários executaram diversos retaludamentos e implantaram um conjunto de bermas e canaletas de drenagem. Antes do início da construção dos imóveis, contudo, devido à ineficiência do sistema de drenagem junto às cristas dos taludes, teve início a formação de ravinas de erosão do solo residual de rochas gnáissicas e metavulcânicas exposto nos cortes, devido a sua susceptibilidade alta à erosão. Uma das feições erosivas, a mostrada em detalhe na figura 2, evoluiu rapidamente e mobilizou um grande volume de solo que atingiu o platô de jusante.



Figura 1. Terreno objeto da análise de risco associado à evolução das ravinas de erosão, destacando a ravina principal.



Figura 2. Foto lateral da ravina de erosão principal.

De forma a caracterizar detalhadamente a ravina principal e as demais, e diante da dificuldade de acesso, foram realizados com o drone uma 1ª bateria de imagens não sistemáticas e uma 2ª bateria para fazer a sobreposição e a geração dos produtos aerofotogramétricos. Depois, no escritório, com o uso do software de processamento, fez-se, em sequência, a geração de nuvens de pontos, da malha triangular, do MDE e da orto-foto. Com estes produtos, no mesmo software, elaborou-se o Modelo 3D, mostrado na figura 3, com o qual foram quantificados o volume (10.000m^3), o alcance (174m a partir da crista) e a área já atingida (2600m^2) pelo material erodido. Com todos estes recursos, então, foi possível desenvolver o projeto de recuperação, contenção e drenagem superficial, e propor, um programa de monitoramento, no qual está prevista uma nova fase de coleta de imagens com o drone.

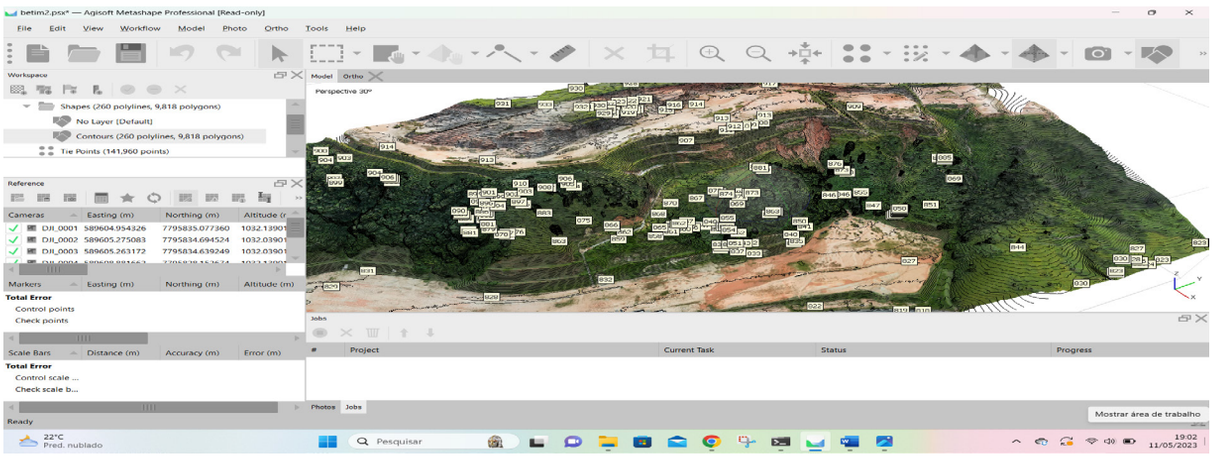


Figura 3. Curvas de nível sobre modelo 3d. No círculo, a ravina principal

DISCUSSÕES

Serviços de preparação e atualização de cartas de risco em áreas de topografia mais suave; de elaboração de projetos de eliminação deste risco, como o apresentado neste artigo; e de planejamento de programas de monitoramento, principalmente em áreas densamente ocupadas, mostram que além de uma correta definição da tipologia dos processos destrutivos, é imprescindível o uso de geotecnologias de alta resolução.

De forma bem apropriada, o drone facilita o trabalho do geólogo por permitir o estudo em amplas áreas, inclusive as de difícil acesso, com base em imagens de alta qualidade, a partir da quais se geram os modelos citados em 3D, que viabilizam a análise qualitativa e quantitativa do risco instalado a processos geológicos destrutivos.

CONCLUSÕES

Discutem-se os desafios e expõe-se um caso recente de uso de Geotecnologias para a o desenvolvimento de projetos em áreas de alta susceptibilidade à erosão, os quais podem ser utilizados também na preparação e atualização de Cartas de Risco a Deslizamentos em áreas urbanas de topografia suave, mas densamente ocupadas. A experiência relatada pode ser útil para ultrapassar as dificuldades eventualmente enfrentadas para o mapeamento de risco a deslizamentos na Amazônia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

.

Andretta, E.R.; Ladeira, L. F. B.; Luzardo, R.; Marmos J. L.; Souza, A. G. H. 2012. Mapeamento das áreas de risco geológico da zona urbana de Manaus (AM). Manaus: CPRM, 2012. 93p

Andretta, E.R.; Mendes, T.; Mesquita, R.B.; Oliveira, M.A. 2019. Cartografia Geotécnica de Aptidão à Urbanização da Zona de Expansão e da Zona de baixa ocupação da Cidade de Manaus. Disponível em: http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21722

Manual do usuário do programa Agisoft Metashape na versão profissional. Disponível em: (https://www.agisoft.com/downloads/usermanuals/)

PARÂMETROS HIDRODINÂMICO DO AQUÍFERO BOA VISTA NA PORÇÃO DO PROJETO DE ASSENTAMENTO NOVA AMAZÔNIA - POLO III, BOA VISTA-RR

Sarah, W.S. Viana[1]; Luiza, M.A. Thomé[1]; Carlos, E.L. Vieira[1]

[1]Universidade Federal de Roraima- UFRR

wysllanaufrr@gmail.com; luizamatrr@gmail.com; carlos.vieira@ufrr.br

RESUMO

Estudos hidrogeológicos permitem o conhecimento de parâmetros essenciais para a gestão das águas, regularização e outorga de uso, sendo estes o armazenamento, transmissividade e condutividade hidráulica. Neste contexto, este trabalho visacontribuir paraagestãosustentável de poços dos assentados na zona rural de Boa Vista, através da análise do comportamento hidrodinâmico do Aquífero Boa Vista no Polo III do Projeto de Assentamento Nova Amazônia - PANA III. Testes de bombeamentos contínuos foram feitos em cinco poços e os resultados mostram que o Aquífero Boa Vista na região do PANA III tem condutividade hidráulica entre 3.10^{-7}m/s a $7{,}24.10^{-4}$m/s, transmissividade entre $2{,}4.10^{-5}$a $1{,}9.10^{-2}$m^2/s e coeficiente de armazenamento entre $1{,}4.10^{-2}$a $3{,}5.10^{-2}$. Estes resultados atestam níveis mais elevados para estes parâmetros do que os esperados anteriormente.

PALAVRAS-CHAVE: Projeto de Assentamento Nova Amazônia; Boa Vista; Aquífero Boa Vista; Gestão das águas.

INTRODUÇÃO

Cerca de 70% do abastecimento de água da cidade de Boa Vista é provenientedaágua subterrânea (EVANGELISTA e WANKLER, 2008). Estudos hidrodinâmicos deste aquífero no meio rural de Boa Vista são essenciais para evitar os impactos e alterações ambientais indesejadas causadas pelo uso inadequado dossoloserecursoshídricos(DIAS;SILVA;GHEYI, 2011). Logo, o entendimento dos parâmetros hidrodinâmicos servirá para que gestores de recursos hídricos otimizem medidas para o planejamento de um uso sustentável.

A área estudada corresponde à área central do Polo III do Projeto de AssentamentoNova Amazônia (doravante, PANAIII),utilizadacomolocaldeassentamentopopularapartirde 2001 pelo Programa Nacional deReformaAgrária.ElaébanhadapelabaciadoIgarapédaCutia e, combaseemBARNI *et al*. (2020), têm sua vazão significativamentediminuídaentreosmeses de maio a agosto, devido às quedas nas médias mensais de precipitação. Atualmente, os residentes utilizam poços como fonte principal para abastecimento doméstico, e a qualidade e quantidade da água disponível é influenciada tanto por fatores naturais (e.g. fisiográficos e climatológicos), quanto antrópicos.

Com base nesse contexto, o presente estudo visa compreender o comportamento de alguns parâmetros hidrodinâmicos do Aquífero Boa Vista no PANA III, em particular, a condutividade hidráulica, a transmissividade e o armazenamento, obtidos a partir de ensaios de produção de poços locais.

MATERIAISEMÉTODOS

A área de pesquisa situa-se na zona rural do município de Boa Vista em Roraima, no Projeto de Assentamento Nova Amazônia, Polo III, localizadanasub-baciadoIgarapédaCutia, afluente do igarapé Jacitara, na margem esquerda da bacia do Rio Cauamé. A sub bacia está inserida na Unidade Geomorfológica Depressão Boa Vista (DINIZ; MONTEIRO, 2014), o substrato rochoso dominantenabaciaéaFormaçãoBoaVistacompredominânciadearenitosno âmbitohidrogeológicodoAquíferoBoaVista(CPRM,2014).Sobreestesubstratodesenvolve-se Latossolos Amarelo Distróficos, com cobertura vegetal predominante do tipo Savana Parque (IBGE, 2021). O clima da região é do tipo tropical chuvoso (BARNI *et al*., 2020).

O desenvolvimento das atividades seguiuasseguintesetapas:(1)Caracterizaçãodabacia e coleta de dados, (2)tratamentodedados,(3)interpretaçãodosdados(Fig.1).Ascoletasforam realizadas ao longo dos meses de julho a outubro a partir de testes deproduçãocontínuosfeitos em cinco poços:ASS, L487, L503, L505 e L512. A vazão foiaferidapelométodovolumétrico (balde de 9,5 L)eosníveisd'águaforammedidoscomummedidorelétricodenível.Osdadose parâmetros foram tabulados ecalculadosnosoftwareMicrosoftExcel**,**sendodepoiscomparados aos disponíveis na bibliografia especializada.



Figura1. Esquema metodológico simplificado.

Fonte: Osautores

RESULTADOS

Os dados brutos dos ensaios de bombeamento contínuo foram interpretados a partir das respectivas fases de rebaixamento erecuperação.OsNíveisEstáticos(NE)maisrasosocorreram nos poços L512 e L487 e mais profundos nos ASS e L505. Os Níveis Dinâmicos (ND) mais profundos foi registrado no poço L505 (14,13 m), enquanto o mais raso foi nopoçoL503(0,84 m). Os poços L505 e L512 apresentaram os rebaixamentos mais expressivos (> 10 m), sendo pouco altas as vazões em ambos os casos. Os intervalos registrados de vazão estão entre 2,36 m^3/h a 5,7 m^3/h e de vazão específica entre 0,17 $m^3/h/m$ a 6,79 $m^3/h/m$.

Tabela1. Nível dinâmico, nível estático, vazão e rebaixamento obtidos no teste de bombeamento.

Lote	NE(m)	ND(m)	Q(m³/h)	s_p(m)
Ass	7,8	9,78	3,43	1,98
L487	4,95	7,79	2,85	1,00
L503	5,00	5,84	5,7	0,84
L505	6,75	20,88	2,36	14,13
L512	4,38	16,2	3,43	11,97

Fonte: Os autores.

O rebaixamento específico oscilou nos limites entre 0,38 –0,64m/m³/hnaASS;0,83– 1,08 m³/h/m no poço L.487; 0,11 – 0,23 m/m³/h no poço L.503; 1,07–6,74m/m³/hnoL.505;e 1,18 – 3,49 m/m³/h no L.512(Graf. 1, a).

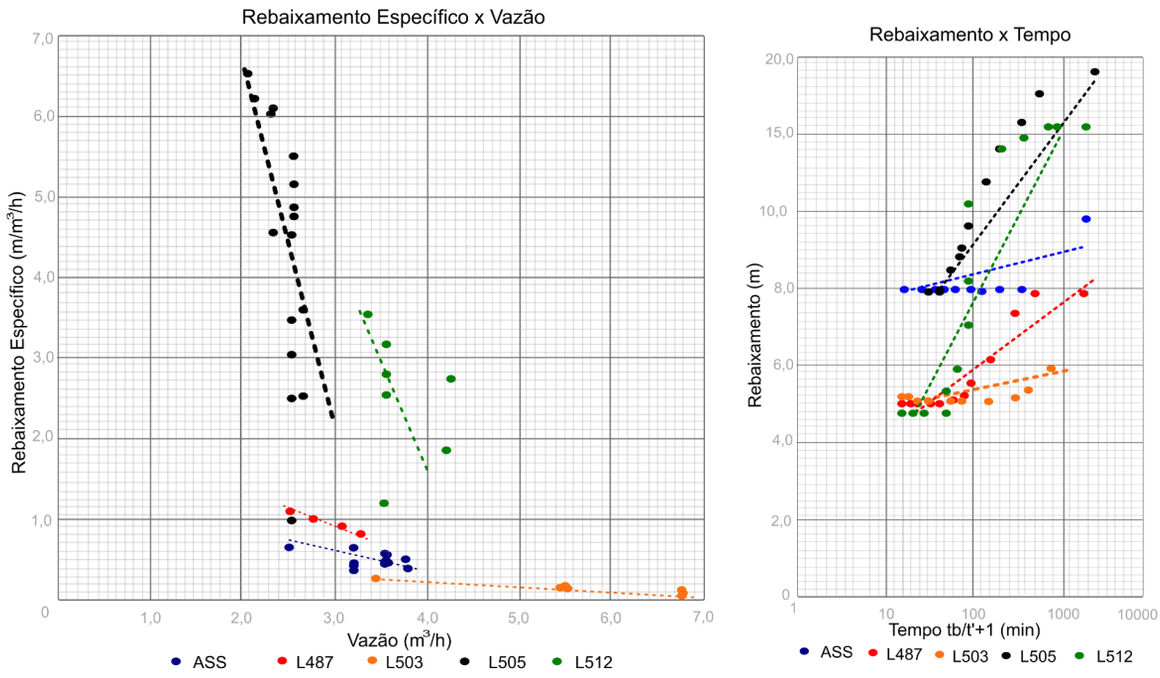


Gráfico1. Gráficos de rebaixamento (Rebaixamento Específico x Vazão)e recuperação (Rebaixamento x Tempo) dos lotes realizados teste de bombeamento contínuo.
Fonte: Os autores.

A partir dos dados de rebaixamento na fase de recuperação, ográficorelativoàrelação Rebaixamento x Tempo de recuperação (t') demonstra a distribuição de dados que melhor se ajustaram à reta foram aquelas dos lotes L505 e L512, evidenciando, assim, maior estabilidade de recarga aos primeiros e menores aos últimos, embora em todos os casos a recarga seja consideravelmente alta, conforme pode-se ver nos baixos tempos de recuperação (Graf. 1, b).

A Condutividade Hidráulica (K) variou entre 3.10^{-7}m/s ≤ K ≤$7{,}24.10^{-4}$m/s,osvalores detransmissividade (T) varia ramentre $2{,}4.10^{-5}$≤T≤$1{,}9.10^{-2}$m²/s, com média aritmética simples ficou em ≈ 25,3375 m²/h ou $9{,}64.10^{-4}$m²/s, o coeficientedearmazenamento(S)obtidonostestes contínuos variaram entre $1{,}4.10^{-2}$≤ S ≤ $3{,}5.10^{-2}$(Graf. 2).

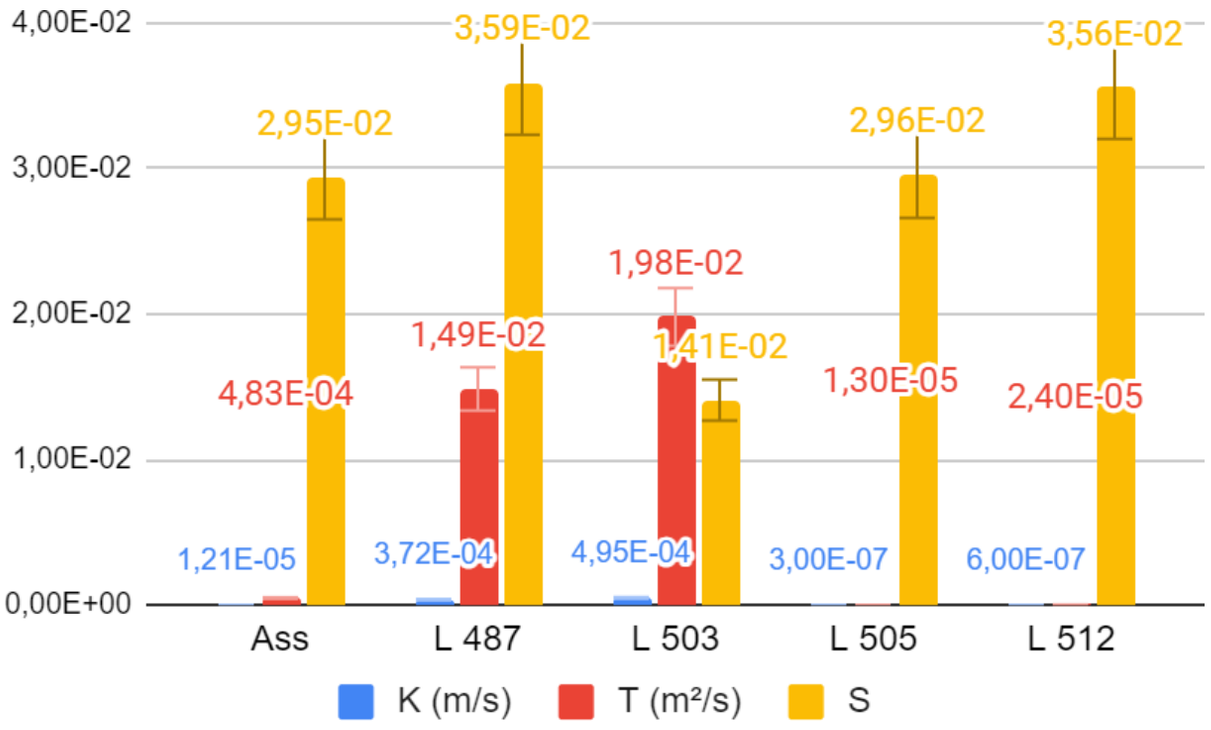


Gráfico2. Dados calculados de condutividade hidráulica, transmissividade ecoeficientede armazenamento.

Fonte: Os autores.

DISCUSSÕES

Os dados de rebaixamento demonstraram grande variação vertical, a qual, apenas os Lotes 505 e 512 apresentaram rebaixamentos expressivos (> 10 m) e, em ambos os casos, as vazões associadas não são altas. Os demais poços, ao contrário, apresentaram rebaixamentos pequenos para vazões também pequenas. De acordo com CPRM (2004),Diniz e Monteiro (2014) e SIAGAS, os intervalos registrados de vazão e de vazão específica estão, respectivamente, dentro e fora do esperado.

A relação de baixa vazão e grande rebaixamento verificada nos lotes 505 e 512 parece indicar condições de confinamento e/ou mau dimensionamento construtivo. Para o primeirocaso, duas hipóteses podem ser dadas, a primeira, de que existem lentes de argila funcionando comocamadasimpermeáveisconfinantese,paraosegundocaso,dequeaeficiênciados pré-filtros foi diminuída em função de entupimentos parciais por material fino, ou pordiminuição de comprimento devido à sua compactação, ou ainda,porsuperdimensionamentoda bomba.

Quando comparados os resultados da Condutividade Hidráulica com aqueles de vazão, percebe-se que não há uma relação diretamente proporcional entre QeK.Arazãodissodeve-se ao fato de que K é uma função das características da formação e do fluido, enquanto que Q é função destas, mais a área da seção filtrante (A), a diferença de cargas (ΔH) e a distância entre estas últimas (Δx), além das características da bomba.

Os valores de transmissividade (T) entre $2{,}4.10^{-5} \leq T \leq 1{,}9.10^{-2} m^2/s$ são superioresaos valores indicados por todos autores que trabalharam anteriormente com este aquífero (Evange listaeWankler,2008;Santos,2020eDinizeMonteiro,2014).Defato,$2{,}4.10^{-5} m^2/s \leq T \leq 1{,}9.10^{-2}$situam

a área do PANA III na classe Nbv2, associada a alta produtividade (Tab 2). Analogamente, o coeficiente de armazenamento (S) entre $1{,}4.10^{-2} \leq S \leq 3{,}5.10^{-2}$ indica maior capacidade de armazenamento do que esperado por estes estudos.

Tabela 2. Integrando os dados e comparando como da CPRM.

	K (m/s)		T (m²/s)		S	
	Esperado	Obtido	Esperado	Obtido	Esperado	Obtido
Limites	$10^{-8} = K < 10^{-7}$	**$3.10^{-7} = K = 7{,}24.10^{-4}$**	$10^{-6} = T < 10^{-5}$	**$2{,}4.10^{-5} = T = 1{,}9.10^{-2}$**	$2{,}7.10^{-3}$	**$1{,}4.10^{-2} = S = 3{,}5.10^{-2}$**

Fonte: Modificado de CPRM (2004), Diniz e Monteiro (2014) e Santos (2020).

CONCLUSÕES

Os resultados obtidos permitiram reclassificar o aquífero Boa Vista no âmbito da áreado PANA III, ao menos quantoàsuaclasseeprodutividade.Nestesentido,estabeleceu-seaquia classe Nbv_2ao aquífero local e uma alta produtividade aos poços da área. Conclui-se aqui também pela necessidade de estudos mais aprofundados que permitam resolver questões aqui suscitadas sobreaeficiẽnciadospoços,como,porexemplo,seabaixavazãoealtorebaixamento observada em alguns casos decorre de problemas construtivos ou da natureza da formação geológica individualmente para cada local.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARNI, P.E. *et al.* 2020. Precipitação no extremo norte da Amazônia: distribuição espacialno estado de Roraima, Brasil. *Sociedade e Natureza*, 32:39–456.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). 2004. Mapa geológico do Estado de Roraima. Sistema de Informações Geográficas - SIG, CD-ROM. Escala 1:1.1000.000.

CPRM, S. G. DO B. 2014. Geodiversidade do Estado de Roraima. HOLANDA, J.l.R. etal.(Orgs.). *Publisher*: CPRM.

DIAS, N. S.; SILVA, M. DA; GHEYI, H. R. 2011. Recursos hídricos: usos e manejos. São Paulo: Livraria da Física.

DINIZ, J. A. O.; MONTEIRO, A. B.2014. Mapa hidrogeológico do Brasil ao milionésimo: Nota técnica. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

EIRAS J. F.; KINOSHITA, E.M.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia doTacutu. Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p.83-89.

EVANGELISTA, R.A. de O.;WANKLER, F.L. 2008. O problema da escassez de informações para a gestão das águas subterrâneas no extremo norte do Brasil: o caso do Sistema Aquífero Boa Vista. In: 15º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Natal, Resumos Expandidos.

SANTOS, P. A. D. S. DOS. 2020.Caracterização hidrodinâmica e hidroquímica do aquífero Boa Vista na bacia do Rio Cauamé – RR, Boa Vista, 2020. Dissertação (mestrado), Universidade Federal de Roraima, Programa de Pós-Graduação em Gestão e Regulação de Recursos Hídricos, Boa Vista.

DINAMICA FLUVIAL NO BAIXO TRECHO DO IGARAPÉ DO BELA VISTA, SANTARÉM PARÁ

Taiana, Nascimento Carvalho[1]; João Paulo, Soares de Cortes[1]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

taianacarvalho092@gmail.com; decortesjps@gmail.com

RESUMO

A compreensão da dinâmica fluvial em ambientes urbanos, tem se tornado cada vez mais importante para a gestão de riscos ambientais e desequilíbrios morfológicos nos canais. A ocupação desordenada da microbacia do igarapé "Bela Vista", na cidade de Santarém-PA, resultou em processos geodinâmicos intensificados, aumentando os processos erosivos e provocando mudanças significativas no curso do canal. Análises de sensoriamento remoto foram realizadas no baixo curso do igarapé de modo a avaliar a dinâmica fluvial entre os anos 2020 e 2022, revelando padrões fluviais distintos. A migração do canal para oeste, e o aumento do assoreamento do lago do Juá são processos que podem estar associados com a rápida antropização dentro da bacia. Compreender essa dinâmica é essencial para o planejamento territorial, a conservação dos recursos hídricos e a redução de riscos e desastres na região.

PALAVRAS-CHAVE: Urbanização; Rios Urbanos; Antropoceno;

INTRODUÇÃO

A compreensão da dinâmica fluvial vem ganhando importância para a gestão dos ambientes urbanos, onde os riscos de enchentes e desequilíbrios morfológicos no canal podem ser mais evidentes (Guimarães et al., 2021). Ao longo dos últimos séculos, os rios urbanos têm sido progressivamente canalizados e tratados como simples condutores de águas residuais e pluviais (Burian e Edwards, 2002). Na cidade de Santarém, uma das maiores da Amazônia oriental, a ocupação pouco ordenada da microbacia do igarapé provisoriamente chamado de "Bela Vista" tem causado um aumento nos processos geodinâmicos na paisagem, associado com a não percepção do corpo hídrico como uma drenagem natural (de Cortes e Less, 2022).

A cidade de Santarém está inserida na Formação Alter do Chão (Cretáceo) composta principalmente por arenitos, conglomerados e pelitos (Mendes Truckenbrodt; Nogueira, 2012) formando um substrato altamente friável. Por outro lado, o regime climático, caracterizado por grandes volumes pluviométricos concentrados na estação do inverno amazônico, tende a acentuar a intensidade de processos erosivos em áreas antropizadas e de solo exposto. Os resultados dessa configuração ambiental associada com a ocupação não planejada, se materializaram como eventos intensos de assoreamento nos igarapés e lagos que constituem o baixo trecho das drenagens, como é o caso do Lago do Juá (de Cortes e Less, 2022).

Em seu processo de ocupação, a área do bairro Vista alegre do Juá, na qual o igarapé do "Bela Vista" está inserido, teve acelerada expansão com a estimativa de mais de 20.000 pessoas residindo no local, desde o início da ocupação em meados da década de 2010 (Melo, 2021). Ao logo dos anos, moradias foram instaladas no entorno do igarapé e algumas obras de grande porte foram realizadas dentro da bacia hidrográfica do mesmo, como a construção do Residencial Salvação, iniciada em 2011, e a revitalização da Rodovia Fernando Guilhon. Este trabalho tem por objetivo analisar a dinâmica fluvial do Igarapé do "Bela Vista" (entre os anos de 2020-2022 em seu baixo trecho em uma área ocupada por moradias expostas a riscos de eventos de desastre, na sua maioria com fortes componentes antrópicos.

MATERIAIS E MÉTODOS

A área onde foi desenvolvido esse estudo compreende o baixo trecho do Igarapé do "Bela Vista" do Juá, na Cidade de Santarém, estado do Pará. De etapa inicial foi feita a revisão bibliográfica e foram utilizadas imagens de satélite do Google Earth Pro, para um estudo temporal da dinâmica fluvial no igarapé "Bela Vista". A integração dos dados espaciais oi realizada com auxílio do software Qgis 3.28, onde foi criado um banco de dados geográficos com sistema de projeção UTM (Universal Transverse Mercator) e georreferenciado ao sistema de referência Sirgas 2000 (Sistemas de Referência Geocêntrico para as Américas 2000). A etapa de seleção de cenas constituiu na escolha de imagens no Google Earth Pro, através da ferramenta imagens históricas. As cenas escolhidas, foram captadas pelos satélites Maxar Technologies e Airbus que estão disponíveis gratuitamente no acervo digital de imagens do Google Earth Pro. A partir da seleção das cenas, as formas do canal foram extraídas manualmente em ambos cenários escolhidos e a comparação entre os cenários foi utilizada para análise da dinâmica fluvial recente, conforme metodologia utilizada em outros trabalhos (Capra, 2014; Santos et al.,2020).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados indicaram que, no período compreendido entre 2020 a 2022, houveram alterações significativas no curso do canal dentro da planície. Estudos de (Cardoso et al., 2017 e Melo, 2021) destacam o rápido crescimento da área no entorno do igarapé, ao longo dos anos. Como consequência, houve incremento da supressão vegetal, deixando o solo exposto o aumentando a vulnerabilidade a processos erosivos. A vegetação tem um efeito inibidor sobre a erosão nas margens do canal (Christofoletti, 1981). Quando se trata de sedimentos, em corpos fluviais, eles desempenham um papel fundamental na determinação da morfologia dos canais fluviais, além de afetarem o padrão do curso de água (Manyari e Carvalho, 2007). Na figura 1 foi possível observar a grande mudança de percurso, observando o leito do igarapé.

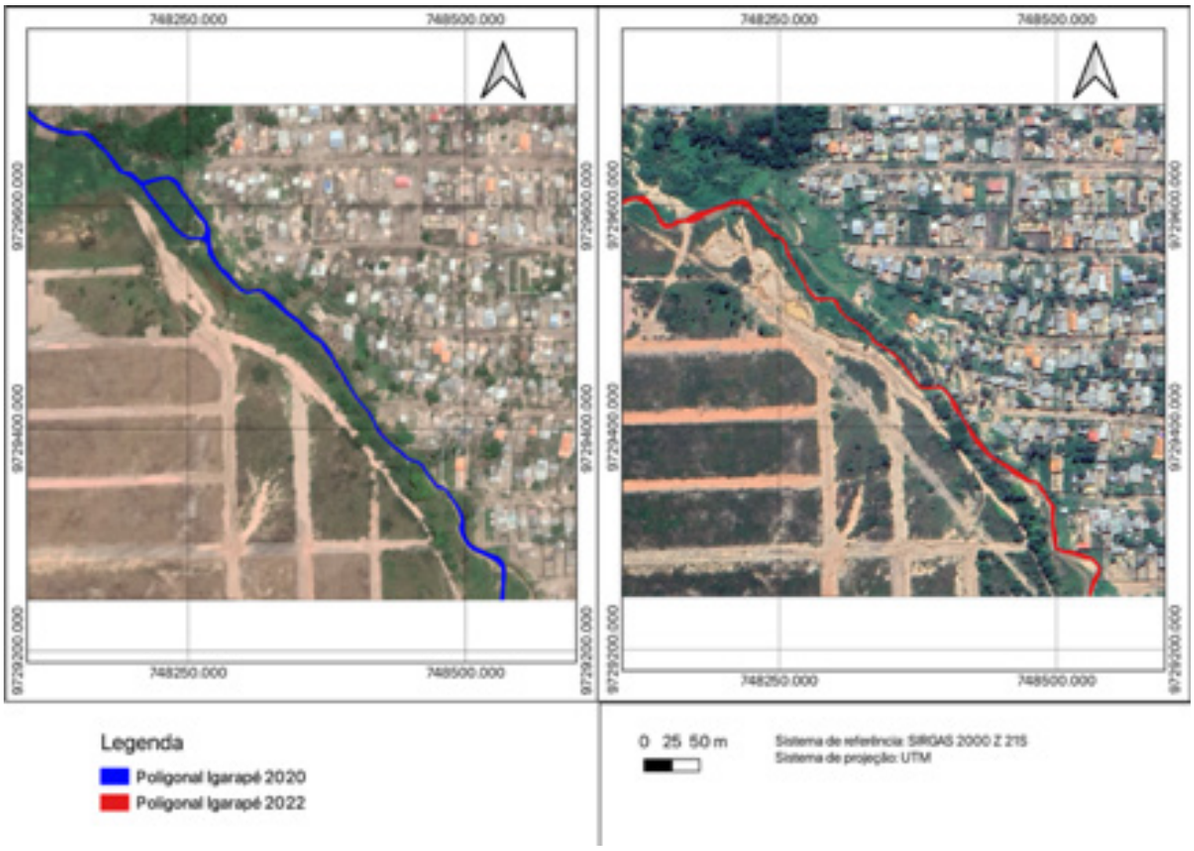


Figura 1. Variação do curso do canal do igarapé (2020-2022)

A comparação entre os cenários observados indicou uma tendência à migração do canal para oeste, o que pode estar associado com a atividade antrópica mais intensa na margem leste da bacia. A análise das imagens indicou que essa migração do canal, foi realizada a partir da escavação de novo leito, especialmente no trecho mais á jusante, abandono de meandros e reconfiguração da sinuosidade com adaptação à morfologia dos terrenos antropizados. O abandono de meandros é um processo característico de rios com gradiente moderadamente baixo de planícies ou terras baixas, onde os canais cortam sedimentos inconsolidados – areia fina, silte ou argila – ou substrato rochoso facilmente erodível (Press et al., 2006), como é o caso da Formação Alter do Chão. Na figura 2, pode-se observar a variação do leito do igarapé no período entre 2020-2022.

A alta dinâmica fluvial observada pode levar ao aumento dos riscos de desastres associados com a ocupação das margens do igarapé e pode indicar perturbações no perfil de equilíbrio que desencadeiam os processos de alteração de curso observados. Por outro lado, estes processos tendem a estar associados com o aumento de fluxo de sedimentos transportados o que pode ter consequências no lago do Juá, localizado á jusante, com intensificação do assoreamento já identificado em estudos recentes (Cardoso, 2018).

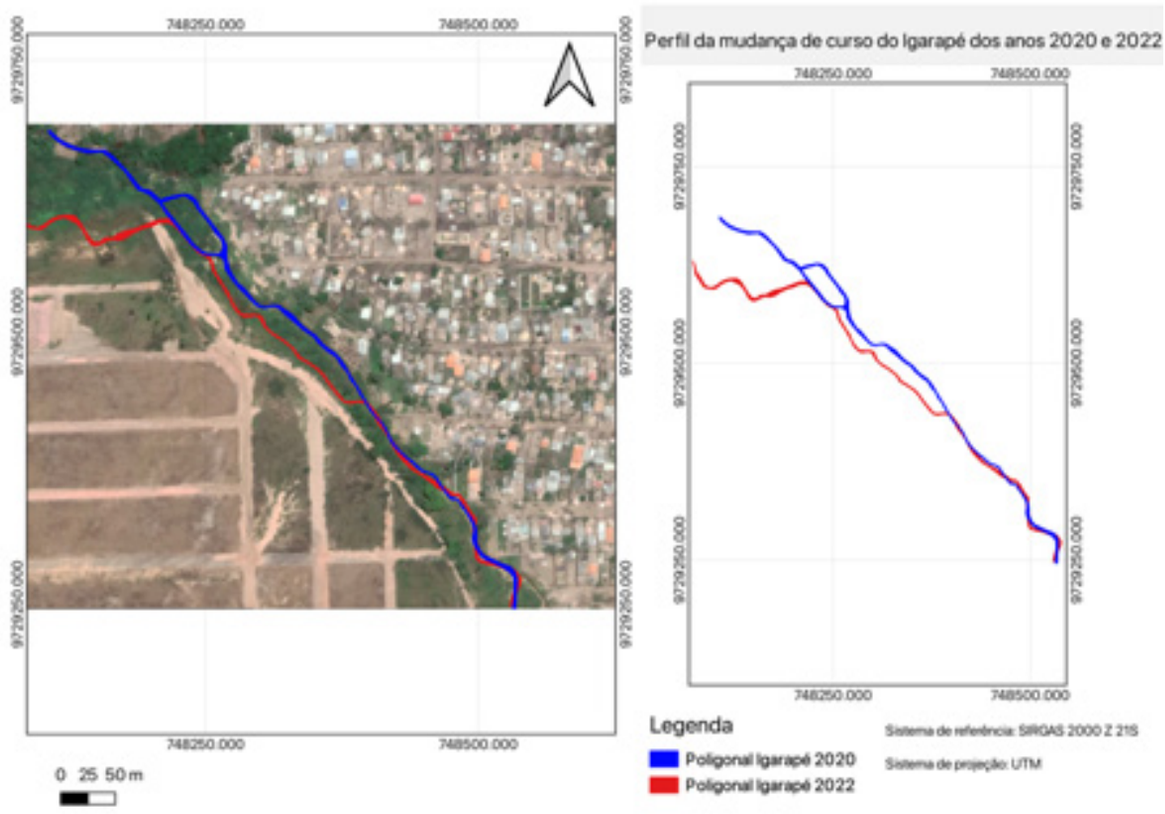


Figura 2. Mudança do Leito do Igarapé do Bela Vista, com tendência à migração para oeste.

CONCLUSÕES

A análise do canal no baixo trecho do igarapé do "Bela Vista" com auxílio de ferramentas de sensoriamento remoto permitiu identificar uma dinâmica fluvial bastante ativa, mesmo dentro de um curto período de tempo. Entre os padrões observados está a tendência à migração do canal para oeste, adaptação do canal à modificações no terreno especialmente na margem leste. O conhecimento desta dinâmica e da intensidade dos processos fluviais na área é fundamental para que sejam estabelecidas bases para o planejamento territorial, para medidas de conservação dos recursos hídricos e de redução de riscos e desastres.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Capra M. 2014. Analise espacial da mudança do leito do rio Taquari entre os municípios de Muçum e Arroio do Meio/ RS. 2015. Monografia (graduação em Engenharia Ambiental) – Universidade do Vale do Taquari- Univates. DOI: http://hdl.handle.net/10737/635.p. 73.

Cardoso M. C. 2018. Transformações socioambientais e espaço natural: o caso do Lago do Juá, Santarém-PA. Dissertação (Mestrado em Sociedade, Ambiente e Qualidade de Vida)- Programa de Pós-Graduação em Sociedade,Ambiente e Qualidade de Vida, Universidade Federal do Oeste do Pará, Santarém. DOI: https://repositorio.ufopa.edu.br/jspui/handle/123456789/155

Cardoso M. C., De Souza R.R., Chiba H. da S, A., Vieira T.A. 2017. Expansão Urbana em Santarém, Pará: uma analise a partir da ocupação Vista Alegre do Juá. Seminário Internacional sobre Desenvolvimento Regional: Perspectivas e Desafios Sanga Cruz do Sul. p 11.

De Cortes J.P., Less D.F.S. 2022. Riscos Ambientais Iminentes no Igarapé do "Bela Vista", Santarém- PA. DOI: DOI: 10.13140/RG.2.2.31275.72487

Dos Santos M.V., Duarte M. L., Da Silva T.A., Costa H. S., Vaz M. A. B. 2020. Morfologia fluvial dinâmica de sedimentos: análise dos efeitos a jusante do complexo hidrelétrico do rio Madeira. Confins. Revista Franco Brasileira de Geografia. n 46. DOI: https://doi.org/10.4000/confins.30852

Guimarães L.F., Teixeira F.C., Becker B.R., Oliveira A.K.B., Lima A.F., Veról A.P., Miguez M.G. The challenges of urban river restoration and the proposition of a Framework towards river restoration goals. 2021. Journal of Cleaner Production, Volume 316.

Manyari W.V., Carvalho Jr. O: A. 2007. Environmental considerations in energy planning for the Amazon region: Downstream effects of dams. Energy Policy. v. 35, n. 12, p. 6526-6534. DOI: 10.1016/j.enpol.2007.07.031

Mendes A.M., Truckenbrod W., Nogueira A. C. R. 2012. Análise faciologica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo a cidade de Obidos, Pará, Brasil. Revista brasileira de Geociências. V42., n 1.

Sergio G. de M. 2021. Impactos ambientais decorrentes da ocupação urbana Bela Vista do Juá, Santarém-Pará, Região Amazonica. Programa de Pós graduação em Sociedade e Desenvolvimento. Disponível em: https://repositorio.ufopa.edu.br/jspui/handle/123456789/1009

Siever. P. G., E JORDAN (Tradução: Rualdo Menegat). O cilco hidrológico e a água subterrânea. Para Entender a Terra. Porto Alegre. Bookman. 2008. P.313- 338

DINÂMICA SAZONAL DEMETAIS NO ENTORNO DA PRAIA DO CRUZEIRO, DISTRITO DE ICOARACI, BELÉM, PARÁ

Marília Ahndrew Veiga[1];[2]; Neuton Trindade Vasconcelos Junior[2]; Luiza de Cassia Santa Brígida Gomes[2]; Fabíola Rosa Dias deSouza[1]; Cássio Raimundo Freitas Faial[2]; Juliany de Lima Alves[1];[2]; Kelsondo Carmo Freitas Faial[2]

[1]Universidade Federal do Pará -UFPA; [2]Instituto Evandro Chagas – IEC;

mariliaveiga20@gmail.com;
ntrindade20@gmail.com; luizasbgomes@gmail.com

RESUMO

A água superficial é submetida a vários processos que potencializam a poluiçãoe contaminação destes corpos, como lançamentos de esgotos, despejo direto de produtos químicos e usos irracionais, elevando o custo de tratamentos para consumo e lazer humano. O presente trabalho tem como um de seus escopos principais avaliar a distribuição de parâmetros físico-químicos, bem como de metais em determinado trecho da Baía do Guajará,na área que compreende o Distrito de Icoaraci. Foram realizadas três amostragens, entre osmeses de janeiro e maio de 2022, durante os períodos de maré enchente e vazante, a fim de identificar potenciais cenários de contaminação. No Laboratório de Geoquímica e Saúde do Instituto Evandro Chagas (IEC) foram determinadas as concentrações dos metais Alumínio (Al), Ferro (Fe) e Manganês (Mn), apartir dat écnica de Espectrometria de Emissão Ótica com Plasma Induzido (ICP OES). Dessa maneira, utilizou-se tratamento estatístico descritivoemultivariadoaosresultados,compara ndo-os com os valores máximos permitidos pela Resolução n° 357/2005 do Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA). Para os teoresde Al identificou-se média de 0,2902 mg/L, enquanto para as concentrações de Ferro a médiafoi de 0,7140. Considerando os resultados de pH, Al e Fe, estes mostraram-se discordantes como que Resolução CONAMA 357/2005 preconiza.

PALAVRAS-CHAVE: Água Superficial; Icoaraci; Contaminação; Baia do Guajará.

INTRODUÇÃO

O monitoramento de águas superficiais tem por objetivo conhecer a qualidade e quantidade disponível, já que, atualmente, tem-se grandes problemas relacionados à questãoda poluição e contaminação da água, em função dos avanços de atividades antrópicas e do aumento populacional (Libânio, 2010). Baseado nisso, a Política Nacional dos Recursos Hídricos (PNRH) estabelece instrumentos para a gestão dos recursos hídricos na esfera federal e, em 8 de janeiro de 1997, foi instituída a Lei nº 9.433, que ficou conhecida como a Lei das Águas (ANA, 2019). A PNRH estabelece que se deve assegurar a qualidade da água para múltiplos usos (BRASIL,1997). Neste sentido, a Resolução CONAMA n°357 (CONAMA, 2005), de 17 de março de 2005, dispõem sobre o nível de qualidade que o corpo hídrico deve ter para atender às ne-

cessidades da sociedade, avaliando a qualidade das águas para que os padrões requeridos sejam atingidos, garantindo, assim, a saúde, bem-estar humano e um meio ambiente ecologicamente equilibrado.O crescimento populacional, atrelado à maior exploração da natureza, compromete a qualidade da água, sobretudo devido à contaminação por efluentes domésticos, industriaise agrícolas (Pereira *et al.,* 2016). Além disso, o clima altera as características das águas, pois, em períodos de menor precipitação, a vazão dos rios acaba diminuindo, tendo assim maior concentração de contaminantes na água, o que, consequentemente, atenua a capacidade de diluição das cargas de efluentes despejadasno local (Libânio, 2010). Nesse sentido, o presente trabalho objetiva avaliar a distribuição dos metais no entorno da Praia do Cruzeiro, afim de identificarpossíveis cenários dec ontaminação e associá-los à ação antrópica e/ou natural e, assim, comparar os resultados com os Valores Máximos Permitidos pela Resolução n° 357/2005 do Conselho Nacional de MeioAmbiente.

MATERIAISEMÉTODOS

Belém é banhada por importantes rios que formam as praias de água doce, sendo umaatração turística para a cidade e seus distritos (Cabral *et al.,* 2015). O subsolo do municípiomostra a predominância de espessa coluna sedimentar, acumuladas desde a Era Cenozoica. Acomparação das características geológicas entre cada unidade geológica (embasamento cristalino, formaçãoPirabas, formação Barreiras, sedimentos Pós-Barreiras e sedimento Holocênico) revela aspectos de um sistema deposicional marinho na base, evoluindo para continentais no topo (SEAP, 2008).

Foram realizadas três amostragens, nos meses de janeiro, março e maio de 2022. Asamostras de água superficial foram coletadas em sete pontos nos regimes de maré, enchente evazante, ao longo da Baía do Guajará e Furo do Rio Maguari. Em todas as campanhas foi considerada a variação sazonal dos corposhídricosemestudo.

Para determinação dos metais Alumínio (Al), Ferro (Fe), e Manganês (Mn), foi feita aanálise por meio da técnica de Espectrometria de Emissão Ótica com Plasma Induzido (ICPOES). Os resultados obtidos foram explorados estatisticamente utilizando a técnica de Análisede Agrupamento (*Cluster Analysis*) e a de Análise Multivariada de Correlação. Todos osmétodos analíticos empregados para a análise de água superficial obedecem os procedimentose recomendações descritas na 23ª Ed. do *Standard Methods for Examination of Water andWastewater*(APHA, 2017).

RESULTADOS

Na Figura 1 estão descritas as concentrações das informações dos metais Al, Fe e Mn.Os valores encontrados foram comparados aos Valores Máximos Permitidos (VMP) pelaResolução CONAMA 357/2005 (CONAMA, 2005), que dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento.

As concentrações médias de alumínio (Al) variaram de 0,0319 mg.L -1 no ponto 07 damaré vazante à 0,6966mg. L -1, no ponto 05 da maré enchente, além do valor médio de 0,2902 mg. L -1. Desse modo, o índice de regime pluviométrico da Região Metropolitana de Belém

Resultado das concentrações de metais no entorno Praia do Cruzeiro															
		ponto 1		ponto 2		ponto 3		ponto 4		ponto 5		ponto 6		ponto 7	
		Enchente	Vazante	Enchente	Vazante	Enchente	Vazante	Enchente	Vazante	Enchente	Vazante	Enchente	Vazante	Enchente	Vazante
Alumínio (Al)	Média	0,3344	0,2544	0,3085	0,2341	0,2172	0,3731	0,3721	0,3606	0,3996	0,2021	0,2000	0,2328	0,3665	0,2077
	Mediana	0,3331	0,2386	0,2394	0,2551	0,1748	0,3985	0,3338	0,3208	0,2576	0,1866	0,1738	0,1732	0,3872	0,0729
	Mínimo	0,2735	0,2202	0,2193	0,1319	0,1165	0,2648	0,226	0,212	0,2447	0,1681	0,1296	0,0945	0,1378	0,0319
	Máximo	0,3965	0,3045	0,536	0,3153	0,4028	0,4307	0,5565	0,5489	0,6966	0,2516	0,2966	0,4308	0,5745	0,653
	Desvio padrão	0,0615	0,0443	0,1528	0,0935	0,1273	0,0738	0,1685	0,1719	0,2572	0,0439	0,0866	0,1759	0,2191	0,2993
		VMP 0,1 mg/L													
Ferro (Fe)	Média	0,8005	0,7365	0,6762	0,698	0,8711	0,9795	0,684	0,6639	0,69	0,624	0,6256	0,733	0,7506	0,4629
	Mediana	0,7607	0,5871	0,503	0,6866	0,8811	1,0081	0,6436	0,4386	0,6037	0,7309	0,5808	0,4907	0,6377	0,4204
	Mínimo	0,0084	0,3905	0,3671	0,1968	0,2556	0,4328	0,1056	0,1044	0,1309	0,1076	0,2615	0,452	0,3326	0,363
	Máximo	1,6325	1,2318	1,3315	1,2107	1,4666	1,4689	1,3030	1,4489	1,3355	1,0333	1,0345	1,2562	1,2816	0,6479
	Desvio padrão	0,8128	0,4401	0,4416	0,507	0,5121	0,5459	0,5997	0,7	0,6069	0,472	0,3884	0,4535	0,4845	0,1333
		VMP 0,3 mg/L													
Manganês (Mn)	Média	0,0483	0,0605	0,0377	0,0364	0,0582	0,041	0,0435	0,0404	0,0701	0,0382	0,0538	0,0368	0,0367	0,0351
	Mediana	0,0485	0,0481	0,0458	0,048	0,0613	0,0504	0,0576	0,05	0,0655	0,047	0,0528	0,0422	0,0376	0,0367
	Mínimo	0,0383	0,0034	0,0077	0,0044	0,0385	0,0105	0,0069	0,0043	0,0594	0,005	0,0309	0,0138	0,0263	0,0235
	Máximo	0,058	0,1299	0,0514	0,0567	0,0714	0,0524	0,066	0,0668	0,0855	0,0626	0,0776	0,0544	0,0463	0,0434
	Desvio padrão	0,0099	0,0641	0,0202	0,028	0,0161	0,0203	0,032	0,0323	0,0136	0,0298	0,0234	0,0208	0,01	0,0096
		VMP 0,1 mg/L													
Sódio (Na)	Média	2,6609	1,6549	1,798	1,6952	2,1535	1,7047	2,4149	1,6976	1,7874	1,7909	2,2444	2,3212	2,3066	1,9384
	Mediana	1,8485	1,7311	1,6294	1,8059	2,0391	1,7952	2,0707	1,672	1,7049	1,8862	2,2794	2,4462	1,7803	1,5202
	Mínimo	1,5797	1,384	1,5094	1,4667	1,4403	1,406	1,4842	1,6588	1,547	1,5704	2,1572	1,8725	1,4882	1,3264
	Máximo	4,5545	1,8497	2,4239	1,8129	3,0955	1,8225	3,6899	1,7622	2,1103	1,9159	2,2966	2,6449	3,6513	3,3867
	Desvio padrão	1,6454	0,242	0,4308	0,1979	0,6885	0,1996	1,1424	0,0563	0,2906	0,1915	0,076	0,4011	1,1737	0,9763
Zinco (Zn)	Média	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	0,0048	<LQ	<LQ	<LQ	0,0758	<LQ	0,0072	0,0046
	Mediana	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	0,0048	<LQ	<LQ	<LQ	0,0758	<LQ	0,0072	0,0046
	Mínimo	0	0	0	0	0	0	0,0048	0	0	0	0,0758	0	0,0072	0,0046
	Máximo	0	0	0	0	0	0	0,0048	0	0	0	0,0758	0	0,0072	0,0046
	Desvio padrão	0	0	0	0	0	0	0,0027	0	0	0	0,0438	0	0,0041	0,0023
		VMP 0,18 mg/L													

Figura1. Resultado dasc oncentrações com valores de metais provenientes do entorno da Praia do Cruzeiro,os quais foram analizados por meio do ICP OES.

Para Camilleri *et. al.* (2003), o Al presente em águas superficiais é originado naturalmente e pode ocorrer tanto por meio da complexação química assim como pelo intemperismo de minerais das rochas, entretanto, mesmo de maneira natural, altas concentrações do metal podem ser influenciadas por parâmetros como pH, temperatura e, ainda, pela presença de fluoretos, sulfatos, matéria orgânica e outros ligantes, além da incidência de chuvas quea umentam os valores de turbidez.

As concentrações de ferro (Fe) estão em torno de 0,7140, variando entre 0,0084 mg.L-1 no ponto 01 da maré enchente, podendo chegar até 1,6325 mg.L-1 no mesmo ponto. À luz da Resolução Conama 357/2005 (CONAMA, 2005) que utiliza pra o Fea concentração de 0,3 mg.L-1 como Valor Máximo Permitido, a Figura 1 mostra que mais de 80% das amostrasestiveram acima do preconizado pela referida Resolução. Dessa maneira, pode-se atribuir àsaltas concentrações de Fe nos períodos de janeiro a março, em que o regime pluviométrico daRegião Amazônica apresenta grandes ocorrências de chuvas, gerando carreamento do solo,bem como o processo de erosão que ocorre às margens dos rios (Alves *et al.,* 2008; Baio,2009).

Para as concentrações de Al e Fe, foi possível perceber que a incidência de chuvasinfluenciou nos altos teores de ambos os metais. Para manganês (Mn) percebe-se que asconcentrações do metal tendem a crescer conforme o regime pluviométrico diminui, uma vezque as concentrações de Mn para a área de estudo variou de 0,0034 a 0,1299 mg.L-1 . Todasas amostras estiveram em concordância com o VMP estabelecido pela Resolução CONAMA357/2005 (CONAMA,2005), que dispõeparaMnovalorde0,1mg.L-1. O metal é fortemente impulsionado por reações de oxirredução, o que afeta suas propriedades no estado sólido, bem como sua solubilidade em água. Além disso, o teor de similaridade o pH ácido daregião com íons da água superficial sugere que, além da entrada de água da chuva, efluentes domésticos e/ou industriais podem também contribuir para o teor de acidezda água superficial, evidenciando deste modo, um cenário de contaminação.

CONCLUSÕES

Considerando as análises das águas superficiais coletadas em torno da Praia do Cruzeiro nodistrito de Icoaraci, pode-se afirmar que a qualidade ambiental está moderadamente comprometida.As amostras analisadas de Aleo Fe mostraram-se em desacordo com o que é permitido pela legislação brasileira, ao passo que as concentrações demetais,comoMneZnmantiveram-seemconcordânciacoma Resolução CONAMA357/2005. A análise estatística multivariada foi importante para elucidar a relação existenteentre os parâmetros, além de ajudar a diferenciar de que forma a ação natural e ação antrópica influenciam na qualidade do corpo hídrico estudado, como por exemplo, a característica ácida da água superficial foi consonante como caráter ácido das águas dos rios da Região Metropolitana de Belém, revelando influências naturais. No entanto, o comportamento de pHapresentou discreta semelhança com o comportamento de íons $PO4^{3-}$, evidenciando que a acidez das águas da região também é regida por fatores antrópicos, como é o caso do lançamento de esgotos à proximidade da Baía do Guajará e do Rio Maguari.

Mesmo com pontuais divergências entre os resultados apresentados e os Valores Máximos Permitidos de cada parâmetro analisado, é imprescindível que haja melhores investimentos na infraestrutura desses recursos hídricos, os quais estão ligados direta e indiretamente à população belenense, em que a fiscalização refletirá na preservação do ecossistema, desencadeando melhor qualidade devida para todos.

No mais, para que haja um melhor entendimento da sazonalidade comportamental dos metais nas águas superficiais, faz-se necessárioo monitoramento da dinâmica do ambientepor meio de projetos de pesquisa e políticas públicas, que poderão identificar possíveis causas dos problemas ambientais locais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alves, E. C.; Silva, C. F.; Cossich, E. S.; Tavares, C. R. G.; Filho E. E. S.; Carniel, A. 2008. Avaliação da qualidade da água da bacia do rio Pirapó – Maringá, Estado do Paraná, por meio de parâmetros físicos,químicose microbiológicos.*ActaSci. Technol.,*v.30,n. l,p.39-48.

ANA-Agência Nacional de Águas. 2019. *Política Nacional dos Recursos Hídricos*.

APHA/AWWA/WEF. 2017. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. 23rd Edition, American Public Health Association, American Water Works Association, Water Environment Federation,Denver.

Baio,J.A.F.2009. *Avaliação da contaminação nos principais corposd'águadomunicípiodeSãoCarlos/SP.* Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Química de São Carlos. Universidade de SãoPaulo.SãoCarlos.

Brasil. Lei nº 9.433 de 8 de janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o SistemaNacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da ConstituiçãoFederal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembrode 1989. Diário Oficial da União, Brasília, DF, 09 jan.1997.

Cabral, E. R.; Dias, J. S.; Gomes, S. C. 2015. Gestão ambiental em espaços de lazer e turismo: as praiasurbanasda Amazônia Brasileira. *Rosados Ventos*, v.7,n. 2, p.269–287.

Camilleri, C.; Markich, S. J.; Noller, B. N.; Parker, G.; Van Dam, R. A. 2003. Silica reduces the toxicity ofaluminiumto a tropical freshwaterfish (Mogurndamogurnda). *Chemosphere Magazine*, n.50, p355-364.

Conselho Nacional do Meio Ambiente. Resolução nº357, de 17 de março de 2005. Dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, bem como estabelece as condições e padrões de lançamento de efluentes, e dá outras providências. Diário Oficial da União, n. 53, 18mar.2005,p. 58-63.

Libânio, M. 2010. Fundamentos de qualidade e tratamento de água. 3. ed. Campinas-São Paulo: Átomos. 496 p.

Minnesota Ground Water Association–MG WA. 2015. Manganesein Minnesota's Groundwaters Emphasizing the Health Risks of Manganese in Drinking Water Prepared for the Minnesota Ground Water Association. Minnesota, MGWA.

Pereira, F. Da S.; Vieira, I. C. G. 2016. Expansão urbana da Região Metropolitana de Belém sob a ótica deum sistema de índices de sustentabilidade. Ambiente e Água – *An Interdisciplinary Journal Of AppliedScience*, Taubaté, v.11, n.3, p.731-744,23 jun. 2016. Instituto de Pesquisas Ambientais em Bacias Hidrográficas (IPABHi).

SEAP – Secretaria Especial de Aquicultura e Pesca. 2008. Relatório de Impacto Ambiental (RIMA):Terminal Pesqueiro Público de Belém do Pará. Agosto, 2008.

O IMPACTO AMBIENTAL DO GARIMPO ILEGAL NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO BRANCO - RORAIMA

Vladimir de Souza[1]; Amanda Silva Neves dos Santos[1]; Elizete Celestino Holanda[1]; Carlos Eduardo Lucas Vieira[1]; Lorena Malta Feitoza[1]; Moeme da Silva Máximo Ramos[1]; Pedro Alves da Silva Filho[1]

[1]Universidade Federal de Roraima/UFRR

vladimir.souza@ufrr.br; geoamandasilvaa@gmail.com; elizete.holanda@ufrr.br; carlos.vieira@ufrr.br; lorena.malta@ufrr.br; moeme.maximo@ufrr.br; pedro.filho@ufrr.br

RESUMO

A Bacia Hidrográfica do Rio Branco drena praticamente toda a área do estado de Roraima, sendo está compreendida pela maioria dos rios do estado, se estendendo das áreas mais elevadas ao norte na fronteira com a Venezuela, e com as bacias hidrográficas dos rios que fazem fronteira com a Guiana Inglesa. O presente trabalho mostra o impacto ambiental causado pela atividade do garimpo ilegal na área indígena Yanomami sobre os recursos hídricos da região. Este tem como foco principal, o alto rio Uraricoera, o alto rio Mucajaí e o rio Catrimani. A metodologia empregada para o estudo foi a análise de imagens de satélite de dois períodos distintos, uma durante a atividade do garimpo na região e outra três meses após o fechamento do garimpo. Além desta, foi realizada o levantamento fotográfico "in loco" por meio de drone e imagens digitais coletadas em expedição realizada no baixo Rio Branco. Os resultados parciais mostram que o impacto ambiental nos recursos hídricos na bacia hidrográfica do Rio Branco foi significativo, como a mudança da coloração das águas dos seus principais rios que se estenderam da área do garimpo na reserva Yanomami até o baixo Rio Branco, na região de Santa Maria do Boiaçu (entorno de 900 km).

PALAVRAS CHAVE: Recursos hídricos; Rio Uraricoera; Garimpo; Roraima.

INTRODUÇÃO

A atividade do garimpo ilegal em Roraima se confunde com a história da região quando relacionada com atividades de garimpo, remontando principalmente ao início do século passado, com a exploração de diamantes na região do Rio Cotingo (área da Água Fria), passando para a descoberta na década de 1930 de diamantes na Serra do Tepequém, o que se transformou no primeiro grande garimpo a céu aberto na Amazônia.

Na década de 1980, a descoberta de ouro na região noroeste do estado, mais precisamente no alto Rio Uraricoera (Mucajaí), ensejou em uma das maiores corridas de ouro na Amazônia, segundo os estudos de CPRM (1999) e Fraga *et al.* (2010). Esta findou com a demarcação da área indígena Yanomami e a retirada dos garimpeiros pelas forças armadas do Brasil nos anos de 1990. No entanto, esta atividade voltou com mais força em meados de 2017 se intensificando até o ano de 2022, com uma grande movimentação de garimpeiros envolvidos com a atividade de garimpo ilegal na área Yanomami. Entretanto, ao contrário dos períodos anteriores em

que a atividade tinha um caráter artesanal, esta última apresentava um caráter industrial com emprego de grandes balsas e equipamentos para a atividade de desmonte hidráulico. A atividade se estendeu por vários pontos dentro da área atingindo os três principais rios Uraricoera, Mucajaí e Catrimani, que mesmo após o governo federal ter fechado o garimpo, os impactos são observados ao longo da bacia hidrográfica como mostra o presente estudo. Desta maneira, o estudo apresenta os impactos ambientais causados pela atividade do garimpo ilegal na área indígena Yanomami, estado de Roraima, por meio de imagens de satélite e fotográficas nos recursos hídricos da região EPE (2010) (Figura 1).



Figura 1. Mapa dos principais recursos hídricos de Roraima.

MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo foi realizado em duas etapas distintas: a primeira contou com a interpretação de imagens de satélite, em que foi possível por meio da reflexão dos corpos hídricos mostrando as cores mais esverdeadas o rio e estado normal, a coloração creme mostrando o rio com elevada carga de material em suspensão. As imagens foram adquiridas em períodos distintos, sendo um dos períodos referentes a novembro de 2022, no auge da atividade do garimpo na área com a utilização da técnica de desmonte hidráulico na região. A outra imagem é alusiva ao mês de fevereiro de 2020, ou seja, período anterior a maior intensidade das atividades do garimpo ilegal.

A segunda etapa do estudo foi efetuada a partir de uma expedição ao baixo Rio Branco, no qual foi visitada a comunidade de Santa Maria do Baiaçu. Nesta fase foi realizado o levantamento fotográfico dos aspectos físicos da água com observação da sua coloração. Deste modo, se procedeu a utilização de Drone para se ter uma imagem global, e fotos panorâmicas da região com intuito de avaliar a dimensão do impacto nas águas do Rio Branco. A partir dessas fases, os dados foram interpretados e sistematizados no Laboratório de Análises Geoambientais do curso de Geologia da Universidade Federal de Roraima (UFRR).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

As análises realizadas pela interpretação das imagens de satélite em dois períodos distintos mostraram a dimensão do impacto ambiental causado pela atividade do garimpo ilegal na área indígena Yanomami ao longo do alto Uraricoera, alto Mucajaí e o rio Catrimani. Nas imagens analisadas (Figura 2) foi possível observar a mudança na coloração da água destes rios, devido a elevada carga de sedimentos em suspensão oriundos principalmente da técnica de desmonte hidráulico na região, já que os principais depósitos auríferos são do tipo aluvionar e localizados próximos as margens dos rios e igarapés.

Deste modo, todo o material mais fino desagregado a partir dessa técnica teve como destino os recursos hídricos causando enormes impactos ambientais, como o aumento da turbidez, mudança da coloração da água e supressão da vegetação. Todos estes impactos ambientais não se restringiram apenas a área de atividade do garimpo mais em a toda a bacia hidrográfica do Rio Branco até a sua foz junto ao Rio Negro no estado do Amazonas. Na expedição na região do baixo Rio Branco foi observado in loco o impacto do garimpo no Rio Branco em uma extensão de mais de 800 km. Nesta área foi observado que a água mudou drasticamente de coloração e, como já citado anteriormente, com elevada carga de material em suspensão. Este fato mostrou que grande parte da bacia hidrográfica do Rio Branco foi intensamente impactada pelas atividades do garimpo ilegal na área indígena Yanomami, contribuindo com a degradação ambiental de uma importante bacia hidrográfica da Amazônia, com elevado grau de turbidez, muito material em suspensão que levou a uma forte mudança na coloração dos rios, sem citar a presença de mercúrio, os impactos na cadeia trófica da bacia e o fornecimento de água potável para as populações ribeirinhas.

A comparação de imagens fotográficas antigas com as retiradas durante a expedição igualmente evidenciou este grande impacto ambiental nas águas do Rio Branco, principalmente na área da comunidade ribeirinha de Santa Maria do Boiaçu. Cabe salientar ainda, o intenso

processo de assoreamento nos principais rios desta bacia hidrográfica. Em estudos preliminares realizados pelos pesquisadores do curso de geologia da UFRR e do Programa de Pós-graduação em Gestão e Regulação de Recursos Hídricos (ProfÁgua), tem evidenciado o intenso processo de assoreamento do Rio Mucajaí, fato localizado nas proximidades da ponte que liga a área urbana do município a comunidade de Sumaúma. Este é um dos rios desta bacia hidrográfica mais atingidos pelo garimpo, sendo que em muitos pontos o rio perdeu grande volume de água devido ao processo de assoreamento. Relatos de moradores antigos mostra que no último ano em períodos de chuvas intensas ocorreu a inundação de suas casas e destruição de plantações, algo inédito para estes que residem na região há mais de 40 anos.

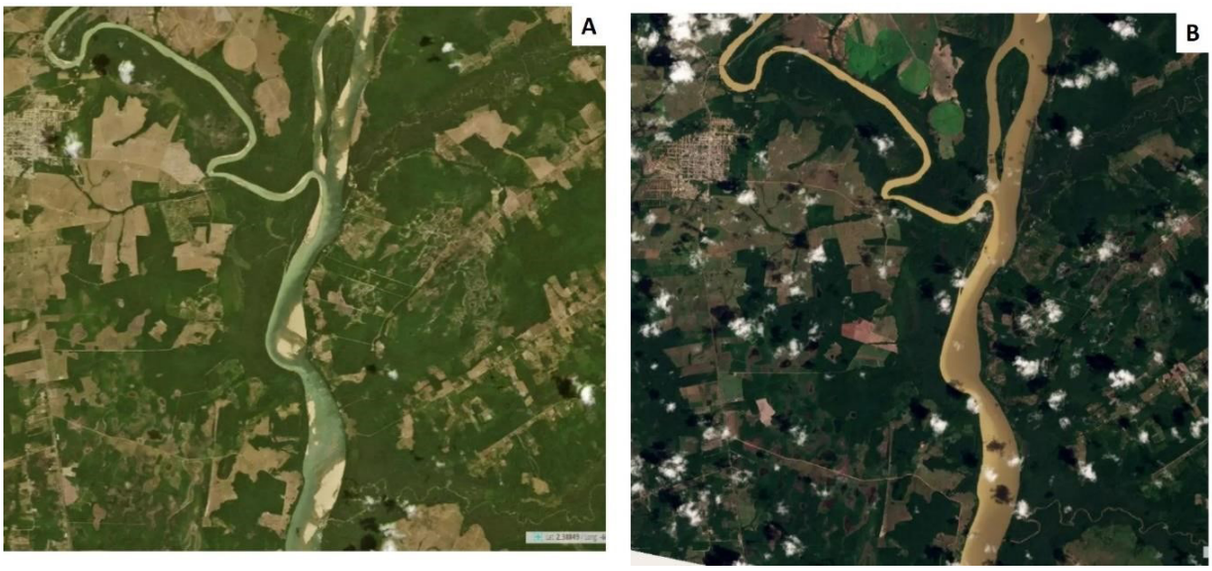


Figura 2. Imagens do rio Mucajai em fevereiro de 2020 e em novembro de 2023.

CONCLUSÕES

Com o desenvolvimento do estudo, os pesquisadores do curso de Geologia da UFRR e do ProfÁgua identificaram grandes impactos ambientais causados pela atividade de garimpo ilegal na área indígena Yanomami, norte do estado de Roraima. Nesta região se encontram três importantes rios que fazem parte da bacia hidrográfica do Rio Branco. Este estudo preliminar evidencia que mesmo a atividade do garimpo pontual dentro da reserva, afetou de maneira drástica toda a bacia hidrográfica do Rio Branco, se estendendo por mais de 800 km chegando à foz deste com o Rio Negro (Amazonas). Sendo que o principal impacto observado foi a mudança da coloração da água devido ao elevado índice de sedimentos em suspensão. Além disso, podemos destacar o processo intenso de assoreamento dos rios na região.

Neste sentido, destaca-se que os estudos precisam ser aprofundados para qualificar e quantificar os impactos ambientais ocasionados pela atividade do garimpo ilegal, em especial a contaminação por mercúrio, a perda da qualidade e de volume de água, recurso vital para a região Amazônica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1999. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas NA.20 Boa Vista e NB.20 Roraima. Brasília: CPRM, Escala: 1:1.000.000.

Fraga L.M.B., Dreher A.M., Grazziotin H., Reis N. J., Farias M.G.F., Ragatky D. 2010. Geologia e recursos minerais da Folha Vila de Tepequém - NA.20-X-A-III: estado de Roraima. Manaus: CPRM. Programa Geologia do Brasil - PGB; Projeto Cartografia da Amazônia. Escala 1:100.000.

EPE. Relatório final Disponível em: http://www.epe.gov.br. Acesso em: 27 de julho de 2023.

GEOFÍSICA APLICADA E GEOTECNOLOGIAS

APLICAÇÃO DO MÉTODO DE TOMOGRAFIASÍSMICA COMONDAS PPARA ESTUDO DO MANTOSUPERIOR SOB A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, ESTUDOS PRELIMINARES

Beatriz, Lima[1]; Paulo, Azevedo[1]; Marcelo, Rocha[2]; Caio, Mesquita[1]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará;
[2]Universidade de Brasília

beatrizbialima570@gmail.com;paulopayco@gmail.com;
marcelorocha.unb@gmail.com; caiojsm@gmail.com

RESUMO

Neste trabalho foi utilizado o método de tomografia sísmica com ondas P para obter modelos da distribuição de velocidades no manto superior sob a Província de Carajás e regiões adjacentes com o objetivo de caracterizar sismicamente algumas regiões. Anomalias de alta velocidade foram observadas entre as províncias geocronológicas Amazônia Central e Maroni--Itacaiunas e no domínio Carajás. Anomalias de baixas velocidades foram observadas na faixa Araguaia e na porção noroeste do domínio Bacajá.

PALAVRAS-CHAVE: Tomografia Sísmica; Província de Carajás; Cráton Amazônico.

INTRODUÇÃO

O conhecimento das estruturas profundas da Terra têm crescido cada vez mais, sobretudo dado ao grande avanço tecnológico no campo das geociências. Métodos de tomografia sísmica, por exemplo, permitem obter imagens de estruturas de larga escala em grandes profundidades (centenas de quilômetros), como por exemplo, regiões cratônicas (e.g. Ritsema *et al.,* 1998) utilizando informações fornecidas pela passagem de ondas mecânicas através do interior da Terra em que as observações são interpretadas em função das variações de velocidades das ondas sísmicas no meio, que podem ser interpretadas conjuntamente com as estruturas geológicas e tectônicas. Utilizando um arranjo de receptores é possível registrar as chegadas das ondas sísmicas geradas a partir de uma fonte, e que percorrem o meio subjacente a este arranjo. Devido a variações nas propriedades físicas deste meio, as velocidades das ondas variam fazendo com que estas cheguem antes ou depois do tempo esperado, com relação a um modelo de referência. Utilizamos neste trabalho o método de tomografia sísmica de tempo de percurso, o qual vem sendo utilizado nos últimos anos em várias partes do mundo (e.g. Bastow et al., 2008; Scire *et al.,* 2014) cujo resultados se relacionam com à estruturação geológica e evolução tectônica dessas regiões.

No contexto da região amazônica, abordamos aqui o cráton Amazônico, onde a compreensão da evolução tectônica deste cráton depende em grande parte de estudos geológicos, incluindo análises geoquímicas, petrológicas e geocronológicas de amostras obtidas por perfurações e observações de afloramentos. Entretanto, em algumas regiões, as características geológicas subjacentes se encontram inacessíveis à análise direta, exigindo, portanto, a aplicação de métodos

indiretos, como é o caso dos métodos geofísicos. Dessa forma, a proposta deste trabalho foi realizar um estudo preliminar da estrutura tectônica do manto superior na área de estudo (Figura 1), por meio das variações de velocidades observadas, de formaa caracterizar sismicamente algumas regiões e proporlimites, em profundidades litosféricas sob o cráton Amazônico com ênfase na Província Mineral de Carajás.

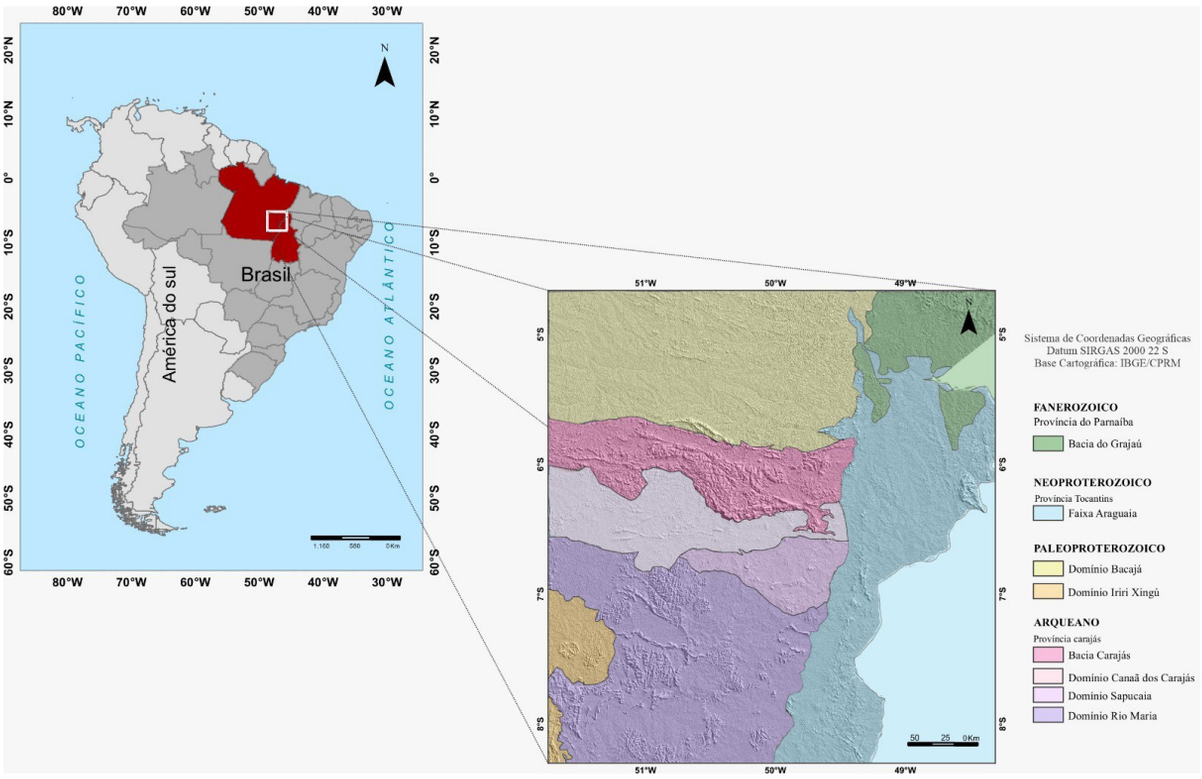


Figura 1. Área de estudo com destaque para os principais domínios tectônicos daProvínciaMineral de Carajás.

MATERIAISEMÉTODOS

Utilizamos neste trabalho dados de estações sismográficas instaladas no Brasil pertencentes a Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) e dados fornecidos pelo Observatório Sismológico de Brasília (SIS-UnB). Os dados processados incluem os anos de 2014 a 2017 e foram utilizadas as fases P e PKIKP de forma a se obter resíduos relativos de tempo de percurso, em que as ondas geradas por terremotos distantes (eventos telessísmicos) são convertidas em perturbações laterais de velocidade. Nossa metodologia segue a formulação empregada pelo método ACH (Evans e Achauer, 1993), o qual possibilita restringir as anomalias de velocidade à porção final dos raios sísmicos, eliminando assim influências provenientes de estruturas localizadas fora da região de interesse.

Foram utilizados eventos com magnitudes mínimas de 4,6 e 5.4 para as fases P e PKIKP, respectivamente. Além disso, foram usadas distâncias epicentrais entre 30° e 95° para fases P e 150° a 180° para PKIKP, para evitar múltiplas chegadas devido a efeitos de triplicação de fase causadas pela zona de transição do manto.

A marcação da fases foram realizadas com o programa Seismic Analysis Code (SAC), e utilizamos o método de correlação cruzada Multi-Channel Phase Cross Correlation (Schimmel *et al.,* 2003) para refinar a marcação visual de cada registro. Neste método, a amplitude não é levada em consideraçãona janela de correlaçãoe a similaridade das formas de onda é determinada pelo maior número de amostras coerentes, em vez da soma dos produtos cruzados. Para cada evento, foram realizadas marcações dos tempos de chegada, utilizando no mínimo quatro estações com componentes verticais, a fim de assegurar maior significância estatística.

RESULTADOS

Em nossos resultados (Figuras 2 e 3), as perturbações de velocidades resultantes, a partir do modelo médio de velocidades (IASP91 - Kenneth e Engdahl, 1991), sãoapresentadas em mapas horizontais e em perfis verticais. As anomalias representam heterogeneidades laterais do modelo de ondas P, onde as cores frias representam anomalias de alta velocidade e cores quentes representam anomalias de baixa velocidade. As regiões com baixa densidade de raios (menos de 20 raios/100 km³) são mostradas em preto.

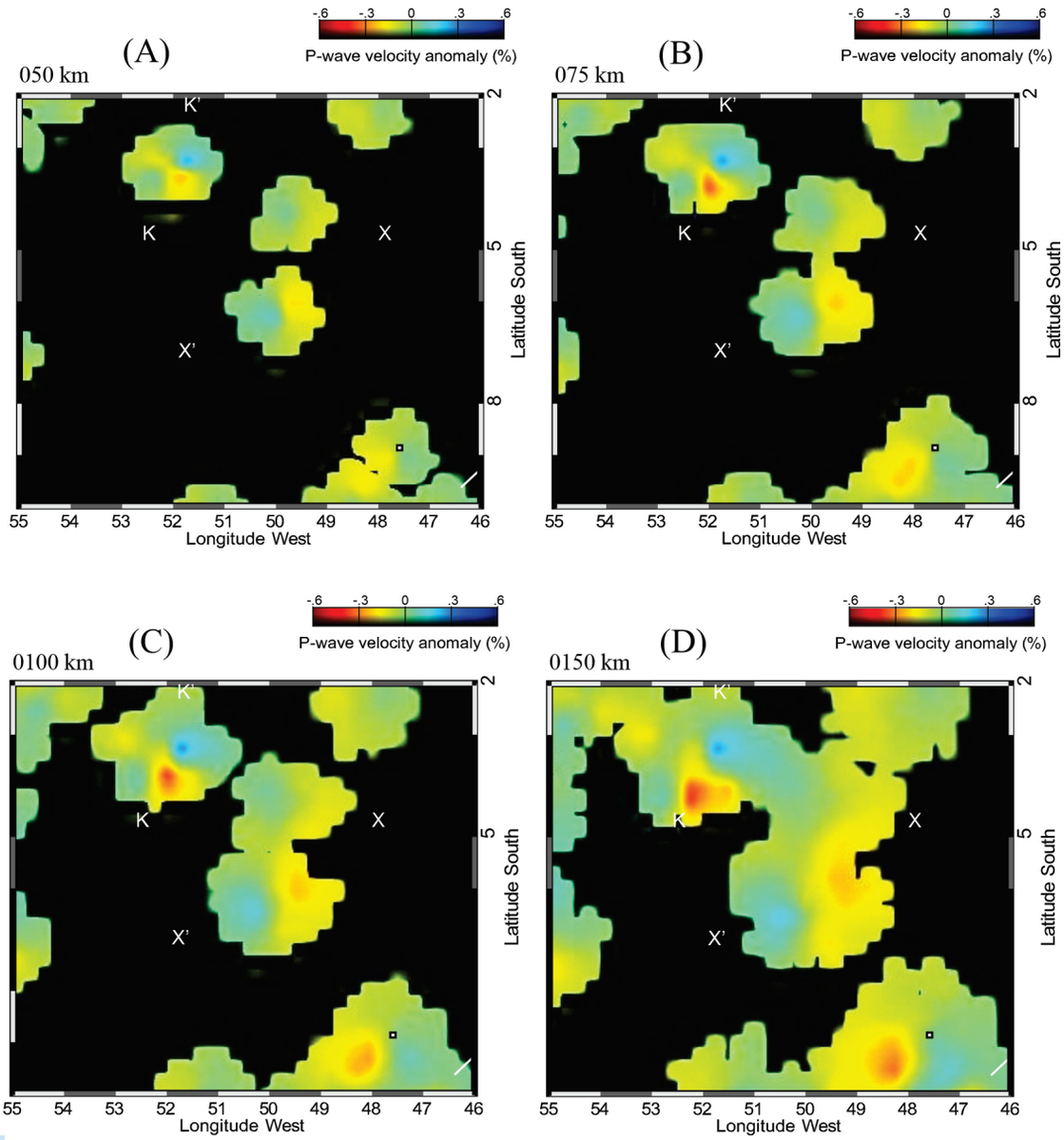


Figura 2. Imagem tomográficahorizontalpara asprofundidades de 50 km, 70 km,100 km e 150 km.

As estruturas são interpretadas a partir de profundidades mantélicas, pois não há resolução para estruturas da crosta terrestre, uma vez que os raios sísmicos chegam verticalizados e não há cruzamento entre eles na parte superior do modelo. Dessa forma, os primeiros 50 km de profundidade foram ocultados nos resultados. As linhas sólidas em preto representam os limites das províncias geológicas e os quadrados são as localizações das estações utilizadas. A Figura 2 apresenta os resultados obtidos com o método de tomografia sísmica de tempo de percurso para as profundidades de 50 km, 70 km, 100 km e 150 km, e a Figura 3 os perfis verticais indicados na Figura 3.

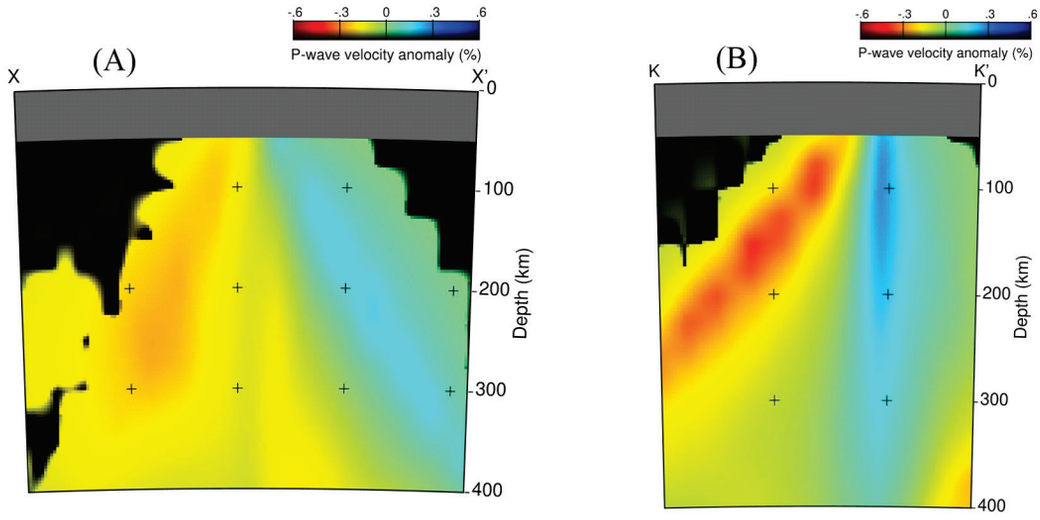


Figura3. Imagemtomográficaverticaldosperfisindicadosnasfigurashorizontais.

DISCUSSÕES

Uma anomalia de alta velocidade é observada no limite do escudo brasileiro com a bacia amazônica (Figura 2). Expressões dessa anomalia podem ser observadas no perfil vertical K-K' (Figura 3) com profundidades que vão até cerca de 300 km. Próximo a essa anomalia, uma intensa anomalia de baixa velocidade é observada a noroeste do domínio Bacajá. O contraste entre estas duas anomalias se dá no limite entre as províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiunas (Tassinari e Macambira, 1999).

Anomalias de baixa velocidade foram observadas na porção norte da Faixa Araguaia. Esta anomalia pode estar relacionada a sucessivos episódios colisionais, ocorridos durante a Orogenia Brasiliana (650-520 Ma). Anomalias de alta velocidade são geralmente observadas em zonas cratônicas tectonicamente estáveis, nas quais a interação com o manto quente e a provável ressurgência são limitadas devido a espessas quilhas subcontinentais. No domínio Carajás, uma anomalia de alta velocidade é observada (Figura 2, a, b e c) com profundidade de cerca de 300km. A partir da Figura 2d observa-se um deslocamento desta anomalia para o limite com o domínio Rio Maria.

CONCLUSÕES

O método de tomografia sísmica tem grande relevância quando se trata do estudo de estruturas profundas da Terra. A anomalia de baixa velocidade observada na faixa Araguaia coincide bem com o limite do cráton Amazônico. A profundidade do cráton amazônico nas regiões mapeadas são de aproximadamente 300 km, podendo haver uma relação destas profundidades com sua quilhacratônica. Osresultados apresentados são ponto departida para estudos futuros, cujo foco principal é a província mineral de Carajás. Para tanto será necessário ter uma maior densidade de estações sismográficas instaladas na área de estudo de forma que seja possível separar e caracterizar as estruturas geológicas da região em profundidades litosféricas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bastow, I. D.; Nyblade, A. A.; Stuart, G. W.; Rooney, T. O. e Benoit, M. H. (2008). Upper mantle seismic structure beneath the ethiopian hot spot: Rifting at the edge of the African low-velocity anomaly. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9(12), doi:10.1029/2008GC002107.

Evans, J. R. e Achauer, U. (1993). Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental-scalestudies, In: H.M. IyereK. Hiraharaeds. Seismic Tomography: Theoryand Practice: Chapman and Hall, London, pp. 319-360.

Kenneth,B.L.N.eEngdahl,E.R.(1991).Traveltimesforglobalearthquakeslocationandphase identification. Geophysical Journal International, 105:429-465.

Ritsema, J.; Nyblade, A.; Owens, T.; Langston, C. e VanDecar, J. (1998). Upper mantle seismic velocity structure beneath Tanzania, east Africa: implications for thestability of cratonic lithosphere, J. geophys. Res., 103(B9), 21 201–21 213.

Schimmel, M.; Assumpção, M. e Van Decar, J. C. (2003). Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. Journal of geophysical Research, 108 (B4): 1-13, doi: 10.1029/2001JB000187.

Scire, A.; Biryol, C. B.; Zandt, G. e Beck, S (2014). Imaging the Nazca slab and surrounding mantle to 700 km depth beneath the central Andes (18°S to 28°S). Geological Society of America Memoirs, 212, p. 23-41, doi:10.1130/2015.1212(02).

TassinariC.C.G.eMacambiraM.J.B.(1999).Geochronological Provinces of the Amazonian craton. Episodes, 22(3):174-182.

CONSIDERAÇÕES SOBRE O USO DO QGIS E BLENDER PARA MODELAGEM HIDROGEOLÓGICA: UM ESTUDO DE CASO

Carlos Eduardo Lucas Vieira[1]; Amanda Silva Neves dos Santos[1]; Bruna Mendel Naissinger[2]; Lorena Malta Feitosa[1]; Vladimir de Souza[1]; Elizete Celestino Holanda[1]

[1] Universidade Federal de Roraima - UFRR; [2] Instituto de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá

carlos.vieira@ufrr.br; geoamandasilvaa@gmail.com; brunamendeln@gmail.com; vladimir.souza@ufrr.br; lorena.malta@ufrr.br; elizete.holanda@ufrr.br; eds.aguiar@gmail.com

RESUMO

Em Boa Vista (RR), a utilização das águas subterrâneas a partir de poços clandestinos não outorgados tem aumentado significativamente com o passar dos anos, resultando num descontrole e desconhecimento dos efeitos deste fenômeno na dinâmica hidrogeológica local. A fim de subsidiar as pesquisas sobre estes impactos, o presente trabalho aplicou técnicas de geoprocessamento a dados de Nível Estático da área urbana da cidade de Boa Vista, obtidos do banco de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS). Os dados de Nível Estático (NE) foram tabulados e tratados de modo a amostrar apenas poços relacionados ao Aquífero Boa Vista e todos os dados nitidamente incorretos ou faltantes foram excluídos. No QGIS, foram gerados mapas da profundidade e das cotas dos níveis estáticos e de elevação do terreno (MDE), para fins de análise da distribuição local de cargas. A profundidade média do NE oscilou entre 1 a 20 m, tendo em média 6 m. Os resultados indicam que o relevo do aquífero tem acompanhado o do terreno, sendo as regiões mais baixas associadas às faixas marginais dos rio Branco. Alguns pontos baixos ocorrem também fora desta faixa, mas de forma pontual, episódica. A distribuição das cargas mostra cotas de NE maiores na zona urbana e menores em direção ao rio Branco, condicionando um fluxo geral de oeste para leste, com descarga no referido rio. Cotas menores de NE apareceram também a oeste da zona urbana, mas acredita-se que este resultado se deve mais às dificuldades encontradas pelo interpolador, do que a um reflexo das reais condições do aquífero nesta região, devido principalmente à insuficiência amostral nesta região. A fim de contornar estes problemas, sugere-se aqui a calibração dos modelos através da determinação das cotas da superfície de igarapés, rios, lagos e lagoas, principalmente aquelas em que a potenciometria indica se tratar de zonas de descarga. No que tange ao menos à região estudada, indica-se aqui muita parcimônia no uso de dados do SIAGAS, pois há muitas incongruências, tais como vazões elevadas demais para poços destinados a abastecimento domiciliar (> 227 m³/h) e rebaixamentos igualmente problemáticos (43 m) para a região.

PALAVRAS-CHAVE: Sistema Aquífero Boa Vista; Nível Estático; Modelagem; hidrogeologia .

INTRODUÇÃO

Como capital do estado de Roraima, Boa Vista (BV) tem sido destino de grande parte do êxodo venezuelano, registrando o maior crescimento populacional do país (Veras et al, 2012;

IBGE, 2022). Somando-se a isso o fato de que o estado tem sido alvo também da expansão do agronegócio e da exploração desenfreada e insustentável dos seus recursos minerais, tem-se um quadro de extrema pressão pelos recursos naturais (Silva et al. 2010). Neste contexto, o esgotamento e abastecimento públicos sustentáveis tornaram-se um desafio e as águas subterrâneas (ASb) são especialmente visadas (Wankler et al. 2012). A despeito dessa importância, Boa Vista tem intensificado o uso das ASb sem, porém, haver um conhecimento e acompanhamento detalhados da situação hidrodinâmica e hidrogeoquímica do seu principal reservatório, o Sistema Aquífero Boa Vista (SABV). O presente trabalho busca a mitigar essa falta de informação fornecendo dados e mapas a respeito do padrões de distribuição espacial do Nível Estático (NE) na área urbana da cidade de BV, empregando para isso análises conjugadas de modelagem hidrogeológica no QGIS e Blender.

MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo compreende a zona urbana da cidade de Boa Vista, em Roraima, situada a oeste do rio Branco e a sul do rio Cauamé (Fig. 1). O clima da região é do tipo Aw, seco durante os meses de outubro a março e chuvoso de abril a setembro (Sander et al., 2015). A área pertence à Bacia Hidrográfica do Rio Cauamé, situando-se na margem direita do rio homônimo. Esta bacia, por sua vez, situa-se na região do média rio Branco.



Figura 1. Mapa de localização da área urbana de Boa Vista (RR), com o rio Branco a leste.

Ela encontra-se coberta por vegetação graminosa típica de savana (Barbosa et al. 2007). O relevo é plano de baixas inclinações, resultando em muitas zonas alagadas pela exposição do lençol freático (Naissinger, 2022). Em termos geológicos, a área é coberta por sedimentos aluviais flúvio-lacustres do quaternário entremeados por arenitos, conglomerados e lentes argilo-arenosas cretáceas e fossilíferas das Formação Boa Vista, da Bacia do Tacutu. Por vezes, basaltos bastante alterados da Formação Apoteri (Bacia do Tacutu) ocorrem próximo ao rio Cauamé. É comum a formação de extensos níveis lateríticos pela flutuação do freático (Souza et al, 2010; Menezes e Wankler, 2020). Subjacente a estes níveis, em profundidades a partir de 40 m em média, encontram-se metamórficas do Grupo Cauarane (Reis et al, 1994). O Sistema Aquífero Boa Vista (SABV) desenvolve-se nos aluviões e rochas da Bacia do Tacutu (Wankler *et al*, 2012).

Para o presente estudo foram utilizados dados de NE disponíveis em 153 poços distribuídos pela cidade. Estes dados foram transformados em profundidade real a partir da subtração da altura até a boca do poço e, em seguida, transformados em cota de NE. A partir destes dados, foram gerados mapas potenciométricos no QGIS a partir de interpolação IDW (Inverse Distance Weighted) e Thin Plate Spline, o qual se mostrou melhor e foi, então, escolhido para ser usado em modelagem 3D no Blender. Para isso, ainda no QGIS, o raster foi transformado em imagem jpg georreferenciada e daí importada no Blender para modelagem 3D, com sobreposição de imagem da Open Topo Map para representação topográfica da superfície.

RESULTADOS

Modelagem 2D de topo de aquífero

As menores cargas se encontram ao longo de uma faixa imediatamente paralela à margem direita do rio Branco, seguida imediatamente em direção a oeste por uma faixa de maior carga hidráulica. Seguindo a oeste as cargas caem novamente (Figura 2). Este padrão é repetido quando são consideradas as profundidades do topo do aquífero em relação ao terreno, ou seja, há uma faixa NE-SO de menor profundidade do aquífero que é ladeada paralelamente por faixas de maior profundidade do lençol (Figura 2).

Modelagem 3D de topo de aquífero

A reconstrução 3D da superfície do topo do aquífero mostrou distribuição de profundidade de NE similares aquela observada na modelagem 2D, porém, mostrou padrões de distribuição de cota de NE não condizentes aos observados na modelagem 2D (Figura 3). Neste último caso, a modelagem resultou em superfície relativamente plana com vales paralelos de orientação ESE-ONO (Figura 3).

DISCUSSÕES

Os mapas 2D (Figura 2), verificou-se um eixo NE-SO de maiores cargas hidráulicas, associado a áreas extensamente urbanizadas, enquanto áreas de menor carga distribuíram-se paralelamente nas zonas rurais a oeste e nas margens do rio Branco a leste. A julgar pelo alto grau de impermeabilização do solo ao longo deste eixo central, a recarga nesta zona é consideravelmente menor do que aquela das faixas paralelas de menor carga, supracitadas.

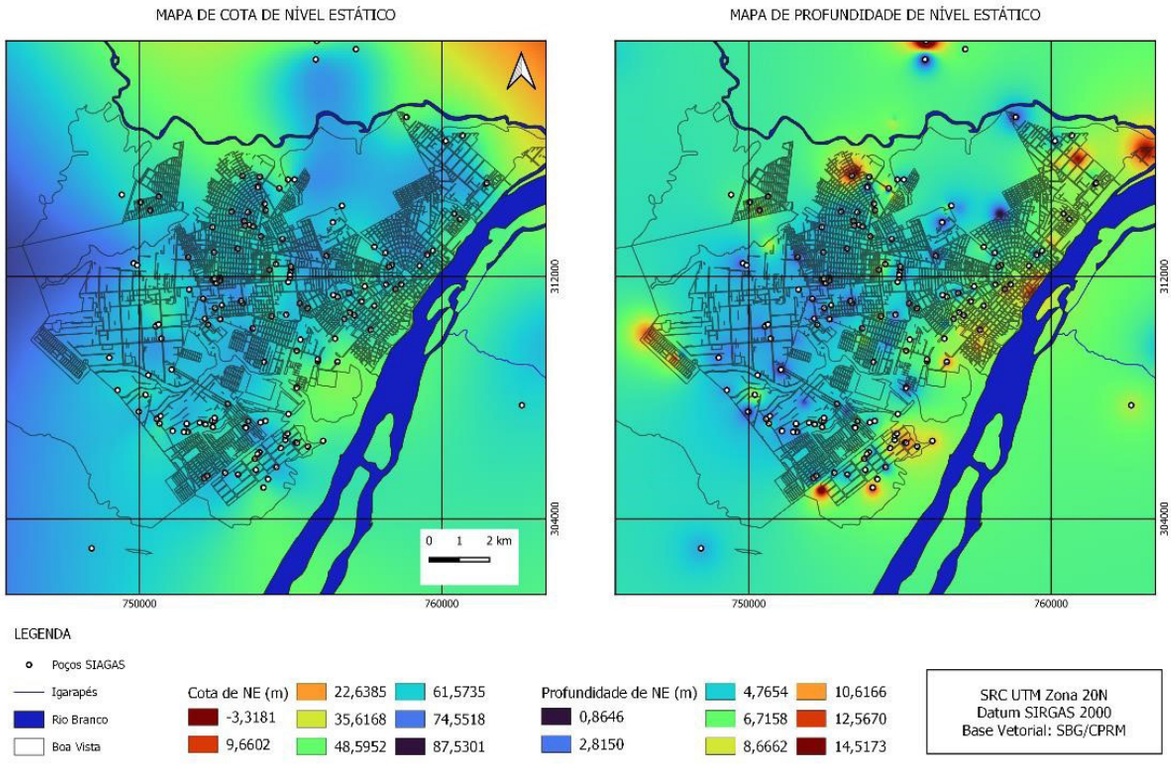


Figura 2. Interpolação 2D de Cota (à esquerda) e Profundidade (à direita) de NE.

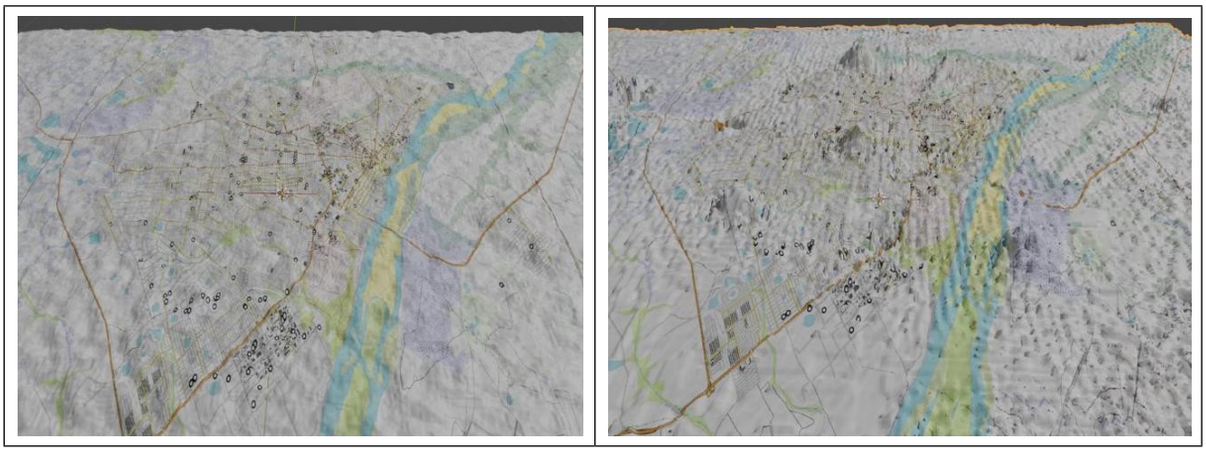


Figura 3. Interpolação 3D de Cota (à esquerda) e Profundidade (à direita) de NE.

Quando observado o padrão de distribuição da malha de poços ao longo da área estudada, vê-se que há insuficiência amostral na faixa rural e na ribeirinha do rio Branco, indicando, assim, que a interpolação naquelas faixas foi mais especulativa. A modelagem 2D feita no QGIS representou mais apropriadamente o comportamento do aquífero do que a 3D feita no Blender, provavelmente devido a perdas de informação durante a transformação da imagem TIF em uma imagem JPG georreferenciada no QGIS.

CONCLUSÕES

As modelagens 2D e 3D mostram-se bastante sensíveis ao n amostral e aos padrões de distribuição espacial destes dados e ajustes devem ser feitos sobre os métodos de geração de imagens jpg 2D georreferenciadas pelo QGIS. Sugere-se aqui a utilização de dados de cota de níveis das águas superficiais como método de ajuste destes modelos, baseando-se na interação entre este compartimento e as águas subterrâneas. As aparentes incongruências vistas em determinados pontos dos mapas podem ser utilizadas como método de balizamento para a correção dos dados a partir de novas coletas em campo. Neste sentido, estes tipos de modelagens podem ser úteis na identificação de pontos falhos na rede de dados que alimenta o SIAGAS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barbosa, R. I., Campos, C., Pinto, F., Fearnside, P. M. 2007. The "Lavrados" of Roraima: biodiversity and conservation of Brazil's Amazonian Savannas. *Functional Ecosystems and Communities*, **1**(1): 29-41.

Menezes, F. B., Wankler, F. L. 2020. Sistemas deposicionais fluviais: análise estratigráfica das unidades sedimentares da Formação Boa Vista, nordeste da bacia do Tacutu, RR. *Revista Geográfica Acadêmica*, **14**(1): 69-93.

Naissinger, B. M. 2022. Controles abióticos de uma savana amazônica: uma abordagem de sensoriamento remoto multisensor. MS Dissertation, PRONAT, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista, 81 p.

Reis, N. J., Nunes, N. D. V., Pinheiro, S. D. S. 1994. A Cobertura Mesozóica do Hemigraben Tacutu Estado de Roraima. Uma abordagem ao Paleo-ambiente da Formação Serra do Tucano. *38º Congresso Brasileiro de Geologia,* Belém, p. 234-235.

Sander, C., Gasparetto, N. V. L., Santos, M. L., Carvalho, T. M., Wankler, F. L. (2015a). Aspectos da dinâmica morfológica do Alto Rio Branco, adjacências da cidade de Boa Vista, Roraima. In: Gorayeb, P. S. S., Lima, A. M. M. (Org.). Contribuições à Geoecologia da Amazônia, 1. ed., v. 9., Belém: SBG - Núcleo Norte, p. 15-

31.

Souza, V., Vieira, C. E. L., Costa, J. A. V., Matos, S. C., Soares, V. M. A. (2010). Ocorrência de Lenhos Fósseis na Bacia do Tacutu-Roraima. Acta Geográfica, **3**(5): 73-77.

Veras, A.R.T.; Galdino, L.K.A; Oliveira JR., Z. 2012. Occupation of urban space and legal evolution of the APP's of the water courses of law, no. 12.651/2012. *Direito da Cidade*, **10**(3): 1761-1783.

Wankler, F. L., Evangelista, R. A. O. Sander, C. 2012. Sistema Aquífero Boa Vista: "Estado da Arte" doDissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 144 p conhecimento e perspectivas. ACTA Geográfica, Boa Vista, 6(12): 21-39.

DESLIZAMENTO DE TALUDE OCORRIDO NA CIDADE DE MANAUS-AM: ANÁLISE GEOTÉCNICA E GEOTECNOLÓGICA

Célio do Carmo Coêlho[1]; Géssica Maciel Costa[2]; Raquel Freitas Reis[3]

[1]Centro Universitário Luterano de Manaus - CEULM; [2] Centro Universitário Luterano de Manaus - CEULM; [3] Centro Universitário Luterano de Manaus - CEULM

cccoelho8@rede.ulbra.br; gessicacosta@rede.ulbra.br; raquel.reis@rede.ulbra.br

RESUMO

A urbanização desordenada de cidades tem sido palco para desastres naturais cada vez mais recorrentes. No mês de março do ano de 2023 ocorreu um deslizamento de terra na comunidade Pingo d'Água, localizada na Zona Leste da cidade de Manaus-AM, ocasionando a morte de oito pessoas e danos sociais, econômicos e ambientais incalculáveis. Para compreender de forma técnica algumas das razões deste deslizamento que causou a fatalidade é necessário investigar os comportamentos mecânicos do solo. Diante disso, o objetivo deste estudo é realizar a análise geotécnica do perfil do solo do talude a partir do ensaio de sondagem a percussão (SPT) para apresentar sua classificação. O ensaio foi realizado em um ponto central do talude e utilizaram-se técnicas de geoprocessamento para apresentação integrada dos resultados, permitindo a localização georreferenciada da área de estudo. O deslizamento de terra que ocorreu deve-se a instabilidade do talude, ocasionado por fenômenos naturais e por ações antrópicas ocorridas ao longo dos anos na área de ocupação irregular do solo.

PALAVRAS-CHAVE: Geotecnia 1; Geoprocessamento 2; Sondagem 3;

INTRODUÇÃO

No dia 12/03/2023, ocorreu um trágico deslizamento de um talude na rua Topázio, na comunidade Pingo D'água, localizada no bairro Jorge Teixeira, zona leste da cidade de Manaus. Lamentavelmente, essa ocorrência resultou na perda de oito vidas. O local, tratava-se de uma área de uso e ocupação irregular do solo, habitado por famílias em situação de vulnerabilidade social.

Segundo Ide (2022) a falta de planejamento nas ocupações do solo, aliada à ausência de projetos de infraestrutura, como redes de água, esgoto e drenagem, pode ser uma das causas para as condições adversas encontradas. Além disso, as condições climáticas podem exercer uma influência significativa na estabilidade do talude, uma vez que a infiltração de água no solo pode alterar suas propriedades geotécnicas e levar à redução da sua capacidade de suporte de carga, ou seja, quando a quantidade de água é maior que a capacidade de infiltração, ocasionando erosão. A região de Manaus, em particular, apresenta características climáticas distintas, com altos índices pluviométricos. As áreas das zonas leste e norte da cidade foram as que mais sofreram com os eventos climáticos intensos (PAULA; ALEIXO, 2022).

Os deslizamentos de talude têm sido objeto de investigações ao longo dos anos para aprimorar técnicas de prevenção e contenção. A engenharia geotécnica combina engenharia e geologia para projetar e supervisionar obras civis e geotécnicas com materiais geológicos naturais. No entanto, essa área enfrenta riscos consideráveis devido a falhas no solo, levando a atrasos e custos extras (MANOLIU; RAULESCU, 2008). Uma abordagem multidisciplinar é crucial para entender e mitigar deslizamentos de talude, que ameaçam a estabilidade de encostas e infraestruturas. O "ensaio de penetração padrão" (SPT) é uma ferramenta valiosa nesse sentido, permitindo que geotécnicos avaliem a resistência e o comportamento mecânico de solos e rochas (BOWLES, 1996). O SPT fornece informações essenciais sobre a capacidade de suporte do solo, sua compacidade e a presença de camadas de interesse. Atualmente, os avanços tecnológicos do geoprocessamento são fundamentais na geotecnia, fornecendo dados precisos e atualizados sobre características topográficas e geológicas. Essas técnicas não intrusivas, como fotografias aéreas, imagens de satélites e drones, permitem uma visão abrangente e detalhada das áreas de interesse, incluindo a detecção de ameaças como deslizamentos de talude (MORAIS, 2002).

Diante disso, o objetivo deste trabalho é realizar um estudo na área de instabilidade de talude ocorrido na comunidade Pingo D'água na cidade de Manaus, utilizando geotecnologias e análise geotécnica para mapear e classificar. A partir dos resultados, apresentar possíveis causas do deslizamento e propor ações futuras baseadas no comportamento mecânico do solo e sua capacidade de suporte.

MATERIAIS E MÉTODOS

Área de estudo

O estudo foi realizado na Comunidade Pingo d'Água, localizada no bairro Jorge Teixeira, Zona Leste da cidade de Manaus-AM (Brasil).

Localização da comunidade e do ponto de sondagem

O processo de obtenção e tratamento de imagens, bem como a confecção de mapas, envolveu o uso de geoprocessamento em etapas de pré-processamento, processamento e pós-processamento. Realizou-se o processamento dos dados por meio da integração (raster e vetor) em ambiente SIG, onde desse processamento foram utilizados os softwares livres (Google Earth Pro e QGIS). Para a coleta da imagem o processo se deu por meio do Google Earth Pro, na etapa de processamento da imagem foi utilizado o software QGIS e por fim para a elaboração do mapa base os "shapefiles" de limite do Município, limite de bairros e bacia hidrográfica foram obtidas cartas topográficas do banco de dados do IBGE representada pela escala 1:250.000 do ano de 2017.

Sondagem

Para a realização do ensaio geotécnico, mobilizou-se uma equipe de campo e especialistas em sondagem SPT para a área de estudo no dia 18/05/2023, às 08:30h da manhã. Foram realizadas atividades de investigação do solo com um furo de 10,45m de profundidade na crista do talude.

A execução da sondagem simples reconhecimento com SPT foi realizado na crista do talude de acordo com a NBR 6484 (ABNT, 2020). No ensaio de penetração foram utilizados os seguintes equipamentos: torre com roldana, moitão e corda; tubos de revestimento; hastes de perfuração; trado helicoidal; peça de lavagem; cabeça de bater; martelo padronizado; baldinho para esgotar o furo; medidor de nível de água; trena; recipientes para amostras; bomba d'água centrífuga motorizada; tambor com divisória interna para decantação; Amostrador padrão com diâmetro externo de 50,8 mm (Ø2") e interno de 34,9 mm (Ø1.3/8"), composto por sapata cortante, corpo bipartido e cabeça com válvula de esfera de aço, estando rigorosamente na forma e dimensões indicadas na NBR 6484 (ABNT, 2016), com o objetivo de obter informações sobre a resistência do solo e sua capacidade de suporte (FIGURA 1).

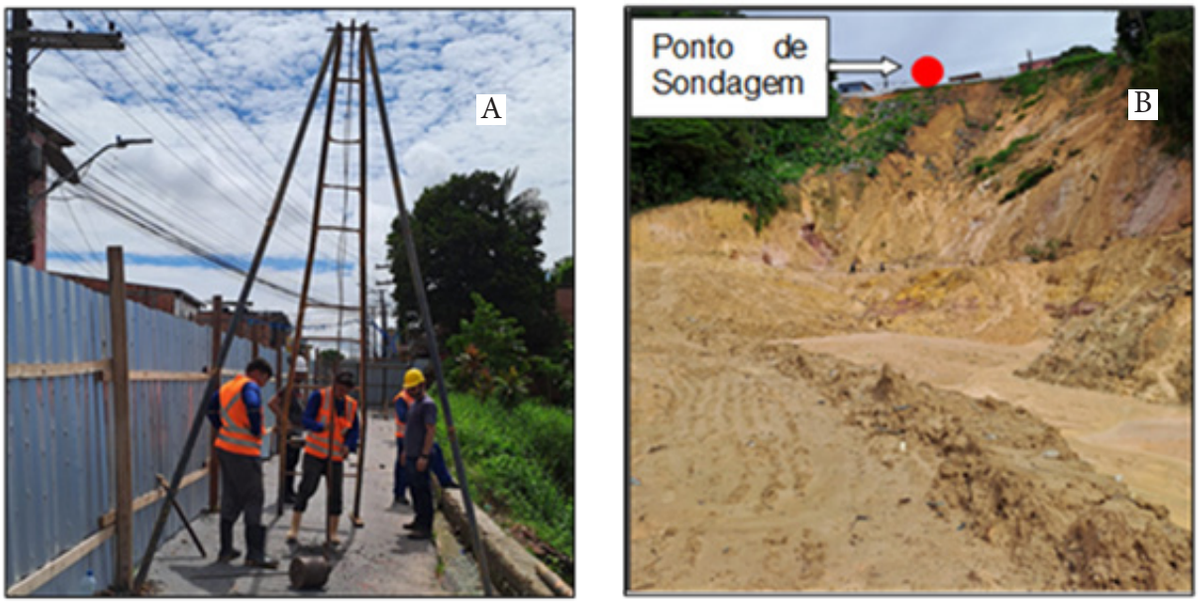


Figura 1. Sondagem SPT (A) Ponto de perfuração (B) Ponto central de localização na crista do talude.

O ensaio de penetração consistiu na cravação de um amostrador no solo, na extremidade do furo, por meio de golpes de um martelo de aço de 65 kg caindo de uma altura fixa de 75 cm sobre a haste metálica equipada com uma peça de proteção. O amostrador é cravado a uma profundidade de 45 cm no solo, registrando-se o número de golpes correspondentes à penetração de cada trecho de 15 cm. Os índices de resistência à penetração inicial e final do solo no local dos ensaios são obtidos somando-se os golpes de penetração dos primeiros 30 cm e dos últimos 30 cm, respectivamente. Os ensaios são realizados a intervalos de 1,00 metro de avanço do furo, a partir de 1,00 metro de profundidade (E.A SONDAGENS, 2023).

RESULTADOS

A localização geográfica da área de estudo pode ser visualizada nos mapas apresentados na Figura 2, que indicam as coordenadas e os limites do bairro Jorge Teixeira. No mapa principal, encontra-se o ponto de sondagem nas seguintes coordenadas: 3°02'46.71"S e 59°55'47.90"W.

Em relação à estratigrafia do perfil do solo, conforme demonstrado no laudo do ensaio SPT (Figura 3), a primeira camada, que se estende de 0,60m até 8,3m de profundidade, é composta predominantemente por argila siltosa. Já na camada abaixo dos 8,3m, indo até 10,45m de profundidade, temos um solo composto predominantemente por argila arenosa.

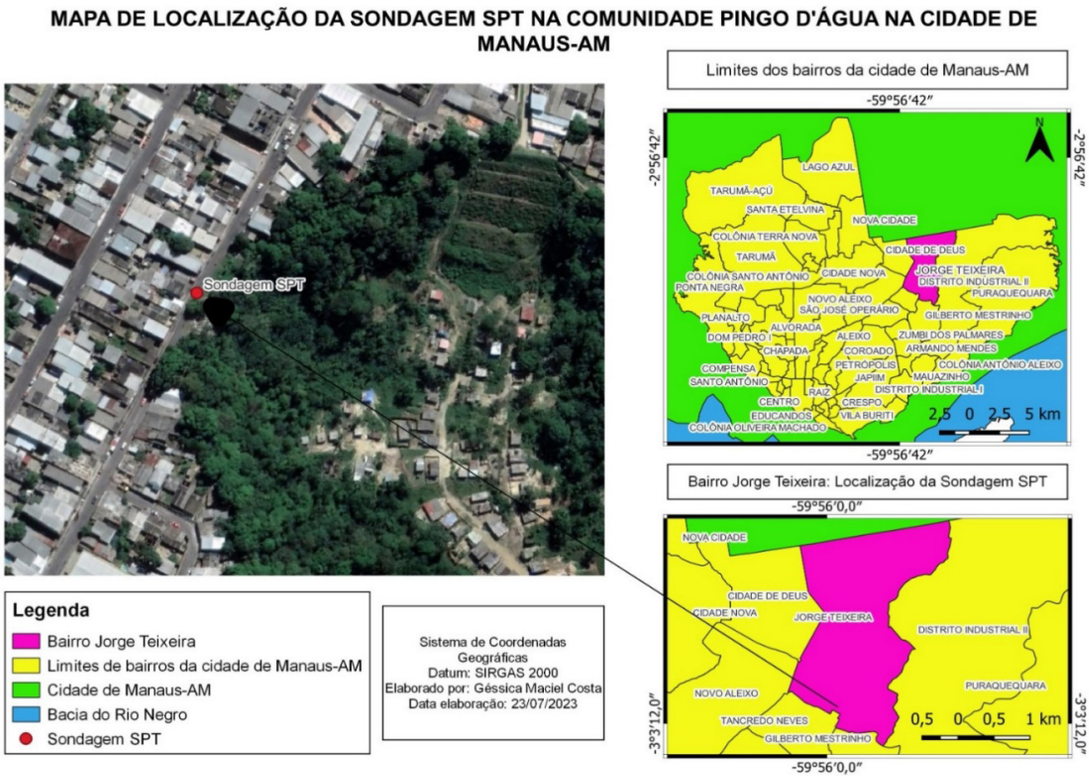


Figura 2. Localização do ponto de sondagem e limites da comunidade.

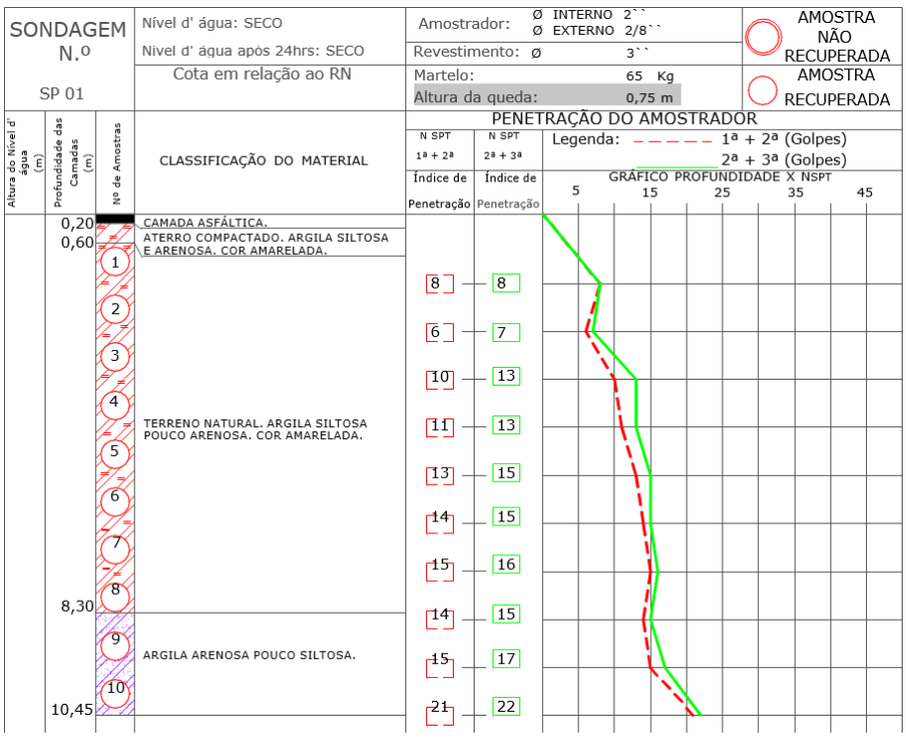


Figura 3. Perfil da Sondagem SPT.

DISCUSSÕES

Durante as investigações de campo, foi constatado que se tratava de uma área de uso e ocupação irregular do solo, com construções de habitações sem infraestrutura adequada, com o agravante de uma lixeira irregular na parte superior do talude. A combinação desses fatores com o intenso índice pluviométrico, característico de climas tropicais, contribuiu para instabilidade do solo, resultando nessa devastadora tragédia.

Segundo dados do INMET (2023), no dia do incidente a precipitação total diária foi de 33,2 mm, sendo considerado um dos maiores índices de chuvas deste mês, nos últimos anos.

O solo argiloso siltoso possui coesão e com a presença de água e a compactação inadequada, pode apresentar baixa capacidade de suporte.

Com a presença de habitações no local, houve cortes nos taludes, acréscimos de cargas das edificações construídas e percolação da água nos vazios do solo, possivelmente pelas ações antrópicas, com a retirada da drenagem natural e pela falta de saneamento adequado.

Diante da classificação do solo apresentada no perfil, consideram-se os cuidados com a inclinação do talude e com a drenagem do local.

CONCLUSÕES

Realizar construções em áreas de taludes exigem conhecimento geotécnico. O material que compõe o maciço pode apresentar heterogeneidade ao longo do perfil, causando comportamentos mecânicos diferenciados. A escolha de fundações, sistemas de drenagem e demais técnicas construtivas, devem considerar diversos fatores, entre eles: a classificação, resistência e a capacidade de suporte do solo.

Neste estudo, a análise com SPT permitiu a compreensão das características e propriedades do solo, fornecendo subsídios importantes para projetos de construção, pavimentação e drenagem.

Sua localização geográfica, permite realizar intervenções no local com dados técnicos relevantes para as tomadas de decisões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT. NBR 6484 - Solo - Sondagem de simples reconhecimento com SPT - Método de ensaio. 2ª. Edição - Elaboração. Rio de Janeiro, 2020.

ABNT. NBR 7250 – Identificação e descrição de amostras de solos obtidos em sondagens de simples reconhecimento dos solos. Elaboração. Rio de Janeiro, 1982. Encontra-se cancelada.

INMET - (2023). Dados de Precipitação do dia 12/03/2023. Comunidade Pingo D'agua Manaus.

Bowles, J.E. 1996. *Foundation Analysis and Design*. Fifth Edition. Mcgraw-Hill – Singapura. p. 147-149.

Manoliu I, Radulecu N. 2008. *Education and Training in Geo-Engineering Sciences* – Soil Mechanics, Geotechnical Engineering, Engineering Geology and Rock Mechanics. Technical University of Civil Engineering, Bucharest, Romania, **3**, 513 p.

Morais, E.C. 2002. *Capítulo 1 - Fundamentos de Sensoriamento Remoto*, São José dos Campos: INPE, **7**, 22 p.

Silva, V.C.B.; Machado, P.S.M. 2012 - *Integração da Geomorfologia e do Geoprocessamento para a Compartimentação do Relevo da República do Panamá*. e-Scientia, Belo Horizonte, Vol. 5, N.º 2, p. 07-23. (2012) – IFAP, **13**, 23 p.

O USO DE GEOTECNOLOGIAS PARA A FISCALIZAÇÃO REMOTA NA AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO (ANM) - UNIDADE REGIONAL DO PARÁ

Douglas de Sousa Barros [1,2]; Luiz Felipe Cordeiro Coelho[1,2]; Rosiene Silva de Farias [1,2];Marcos Antonio Cordeiro[2]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2]Agência Nacional de Mineração - ANM

douglasbarros.geo@gmail.com; luizfelipe1157@yahoo.com; marcos.cordeiro@anm.gov.br; rosiecruz2010@gmail.com

RESUMO

Diante da grande quantidade de títulos de lavra passíveis de fiscalização no estado do Pará, o uso de geotecnologias, como o Google Earth com imagens históricas e a plataforma Brasil MAIS com imagens diárias de alta resolução, é um recurso valioso para o processo de fiscalização remota, empregada na Agência Nacional de Mineração (ANM). Essas tecnologias oferecem uma visão evolutiva e atualizada das áreas de interesse, permitindo monitorar as atividades minerárias remotamente. O presente trabalho fez uso de imagens do Google Earth para realizar o estudo das alterações da superfície na poligonal de um processo minerário na fase de licenciamento. O estudo permitiu acompanhar o progresso das operações de lavra, bem como observar se há novas atividades de extração mineral ou movimentações de terra, não autorizadas ou fora da poligonal do processo minerário. A fiscalização remota, com a utilização dessas geotecnologias, tem proporcionado um avanço na confrontação com outros sistemas de registros utilizados pela ANM, por exemplo: Sistema Cadastro Mineiro, RAL e de Arrecadação da CFEM, que permite filtrar as informações declaradas pelo minerador com os fatos descritos nos registros das imagens coletadas. A confrontação das informações declaradas, pelo minerador com as imagens coletadas por uso de geotecnologia, proporciona um avanço na segurança para a tomada de decisão e eficiência do processo fiscalizatório.

PALAVRAS-CHAVE: Fiscalização Remota; Geotecnologias; Agência Nacional de Mineração.

INTRODUÇÃO

A lei nº 13.575 de 2017 criou Agência Nacional de Mineração – ANM, uma agência reguladora vinculada ao Ministério de Minas e Energia. Sua responsabilidade é a fiscalização e regulação das atividades minerárias no país, especialmente no que diz respeito à exploração e gestão de recursos minerais pertencentes à União. A atividade de fiscalização desempenhada pela ANM abrange diversas atividades, como o monitoramento do cumprimento das normas e regulamentos aplicáveis à mineração, inspeção das áreas de mineração para assegurar a conformidade com as autorizações e licenças concedidas, além do combate à extração ilegal de jazidas minerais.

O estado do Pará é um dos maiores produtores de minérios do país e do mundo, destacando-se, nos cenários nacional e internacional, com a produção de ferro, bauxita, cobre, caulim, manganês, níquel, ouro, calcário, entre outros. Devido a diversidade de recursos naturais

presentes na região, o estado possui uma grande quantidade de processos minerários (Figura 1), onde cada poligonal representa a área em que os diversos regimes de exploração mineral estão descritos, como: Autorização de Pesquisa, Concessão de Lavra, Permissão de Lavra Garimpeira, Registro de Licença (Licenciamento), Registro de Extração, Requerimento diversos e outros.

Diante do crescente número de títulos minerários outorgados no estado, da redução de recursos humanos especializados na ANM, aliado às mudanças tecnológicas e ao novo paradigma de trabalho imposto pela pandemia da COVID-19, o uso da fiscalização remota é, sem dúvida, um recurso imprescindível e eficaz para a gestão dos recursos minerais. A fiscalização remota permite monitorar as atividades minerárias à distância, utilizando tecnologias avançadas, como imagens de satélite, sistemas de georreferenciamento e análise dedados em tempo real. Essas tecnologias podem contribuir significativamente para uma gestão e monitoramento mais eficientes, inteligentes e responsáveis das atividades minerárias no estado.

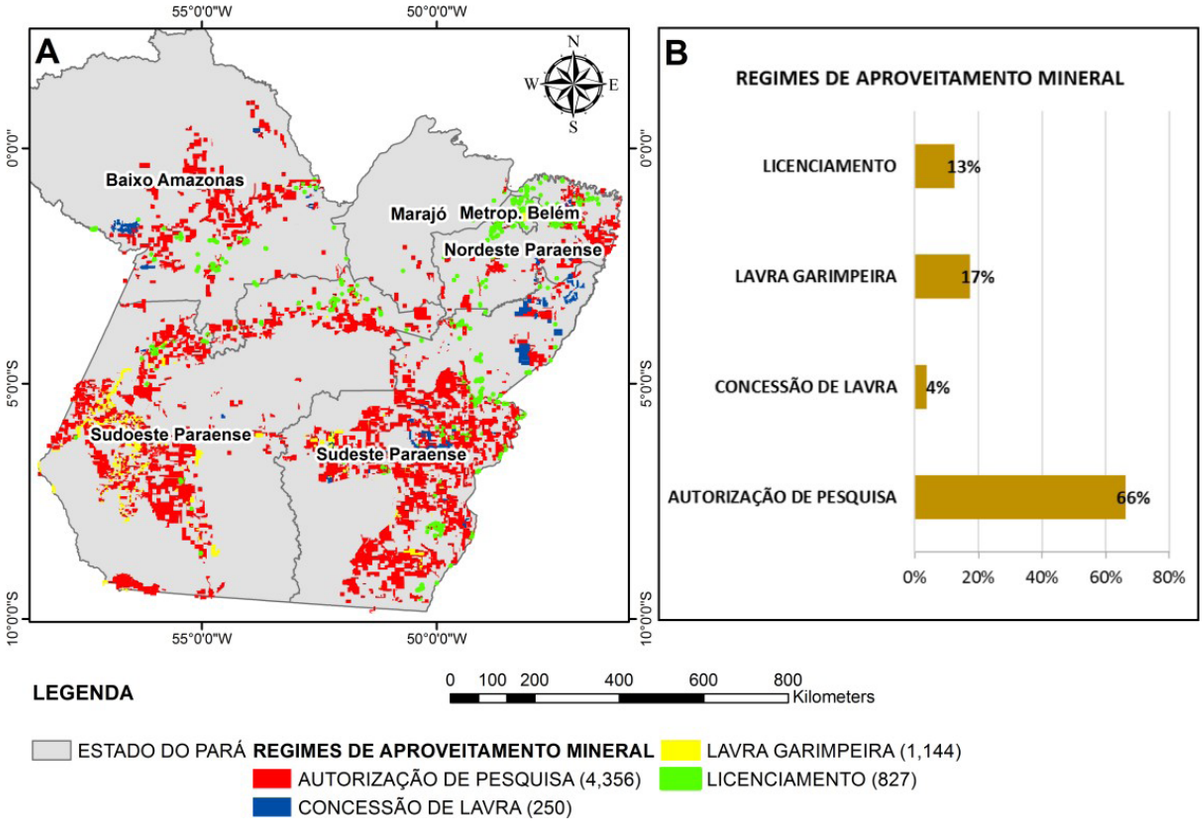


Figura 1. Mapa com processos minerários do estado do Pará. (A) Distribuição dos processos minerários nas diferentes mesorregiões do estado. (B) Gráfico com a porcentagem dos regimes de aproveitamento mineral. Fonte: SIGMINE/ANM (2023).

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a execução destas atividades, utilizou-se poligonais no formato "kmz" disponibilizadas para download no Sistema de Informação Geográfica da Mineração (SIGMINE) que, sequencialmente, foram inseridas no Google Earth Pro, para consulta processual e exportação da poligonal em questão (Figura 2).

Para obtenção de um maior detalhamento, foram utilizadas imagens do satélite GeoEye-1, com resoluções que variavam de 0,5 a 0,3 metros, disponíveis gratuitamente para a visualização no Google Earth, possibilitando a realização de séries históricas, embora não possuírem imagens disponibilizadas diariamente, podem servir como parâmetro comparativo na maioria das situações de fiscalização remota.

Para esse trabalho utilizaremos o estudo de imagens somente no Google Earth Pro, masa plataforma Brasil M.A.I.S sempre é utilizada, nas atividades de fiscalização remota da ANM. Essa plataforma possibilita a visualização diária de imagens Planet com resolução espacial de 4,77 metros (visualização padrão na plataforma Web) e 3 metros (download), além de permitir a leitura de diferentes formatos, como “kml”, “kmz”, que permite integrações com o plug-in Planet Explorer, disponível no Repositório Oficial de Complementos do QGIS. Seu acesso pode ser feito mediante a autenticação com o e-mail institucional, senha e um código que deve ser inserido no plug-in.

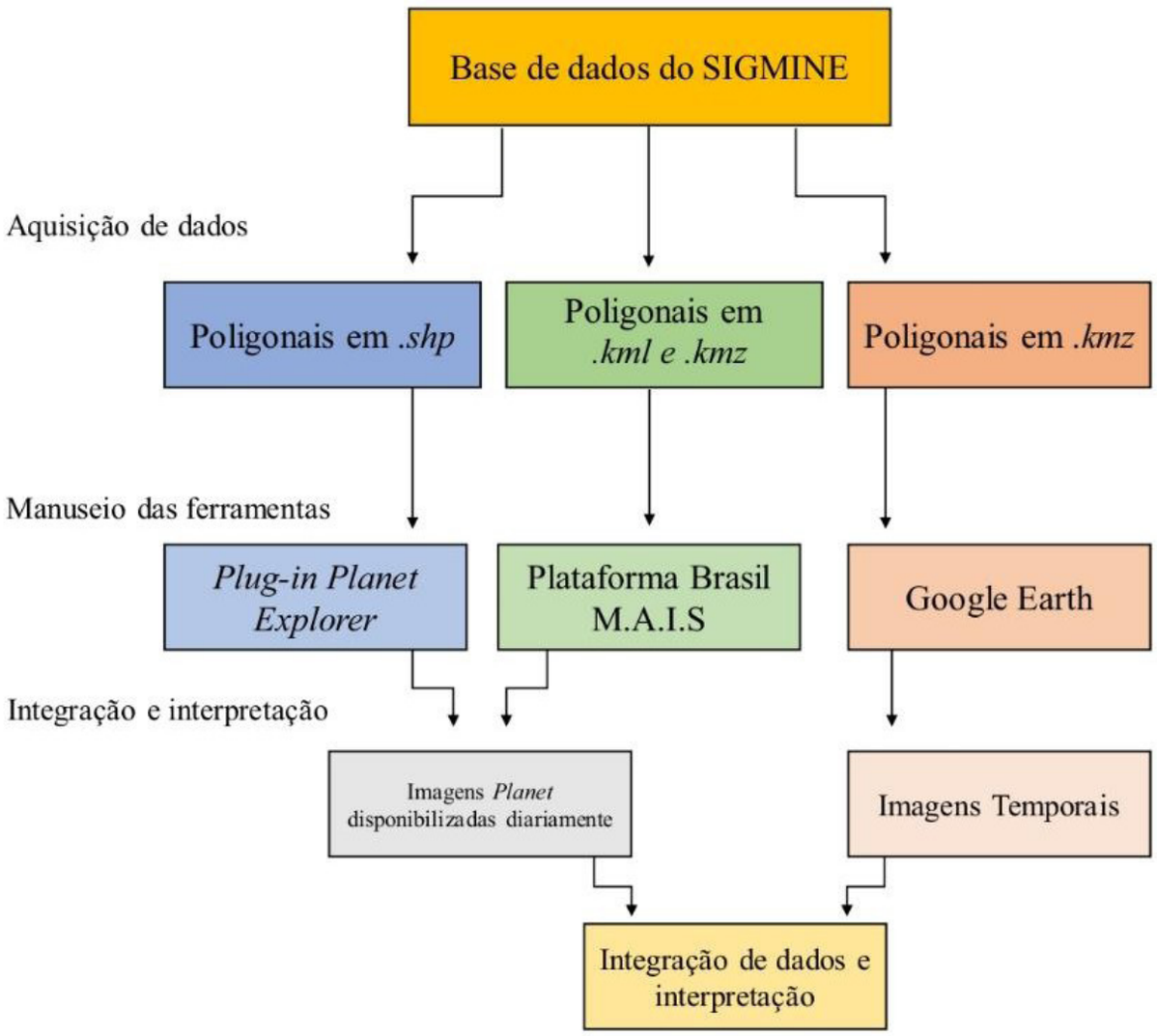


Figura 2. Fluxograma de atividades para o monitoramento de imagens, que auxiliará na fiscalização remota.

RESULTADOS

Com a disponibilidade de imagens históricas do Google Earth, foi possível realizar o estudo das imagens de um processo minerário na fase de licenciamento para as substâncias areia e cascalho. O estudo permitiu acompanhar o progresso das operações de lavra, observando como a extração está sendo conduzida e se está de acordo com as autorizações e licenças concedidas, bem como observar se há novas atividades ou alterações não autorizadas fora da área da poligonal.

O estudo das imagens (Figura 3) descreve de modo geral, as atividades de extração mineral de forma temporal. Com as imagens disponíveis, foi possível observar que em junho de 2016 não havia indícios de atividade de lavra na área, pois o registro de licença foi outorgado em novembro de 2017. A partir de junho de 2018 (após outorga), há atividades de lavra a lesteda poligonal, com a presença novas vias de acesso. Nessa mesma época, verificou-se que o avanço da lavra estava seguindo na direção sul. Em de 2023 temos uma configuração mais atualda área, onde verificamos que a atividade de lavra se estendeu para a parte mais central da poligonal. É importante destacar que não há indícios de atividade minerária nas circunvizinhanças em que não há área requerida ou titulada.

É recomendável que o processo de fiscalização remota, com auxílio dos estudos de imagens seja utilizada conjuntamente com outros instrumentos de fiscalização, como análise processual, análise de RAL (Relatório Anual de Lavra) e verificação de recolhimentos de CFEM (Compensação Financeira pela Exploração de Recursos Minerais). A combinação desses diferentes recursos é fundamental para a tomada de decisão quanto a relevância de umavistoria in loco, nessa fase de fiscalização, considerando a escassez dos recursos financeiros, além da exposição do agente fiscalizador em ambiente hostil.

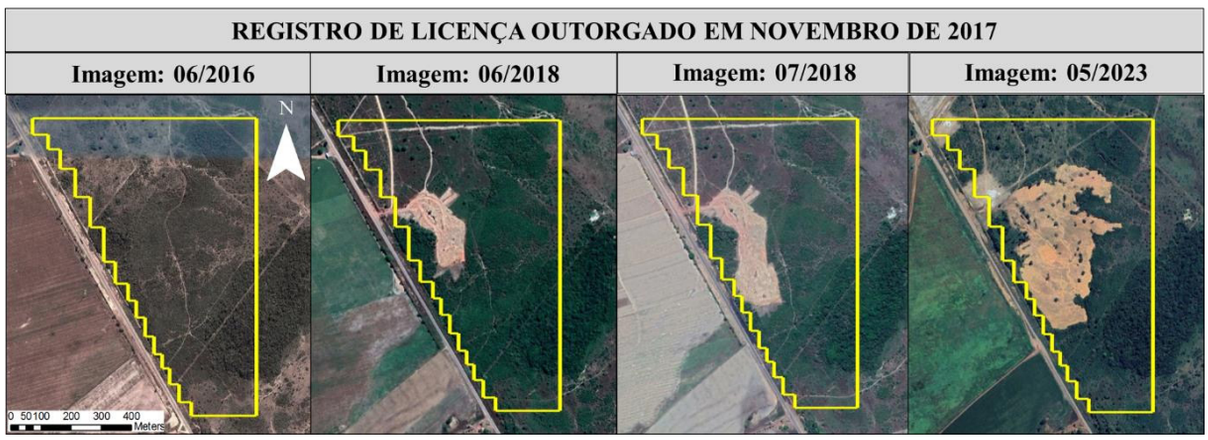


Figura 3. Uso das imagens históricas do Google Earth, para realizar análise de imagens (fiscalização remota) de um processo minerário (polígono na cor amarela) na fase de licenciamento para as substâncias argila e cascalho.

DISCUSSÕES

O uso de imagens nos procedimentos de fiscalização remota, se tornou uma prática essencial para superar os desafios enfrentados na gestão do setor minerário. Essa solução podecontribuir significativamente para uma gestão mais eficiente, inteligente e responsável do monitoramento das atividades minerárias no estado. Essa tecnologia apresenta vantagens significativas para a gestão de títulos minerários, como:

- **Eficiência operacional:** As tecnologias de fiscalização remota fornecem dados e informações atualizadas em tempo real, permitindo uma resposta mais rápida a eventuais problemas e irregularidades. Com a fiscalização remota, é possível monitorar as áreas com títulos minerários e fazer o acompanhamento dos trabalhos de lavra (concessão de lavra, guia de utilização, licenciamento, PLG, registro de extração, dispensa de título minerário, lavra ilegal**)** de forma mais ágil e com menos recursos humanos, otimizando o trabalho e segurança dos agentes fiscalizadores.
- **Redução de custos:** O uso de tecnologias de monitoramento remoto pode resultar em economia de recursos financeiros, pois reduz a necessidade de deslocamento frequente dos fiscais e outros gastos relacionados à fiscalização presencial.
- **Monitoramento contínuo:** Com a fiscalização remota, é possível realizar um monitoramento contínuo das áreas de interesse, garantindo a conformidade das atividades com as leis e regulamentos, através do estabelecimento de alertas, para a expansão das áreas degradadas.
- **Melhor conhecimento dos processos a serem vistoriados:** permite que os fiscais visualizem o terreno, identifiquem características específicas e compreendam a distribuição das atividades minerárias em uma área mais ampla. Dessa forma, a fiscalização remota proporciona uma visualização mais ampla e precisa dos processos a serem vistoriados, auxiliando na identificação de não conformidades nas áreas dos processos fiscalizados.
- **Proteção ambiental:** Ao assegurar o cumprimento das normas e regulamentos, a fiscalização remota contribui para a proteção do meio ambiente e dos recursos minerais.

CONCLUSÕES

A fiscalização remota se apresenta como um processo de integração de diversas informações, quer sejam de base geográfica, de base regulamentar e legal, de base fiscal, ambiental e fundiária, para enfrentar os desafios e garantir uma gestão eficiente e sustentável do monitoramento das atividades minerárias no estado do Pará. É importante destacar que a fiscalização remota não tem a intenção de substituir a fiscalização presencial, mas sim complementá-la, como processo iniciador da identificação e relevância das não conformidades encontradas nos diversos títulos de extração mineral. Ambas as abordagens têm seu valor e importância no contexto da gestão mineral. A fiscalização presencial ainda desempenha um papel crucial em situações específicas, que exigem inspeções mais detalhadas, investigações de campo e interações diretas com as partes envolvidas.

Com a utilização dessas geotecnologias, é possível melhorar o conhecimento dos processos a serem vistoriados, definir prioridades e tomar decisões assertivas, promovendo a conformidade com o arcabouço legal e regulamentos minerários e, ao mesmo tempo, promover a proteção ao meio ambiente e a sustentável gestão dos recursos minerais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANM – Agência Nacional de Mineração. Disponível em: https://geo.anm.gov.br/portal/apps/webappviewer

/index.html?id=6a8f5ccc4b6a4c2bba79759aa952d908 Acesso em: 14 de julho de 2023.

BRASIL MAIS - Plataforma de alertas e imagens diárias de alta resolução do Ministério da Justiça e Segurança Pública. Disponível em: https://plataforma-pf.sccon.com.br/#/. Acesso em: 28 de julho de 2023.

ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE IMAGENS ASTER-GDEM E SRTM PARA DELIMITAÇÃO DE SUB-BACIAS NO MUNICÍPIO DE CASTANHAL-PA

Hugo, de Souza Ferreira[1]; Marcely, Pereira Neves[1]; Bergson, Cavalcanti de Moraes[2]

[1]Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM; Superintendência de Belém

[2]Universidade Federal do Pará – UFPA; Instituto de Geociências

hugoferreira@sgb.gov.br; marcely.neves@sgb.gov.br; bergson@ufpa.br

RESUMO

A partir do desenvolvimento de técnicas avançadas de geoprocessamento e sensoriamento remoto foi possível gerar informações mais próximas da realidade em menor tempo e com maior exatidão. A utilização dos modelos digitais de elevação são uma realidade desde o começo dos anos 2000 e representam um ganho de performance, no que diz respeito a diversidade de produtos que se pode obter a partir deles, com o intuito de avaliar a qualidade da metodologia de geração de drenagens e sub-bacias e também verificar qual dos insumos disponíveis melhor se adequa às necessidades do trabalho executado no SGB/CPRM, realizamos esta análise comparativa entre as imagens SHUTLLE/SRTM e ASTER-GDEM. Foram selecionadas imagens do SHUTLLE/SRTM e do ASTER-GDEM correspondentes ao município de Castanhal no estado do Pará e a partir de técnicas de geoprocessamento e sensoriamento remoto foi possível verificar que as imagens do ASTER-GDEM são mais indicadas para obtenção de informações mais detalhada da rede de drenagem e das sub-bacias para uma escala maior de trabalho.

PALAVRAS-CHAVE: Gestão de bacias; Geotecnologias; Modelagem.

INTRODUÇÃO

Segundo (Novo, 2010). O Sensoriamento Remoto pode ser definido como a capacidade de aquisição de informações sobre um objeto sem que haja contato físico com ele. O desenvolvimento de novas tecnologias para obtenção de imagens orbitais popularizou a utilização dessas imagens, em diversas áreas do conhecimento e em diversos métodos de obtenção de informações de forma semi-autônoma através do emprego de técnicas de geoprocessamento e sensoriamento remoto.

Um modelo digital de elevação é uma representação matemática da distribuição espacial de uma determinada característica vinculada a uma superfície real. A superfície é em geral contínua e o fenômeno que representa pode ser variado (Ferreira et al, 2011).

Dentre esses sensores capazes de gerar modelos digitais de elevação, temos o Shuttle Radar Topography Mission (SHUTLLE/SRTM) da NASA e as imagens produzidas pelo sensor ASTER-GDEM que estão sob administração do Ministério da Economia, Comércio e Indústria do Japão - METI.

A Missão SRTM, ocorreu nos anos 2000 e consistiu em um mapeamento da superfície da Terra, efetuado por um radar de abertura sintética (SAR) acoplado ao ônibus espacial Endeavour/NASA, as imagens adquiridas têm resolução espacial genuína de 90 metros e 30 metros reamostrada (NASA, 2022), o sensor ASTER-GDEM faz parte da plataforma orbital japonesa TERRA, sua missão foi iniciada em 2008 e o sensor produz imagens com resolução de até 15 metros na versão V3 (METI, 2022).

A partir das constantes X, Y e Z contidas tanto nas imagens do SHUTTLE/SRTM e ASTER-GDEM é possível extrair, baseando-se no método da interferometria por radar, não só a delimitação geográfica e tridimensional das sub-bacias, como também diversos outros produtos; curvas de nível, declividade, relevos sombreados, entre outros. O que ressalta a grande importância do conhecimento detalhado de Modelos Digitais de Elevação (MDE) e do correto manuseio de ferramentas de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) na delimitação de bacias hidrográficas (Melati e Marcuzzo, 2015).

Os modelos digitais de elevação comumente conhecidos por MDE, permitem efetuar o cálculo de uma série de variáveis topográficas e são utilizados como fonte de dados topográficos na análise de bacias hidrográficas (Valeriano, 2002).

O município de Castanhal foi escolhido para este estudo por fazer parte da Região Metropolitana de Belém e por sua importância econômica para os municípios da região nordeste paraense, também por conta da maior variação de relevo entre os municípios que compõem a Região Metropolitana de Belém, fator que ajudaria na comparação entre os dados.

A investigação comparativa entre modelos digitais de elevação para geração de drenagem e sub-bacias é importante para subsidiar a tomada de decisão sobre a geração de informações a respeito dessas constantes hidrológicas, uma vez que essas informações dão subsídio a diversos projetos geridos pelo Serviço Geológico do Brasil-SGB. Então, aferir qual modelo digital de elevação era o mais adequado para este fim se tornou uma necessidade proeminente.

MATERIAIS E MÉTODOS

Localização da área de estudo

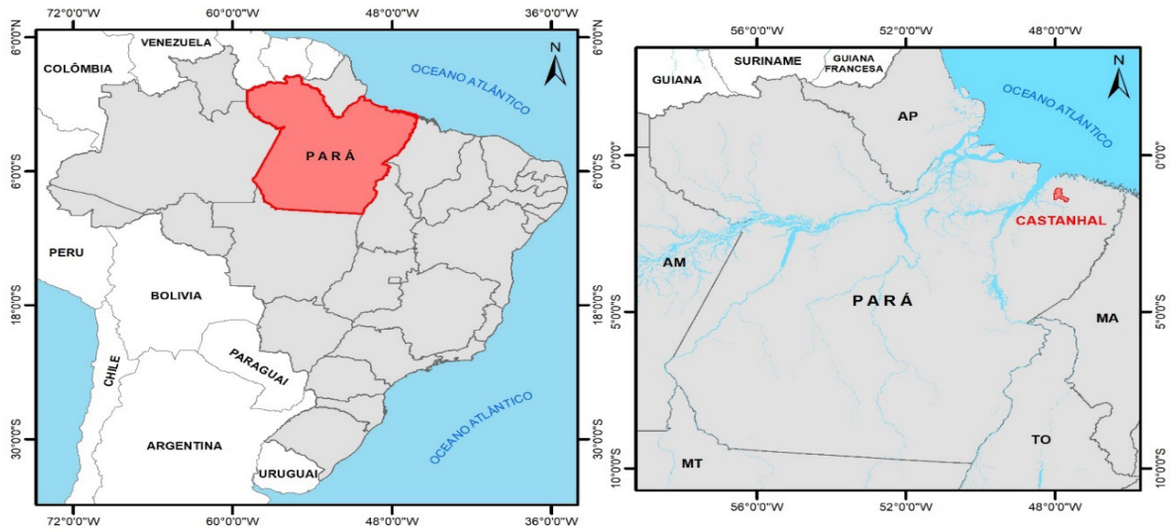


Figura 1. Mapa de localização do município de Castanhal no estado do Pará.

O estudo foi desenvolvido no município de Castanhal no Estado do Pará, Castanhal faz parte da Região Metropolitana de Belém, tem cerca de 205 mil habitantes segundo estimativas do (IBGE, 2021), é o município com uma das maiores taxas de desenvolvimento da Região Metropolitana de Belém e o que apresenta o crescimento mais acelerado nas áreas de indústria e comércio.

Modelos digitais de elevação

Nesta análise foram utilizados os segmentos ASTER-GDEM: ASTGMv003_S02W048 e ASTGMv003_S02W049, com resolução de 30 metros, adquiridos no site: https://search.earthdata.nasa.gov/search e também os segmentos SRTM: S02_W048_1arc_v3 e S02_W049_1arc_v3, com resolução de 30 metros, adquiridos no site: https://earthexplorer.usgs.gov/. Os referidos segmentos recobrem o município de Castanhal em sua totalidade.

Procedimentos

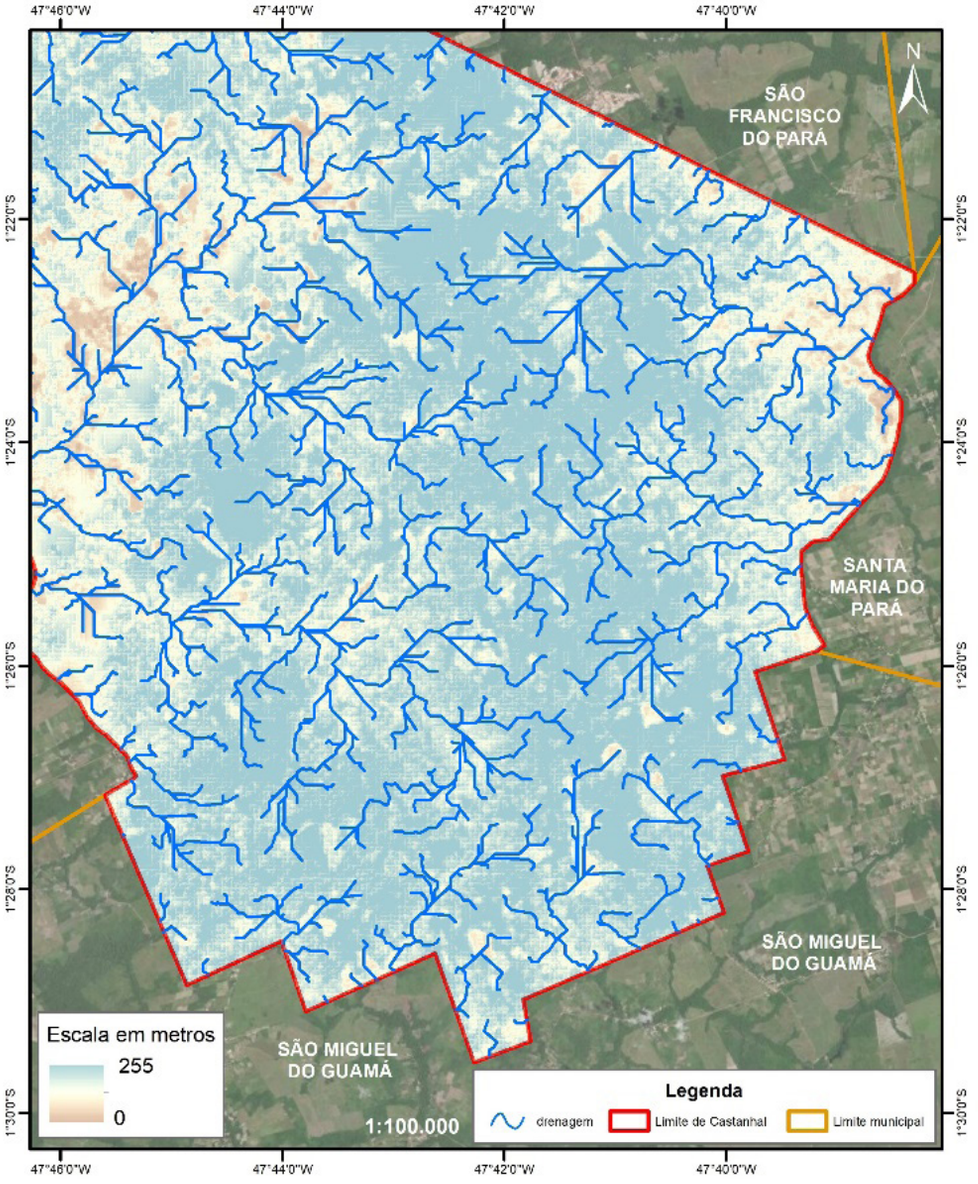


Figura 2. Drenagem gerada a partir das imagens ASTER-GDEM para a região sul do município de Castanhal.

Como primeiro passo, foi utilizado o software ENVI 5.6 para utilização do método de mosaicagem das imagens ASTER-GDEM e SRTM respectivamente, obtendo assim um mosaico para cada conjunto de imagens, utilizou-se no passo seguinte o software ArcGIS 10.8.1 e o pacote associado ao software *Spatial Analyst*, para que por meio de processos de geoprocessamento fosse possível extrair a drenagem e as sub-bacias da região de estudo.

Após esses procedimentos é inserida a condicionante para obtenção das sub-bacias, para a região do estudo, foi levado em consideração valores maiores que 2.000 m³ de vazão, em primeiro plano, obtendo-se assim a drenagem da região e no passo seguinte a delimitação das sub-bacias, o último passo consiste na conversão do arquivo raster em vetor.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Verificou-se que os resultados foram completamente diferentes a partir da aplicação da mesma metodologia para a delimitação de sub-bacias, utilizando os modelos digitais de elevação ASTER-GDEM e SHUTLLE/SRTM.

O ASTER-GDEM conseguiu gerar e detalhar melhor a especialização das sub-bacias do que o SHUTLLE/SRTM, em algumas regiões foi possível notar duas sub-bacias geradas pelo ASTER-GDEM contidas em uma única bacia gerada pelo SHUTLLE/SRTM, fator talvez explicado pela maior resolução espacial e radiométrica do ASTER-GDEM, produto de sua reamostragem de pixels, outra constatação importante é que a drenagem gerada pelos dois dados sofreu distorção principalmente em áreas planas, o que precisa ser corrigido a partir de técnicas de edição e correção topológica em ambiente SIG.

Vale a pena atribuir outras condicionantes ao método para que se possa aumentar ou diminuir o detalhamento da drenagem e das sub-bacias geradas de acordo com a escala de trabalho.

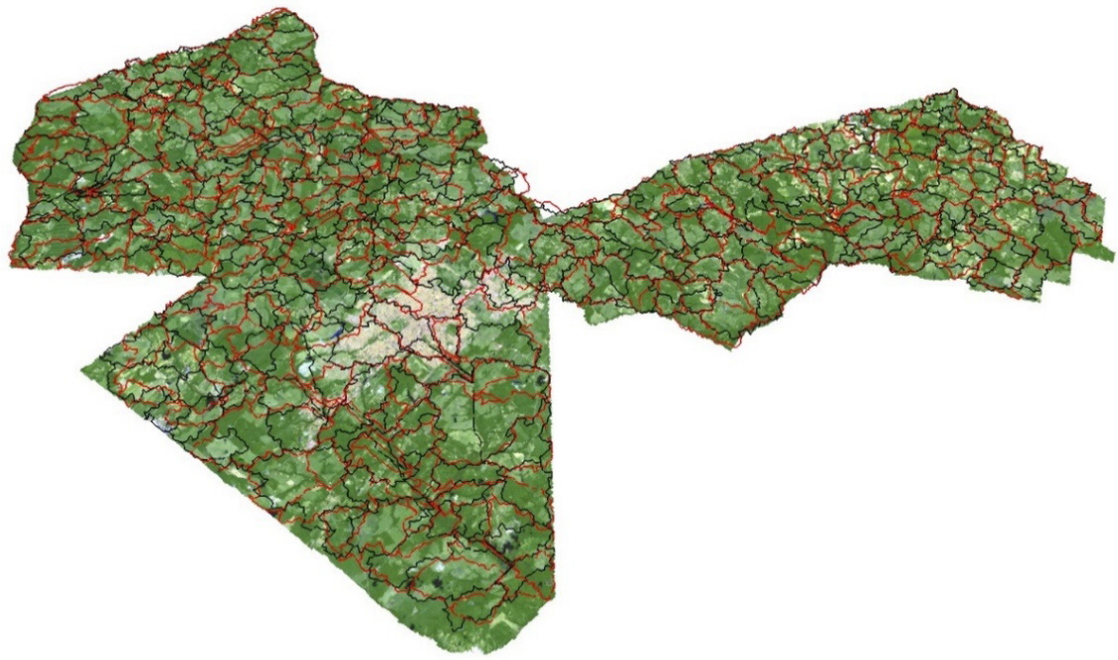


Figura 3. Sub-bacias do município de Castanhal, geradas a partir do ASTER-GDEM (Preta) e do SRTM (vermelha).

CONCLUSÕES

É inegável o ganho de tempo em relação a extração de sub-bacias utilizando a metodologia semi-autônoma aplicada no SGB-CPRM, também podemos concluir que apesar do resultado mais detalhado utilizando dados do ASTER-GDEM, os dados do SRTM também se mostraram eficientes em detalhar as sub-bacias para aplicações em menor escala.

Para trabalhos que exigem uma escala de maior detalhamento o ASTER-GDEM é mais recomendado pois consegue delimitar com maior exatidão as sub-bacias.

Para a extração semi-autônoma da drenagem é necessário verificar a acurácia da aplicação da metodologia para áreas planas, pois foi constatado algumas inconsistências que necessitam de correção topológica.

A metodologia pode ser reproduzida em qualquer ambiente SIG, os dados utilizados podem ser adquiridos em plataformas abertas o que torna sua execução possível por qualquer analista em geotecnologias.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aster Digital Global Elevation Model. Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan (METI), 2022. Disponível em < https://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/ > Acesso em 20 Mai. 2022.

Ferreira, G. F.; Costa, A. P. R.; Candeias, A. L. B. Análise comparativa de Modelos Digitais de Elevação. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 15. (SBSR)., 2011, Curitiba. Anais... São José dos Campos: INPE, 2011. p. 2324-2330.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, Base cartográfica 2017 - IBGE, 2021. Disponível em < https://downloads.ibge.gov.br/ > Acesso em 16 Mai. 2022.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, Estimativa Populacional 2021 - IBGE, 2021. Disponível em < https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pa/castanhal/panorama > Acesso em 20 Mai. 2022.

Melati, M. D.; Marcuzzo, F. F. N. Modelos digitais de elevação na delimitação automática das sub-bacias do rio Taquari-Antas no Rio Grande do Sul. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 17. (SBSR), 2015, João Pessoa. Anais... São José dos Campos: INPE, 2015. p. 360-367.

Novo, E. M. L. M. *Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações*. São Paulo. Edgard Blucher. 2010.

Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). National Aeronautics and Space Administration (NASA), 2022. Disponível em < https://www2.jpl.nasa.gov/srtm > Acesso em 20 Mai. 2022.

Silva, R. M; *Introdução ao Geoprocessamento, Conceitos, Técnicas e Aplicações*. Novo Hamburgo: Editora Feevale, 2010.

Valeriano, M. M. *Modelos digitais de elevação de microbacias elaborados com krigagem*. São José dos Campos: INPE, 2002

ATLAS AEROGEOFÍSICO DA PROVÍNCIA CARAJÁS E SEUS LIMITES

Isabelle Cavalcanti Corrêa de Oliveira Serafim[1]; Raphael, Teixeira Correa[1]; Iago, Sousa Lima Costa[1]; Cintia, Maria Gaia da Silva[1]; Cristiane Silva de Sousa[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil - SGB

isabelle.serafim@sgb.gov.br; raphael.teixeira@sgb.gov.br; iago.costa@sgb.gov.br; cintia.gaia@sgb.gov.br; cristiane.sousa@sgb.gov.br

RESUMO

A Província Carajás é a província mineral mais relevante do Brasil, e uma das principais do mundo, englobando diversos tipos de depósito de classe mundial. No entanto, apesar da sua reconhecida importância e da vasta quantidade de estudos na região, a dificuldade de acesso traz um relevante desafio para a aquisição de dados sistemáticos na região. A fim de enriquecer o conhecimento geológico, fomentar a discussão sobre limites tectônicos e trazer novas informações geofísicas relacionadas ao potencial mineral da província, o Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM) publicou um atlas aerogeofísico composto por produtos relevantes da aeromagnetometria, da aerogamaespectrometria e da aerogravimetria, bem como um compilado de trabalhos geofísicos prévios que abordam desde escalas continentais, como a caracterização do manto sublitosférico do Cráton Amazônico, até a escala de depósito, como a utilização de métodos geofísicos para a estimativa de recursos. Neste trabalho, serão apresentados alguns dos produtos publicados no Atlas Aerogeofísico da Província Carajás e seus Limites.

PALAVRAS-CHAVE: Província Carajás; magnetometria; gamaespectrometria; gravimetria.

INTRODUÇÃO

A geofísica é a área das geociências que estuda as rochas por meio das variações das propriedades físicas, permitindo identificar heterogeneidades muitas vezes imperceptíveis do ponto de vista geológico. Os levantamentos aerogeofísicos representam um eficiente método não invasivo de aquisição de dados, independentemente das condições de acesso e, portanto, esses dados são amplamente utilizados para melhorar e complementar o conhecimento geológico de áreas com pouco acesso, como é o caso da Província Carajás.

O objetivo deste trabalho é apresentar alguns dos temas gerados no Atlas Geofísico da Província Carajás (SERAFIM *et al*., 2023), no qual foi feito a correlação espacial com os domínios geotectônicos e recursos minerais existentes na região. A magnetometria auxilia na identificação de depósitos com características magnéticas expressivas, como é o caso dos depósitos de manganês do Domínio Bacajá (ANDRADE *et al*., 1986), e na compreensão do contexto estrutural que controla diversos depósitos minerais da área, como os depósitos auríferos orogênicos associados às zonas de cisalhamento regionais do Domínio Rio Maria (OLIVEIRA; LEONARDOS, 1990; SOUZA et al., 2020). A assinatura gamaespectrométrica pode indicar áreas com alterações hidrotermais mais propícias à formação de depósitos, além de apresentar correlação com alguns depósitos de *Iron Oxide Copper-Gold* (IOCG) da área (COSTA *et al.,* 2020).

MATERIAIS E MÉTODOS

A área abordada neste trabalho está localizada principalmente no estado do Pará, Região Norte do Brasil, e abrange as províncias Carajás (domínios Rio Maria e Carajás), Transamazonas (domínios Bacajá e Santana do Araguaia), Amazônia Central (Domínio Iriri-Xingu) e Tocantins (Cinturão Araguaia) (Figura 1).

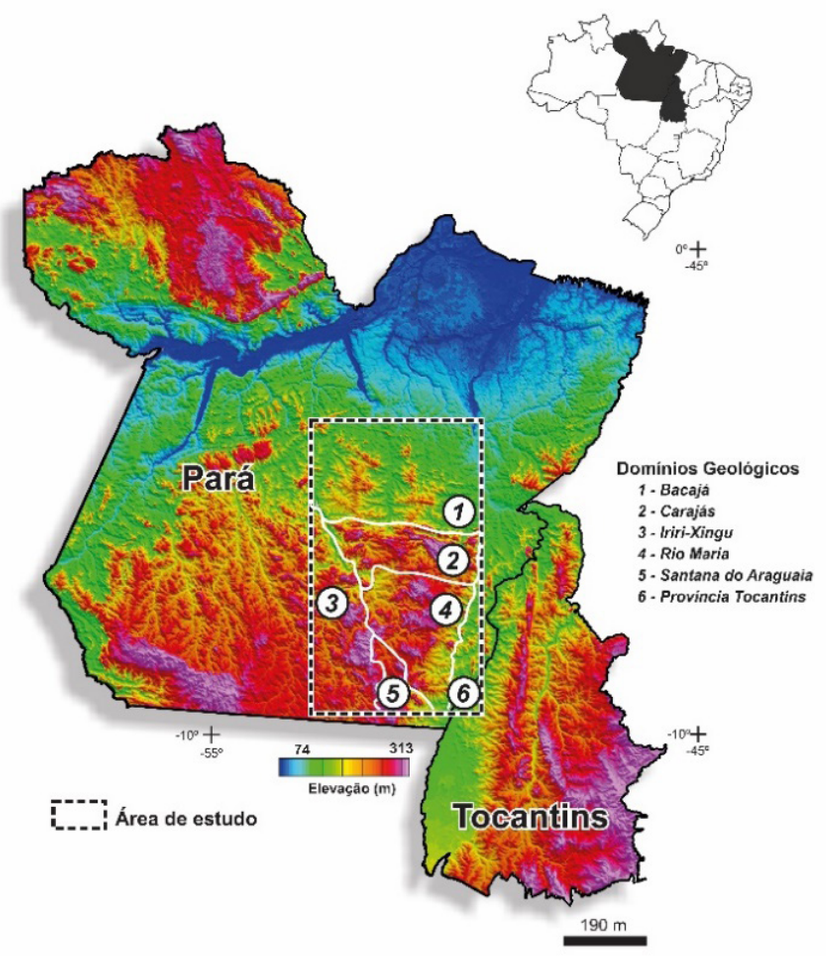


Figura 1. Localização geográfica da área de estudo.

O trabalho se baseia principalmente em dados aerogeofísicos disponíveis gratuitamente no site do Serviço Geológico do Brasil (http://geosgb.cprm.gov.br/). Os dados magnetométricos e gamaespectrométricos são provenientes da integração de seis projetos aerogeofísicos: Rio Bacajá, Anapu-Tuerê, Tucuruí, Oeste de Carajás, Rio Maria e Conceição do Araguaia, e os dados gravimétricos foram adquiridos por meio do Levantamento Aerogravimétrico Carajás.

RESULTADOS

Os dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos foram interpolados em malhas de 125 x 125 m. No total, foram gerados 9 produtos magnéticos: Anomalia Magnetométrica (AM), Derivada Vertical (Dz), Gradiente Total (GT), Inclinação do Sinal Analítico (ISA), Deconvolução de Euler, *Source Parameter Imaging* (SPI), *Matched Filtering*, Superfície Curie e a Composição Ternária Magnética RGB; e 11 produtos gamaespectrométricos: concentrações

de Potássio, Tório e Urânio, Contagem Total, Composição Ternária Gamaespectrométrica RGB, razões eTh/K, eU/eTh e eU/K, Parâmetro F, Urânio Anômalo (Ud) e Potássio Anômalo (Kd).

Devido ao espaçamento das linhas de voo do aerolevantamento gravimétrico, estes dados foram interpolados em uma malha de 750 x 750 m. No trabalho, foram gerados 3 produtos gravimétricos: Anomalia Bouguer, Anomalia Ar Livre e Separação das componentes regionais e residuais da Anomalia Bouguer. Como o levantamento aerogravimétrico não recobre toda a área de estudo, optou-se também por apresentar dados gravimétricos de satélite do modelo GOCE06s.

Para exemplificar os produtos que compõem o atlas foram escolhidos um tema magnetométrico (Figura 2A) e um gamaespectrométrico (Figura 2B). A figura 2A apresenta a Composição Ternária Magnética RGB que além de destacar as fontes magnéticas, possibilita a análise simultânea de suas intensidades e profundidades. O produto é composto pelo ISA, GT e SPI atribuídos, respectivamente, aos canais vermelho, verde e azul. A figura 2B mostra o resultado do mapa de Urânio Anômalo (Ud) gerados por meio de aprendizado de máquina conforme a metodologia descrita por Costa et al. (2020). O objetivo deste produto é estimar as variações no teor de urânio decorrentes de processos secundários.

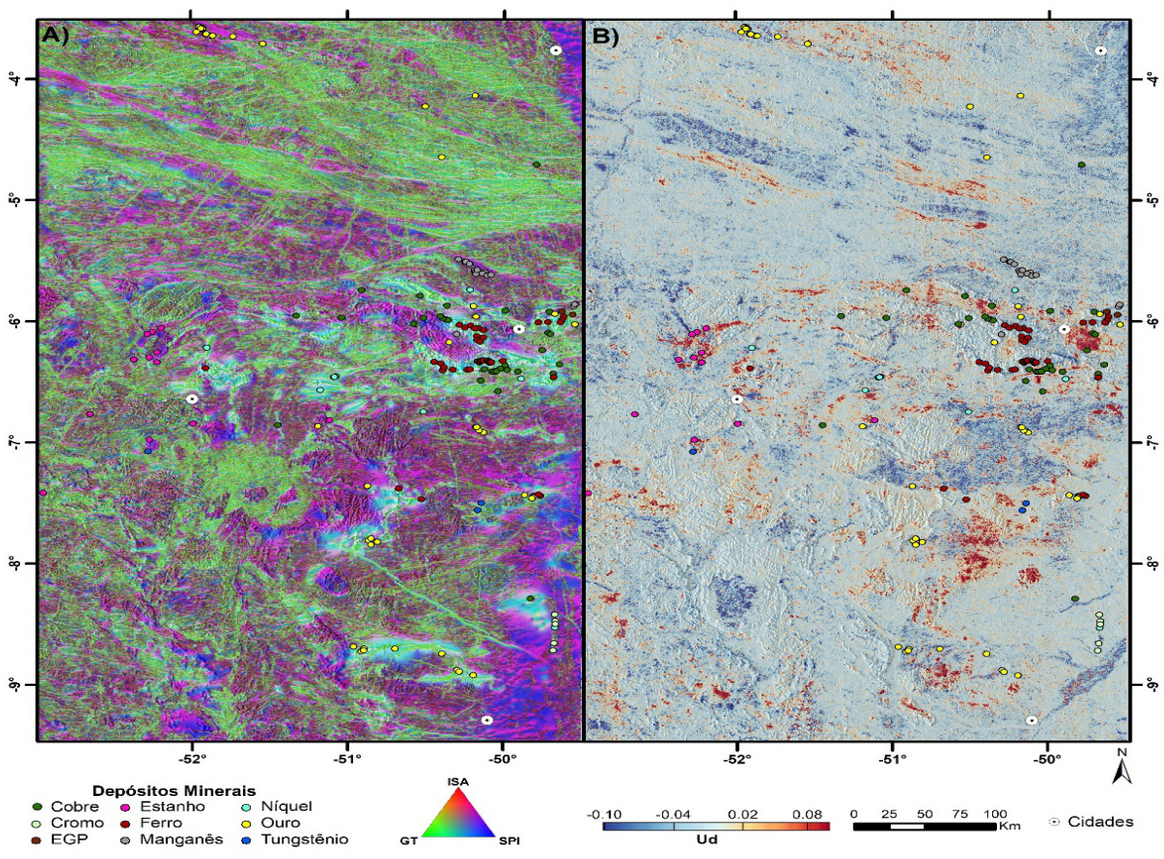


Figura 2. (A) Composição Ternária Magnética RGB, (B) Urânio Anômalo da área de estudo.

DISCUSSÕES

O atlas discute sobre limites tectônicos já propostos a partir da citação de trabalhos pré-existentes, principalmente geofísicos, que abordam essa temática, bem como apresenta a interpretação realizada pelos autores desses limites a partir de produtos magnéticos e

gravimétricos. Ainda se tratando de escala regional, o trabalho caracteriza assinaturas gamaespectrométricas e relevantes padrões estruturais relacionados com a complexa geologia da área de estudo, diferenciando as assinaturas do embasamento TTG, das suítes graníticas e dos *greenstone belts*.

Por fim, notou-se uma correlação entre diversos produtos geofísicos e os depósitos da área. Como exemplo, a figura 2A ressalta que os depósitos se concentram principalmente nas assinaturas de cor ciano, ou seja, em fonte magnéticas profundas e com alta intensidade. Já a figura 2B mostra que tanto as ocorrências de urânio, como os depósitos de ferro, estanho e cobre aparecem, em sua maioria, correlacionados com áreas de enriquecimento de urânio.

CONCLUSÕES

O Atlas da Província Mineral de Carajás e seus limites é o primeiro atlas geofísico focado em uma província mineral e está disponível no site do Serviço Geológico do Brasil (https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/23751). Este trabalho demonstra que a compilação e disponibilização de dados regionais em escala de província é bastante eficaz, principalmente tendo em vista o alcance destes produtos não só para especialistas, mas para diversos públicos. O Serviço Geológico do Brasil, levando em consideração a ampla aceitação deste produto, pretende levar esta abordagem para outras províncias minerais do Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andrade, F. G.; Nakashima, J.; Podestá, P. R. 1986. Depósito de manganês da Serra de Buritirama, Pará. In: Coelho, Carlos Eduardo Silva (coord.). Principais depósitos minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço. Brasília: DNPM, p. 152-166.

Costa, I. S. L.; Serafim, I. C. C. O.; Tavares, F. M.; Polo, H. J. D.O. 2020. Uranium anomalies detection through Random Forest regression. *Exploration Geophysics*, **51:** 555-569. DOI: https://doi.org/10.1080/ 08123985.2020.1725387. Disponível em: https://www. tandfonline. com/doi/full/10.1080/08123985.2020.1725 387. Acesso em 27 set. 2022.

Oliveira, C. G.; Leonardos, O. H. 1990. Gold mineralization in the Diadema shear belt, northern Brazil. Economic Geology, **85:** 1034-1043. DOI: https://doi.org/10.2113/ gsecongeo.85.5.1034. Acesso em: 27 set. 2022.

Serafim, I. C. C. O.; Correa, R. T.; Costa, I. S. L.; Silva, C. M. G. da; Sousa, C. S. de (orgs.). Atlas Aerogeofísico da Província Carajás e seus limites. Belém: SGB-CPRM, 2023. Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/23751

Souza, S. R. C.; Botelho, N. F.; Dantas, E. L.; Jiménez, F. A. C.; Reis, M. A.; Viana, C. S. 2020. Geochemistry and isotopic geology of the Lagoa Seca gold deposit in the Andorinhas greenstone-belt, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **99:** 102-523.

BANCOS DE DADOS DE AFLORAMENTOS UTILIZADOS PARA TREINO EM CLASSIFICADOR *RANDOM FOREST* APLICADOS À EXPLORAÇÃO MINERAL NO SUDESTE DO AMAZONAS

Ivan Pereira Marques[1]; Sérgio Roberto Almada da Silva[1]; Suzana Laís Castro de Oliveira[1,2]; Vanessa da Silva Oliveira[1]; Rafael Ribeiro Severino[1]; Alexandre Alves de Oliveira[1,3]; Raul Eigenheer Meloni[1,4]

[1]Serviço Geológico do Brasil-SGB-CPRM; [2] Universidade Federal do Amazonas-UFAM; [3]Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ; [4]Universidade de Campinas – UNICAMP

ivan.marques@sgb.gov.br; sergio.almada@sgb.gov.br; suzana.oliveira@sgb.gov.br; vanessa.silva@sgb.gov.br; rafael.severino@sgb.gov.br; alexandre.alves@sgb.gov.br; raul.meloni@sgb.gov.br

RESUMO

Na região do sudeste do Amazonas são conhecidas ocorrências de ouro, manganês, fosfato, calcário, bauxita e magnesita. Especificamente, na área recoberta pelo Projeto Aerogeofísico Sucunduri, afloram rochas sedimentares, metassedimentares e rochas ígneas (vulcânicas e plutônicas) de caráter máfico, intermediário, félsico e alcalino. Descrições de afloramentos desta área provenientes da literatura foram utilizados como dados de treino em um *script* de classificação *random forest* elaborado na plataforma *Google Earth Engine*. Para treino do modelo foram utilizados dados de imagens de satélite, modelo digital de elevação e dados aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectometria. O modelo gerado ressaltou áreas potenciais para ocorrências de manganês e de rochas alcalinas. Este tipo de mapa gerado por *machinel e arning* pode serútil para incremento dacartografia geológica e vetorizareotimizar a exploração mineral, devido à redução de área a ser trabalhada em projetos desta natureza.

PALAVRAS-CHAVE: Random Forest; Machine Learning; Exploração Mineral; Google Earth Engine.

INTRODUÇÃO

Aáreadeinteressedesteestudofoiamesmaregiãorecobertapelo ProjetoAerogeofísico Sucunduri (CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2010). Este projeto recobre integramente a área de três folhas topográficas 1:250.000 (Rio Porto Franco - SB.21-Y-A, Rio Acari SB.21-Y-C e Rio Sucunduri – SB.21-V-A), as quais são localizadas majoritariamente no sudeste do estado do Amazonas, próximo as divisas com os estados do Pará e Mato Grosso (Figura 1).

A estratigrafia simplificada desta região (Meloni *et al.,* 2021) apresenta rochas metassedimentares em sua base (Formação Abacaxis), as quais são intrudidas por monzogranitos (Chuim e Arraia), sobrepostos por rochas vulcânicas do Grupo Colíder. Estas rochassãorecob ertasporumasedimentaçãoestateriana(GrupoBeneficente),comvulcanismo bimodalassociado. Este conjunto de rochas é intrudido por rochas máficas da suíte Mata-Matá e recoberto por sedimentação fanerozoica (Bacia Alto Tapajós). Nesta região, também são conhecidas ocorrências de ouro, manganês, fosfato, calcário magnesita, entre outros bens minerais (Meloni

et al., 2021). Ao sul desta área foram descritas rochas peralcalinas (agpaíticas), no interior de uma semicircular denominada "Domo do Sucunduri"(Iwanuch, 1982).

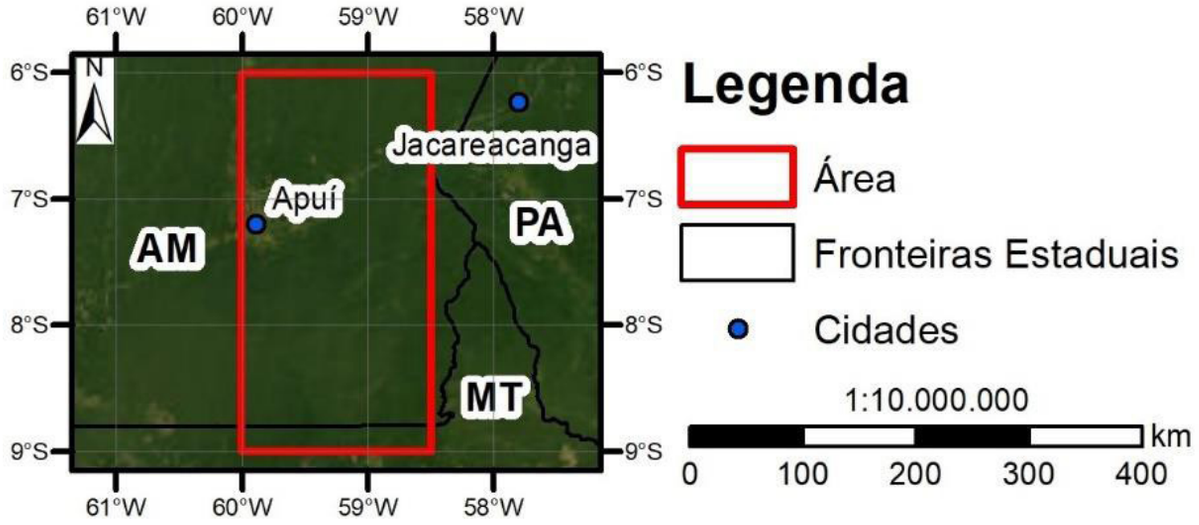


Figura1. Localização daáreadeestudo.

A região foi alvo de trabalhos exploratórios e de levantamentos geológicos básicos, sendo os dados de campo destes trabalhos agrupados em uma base do "Projeto Geologia e Potencial Mineral do Sudeste do Amazonas, região do Rio Sucunduri" (em andamento). Esta base não apresenta homogeneidade espacial na distribuição dos pontos de afloramentos compilados, em parte pela extrema dificuldade de acesso em grande parte da área de interesse. A partir destes pontos compilados, em um script elaborado para a plataforma Google Earth Engine (Google Developers, 2022) , utilizando técnicas de *Machine Learning* (*Random Forest*), foi gerado um mapa de maneira automatizada, com os principais litotipos descritos na área. Neste mapa, além de delimitar áreas contendo os principais tipos de rocha de maneira simplificada, também foram separados áreas com ocorrências de óxidos e hidróxidos de manganês e também para ocorrências de rochas alcalinas, as quais apresentam potencial para: terras raras, ferro, nióbio, fosfato, titânio, cobre, calcita, zircônio, vermiculita, barita, fluorita, manganês, estrôncio, tântalo, tório, vanádio e urânio (Verplanck et al., 2014). Também há possibilidade para aplicação para outros bens minerais, como por exemplo, a relação de zonas de silicificação com mineralizações auríferas.

MATERIAISEMÉTODOS

O modelo foi gerado a partir de um *script* do disponibilizado inicialmente por Marques (2023) elaborado para a plataforma Google Earth Engine (Google Developers, 2022), modificado para este trabalho. Dados de descrições de afloramentos disponíveis da literatura na região de estudo foram simplificados e divididos em 18 classes distintas. Estes pontos de campo simplificados foram utilizados como os dados de treino para o modelo. O modelo foi treinado utilizando dados de imagens do satélite LANDSAT 8: bandas 2, 3, 4, 6 e 7; modelo digital de elevação: dados de elevação (metros) extraídos do modelo SRTM (Farr *et al.,* 2007) e de declividade (graus) calculada a partir do modelo SRTM; magnetometria: Amplitude do Sinal Analítico (nT/m) e o Campo Magnético Reduzido ao Equador (nT), sendo este último devido a peculiaridade da proximidade da área de estudo do equador magnético; gamaespectometria: contagem total

(μR/h), K (%), eTh (ppm), eU (ppm) e razões entre os canais dos elementos. Apenas os dados de aerogeofísica (magnetometria e gama espectometria) não foram importados diretamente pela plataforma *GoogleEarthEngine*esão provenientes do Projeto Aerogeofísico Sucunduri. Os dados aerogeofísicos foram interpolados e exportados com resolução espacial de 100 metros para o formato *raster* com dados numéricos, utilizando o software *Oasis Montaj* (Geosoft, 2016).

RESULTADOS

A partir da base de dados de afloramentos (Figura 2A) foi gerado um modelo para a distribuição destes litotipos para a área de interesse (Figura 2B). Algumas áreas mostram-se pelo modelo para a ocorrência de manganês (Figura 2C) e para rochas alcalinas (Figura 2D).

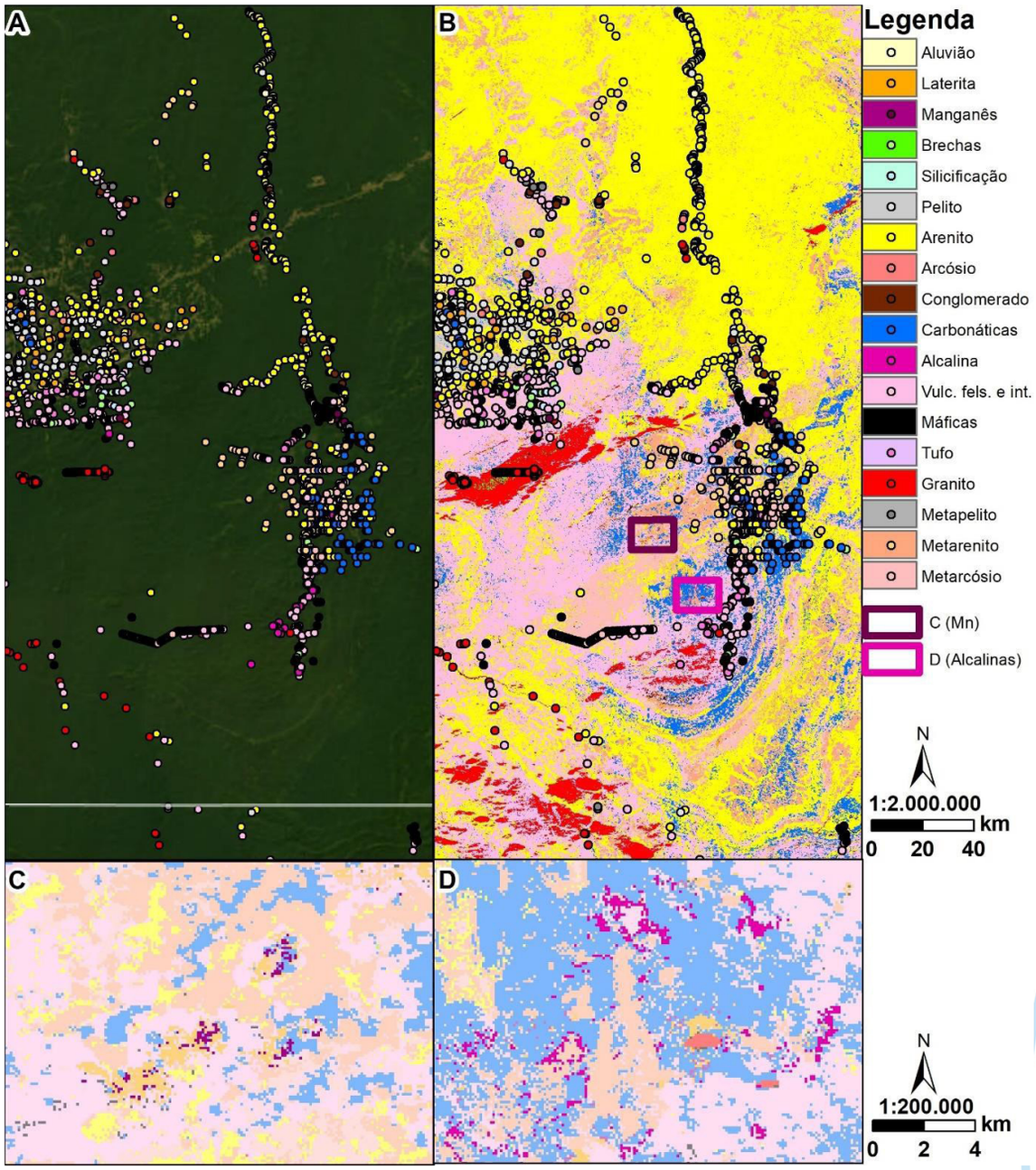


Figura2. A: Dados de afloramentos simplificados sobrepostos a mosaicos de imagem de satélite RGB; B: Modelo gerado a partir de dados de afloramento; C: Detalhe para áreas classificadas como potenciais para manganês (com realce para melhor visualização); D: Detalhe de áreas classificadas como potenciais para ocorrência de rochas alcalinas (com realce para melhor visualização).

Nas áreas utilizadas como exemplo nas Figuras 2C e 2D (áreas com potencial para manganês e rochas alcalinas, respectivamente) não há descrições prévias de afloramentos. O modelo apresenta pixels de 100x100 metros, sendo que esta resolução deriva dos rasters gerados a partir de dados aerogeofísicos esão os dados de menor resolução espacial utilizados neste modelo.

DISCUSSÕES

A metodologia mostrou-se eficiente mesmo com pouca informação disponível para área utilizada no modelo (2910 afloramentos) e com a baixa homogeneidade na distribuição destes pontos descritos. A partir das ocorrências de manganês (27 afloramentos, cerca de 0,9% dos afloramentosdescritos)foramobtidosnomodelo1959pixelsclassificadoscomoocorrênciade manganês em total de 5572791 pixels. Portanto, a área ressaltada como potencial para este recurso mineral representa apenas 0,035% da área total. No caso das rochas alcalinas (21 afloramentos, cerca de 0,7% dos afloramentos descritos) o modelo classificou 2232 pixels como rochas alcalinas (0,040% da área total). Nos dois casos, a grande redução de área relativa pode aumentar a eficiência de trabalhos de exploração mineral.

CONCLUSÕES

Mesmo com dados distribuídos irregularmente na áreadeestudo a aplicação deste tipo de modelo se mostrou promissor. Os mapas gerados por esta técnica de *machine learning*podem ser úteis para vetorizar e otimizar a exploração mineral, aumentando sua eficiência e reduzindo seus custos. Também é uma ferramenta útil para o aprimoramento da cartografia geológica, pois estes modelos mostram outras possiblidades que contrastam com as interpretações de mapas geológicos prévios para áreas com baixas densidades de levantamentos geológicos básicos. O *script* modificado para este trabalho encontra-se disponível no link: https://code.earthengine.google.com/?scriptPath=users%2Fivanmarques%2FExtra%3ARFpoints%20-%20Sucunduri

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2010, Projeto Aerogeofísico Sucunduri:ProspectorsAeroleva ntamentos e Sistemas Technical Report, 295 p., http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/11047.

Farr, T.G. et al., 2007, The Shuttle Radar Topography Mission: Reviews of Geophysics, v. 45, p. RG2004,doi:10.1029/2005RG000183.

Geosoft, 2016, Geosoft - Oasis Montaj:, https://www.seequent.com/pt-br/produtos-e-solucoes/geosoft-oasis-montaj/.

Google Developers, 2022, Google EarthEngine: Google Developers, https://developers.google.com/earth- engine (accessed December 2022).

Iwanuch,W.,1982,Geologia da região do modo Sucunduri. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, doi:10.11606/D.44.1982.tde-13052014-154145.

Marques, I.P., 2023, Integração de dados multifonte e implicações para a evolução geológica em etalogenética da Bacia de Castro, Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 277 p.

Meloni, R.E., Simões, M.S., & Oliveira, A.C. da S., 2021, Áreas de relevante interesse mineral (ARIM): evolução crustal em etalogenia do sudeste do Amazonas: distrito aurífero Juma, estado do Amazonas: CPRM, Províncias Minerais do Brasil 34, 200 p., http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/22194.

Verplanck, P.L., Van Gosen, B.S., Seal II, R.R., & McCafferty, A.E., 2014, A deposit model for carbonatite andperalkalineintrusion-relatedrareearthelementdeposits:U.S.Geological Survey Scientific Investigations Report USGS Numbered Series 2010-5070-J, 72 p., doi: 10.3133/sir20105070J.

MONITORAMENTO DE ÁREA COM VANT (VEICULO AÉREO NÃO TRIPULADO)

Jânder Rodrigues da Silva; Mauro Marques Farias dos Santos; Matheus Diniz Pinto de Morais.

UFOPA (Universidade Federal do Oeste do Para)

janderrs14@gmail.com

RESUMO

Veículo Aéreo Não Tripulado - VANT, conhecidos popularmente como Drone, é uma tecnologia de ponta que tem ganhado força nos últimos anos na área de mineração e no monitoramento ambiental como um todo, com o geoprocessamento de imagem. Este estudo tem como objetivo fazer a monitoramento da área em desenvolvimento de plantio de culturas no campus da UFOPA (Universidade Federal do Oeste do Para) no município de Juruti-Pá; a metodologia empregada foi a definição da área a ser mapeada, levantamento da área escolhida, prosseguindo com a delimitação com auxílio de GPS, para assim fazer o planejamento de voo com auxílio do software *Drone Deploy*, captura das imagens com o VANT, DJI Mavic Pro, em seguida o processamento das imagens com software *Agisoft Metashape*, para obter o modelo digital de terreno e modelo digital de superfície. O monitoramento se mostrou satisfatório assim como seu primeiro voo demonstrando que para área monitorada não havia nenhuma interferência que viesse a prejudicar o levantamento; na proposta apresentada, o monitoramento da área proporcionou resultados em modelos 3D, que puderam ser analisados, assim observou-se como a área está disposta em meio urbano, e sua transformação devido ao crescimento das mudas de plantas que foram cultivadas. Diante disso, nosso monitoramento com VANT se mostrou eficaz, e podendo assim substituir outros métodos de geoprocessamento, os quais precisariam de mais tempo e pessoas, e com o Drone se tornou mais prático, rápido, eficiente, alcançando áreas com grandes extensões territoriais.

PALAVRA-CHAVE: VANT; Monitoramento Ambiental; Geoprocessamento.

INTRODUÇÃO

No Brasil os VANTs (Veículos aéreos não tripulados) já são uma realidade há vários anos e tem ganhado força com sua utilização para levantamentos e monitoramento, chamando atenção para os setores da mineração e da agricultura, sendo aplicado o método de geoprocessamento de imagem.

Segundo Barcelos (2017), a geotecnologia trata de um conjunto de ferramentas e técnicas utilizadas no geoprocessamento de imagens, como por exemplo, no sensoriamento remoto (SR); no sistema de Informações Geográficos (SIG ou GIS); no Processamento Digital de Imagens (PDI); em cartografia Digital; no GNSS (*Global Navigation Satellite Sistem);* levantamentos Topográficos; Veículos Aéreos Não Tripulados (VANTs) e/ou Drones.

Para grandes aéreas em desenvolvimento, seja de plantio ou frentes de lavras, tem-se a necessidade de um acompanhamento rápido e eficaz que possa trazer respostas assertivas em um curto intervalo de tempo. Discorrendo sobre o uso da tecnologia, Balsan (2006) destaca o VANT com sua facilidade de manuseio e seu baixo custo para as empresas, e um retorno considerável em mapeamento dessas áreas, pois possui pouca limitação, devido ao fato de que são extensões sem mata de grande porte, permitindo seu voo livre, sua eficiência e pouco espaço parra pouso/decolagem.

O presente estudo tem como objetivo fazer o monitoramento da área em desenvolvimento de plantio do lado oeste do terreno da Ufopa (Universidade Federal do Oeste do Para), localizada no município de Juruti, para demonstração da eficácia desse método aqui empregado, bem como seus pontos positivos e assertivos e pontos negativos que podem ser melhorados para um próximo monitoramento, e trazer mais uma opção de geoprocessamento de imagens para o município.

MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia empregada divide-se em campo e escritório: em escritório com a escolha da área para fazer o monitoramento, foi levado em consideração uma parte do terreno que está em desenvolvimento de plantio com mudas em canteiros para fins alimentícios, e uma parte para plantio de milho.

Em campo, foi realizada somente uma visita na área, com a finalidade de delimitar a região de pesquisa e monitoramento. Com o auxílio do GPS Garmin Montana 680 foi feito uma caminhada) ao redor da área de interesse desse estudo. De posse dessa informação foi feito o planejamento de voo autônomo utilizando-se o software *Drone Deploy,* permitindo criar uma malha de voo e quantidade de fotos necessárias, em seguida foi realizado o voo planejado onde se obteve as imagens aéreas pelo VANT, finalizando assim com a obtenção das imagens e a utilização do software *Metashape* para seu processamento e a obtenção do MDT (modelo digital de terreno), MDS (Modelo digital de superfície) e o Ortomosaico. Esse método de voo autônomo se repetirá mais vezes para o acompanhamento da modificação da área através do crescimento das mudas e das estruturas ali construídas.

RESULTADOS

Com a utilização do (VANT), o estudo obteve resultados de forma satisfatória, pois seu primeiro voo alcançou uma altura de 98 pés (30 metros), e sua realização se deu no horário de 12:40h, se teve um céu praticamente sem nuvens, possibilitando a utilização máxima da claridade do sol.

Relatório do primeiro voo

Segundo o relatório da área monitorada o VANT apresentou um excelente desempenho de voo, sem dificuldades permitindo obter as fotos em alta resolução de 4k, fazer um processamento de imagens, onde foi possível gerar os modelos em Ortomosaico, MDT e MDS, que facilitaram a visualização real da área em desenvolvimento, que segundo o Software tem sua dimensão de voo de um hectare (1hectar).

DISCUSSÕES

Imagens processadas

As imagens plotadas após o processamento, são geradas por uma Densa nuvem de pontos, geradas pela posição da câmera, assim as imagens obliquas e as Horizontais se cruzam formando os pontos, para essas imagens (Figura 1) assim como as outras o número de pontos totais foi de 19,9 Milhões. A imagem mencionada trata de uma cobertura Ortomosaica onde observasse as características do processamento e seus pontos de alinhamento do Drone assim como suas bordas onde se tem um processamento falho devido à falta de informação para o software.

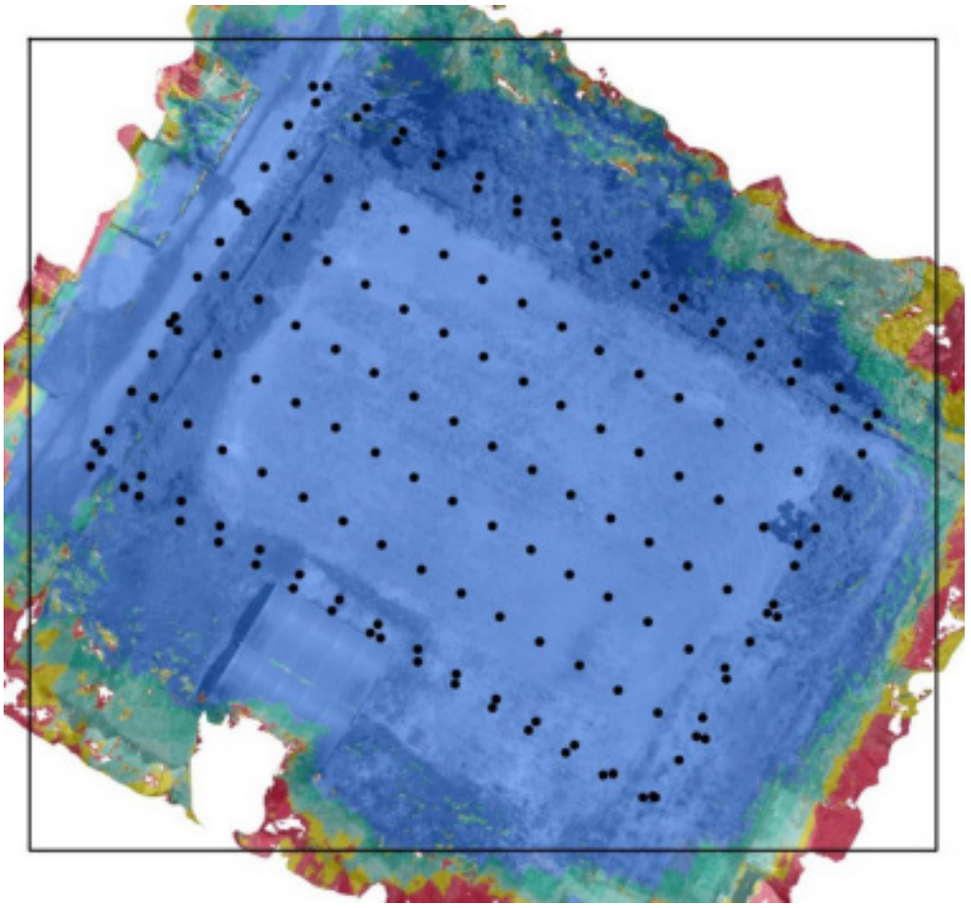


Figura 1. Cobertura Ortomosaica

Na Paleta de corres (figura 2), serão apresentados os dados obtidos na (figura 1) de modo mais detalhado onde:

Do número 0 ao 3, no jogo de corres uma Cobertura insuficiente, grandes buracos no mapa e baixa precisão.

Do número 4 ao 7, se tem uma cobertura marginal, espera-se distorção ou buracos em edifícios ou bordas afiadas e medições de precisão mais baixas.

Na região de 8 ao 9+, se tem uma Boa Cobertura, onde se espera uma reconstrução de alta qualidade.

E é exatamente o que pode ser observado na (figura 1) pois a área de interesse está disposta, com a coloração azul claro para o mais escuro.

Ainda (na figura 1) pode se notar os pontos onde o alinhamento foi mais preciso, e notasse que no centro da imagen se teve melhor precisão, demonstrando como o Aplicativo Drone Deploy atingi seu papel no plano de voo para uma melhor performace sem sair do que foi previamente elabora.



Figura 2. Paleta de corres

Com isso são nos dados os MDS e os MDT, que segundo Cruz et al 2011 representam a superfície do terreno, onde o Modelo digital superfície permite acrescentar quaisquer objetos sobre essa superfície, ou seja, se nela tiver casas, arvores e etc. Já nos Modelos Digital do Terreno equivalem a superfície real do terreno.

Esse MDT que está demostrado na (figura 3) onde podemos ver os resultados final do processamento das imagens feita voo do VANT, nela pode se observar da boda para o centro sua nitidez e os pontos de distorção nas bordas e próximo as construções pedrias. Desse modo, notasse nesse primeiro relatório que a área em desenvolvimento ainda não recebeu as plantas.



Figura 3. Visualização do Terreno

CONCLUSÃO

Diante disso, este estudo sobre o monitoramento de área com VANT, se mostrou satisfatório, pois apresentou os requisitos necessárias para se fazer um geoprocessamento, sem as dificuldades se for comparado com outros métodos. Por ser um estudo a longo prazo pois depende do tempo de crescimento das plantas ainda não é possível apresentar o relatório do segundo voo. Com isso vale aqui ressaltar que este método pode apresentar ao leitor uma forma pratica de monitoramento. Esse modelo pode ser aplicado em áreas de grandes extensões territoriais, podendo assim identificar: falhas em plantações, falhas em sistemas de irrigação, identificação de pragas, monitorar LE (Lagoas de espessamento) na mineração, monitorar as deformações em taludes e monitorar áreas que estão em processo de reflorestamento em empresas mineradoras.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barcelos. Anna Carolina. **o uso de veículo aéreo não tripulado (vant) em monitoramentos de campo: aplicabilidades e viabilidades.** monografia apresentada ao instituto de geografia da universidade federal de uberlândia 2017

Balsan, Rosane. **Impactos decorrentes da modernização da agricultura brasileira**. Campo-território: Revista de Geografia Agrária, Paraná, v. 1, n. 2, p.123-151, ago. 2006. Semestral. Disponível em. Acesso em: 11 abr. 2014.

CRUZ, C. B. M.; BARROS, R. S.; CARDOSO, P.V.; REIS, R. B.; ROSÁRIO, L. S.; BARBOSA, S. S.; RABACO, L. M. L.; LOURENÇO, J. S. Q. **Avaliação da exatidão planimétrica dos modelos digitais de superfície (MDS) e do terreno (MDT) obtidos através do LIDAR. In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR, 15, 2011**. Curitiba. Anais… Curitiba: INPE, 2011. p. 5463 - 5470.

MODELAGEM MULTICLASSES NA GERAÇÃO DE MAPAS DE FAVORABILIDADE PARA COBRE E OURO NO CINTURÃO SUL DO COBRE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS - PARÁ

Junny Kyley M. de Oliveira[1]; Antonia Railine da C. Silva[1]; Felipe Mattos Tavares[1]; Sulsiene M.S. Gaia[1]; Isabelle Cavalcanti C.O. Serafim[1]; Marcely Pereira Neves[1]; Cintia M.Gaia da Silva[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil – SGB-CPRM

junny.oliveira@sgb.gov.br; antonia.costa@sgb.gov.br; felipe.tavares@sgb.gov.br

RESUMO

A integração de dados multifontes guiada pelo conhecimento, utilizando como premissa o conceito de Sistemas Minerais, foi realizado no Cinturão Sul do Cobre (CSC), Província mineral de Carajás, PMC. Essa integração, aplicando método de sobreposição de múltiplas classes, permitiu gerar mapas de favorabilidade mineral para cobre e ouro. Foram gerados dois mapas de favorabilidade relativos a sistemas minerais de cobre e ouro de épocas metalogenéticas distintas (Sistema Mineral do Arqueano-SMA e Sistema Mineral do Paleoproterozoico - SMP) e um mapa integrado final, representativo da potencialidade para ambos os sistemas minerais no cinturão. Os resultados finais demonstram que, apesar de extensos estudos bibliográficos acumulados em escala de depósito e alguns trabalhos em escala mais regionais, na escala de distrito aqui aplicada, essas metodologias se mostram eficazes em assinalar novas áreas potenciais para cobre e ouro ao longo do CSC.

PALAVRAS-CHAVE: Província Mineral de Carajás1; Cinturão Sul do Cobre 2; Integração de dados 3; Mapa de Favorabilidade 4.

INTRODUÇÃO

O CSC, localizado na PMC, no sul do estado do Pará, representa um alinhamento de depósitos de cobre e ouro, tendo como exemplo maior a mina de cobre do Sossego (corpos Sequeirinho-Pista-Baiano e Sossego-Curral, 355 Mt @ 1,1 % Cu e 0,28 g/t Au) e outros de menor estonelagens (por exemplo: Castanha, Bacaba, Bacurie Visconde), localizados próximo ao contato sul entre a bacia Carajás e o embasamento, que coincidem com a extensiva zona de cisalhamento Canaã, de direção preferencial WNW-ESE.

Neste cinturão são reconhecidas, pelo menos, duas importantes épocas metalogenéticas de geração de sistemas minerais para cobre e ouro, uma do Arqueano (2,76-2,68 Ga; por ex. Moreto *et tal.* 2015a), e outra do Paleoproterozoico (1,90–1,88Ga; por ex. Tallarico 2004).O SMA é destacado pela mineralização epigenética robusta de Fe-Cu-Au-(U-ETRL) do tipo IOCG (*Iron Oxide-Copper-Gold*), além de registros de mineralização cuprífera pretérita, singenética à deposição do Supergrupo Itacaiúnas, do tipo *Sediment-Hosted Stratiform* (por ex. depósito Tarzan, Pinheiro 2019), que é restrita ou foi pouco catalogada devido à obliteração causada pelos múltiplos e subsequentes eventos hidrotermais envolvidos na formação dos depósitos

de cobre na região. Algumas características principais do SMA é ampla alteração hidrotermal dos tipos sódica e potássica, abundante formação de óxidos de Fe (magnetita/hematita), contemporaneidade com eventos graníticos, controle por zonas de cisalhamento dúctil e grandes volumes de sulfeto decobre. OSMP está associado à volumosa granitogênes e dotipo-A e àreativação de grandes estruturas em nível crustal mais raso (rúptila rúptil-dúctil) que favoreceu o desenvolvimento de depósitos do tipo IOCG e relacionados a granitos do tipo Polimetálicos (Cu-Au-Bi-W-Sn). Além deserem mais jovens, estes depósitos apresentam padrões de alteração hidrotermal e assinatura metálica distintas dos IOCGs arqueanos, são mais rasos e oxidados, e podem representar apenas remobilizações no Paleoproterozoico de depósitos do SMA.

Apesar da relevância deste cinturão, poucos são os trabalhos desenvolvidos em escala regional, com aplicação de técnicas de modelagem espacial na integração de dados (por ex. Prado *et al.* 2020). Assim, o Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM) através do Projeto Geologia, Recursos Minerais e Arquitetura Crustal de Carajás, desenvolveu ao longo do CSC, trabalhos de integração de dados, com objetivo de caracterizar alvos favoráveis à prospecção mineral, e, assim, fomentar a pesquisa mineral na região. Para isso foram gerados mapas de favorabilidade (cobre e ouro), em escala de distrito, para os diferentes sistemas minerais(SMA e SMP) e um mapa integrado final de ambos os sistemas, usando a abordagem de sistemas minerais aplicado a técnicas de modelagem espacial guiado pelo conhecimento (*knowledge--driven*, Bonham-Carter 1994; Skirrow et al. 2019). Este trabalho traz uma síntese dos dados, abordagens e metodologia utilizadas na elaboração dessas modelagens, bem como discussões acerca dos resultados obtidos.

MATERIAISEMÉTODOS

A partir do conceito de sistemas minerais (Wyborn et al.1994; Mccuaig & Hronsky 2014) foram definidos indicadores para os fatores críticos à geração de minério e os critérios mapeáveis para os principais sistemas mineralizantes de cobre e ouro reconhecidos na área (SMA e SMP). Para o SMA os critérios mapeáveis foram os **litotipos** favoráveis (metavulcânicas e metassedimentares químicas do Supergrupo Itacaiúnas; máficas e ultramáficas do Grupo Sequeirinho e granitos da Suíte Planalto) como fonte de fluídos; **contatos litológicos**,**lineament osestruturaisdúcteis** (E-WeWNW-ESE, classificados como fase de deformação Dn) e **estruturas profundas** como condutos para migração de fluidos; **assinatura geoquímica** (Fe-Cu--Au-U-P-Th-Ag-Co-Ni-Mo-B-Cr-Ti-As-Ni-Zn-ETRs) e **assinaturas geofísicas** marcadas por anomalias radiométricas (principalmente Urânioanômalo e Kanômalo) emagnetométricas que marcamosefeitosresultantesdosprocessosdealteração hidrotermal e são gradientes para deposição de minério. Para o SMP foram utilizados como fonte de fluidos os **litotipos** favoráveis (granitoides de 1,88Ga da Suíte Serra dos Carajás e rochas exalativas do Supergrupo Itacaiúnas); para os condutos de migração de fluidos usamos os **contatos** dos granitos paleoproterozoicos, **estruturas profundas** e **lineamentos estruturais** de caráter rúpteis a rúpteis-dúcteis (pós Dn: NE-SW e NW-SE) e dúcteis (estruturas Dn, pré 1.88Ga;E-WeWNW-ESE);para o gradiente de deposição a **assinatura geoquímica** (Cu-Au- U-Th-W-Bi-Be-Li-Yb-Ag-Ti-Mo-Sn-ETRs) e **assinatura geofísica** na delineação de zonas enriquecidas em Urânio.

Uma vez definidos os fatores críticos e critérios mapeáveis, foram selecionados dados representativos e construídos mapas específicos a partir do banco de dados (GEOSGB) do Serviço Geológico do Brasil e de dados gerados e interpretados no presente projeto. Os dados

utilizados (geológicos, geoquímicos e geofísicos) foram tratados e exportados como arquivos do tipo raster, com o intuito de atribuir pesos (Pve) e pontuações (relativos à importância do processomapeado) para cada elemento indicativo do processo mineralizante, obtendo-se assim osmapas de evidência para cada sistema (SMA e SMP). A cada mapa de evidência foi atribuído um peso (We) relacionado ao grau de incerteza e confiabilidade do dado originário.

A modelagem foi realizada em ambiente de SIG, utilizando o programa ArcGis (extensão *Spatial Analyst*). O método utilizado foi o de sobreposição de múltiplas classes (*mutliclass index overlay*, Carranza 2009), na qual o valor de cada classe de evidência é adicionado quando existe uma intersecção de dois ou mais vetores preditivos. Os diversos dados de entrada foram somados (S), de acordo com a equação S = ∑ne (Pve)(We), para a produção de três mapas evidenciais coerentes aos fatores críticos (mapas evidenciais de fonte de fluidos e F, corredores de migração e C e gradiente de deposição - e G) de cada sistema mineral e então combinados para a geração dos Modelos de Potencial Mineral (MPM) do Arqueano e Paleoproterozoico (MPMA e MPMP) por meio da fórmula MPM = eF + e C + e G/ ∑ne We. O Mapa Integrado de Favorabilidade (MIF) é produto da média ponderada entre os dois modelos previamente gerados, segundo a álgebra MIF = (e MP MA*18) + (e MPMP*14)/32, onde o peso atribuído a cada um dos mapas corresponde a quantidade de temas utilizados na sua prévia modelagem. A validação da modelagem envolveu a comparação da localização dos depósitos/ocorrências conhecidos na área com as classes de favorabilidade do modelo final integrado.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os produtos dessa integração (Oliveira et al., 2022) foram dois modelos de mapas de potenciais minerais para cobre e ouro de sistemas minerais de distintas épocas metalogenéticas (Figs.1A e 1B) eu m mapa integrado final (MIF) com a superposição desses eventos (Fig.1C). OMIF possui 5 classes de favorabilidade, de acordo com a pontuação somada, que varia de 5- 6 (favorabilidade muito alta) a 0 (nula).

Durante a modelagem, não foram utilizados os pontos de ocorrências e depósitos minerais reconhecidos na área. Assim, para avaliar se os mapas e as classes de potenciais geradas são coerentes com a realidade, foi realizada a comparação entre os pontos de ocorrências/ depósitos e as classes d eprospectividade (especialmente as de maiores pontuações) e para isso foi confeccionado um gráfico de validação parao MIF. O gráfico compreende duas curvas de validação (Fig 2) em que se compara quantos pontos são englobados em cada classe de favorabilidade. É possível observar que a classe de maior favorabilidade (5-6) engloba 3% dasocorrências,ejánapenúltima classe, que corresponde a 92% da área, 100% das ocorrências são englobadas. Isso mostra que estatisticamente esse modelo é capaz de prever áreas favoráveis. A curva de validação foi aplicada no modelo integrado visto que em muitos dos depósitos e ocorrências há incertezas sobre os sistemas e/ou época metalogenética de geração dos depósitos (porex. Tarzan, Santa Lúcia), além de superposição de eventos (porex. Sossego, Alvo 118).

As regiões com superposição de feições diagnósticas de mais de uma família de alterações, ao longo das principais estruturas dúcteis regionais e especialmente na interseção entre estruturas de estilos tectônicos diferentes, parece ser o melhor indicador regional para a prospecção de ocorrências economicamente mais relevantes. O MIF mostrou boa correlação entre os depósitos conhecidos e as zonas prospectivas (índices de favorabilidade), onde depósitos como

Sossego, Sequeirinho, Visconde, Santa Lúcia, Pedra Branca entre outros foram mapeados entre pontuações de 3 (moderada) a 5-6 (muito alta). A análise também destacou importantessetores-com índices de prospectividade acima de 3 e que precisam ser investigados, como exemplo os setores oeste (às proximidades da Vila Racha Placa) e sul (oeste, leste e sudoeste de Canaã dos Carajás) do CSC.

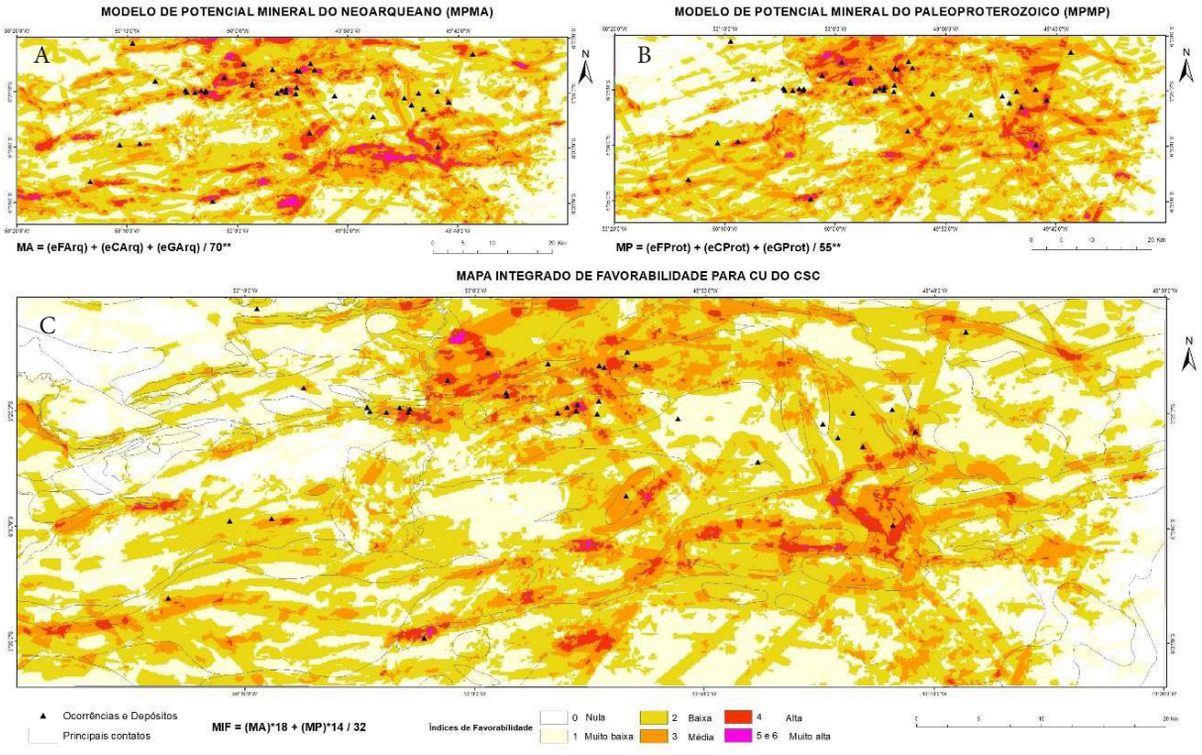


Figura 1. Mapas de potencial mineral do CSC em dois estágios (Modelo Neoarqueano e Modelo Paleoproterozoico) e Mapa integrado final. Os índices de favorabilidade são compatíveis com os três mapas.

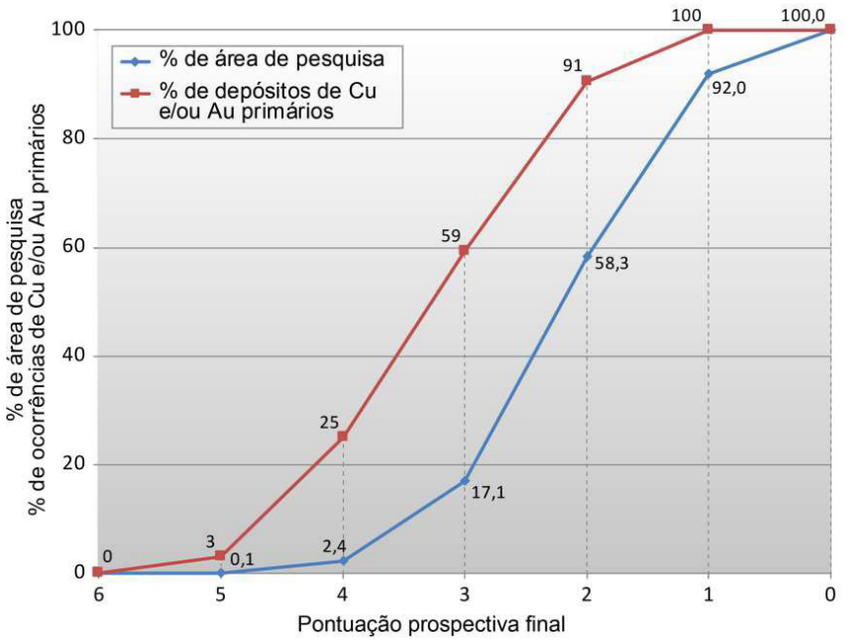


Figura 2. Curva de validação mostrando a distribuição da proporção de depósitos/ocorrências por classe de favorabilidade.

CONCLUSÕES

A definição dos fatores críticos dos sistemas mineralizantes de cobredo CSC, aliados à integração de dados geológicos, geoquímicos e geofísicos disponíveis, permitiram o modelamento de potencial mineral, aplicando método de sobreposição de múltiplas classes.

Dessas modelagens resultaram mapas de favorabilidade para cobre e ouro de cada sistema mineralizante e um mapa integrado com cinco classes de favorabilidade, que apontou diversas áreas favoráveis para novas descobertas de depósitos de cobreeouro, especialmente na porção o este e suldo CSC. As classes de favorabilidade com maiores índices (entre média a muito alta) englobam cerca de 59% das ocorrências e depósitos conhecidos que cobrem cerca de 17,1% da área do CSC. As incertezas com relação aos tipos de depósitos afetam o resultado final, e apesar do mapa ser estatisticamente válido, os critérios de prospectividade precisam ser mais permissivos.

Os resultados finais demonstram que, apesar de extensos estudos bibliográficos acumulados em escala de depósito e alguns poucos trabalhos em escala mais regionais, na escala de distrito aqui aplicada, essas metodologias se mostram eficazes em assinalar novas áreas-alvos potenciais para cobre e ouro ao longo do CSC.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bonham-Carter G. F. 1994. Geographic information systems for Geoscientists: Modellingwith GIS. Oxford, *Pergamum*, 398p.

Carranza E. J. M., 2009. Geochemical anomaly and mineral prospectivity mapping in GIS. Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry 11. Elsevier, Amsterdam (368 pp.).

MC cuaig, T.; Hronsky, J. Themineral system concept: The keytoexplorationtargeting.*SocietyofEconomic Geologists Special Publication*. 18. 153-175, 2014.

Moreto, C. P. N.; Monteiro,L.V.S.; Xavier,R. P.; Creaser, R. A.;Dufrane, S. A; Melo, G. H.C.; Delinardo da Silva, M.A.; Tassinari, C.C.G.; Sato, K. Timingof multiple hydrothermal events intheiro nox ide–copper–gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil.*Mineralium Deposita* 50:517-546, 2015a.

Tallarico,F.H.B., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I. R., Figueiredo, B.R.Carvalho, J. B., Rego, J.L., Nunes, A. R., 2004. Geological and SHRIMP II U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au- (W-Bi-Sn) deposit Carajás, *Brazil.Miner. Depos*. 39, 68–86.

Oliveira, J.K.M. DE, Silva, A.R. da C.,Tavares, F.M., Gaia, SMS; Serafim, I. C. C. O. Mapa de Favorabilidade para Cobre do Cinturão Sul da Província Mineral de Carajás. 1 mapa colorido, 90,0 x 143,50 cm. Estado do Pará. Belém: CPRM, 2022. Escala: 1:100.000.

Pinheiro, R. S. de C., 2019. Evolução paragenética e regime de fluidos no sistema Cu-Co Tarzan, Província Carajás. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas. 122p.

Prado E.M.G, Filho C.R.S, Carranza E.J. M., Motta J.G. 2020. Modelingof Cu-Auprospectivity in the Carajás mineral province (Brazil) through machine learning: Dealing with imbalanced training data, *Ore GeologyReviews*, Volume 124, 103611, ISSN 0169-1368,https://doi.org/10.1016/j.oregeorev. 2020. 103611.

Skirrow R. G., Murr J., Schofield A., Huston D. L.,WielenS. vander, Czarnota K., Coghlan R., Highet L. M., Connolly D., Doublier M., Duan J. 2019. Mapping iron oxide Cu-Au (IOCG) mineral potential in Australia usingaknowledge-drivenmineralsystems-base da pproach, Ore Geology Reviews, Volume113, 103011, ISSN 0169-1368, https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103011.

Wyborn, L. A. I., Heinrich C. A., and Jaques A. L., 1994, Australian Proterozoic mineral systems: Essential ingredients and mappable criteria: Australian Institute of Mining and Metallurgy Annual Conference, Melbourne, Proceedings, p. 109–115.

INVESTIGAÇÃO GEOFÍSICA DE GRANITOS PARA BRITA NO AMBIENTE AMAZÔNICO

Lúcia Maria da Costa e Silva[1]; Bruce Fabini Franco Chiba[2]; Abraão Fernando Figueira de Melo[3]

[1,2]Serviço Geológico do Brasil (SGB- CPRM); [3]SGB- CPRM, profissional liberal

lucia.costaesilva@sgb.gov.br;bruce.chiba@sgb.gov.br; abraaoffmelo@hotmail.com

RESUMO

A cobertura do embasamento rochoso pelo manto de intemperismo amazônico e a necessidade de brita para a construção civil conduziram o Serviço Geológico do Brasil (SGB–CPRM) a testar metodologias geofísicas na delimitação dos granitoides Ourém, Jonasa e Ney Peixoto (PA), de mapeamento geológico impreciso. Foram testados dados de aerolevantamento radiométrico e magnético, bem como realizado levantamento terrestre com radiometria (cintilometria e espectrometria), eletrorresistividade (sondagem elétrica vertical e tomografia elétrica), radar de penetração no solo (GPR) e sísmica passiva (HVSR). Ao contrário do esperado em outros ambientes e evidenciado pela integração dos resultados aferidos por furos de trado, a concentração de potássio (K) é o principal guia para a localização de granitos no ambiente estudado. Nenhuma relação clara foi encontrada entre os produtos da aeromagnetometria e o contorno dos granitos. Os demais métodos apresentaram a seguinte ordem crescente de aplicabilidade: GPR (100 MHz), eletrorresistividade e sísmica passiva, que se mostrou de enorme utilidade na estimativa da profundidade do topo do embasamento. Esses métodos mostraram que os limites dos granitoides no mapa geológico são bastante imprecisos e compatíveis com falhas verticais a subverticais de rejeitos significativos, o que reduz a provável área de mineração. Com base na integração dos resultados, foi escolhido um isocontorno de K para caracterizar a área granítica, o que permitiu inferir uma reserva prevista para dois alvos comprovados até 20 m, bem como a eleição de alvos para verificação por interessados em sua exploração.

PALAVRAS-CHAVE: granito;brita;radiometria;sísmicapassiva.

INTRODUÇÃO

A demanda iminente dematériais deconstrução por empreendimentos planejados pelo governo federal do Brasil e pelo governo do Estado do Pará, como a expansão do complexo portuário e rodoviário/ferroviário, frente à inviabilidade da única exploração de brita do nor- deste do estado (Mineração Santa Mônica, Tracuateua) atender essa demanda, levou o SGB a prospectar corpos graníticos para uso como brita.

NoBrasil,ou sodageo física na prospecção de materiais de construção é desconhecido ou impopular devido ao tempo e custo necessários para sua implementação em relação a sondagens mecânicas rasas, relativamente rápidas e de baixo custo, em contraste com outros tipos de mineração que requerem perfuração mais profunda. Ademais, a profundidade de interesse para a lavra de brita (20m) é acessível por meio de maquinário comum de terraplanagem, como

aretro escavadeira, de modo que nem sondagem é feita para se ter a cubagem. O maior obstáculo para a prospecção, contudo, é o manto de intemperismo que oblitera vestígios do embasamento, consequência das altas temperaturas e chuvas abundantes da região.

Vários métodos geofísicos podem ser aplicados para localizar a profundidade do leito rochoso raso. Por exemplo, em regiões de altas temperaturas e chuvas abundantes, há o trabalho de Beauvais et al. (1999) sobre a geometria das camadas do solo acima de granito usando tomografiaelétrica(TE) no sudeste do Senegal e o de Moonetal. (2019), com quatro técnicas de medição de microtremor, uma delas o HVSR, em Singapura.

OSG Binvestigou, por meio do método geofísico GPR, depósitos de areia para construção em quatro áreas da região de Macapá, sul do Amapá (Lago et al. 2016). O Projeto Estudo de Rochas Granitoides para a Produção de Brita no Nordeste do Pará (Melo e Oliveira 2020) deu continuidade à investigação geofísica pelo SGB de materiais de construção no ambiente amazônico. A área sob estudo compreende os granitos Ney Peixoto, Jonasa e Ourém, folha CapitãoPoço/SA.23-V-C-V, escala 1: 100.000. Os granitoides têm forma subarredondada, mas limites incertos, como evidenciado pelo posicionamento de amostras obtidas antes deste trabalho.Entreos granitos Ourém e Jonasa, antiga pedreira de granito mapeada como Grupo Barreiras, deixou cava aproveitada pelo Hotel Fazenda Cachoeira para parque aquático.

GEOFÍSICA

Dados de radiometria e magnetometria foram extraídos do Projeto Aerogeofísico Gu- rupi. Os primeiros foram organizados sob a forma de mapas de isoconcentração de equivalente em ppm de tório (eTh) e urânio (eU) e, ainda, de potássio (K, %), dosagem da contagem total (CT,R/h)eternário (R-K/G e Th/B-eU). Os dados magnéticos, tratados com técnicas de realce de anomalia, ambos com Oasis Montaj 9.4.1 (Geosoft, U.S.A.).

Vários alvos foram selecionados para verificação no campo, baseados em vários crité- rios (elevado K e valores intermediários de Th, moderado K e elevado U, etc.) extraídos dos dados aero levantados. A dificuldade de acesso e o tempo limitaram a verificação a quatro alvos, localizados no Hotel e em cada um dos três granitos mapeados. Foram usados: radiometria, eletrorresistividade,GPR esísmica passiva. Todos esses métodos são amplamente conhecidos, exceto o HVSR, utilizado pela primeira vez pelo SGB (Costa-e-Silva et al. 2017) como parte de uma investigação sobre a aplicabilidade do método em vários ambientes geológicosno Brasil (São Paulo-Maranhão-Pará-Distrito Federal) (Sauck 2017).

Nos dias 25 e 26 de fevereiro de 2017 foram realizados os trabalhos de sísmica e de13 a 21 de setembro, os trabalhos com os demais métodos e três sondagens a trado realizadas no centro de SEVs: duas no hotel e uma no granito Ourém.

As medidas de CT foram realizadas ao longo de linhas no modo contínuo a cerca de 1 m do terreno, enquanto as de eTh, eU e K, em pontos selecionados ao nível do terreno com o equipamento RS-125 da Radiation Solutions (Canadá). Os dados radiométricos são acessados como software RS ANALYST fornecido pelo fabricante, tendo sido as medidas de CT dizimadas de modo a se obter uma medida para cada 1 m, o que tem efeito análogo à filtragem de frequências altas.

Duas linhas foram levantadas com GPR da empresa MALÅ Geoscience (Suécia), usando antenas de 100 MHz. Oprograma Reflex W de Sandmeier foi usado no processamento GPR (move star time, dewow, ganho manual e transformação tempo-profundidade).

A Eletrorresistividade foi utilizada em Sondagens Elétricas Verticais (SEVs) e Tomografias Elétricas (TE) com 72 eletro dos espaçados de10m como Syscal Proda Iris Instruments (França). As VESs foram obtidas com o arranjo de eletrodos Schlumberger e as TEs, com o Wenner-Schlumberger, ficando a resistência de contato entre eletrodos e terreno, a despeito do uso de bentonita, em muitas estações acima de 5 kOhm (7,59±3,63 a 8,23±4,58 Ohm), o que conduziuaoabandonodealgumasleituras.AsSEVsforaminterpretadascomoauxíliodopro- grama IPI2Win de Bobachev e as TEs, com o programa Res2DInv de Locke.

Sísmica passiva faz uso de ruídos ísmico (microtremores) como fonte de excitação para obter a espessura da cobertura sobre o embasamento h, dada por $h = V_S/4f_0$, em que V_Sé a velocidade da onda e f_0, a frequência de ressonância dada pelo pico da razão entre as componenteshorizontais e vertical do ruídos ísmico registrado em sismômetros nas três direções (Nogoshi e Igarashi 1970), daí ser a metodologia conhecida como *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* – HVSR (ou H/V) As medidas HVSR foram realizadas com o equipamento Tromino (Itália) e o processamento, com o programa Grilla (fornecido pelo fabricante).

RESULTADOS

Radiometria

Os dados aero levantados mostram elevada concentração de Thno Granito Jonasa, bem menor no Ney Peixoto em e no raindano Ourém; o U apresenta distribuição análoga.Os granitos Ney Peixoto e Ourém exibem elevados teores pontuais de K, nessa ordem. Destacam-se, em especial no mapa ternário, os rios radioativos (com elevadas concentrações de K e U) e, nas margens, com K e material pobre em todos os três isótopos. Seja a água dos rios, seja a sua radioatividade, são empecilhos para a detecção de granitoides ali existentes.

A investigação terrestre mostrou que as áreas com produtos intempéricos derivados dos granitos e com subjacentes granitos apresentam radioatividade maior, mas a CT não permite separaressasáreas.A concentração de potássio, no entanto, cresce com aproximidade a granito aflorante a subaflorante e a de urânio também, mas em menor grau.

Magnetometria

O mapa de isocontornos de amplitude dos inalanalítico (ASA), que apresenta anomalias magnéticas diretamente sobre suas fontes, mostra vestígios do Cinturão Gurupi em profundidade, a NE de seu afloramento, o que implica em seu mergulho para SW,movimentação SW-NE. As amostras de afloramentos graníticos obtidas antes desse trabalho não se localizam nas zonasdealtosmagnéticos, oquepodesersugestivadapresençadegranitoidesnasbordasdos corposmagnéticos que compõem a faixa magnética.Na área coberta pelo levantamento Gurupi, além dessa faixa magnética, destacam-se domínios de ASA elevada, tanto a NE como a NW, compatíveis com relíquias do Craton São Luís em profundidade.

GPR

O GPR detectou granitos e cobertura laterítica, mas a presença de argila e a umidade promovem atenuação do sinal e, portanto, a diminuição da profundidade de investigação.

Eletrorressitividade

As SEVs eas TEs, além de estimar a profundidade aproximada para o granito em local amostrado pela sísmica passiva, mostraram limites bruscos para os granitos, em parte visualizado pelo GPR, que pode ser explicado por falhamentos intensos não mapeados. A TE, em adicional, como K, sugere que o maior volume para exploração ocorre no Granito Ney Peixoto.

Sísmicapassiva

Com a profundidade aproximada do granito obtida pelas SEVs, foi calculada a velocidade da onda (0,085m/ns) e construído mapa de isocontornos de espessura do manto de intemperismo.

CálculodeReservaPrognosticada

Com base na integração dos resultados, foi eleito o isocontorno de K representativo das ocorrências no hotel, Ourém e Ney Peixoto (duas) e calculada suas áreas respectivas, 0,86,2,71, 4,67 e 7,89 km² e as correspondentes reservas prognosticadas, 45.580.000, 143.630.000, 247.510.000 e 418.170.000 t até 20 m de profundidade (para densidade do granito = 2,65 g/cm^3). Essas estimativas não levam em consideração a comprovação por meio de furos de sondagem e nem a qualidade do material, logo são meras aproximações. O isocontorno de K eleito foi também utilizado para localizar alvos para averiguação futura por interessados.

DISCUSSÕES

É esperado que a concentração de U e Th permaneça praticamente a mesma sobre o granitoide e que a do K decresça com a intensidade do intemperismo devido a sua elevada solubilidade, segundo Wilford (2002). Ulbrich et al. (2009) observaram que a concentração elevada de K indica a preservação do granitoide, enquanto as baixas ou nulas, sua lixiviação em região de clima tropical do sul do Brasil (Estado do Paraná), apontando que os “modelos” de interpretação de dados gama espectrométrico utilizados em áreas pioneiras (como as da Austrália e do Canadá) devem ser modificados para a maioria das regiões brasileiras.

Os resultados deste trabalho mostraram que o guia para a detecção dos granitoides é o K. Otório, insolúvel, não devia migrar, mas pode ser absorvido pelas argilas devido a sua elevada capacidade de troca catiônica, e desta forma também serem transportados. Como os óxidos de ferro e de alumínio retém radionuclídeos, ascrostas lateríticas podem ser mapeadas por anomalias de eTh, daí, provavelmente, explicar o domínio de maior expressão rico em tório na área. Por outro lado, aparecem os “rios radioativos”. A água blinda a radiação proveniente do leitodorio, portanto, as elevadas concentrações de K, em especial, e eU (mostradas em especial pelo ternário) devem ser associadas a material em suspensão o uso lúvel (K,U comvalência + 6); nas margens, há a fixação do K na argila dos aluviões e cascalho quartzoso (não radioativo).

Finalmente, os teores, em especial do K, quecrescem de leste para oeste podem tersido produzidos por espessamento de crostarica em componentessiálicos (logo,emisótoposradio- ativos),cresce ntedelesteparaoeste (espessamento de crostaricana componente "siálica", que é mais rica em isótoposradioativos) ou, paralito tipo sanálogos, por redução da idade dos me mos deles te para oeste (diferenciação magmática mais efetiva, que produz litotipos mais radioativos) (Kogan *et al.* 1971), história compatível com o desenvolvimento do Cinturão Gurupi.

CONCLUSÕES

A concentração de K mostrou ser o melhor guia para a localização de granitos aflorantes ou suba florantes da área investigada. A despeito das dimensões reduzidas da área investigadas, esse guia é provável para aAmazônia de um modo geral. A concentração de K permitiu separar anomalias para averiguação futura e inferir reserva prognosticada dos granitos no Hotel, em Ourém e Ney Peixoto. Os estudos realizados mostraram que os limites desses granitos e, mais ainda, do Jonasa, são incertos e assumem menores expressões em área do que as cartografadas indicavam, consequência, inclusive, de falhamentos sugeridos pelo resultado deste trabalho.

Os métodos utilizados em terra para averiguar a presença de granito em profundidade mostraram-se úteis na seguinte ordem crecente: GPR, Eletrorresistividade, Sísmica Passiva.O GPR mostrou-se útil até 8 m de profundidade, mas pode desempenhar papel fundamental na investigação de granitos dentro do rio Guamá que corta a área. A sísmica passiva mostrou que é o método mais adequado para o mapeamento da base do manto de intemperismo em larga escala, existente na atualidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Beauvais A., Ritz M., Parisot J.C., Dukhan M., Bantsimba C. 1999, Analysis of poorly stratified lateritic ter rainsoverly ingagranitic bedrockinWest Africa, using2 - Delectrical resistivity tomography. *Earthand Pla-netary Science Letters*, **173**(4):413–24.

Costa-e-SilvaL.M.,SauckW.A., Melo A.F.F.2017. Experiência piloto Serviço Geológico do Brasil (CPRM) no mapeamento da base do manto de intemperismo com HVSR. *15th Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, p. 660–664.

Lago A.L., BorgesW.R.,Teixeira, S.G.2016. Cap.4: Utilização de GPR (Radar de Penetraçãono Solo) para Estudo dos Depósitos de Areia. P: 61-78. In: MELO, A.F.F, OLIVEIRA, J.G.F, TEIXEIRA, S.G. Projeto Materiais de Construção da Região de Macapá - Estado do Amapá. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Belém.

Kogan, R.M., Nazarov, I.M., Fridman Sh.D.1971*, Gama Spectrometry of Natural Environmentsand Formations*. Atomizdat, translation by IPST staff. 337 p.

Melo A.F. F. e Oliveira, J.G.F. 2020. *Estudo dos granitoides da região nordeste do Pará.* CPRM-Serviço Geológico do Brasil. Informe de Recursos Minerais Série Rochas e Minerais Industriais, 29.

Moon,S.W.,Subramaniam P., Zhang Y., Vinoth G., Ku T. 2019. Bedrock depthe valuation usingmicrotremor measurement: empirical guidelines at weathered granite formation in Singapore. *Journal of Applied Ge-ophysics*, **171**. 9 p.

Nogoshi M. e Igarashi T. 1970. On the propagation characteristics of microtremors. *Journal of the Seismological Society of Japan*, **23**: 264–280.

Sauck W. A, 2017, The HVSR passiveseis micmetho deva luatedin several regions of Brazil: *15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*.

Ulbrich, H.H.G.J., Ulbrich, M.N.C., Ferreira, F.J.F., Alves, L.S., Guimarães, G.B., Fruchting, A. 2009. Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados. I: revisão da metodologia e do comportamento geoquímico dos elementos K, Th e U: Geologia USP. *Série Científica*, **9**(1):33-53.

Wilford J. 2002. Airborne gamma-ray spectrometry. In: Papp E. (ed.) Geophysical and Remote Sensing Methods for Regolith Exploration: CRCLEME Open File Report 144, 46-52.

ANÁLISE DA EFICIÊNCIA DO USO DO ALOS PALSAR, SRTM E DO FABDEM PARA A DELIMITAÇÃO DE BACIA HIDROGRÁFICA EM ÁREA PLANA

Lysne Nazaré Soares Girão[1]; Carlos Eduardo Lucas Vieira[2]

[1, 2] Universidade Federal de Roraima - UFRR;

lysne.soares@outlook.com; carlos.vieira@ufrr.br

RESUMO

Esse trabalho apresenta a análise da eficiência do uso do ALOS Palsar, SRTM e do FABDEM para delimitar Bacia Hidrográfica do Igarapé do Carrapato (BHIC), situada na Depressão de Boa Vista, no município de Boa Vista (RR). Considerando-se que a delimitação de bacias é uma importante ferramenta da Política Nacional de Recursos Hídricos (PNRH) para a gestão dos recursos hídricos, esse estudo foi idealizado a fim de solucionar ou mitigar a dificuldade observada em delimitar a BHIC, devido a baixa diferença altimétrica da região. Sua delimitação foi realizada no QGis, utilizando a ferramenta *r.fill.dir*, *r.watershed* e *r.to.vect*, obtendo três perímetros diferentes. Na análise realizada, observou-se que o produto utilizando o FABDEM foi o que gerou o resultado mais eficiente, pois esse foi o que melhor considerou a área do exutório, as sutis diferenças topográficas e o imbricamento dos lagos e nascentes presentes na área de contribuição da bacia.

PALAVRAS-CHAVE: Bacia hidrográfica; delimitação de bacias; áreas aplainadas; sensoriamento remoto;

INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica pode ser definida como uma área natural de captação da água proveniente das chuvas, que escoa para um mesmo curso principal. Uma bacia é caracterizada por vertentes, nascentes, afluentes e sua confluência, divisores topográficos e exutório (Tucci 1997). Os divisores topográficos são os elementos utilizados para diferenciar uma bacia hidrográfica de outra bacia vizinha, pois a parte alta do terreno em que a água da chuva escoa, faz com que essa água escoe em direção a apenas um lado da vertente (Grotzinger e Jordan 2013).

A delimitação de bacias hidrográficas tornou-se uma importante ferramenta desde que a Lei Federal nº 9.433/97 a instituiu como unidade territorial, em que é aplicada a Política Nacional de Recursos Hídricos (PNRH). Segundo o Artº 5 da mesma Lei, o enquadramento dos corpos de água em classes, a outorga dos direitos de uso dos recursos hídricos e a cobrança pelo seu uso, são instrumentos da PNRH (Brasil 1997).

O sensoriamento remoto, definido como uma técnica de obtenção de dados da superfície terrestre de forma remota (Jensen e Epiphanio 2009), pode ser utilizado para realizar a delimitação das bacias, através do uso de imagens que contenham dados de elevação da superfície terrestre, como os Modelos Digitais de Elevação (MDE).

Em áreas topograficamente planas, a delimitação de bacias hidrográficas utilizando Sistemas de Informações Geográficas (SIG) demonstra-se pouco eficiente, em virtude da baixa variação topográfica. Dessa forma, o objetivo dessa pesquisa é comparar a eficiência dos MDE ALOS Palsar, SRTM e FABDEM, para a delimitação de uma bacia hidrográfica que encontra-se em contexto de baixa declividade.

MATERIAIS E MÉTODOS

A bacia estudada é a do Igarapé do Carrapato, que está localizada próximo a área urbana do município de Boa Vista, no estado de Roraima (figura 1). A bacia está inserida na Depressão de Boa Vista, que é caracterizada por formas de relevo planas, segundo o IBGE (2005), com cotas altimétricas que variam de 90 a 120 metros (Faria *et al.,* 2017).

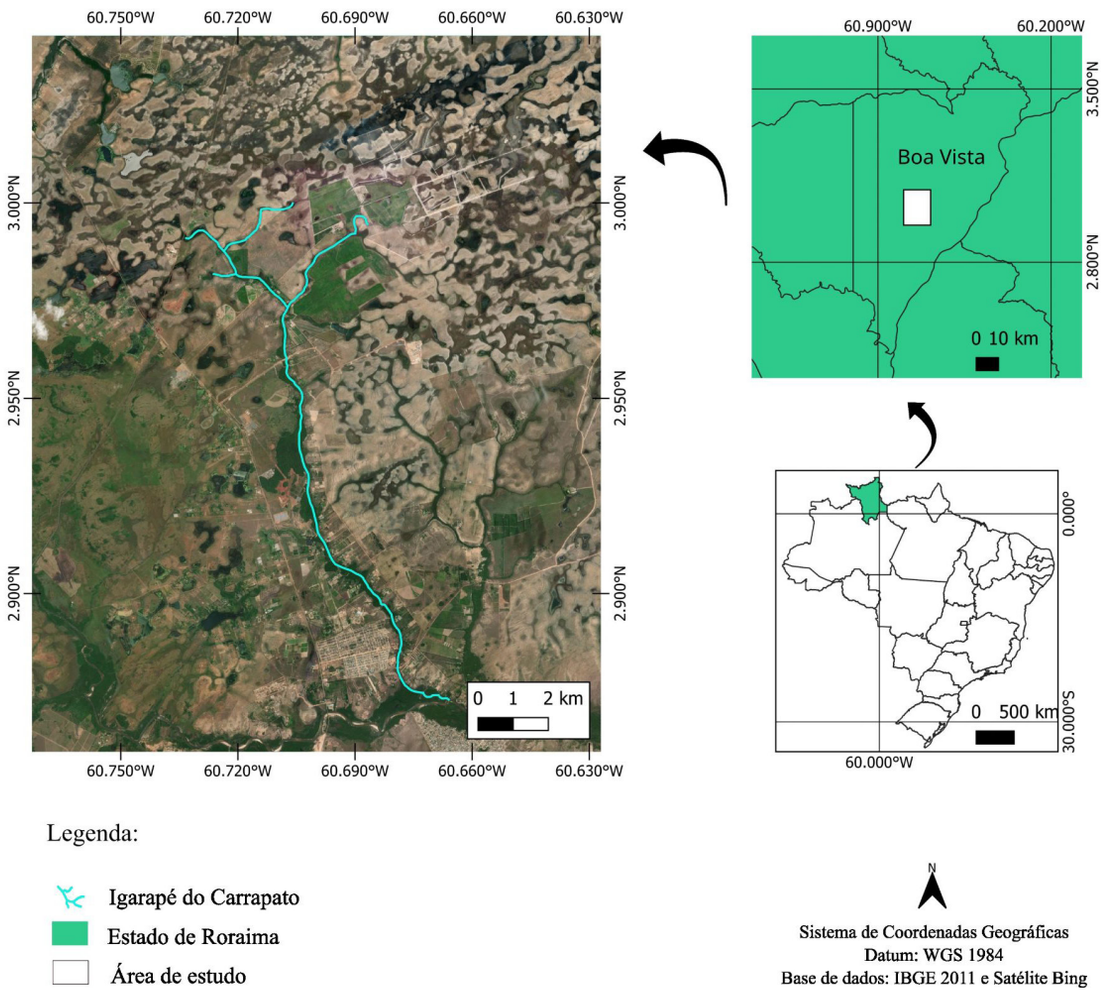


Figura 1. Mapa de localização do Igarapé do Carrapato, área de estudo.

A aquisição das seguintes imagens foi necessária para realizar a delimitação da bacia hidrográfica estudada:

- ALOS Palsar: https://search.asf.alaska.edu/#/, polarização HH, resolução espacial de 30 metros reamostrados para 12,5 metros, registrada em 13 de novembro de 2007;

- FABDEM: https://data.bris.ac.uk/data/dataset/s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn, resolução de 30 metros publicada em 18 de janeiro de 2023;
- SRTM: https://earthexplorer.usgs.gov/, resolução espacial de 30 metros, registrada em 11 de fevereiro de 2000.

Para realizar a delimitação da bacia, foi fundamental corrigir as imperfeições de dados não condizentes com as células vizinhas do *raster*, seja por erros de alta elevação ou de baixa elevação, ocasionados durante o processamento dos dados pelos cedentes. A correção foi realizada utilizando a ferramenta *r.fill.dir* do QGis 3.22.11. Com os dados *rasters* corrigidos, utilizou-se da ferramenta *r.watershed*, no mesmo *software*, para delimitar as bacias dos rasters, utilizando o valor 20 como limiar de detecção. Em seguida, com os resultados obtidos, foi realizada a conversão dos *rasters* para polígono utilizando a ferramenta *r.to.vect*.

Realizado o processamento de obtenção dos limites das bacias, foram elaborados mapas temáticos para apresentar visualmente os resultados obtidos.

O cálculo da área da Bacia Hidrográfica do Igarapé do Carrapato (BHIC) foi realizado utilizando-se a ferramenta *calculadora de atributos*, no QGis, para analisar o resultado da delimitação de forma quantitativa.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A aplicação do método resultou em três diferentes delimitações para a BHIC (figura 2). A delimitação realizada utilizando o FABDEM apresentou a maior área de contribuição, dentre todas (quadro 1).

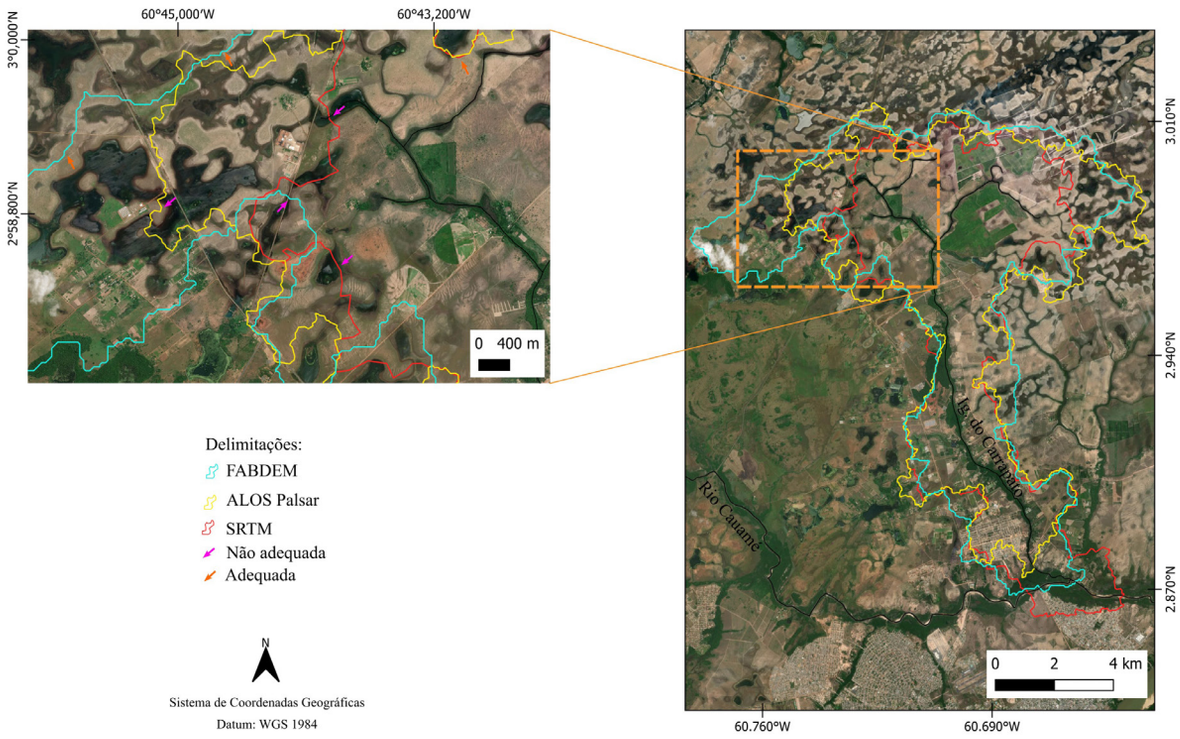


Figura 2. Produto da delimitação da bacia hidrográfica do Igarapé do Carrapato utilizando o FABDEM, ALOS Palsar e SRTM.

FABDEM	ALOS Palsar	SRTM
87,54 km²	**74,79 km²**	**65,46 km²**

Quadro 1. Área de drenagem das bacias delimitadas para o Igarapé do Carrapato.

As imagens do FABDEM são as mesmas do SRTM, porém, com a retirada de edificações e vegetações presentes na superfície (Hawker et al, 2022), aperfeiçoando a qualidade do dado. Os dados do ALOS Palsar e do SRTM não possuem esse tipo de correção, interferindo no resultado obtido. Devido à similaridade do ALOS Palsar e do SRTM, no item de tratamento da imagem, as delimitações realizadas foram similares, com uma diferença de aproximadamente 10 km². A reamostragem do tamanho do pixel do ALOS (12,5 metros) em comparação ao do SRTM (30 metros), pode ter contribuído para as sutis diferenças entre os resultados obtidos para os dois.

Em relação ao exutório, o melhor resultado foi o do FABDEM, pois no SRTM o Rio Cauamé foi considerado como parte pertencente a bacia e no ALOS a delimitação da bacia ocorreu a jusante do seu exutório. Ao longo da extensão do igarapé, as três delimitações ocorreram de forma parecida, sem diferenças contrastantes.

A área que mais apresentou diferença na delimitação da bacia foi próximo às nascentes do igarapé, que situam-se no entorno dos lagos e lagoas. A delimitação utilizando o FABDEM apresentou-se mais eficiente, considerando o item nascentes e acumulações, devido ao seu delineamento considerar todos os corpos d'água que abrangem as nascentes da bacia, assim como em ponderar os divisores topográficos sutis localizados entre os lagos.

CONCLUSÕES

A eficiência na delimitação da bacia hidrográfica do Igarapé do Carrapato mostrou-se enfática utilizando as imagens do FABDEM, em comparação com as imagens do ALOS Palsar e SRTM, visto que a demarcação da área considerou as nascentes do igarapé, as sutis diferenças topográficas e o exutório da bacia. Uma potencial resolução para o problema de delimitação pode ser obtida ao aumentar o limiar de detecção do método.

Portanto, a análise da eficiência na delimitação de bacias localizadas em área aplainada, utilizando três diferentes tipos de imagens altimétricas, mostrou-se satisfatória.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRASIL. 1997. Lei Federal 9.433. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. **Diário Oficial da República Federativa do Brasil**, Brasília, DF.

FARIA, M. M. et al. 2017. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do Igarapé Carrapato, Boa Vista, Roraima. *Vértices (Campos dos Goitacazes)*, **19:** 9-22.

GROTZINGER, J.; JORDAN, T. 2013. Transporte fluvial: das montanhas aos oceanos. In: Para Entender a Terra. Porto Alegre, Bookman Editora, p. 505-530.

HAWKER, L. et al. 2022. A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. *Environmental Research Letters*, **17:** 1-13.

IBGE. 2005. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa de Geomorfologia do Estado de Roraima. 1ª ed. Rio de Janeiro.

JENSEN, J. R.; EPIPHANIO, J. C. N. 2009. Sensoriamento remoto do ambiente. In: Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. São José dos Campos, Parêntese Editora, p. 1-34.

TUCCI, C. E. 2001. Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre, UFRGS: ABRH, 930 p.

ANÁLISE MULTICRITÉRIO NA CARACTERIZAÇÃO DA FRAGILIDADE AMBIENTAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO IGARAPÉ JAMBU-AÇU, NORDESTE DO PARÁ

Maria Eduarda Barbalho Sampaio[1]; Osmar Guedes da SilvaJunior[2]; Fábio Henrique Garcia Domingos[3]; Arnaldo de Queiroz da Silva[4]

[1]UniversidadeFederaldoPará-UFPA; [2]UniversidadeFederal doPará-UFPA;[3]Universidade Federal do Pará - UFPA; [4]Universidade Federal do Pará - UFPA

mariaebsampaio@gmail.com; guedesjr@ufpa.br; fabiohgd@ufpa.br; arnaldoq@ufpa.br

RESUMO

O estudo da fragilidade ambiental das bacias hidrográficas tem se tornado cada vez mais necessário, tendo em vista o crescente aumento de atividades antrópicas e exploração de recursos naturais que resultam em alterações em sua paisagem. Estas apresentam uma combinação de variáveis que as caracterizam, e a inter-relação entre elas pode resultar em diferentes graus de fragilidade. Dentro deste contexto, este trabalho teve como objetivo elaborar um mapa de fragilidade ambiental da bacia hidrográfica do Igarapé Jambu-Açu (BHJA), no nordeste do Pará, na escala de 1:50.000, a partir da integração de dados pedológico, precipitação, geomorfológico e de uso e cobertura de terra. A metodologia utilizada constou de uma análise integrada em ambiente de Sistemas de Informação Geográfica – SIG baseada em Ross (1994) em conjunto com o Processo Analítico Hierárquico – AHP (Saaty, 1980). Os resultados obtidos mostraram que a bacia possui graude fragilidade variando de muito baixo a alto, predominando valores de vulnerabilidade média (43,95%) e baixa (41,26%). As regiões mais vulneráveis estão localizadas a norte, resultado principalmente de ações antrópicas, causadas especialmente pelas áreas urbanizadas, áreas de mineração e o solo exposto.

PALAVRAS-CHAVE: Fragilidade; AHP; SIG.

INTRODUÇÃO

O mapeamento da fragilidade ambiental possibilita a identificação dasvulnerabilidades e das potencialidades de um local baseado nas suas características fisiográficas (Ross, 2012). Esteestudo em conjunto com a ferramenta SIG (Sistemas de Informação Geográficas) viabiliza a integração de diversas variáveis (Donha *et. tal.,* 2006) e permite a observação da configuração espacial dos dados (Silva *et al.,* 2019), o que a torna uma tecnologia importante para o planejamento ambiental do território.

A região nordeste do Pará, caracteriza-se por um processo de ocupação que se intensificouna década de 50 até os anos 80, principalmente pela construção da rodovia Belém - Brasília. As principais atividades estavam representadas pelo extrativismo de madeira, extração mineral, agricultura de corte-queima e pecuária, resultando em erosão, assoreamento de rios e igarapés, extinção da fauna e flora, e alterações climáticas (Cordeiro *et al.,* 2017).

Desta forma, o presente trabalho tem como objetivo elaborar um mapa de fragilidade ambiental da bacia hidrográfica do Igarapé Jambu-Açu (BHJA), no nordeste do estado Pará (Figura 1), na escala de 1:50.000, a partir da integração de dados pedológico, precipitação, geomorfológico e de uso e cobertura de terra, utilizando técnicas de análise multicritério.

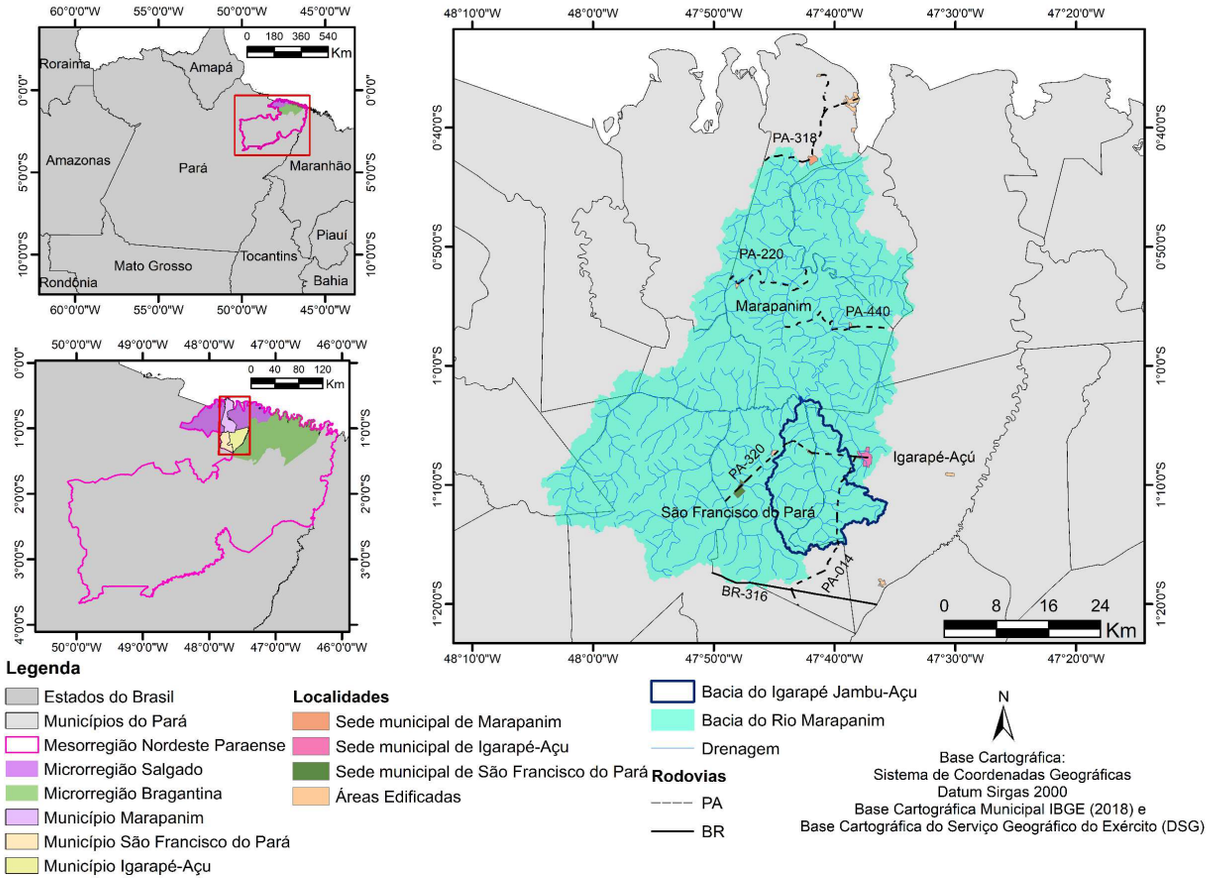


Figura1. Mapa de localização da bacia hidrográfica do igarapé Jambu-Açu, porção nordeste do estado do Pará.

MATERIAIS E MÉTODOS

Com base em Ross (1994), foi realizada a análise integrada de dados pedológico, pluviométrico e geomorfológico e de uso e cobertura do solo. Os dados pedológicos foram disponibilizados pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa). Para a confecção do mapa geomorfológico utilizou-se os dados do IBGE de 2021, que foram refinados a partir do modelo digital de elevação, além das curvas de nível vetorizadas a partir da carta topográficana escala 1:100.000 obtida no site da Diretoria do Serviço Geográfica do Exército (DSG). Os dados mensais deprecipitação utilizados foram do produto *Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Stations* (CHIRPS), obtidos no site da UCSB.

A confecção do mapa de uso e cobertura da terra foi realizada a partir da utilização de uma chave de interpretação como base para a análise visual da imagem do satélite Sentinel-2 da data de 27/09/2021, com resolução espacial de 10 m, disponível no *site Copernicus* e imagens do *Google Earth*. As classes de uso e cobertura foram definidas de acordo com o manual técnico de uso da terra do IBGE(2013).O trabalho de campo foi realizado para observar as características geomorfológicas e para fazer a validação das classes de uso e cobertura.

Para a definição dos critérios de classificação dos graus de fragilidade das variáveis foram considerados os trabalhos de Ross (1994), Crepani et al. (1996) e Crepani et al. (2001). A aplicação do método AHP se deu por meio da determinação dos valores de importância das variáveis a partir da escala fundamental determinada por Saaty (1980) para gerar uma matriz de comparação pareada. Desta forma foram determinados pesos para as variáveis de cada classe temática e a razão de consistência, através da extensão *ext Ahp20-Analytic Hierarchy Process* do *Arcgis* 10.8. O mapa final de fragilidade ambiental foi obtido pela álgebra de mapas, considerando os pesos resultantes da análise AHP.

RESULTADOS

A partir da interpretação das imagens foram reconhecidas oito classes de uso e cobertura para o ano de 2021 (floresta, cultivo, pastagem, uso não identificado, área urbanizada, área de mineração, solo exposto e corpos d'água). O mapa de precipitação acumulada indica que os maioresvalores de precipitação estão nas porções norte e noroeste da bacia (máxima de aproximadamente 2800 mm), enquanto os menores valores estão na porção central e sudeste (mínima com valor próximo a 2581mm). Em relação a geomorfologia, foram identificadas três formas de relevo: relevo colinoso, tabuleiro e planície aluvial. No que concerne a classe de solos, dominam na BHJA os latossolos amarelos.

Os mapas intermediários foram obtidos por meio da reclassificação das variáveis a partir dos seus graus de fragilidade. Segundo o trabalho de Ross (1994), foram determinadas para a baciaquatro classes de fragilidade relacionadas ao uso e cobertura da terra: muito baixa (123,53 km²), média (42,72km²); alta (64,36km²) e muito alta (9,35km²). A intensidade pluviométrica foi obtida através da relação entre a pluviosidade média anual (2642,92 mm) e o período em meses de chuva (6 meses), como determinado por Crepani *et al.* (2001). O valor obtido foi de 440,48 mm/mês, que corresponde a um grau de vulnerabilidade alto. Em relação a geomorfologia, para os valores de grau de fragilidade determinados por Crepani *et al.* (1996) foram identificados três fragilidades: baixa (59,86km²), média (164,08km²) e muito alta (16,27 km²). Os valores da fragilidade para os tipos de solo foram definidos pela metodologia proposta por Crepani *et al.* (1996), sendo encontrado na área de estudo a categoria de fragilidade muito baixa.

OmétodoAHP(Saaty,1980),foiaplicadoapartirdacriaçãodeumamatrizdecritérios, objetivandodeterminararelaçãodepesosentreasvariáveismencionadasanteriormente.Desta forma, o maior peso está relacionado ao uso e cobertura da terra (47,286%) e o menor peso refere-seaosolo(7,286%).Alémdisto,arazãodeconsistênciaobtidafoide0,019,considerada aceitável por ser menor que 0,10.

Por fim, a álgebra de mapas foi usada para relacionar as informações dos produtos cartográficos reclassificados e os pesos das variáveis para a obtenção do mapa de fragilidade ambie ntaldaBHJAdoanode2021(Figura2).ParaametodologiadeRoss(1994),foipossível observar que a BHJA possui as fragilidades muito baixa (31,02 km² - 12,91%), baixa (99,13 km² - 41,26%), média (105,59 km² - 43,95%) e alta (2,06 km² - 0,86%).

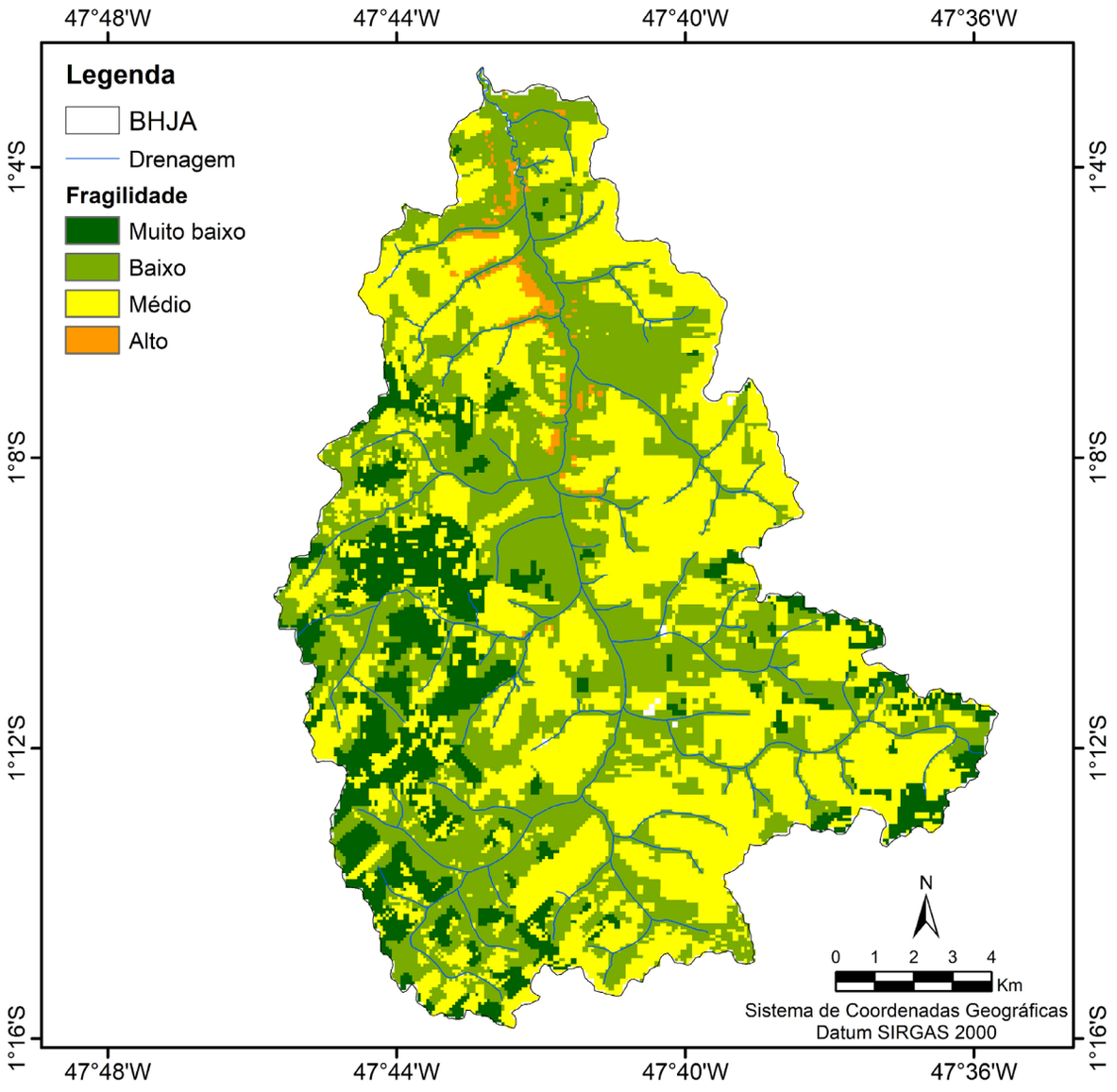


Figura2. Mapa de fragilidade ambiental da bacia do Igarapé Jambu-Açu referente ao ano de 2021.

DISCUSSÕES

Segundo o trabalho de Ross (1994), a variável de uso e cobertura de terra apresenta a predominância da classe de fragilidade muito baixa, a qual é marcada pela presença de uma cobertura vegetal primária (floresta em ataciliar) e capoeira. A fragilidade altas e encontranas porções destinadas a agricultura da região, representada pela classe de cultivo. O grau de fragilidade médio se concentra nas regiões de pecuária, caracterizado pela classe de pastagem. Por fim, a classe de fragilidade muito alta retrata o solo exposto, porções de uso não identificado (destinado ao preparo para o cultivo), além das áreas urbanizadas e de mineração.

A intensidade pluviométrica de 440,48 mm/mês, corresponde a um grau de vulnerabilidade alto, pois quanto maior for esse valor maior será a erosividade.

De acordo com o grau de fragilidade relacionadas a geomorfologia, a fragilidade média corresponde ao relevo colinoso, com topos arredondados e convexos. A classe de fragilidade

baixa é representada por tabuleiros, os quais possuem topo plano. Ambos correspondem a porções onde a altitude é mais elevada. O grau de fragilidade muito alto reside nas regiões de planície aluvial, representado por uma superfície plana que, quando submetida à inundação e a intensa morfodinâmica prevalecem os processos de morfogênese (Crepani *et al.,*1996).

No que concerne à variável solos, segundo a metodologia de Crepani et al. (1996), a BHJA apresenta expressivamente a categoria de fragilidade muito baixa, a qual é característica do latossolo amarelo, o autor aborda que esse tipo de solo é pouco propenso a sofrer erosão.

O mapa de fragilidade ambiental de 2021 da bacia (Figura 2) apresenta a fragilidade média com a maior extensão (105,59km²), nota-se que essa característica é principalmente em decorrência da agricultura e da pastagem, as quais são atividades consideradas de grau médio a alto de fragilidade sobre o solo. Localizam-se nas zonas dos relevos com interflúvio tabular e colinoso, no entanto também fazem parte desta classe o solo exposto, a área urbanizada, as regiões preparadas para o cultivo e área para mineração que correspondem a um grau muito alto de fragilidade.

A segunda classe mais expressiva corresponde a baixa fragilidade (99,13km²), aqual é resultado da presença da vegetação primária (floresta em ataciliar) e da capoeira, pois as mesmas protegemos o loda erosão, mesmo em área de planície onde a fragilidade é muito alta. A representação da classe muito baixa é consequência da presença do relevo de interflúvio tabular, da classe de florestae do latossoloamarelo, onde os três são considerados de muito baixa fragilidade, pois impedem que a erosão do solo seja intensa.

As áreas de grau de fragilidade alta se concentram na porção norte da bacia, e em algumas áreas se aproximando do corpo d'água principal. É resultado do conjunto de ações antrópicas, como áreas destinadas a urbanização, a mineração, ao cultivo, e o solo exposto, além dos fatores naturais, como formas de acumulação do tipo planície, causando uma elevada suscetibilidade a erosão.

Portanto, é possível observar que além dos aspectos naturais, as ações antrópicas possuem um grande impacto na vulnerabilidade da BHJA. Com base nisso, faz-se necessário destacar que as áreas que possuem um alto nível de fragilidade devem ser tidas como prioritárias, sobretudo nos arredores do corpo hídrico principal, quando se trata de um planejamentorelacionadoaações de conservação dos recursos hídricos e da vegetação natural, o qual auxilia na diminuição da erosão do solo e da possibilidade do assoreamento. Sendo assim, é preferível que a expansão urbana ocorra em direção a porções de menor grau de fragilidade e que se mantenha distante dos corpos d'água para a sua preservação.

CONCLUSÕES

A metodologia de Ross (1994), envolvendo a anális e multicritérios, em conjunto como Processo Analítico Hierárquico (AHP), aplicados no trabalho foram eficientes para a determinação das classes de fragilidade da bacia hidrográfica do Igarapé Jambu-Açu.

O resultado obtido mostrou que as classes de fragilidade presentes na BHJA em 2021 variam de muito baixa a alta. Há predominância dos graus baixo e médio, ambos se estendem ao longo de toda a bacia. O primeiro refere-se a áreas que apresentam vegetação primária

e a capoeira que atuam protegendo o solo da erosão, enquanto o segundo grau é resultado, principalmente, do uso do solo destinado a agricultura, pastagem, solo exposto, área urbanizada, regiões preparadas para o cultivo e área para mineração.

As regiões mais alarmantes são as que possuem um maior grau de vulnerabilidade (médiaaalta).Sendo a classe alta a mais preocupante, a qual está localizada na porção norte da bacia. Estão relacionadas com as formas deuso da terra, como o cultivo, áreapara mineração, solo exposto e área urbanizada, inseridos na planície.

Por fim, este estudo permitiu a observação das porções da BHJA com maior e menor vulnerabilidade,podendoserutilizadocomoumsuporteàdecisão,bemcomoaimplementação de medidas para evitar que ocorram riscos ambientais relativos as ações antrópicas, com enfoque em uma melhor gestão do uso da terra, na preservação dos corpos hídricos e na conservação da vegetação natural.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cordeiro I.M.C.C., Arbage M.J.C., Schwartz G. 2017. Nordeste Paraense: configuração atual e aspectos identitários. *In*: Cordeiro I.M.C.C., Rangel-Vasconcelos L.G.T., Schwartz G., Oliveira F.A. *Nordesteparaense*: panorama geral e uso sustentável das florestas secundárias. Belém, EDUFRA, p. 19-58.

CrepaniE.,MedeirosJ.S.,AzevedoL.G.,HernandezFilhoP.,FlorenzanoT.G.,DuarteV.,FariaBarbosa, C.C.2001. *Sensoriamento remoto aplicado ao zoneamento ecológico-econômico e ao ordenamento territorial*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 124 p.

Crepani E., Medeiros J.S., Azevedo L.G., Hernandez Filho P., Florenzano T.G., Duarte V. 1996. *Curso desensoriamento remoto aplicado ao zoneamento ecológico-econômico:* metodologia desenvolvida para subsidiar o Zoneamento Ecológico-Econômico. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 19 p

Donha A.G.,Souza L.C.P., Sugamosto M.L.2006. Determinação da fragilidade ambiental utilizando técnicas de suporte à decisão e SIG. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande, **10**(1):175–181.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). 2013. *Manual técnico de uso da terra*. 3ª ed. Rio de Janeiro, 170 p.

Ross J.L.S. 1994. Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados. *Revista do Departamento de Geografia*, **8**:63-74.

Ross J.L.S. 2012. Landforms and environmental planning: potentialities and fragilities. *Revista doDepartamento de Geografia*, p. 38-51.

Saaty T.L. 1980. *The analytic hierarchy process*: planning, priority setting, resource Allocation. New York, McGraw-Hill, 287 p.

Silva N. R. F., Oliveira W. V., Vieira D. C., Prudente V. H. R., Moraes E. C. 2019. Caracterização da fragilidade ambiental da bacia hidrográfica GI8/PE por meio de análise multicritério.*19º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. São José dos Campos, Anais[...], p. 1206-1209.

ASSOCIAÇÕES GEOQUÍMICAS EM SEDIMENTOS DE CORRENTE DA BACIA DO MÉDIO RIO IÇANA, NOROESTE DO AMAZONAS

Michele Zorzetti Pitarello[1]; Raissa Beloti de Mesquita[1]

[1]Serviço GeológicodoBrasil-SGB/CPRM – Superintendência de Manaus

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo a caracterização de associações geoquímicas em sedimentos fluviais da região do Médio Rio Içana, norte de São Gabriel da Cachoeira, Amazonas, tendo sido realizado no âmbito do projeto Terras Indígenas do Noroeste do Amazonas, do SGB-CPRM. A coleta de 142 amostras foi realizada nos anos de 2016 e 2017 e a preparação e análise foi feita pela SGS-GEOSOL, obtendo resultados para 53 elementos químicos. A análise dos dados consistiu de i) técnicas estatísticas uni e multivariadas; ii) elaboração de mapas com a distribuição espacial dos elementos e associações; iii) comparação dos resultados com a geologia, ocorrências minerais e zonas de ocupação. Como resultado, foi possível determinar o *background* geoquímico regional e área sanômalas, determinar quatro associações geoquímicas representativas de unidades litoestratigráficas e sugerir a existência de rochas não mapeadas.

PALAVRAS-CHAVE: Geoquímica; Sedimento decorrente; RioIçana.

INTRODUÇÃO

A identificação de associações geoquímicas em sedimentos de corrente na bacia do Médio Rio Içana compõe um dos resultados do mapeamento geoquímico de água, solos e sedimentos de corrente realizado pelo Projeto Terras Indígenas do Noroeste do Amazonas (PTINA), do SGB-CPRM (Mesquita e Pitarello, 2020). O levantamento visou determinar a distribuição de elementos químicos em sedimentos finos de rios e igarapés, através de uma abordagem multiuso. Teve como um de seus objetivos caracterizar associações geoquímicas relacionadas às unidades geológicas e identificar assinaturas que possam indicar rochas não mapeadas, auxiliando o mapeamento geológico em áreas de difícil acesso.

Os dados analíticos de 53 elementos foram tratados por técnicas de estatística uni- e multivariada e de análise espacial e levaram à classificação unielementar de áreas entre *background* e anomalia, e a identificação de quatro associações geoquímicas representativas dos sedimentos da região, através de análise multivariada. Mapas foram confeccionados para visualização dos dados e comparação com a sunidades geológicas, ocorrências minerais e zonas de habitação, permitindo a interpretação dos resultados.

Os resultados permitiram a sugestão de áreas com litotipos ainda não mapeados, a identificação de associações geoquímicas características das unidades litoestratigráficas da região e a definição de *background* geoquímico da área, que pode ser usado no futuro para acompanhamento de possíveis alterações.

MATERIAIS E MÉTODOS

Em 2016 e 2017, 142 amostras de sedimento de corrente foram coletadas ao longo da bacia do Rio Içana (folhas "NA. 19-Z-A-II", "NA.19-Z-A-VI" e "NA.19-Z-A-V") e enviadas para a SGS-Geosol, onde foram preparadas e analisadas. A preparação consistiu de secagem, peneiramento a <80#, quarteamento, pulverização a <150# e digestão parcial com água régia (HNO3+3HCl). As análises químicas foram realizadas em ICP-MS e ICP-OES para 53 elementos. O Au foi analisado pelo método *Fire Assay*.

Os resultados foram compilados e os valores menores que o limite de detecção (LD) foramsubstituídosporLD/2.Otratamentoestatísticofoibaseadonasmetodologiasde Reimann *etal.* (2008),Carranza (2009), Filzmoser *et tal.* (2009) e Grunsky (2010) e foi desenvolvido nos *softwares* Excele Statistica. Consistiude: i) análise da normalidade dos dados por teste Shapiro Wilk e transformação lognormal; ii) definição de parâmetros estatísticos descritivos; iii) gráficos (histogramas, *box-whisker* e quantil-quantil; iv) correlação não-paramétrica de Spearman e; v) análise fatorial.

Para confecção dos mapas univariados e multivariados, classificou-se os teores de cada elemento e os escores de cada associação em faixas de *background* e anomalia, de acordo com as classes do gráfico *box-whisker* de seus dados log-normalizados: i) *background* (faixa delimitada pelos *whiskers* superiores e inferiores)); ii) anomalia positiva de 3ª ordem (>Q3+1,5(Q3-Q1)); iii) anomalia positiva de2ªordem (>Q3+3(Q3-Q1); iv) anomalia positiva de 1ª ordem (>Q3+4,5(Q3-Q1) e; v) anomalia negativa (<Q3-1,5(Q3-Q1)). As bacias representantesde cada amostraforam extraídas atravésdaferramenta *Hydrology*doArcGIS e os mapas foram confeccionados no mesmo *software*. A distribuição espacial das classes foi então comparada com as unidades geológicas e ocorrências minerais conhecidas.

RESULTADOS

Dos 53 elementos, 5 não mostram valores acima do LD e foram excluídos do tratamento de dados (As, B, Be, Ge e Na). Outros 26 apresentaram grau de detecção menor que 70% e foram analisados somente por estatística univariada (Au, Ag, Ba, Ca, Cd, Cs, Hg, In, K, Li, Mg, Ni, P, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Ti, Tl, W e Yb). Mesmo após a log-transformação, somente Ce e La atingiram a normalidade dos dados. Outros 12 elementos apresentaram melhora na distribuição (Bi, Fe, Hf, Mn, Mo, Nb, Rb, Tb, Th, Y e Zr).

Foram apresentados mapasparaoselementoscom maisde50%de valoresdetectados, alémde elementosdeinteresse(*e.g.*AueHg). Somente Sn apresentou a nomaliasde 1ª ordem. Anomalias de 2ª ordem foram encontradas em Al, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Hf, Pb e Sn.

A análise bivariada com correlação de Spearman foi realizada com 23 elementos. Foram obtidos 26 pares com correlação ótima (>0,70) e10 pares com correlação boa (0,60-0, 69). Bi, Cu, Ga, Mo e Zn não apresentaram correlação boa ou ótima com outro elemento e não foram utilizados na análise multivariada. A análise fatorial obteve 4 fatores representantes de associações geo químicas que compõem 85,32% da variância dos dados: i) **Fator1:** (Ce-La-Lu-Tb)-Th-U-Y; ii) **Fator 2:** Co-Cr-Fe-Mn; iii) **Fator 3:** Al-Rb e; iv) **Fator 4:** Hf-Nb-V-Zr.

DISCUSSÕES

A associação**(Ce-La-Lu-Tb)-Th-U-Y**(Fator1)corresponde a 54,69% da variância dos dados. Os maiores escores se relacionam aos granitoides e rochas metas sedimentares, como o ComplexoTaiuaçu-Cauera, a Formação Tunuíea Suíte Rio Içana, e ocorrem, em sua maioria, nas calhas dos rios Içana e Cuiari **(Figura 1)**. Em bacias menores, essa associação ocorre na bacia do Igarapé Peguá. Os escores negativos são relacionados aos depósitos quaternários.

Teoresuni elementares de Y, TheU são 2 a 8 vezes maiores que a média da crosta continental superior (UCC) e apresentam valores na faixa de anomalia positiva de 3ª ordem. A Suíte Rio Içana apresenta os maiores valores de *background* para Ce, La,Tb,TheU, e valores elevados para Y, Yb e Zr, além dos valores mais positivos para a associação do Fator 1.

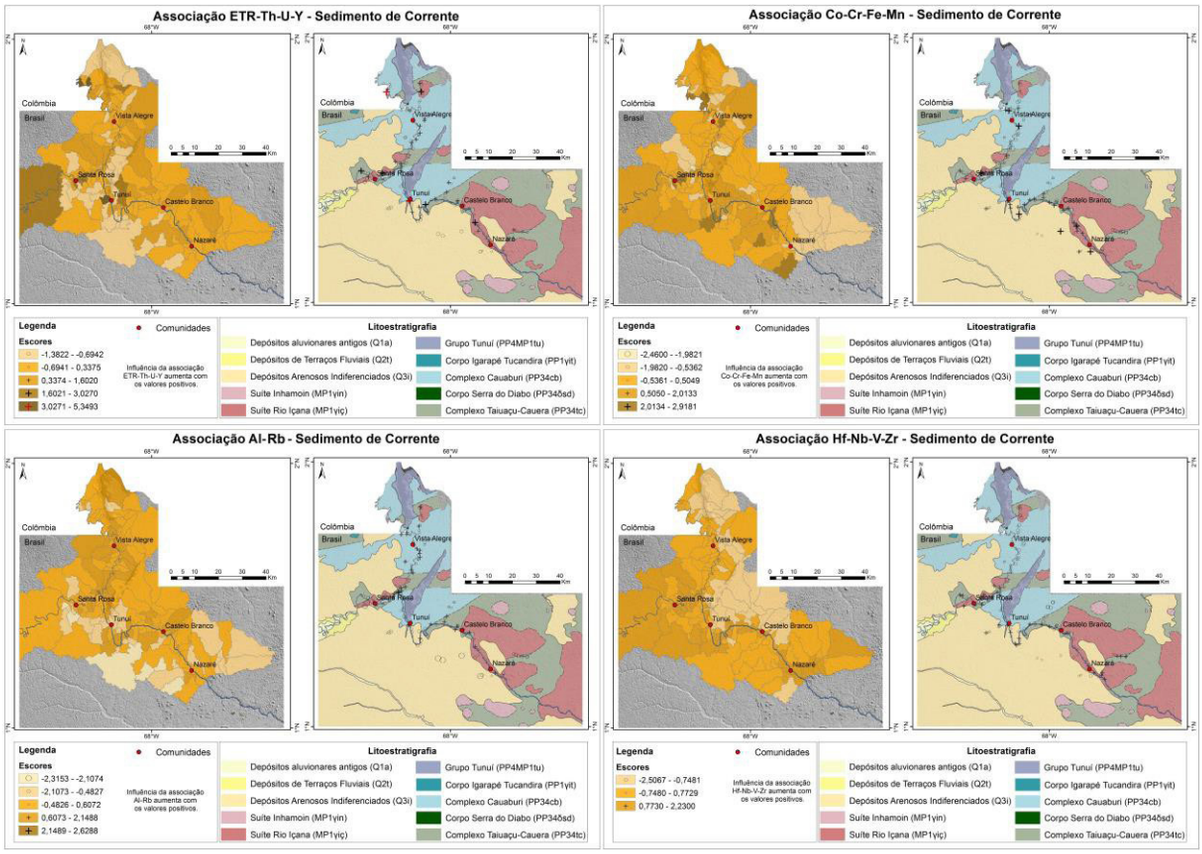


Figura1. Distribuição das associações geoquímica sob tidas para a região do Médio Riolçana.

A associação **Co-Cr-Fe-Mn** (Fator 2) corresponde a 13,58% da variância dos dados. Os escores positivos associam-se ao Complexo Taiuaçu-Cauera, à Formação Tunuí e ao ComplexoCauaburi.EscoresnegativossãoespacialmenterelacionadosaosgranitoidesdaSuíte Rio Içana. Na análise univariada, Co, Cr e Fe apresentam anomalias positivas de 2ª ordem, enquanto Nie Mn, de 3ª ordem. Entretanto, tem concentrações máximas muito abaixo da média da UCC, refletindo a baixa proporção de rochas máficas da região. Essa associação pode sugerir rochas máficas não mapeadas. A maior ocorrência de valores elevados nas calhas dos grandes rios também pode sugerir uma relação com a granulometria do sedimento amostrado, com maior quantidade de argila relacionada a drenagens maiores e mais lentas. A exceção seria

mas anomalias próximas a comunidade de Vista Alegre, onde ocorrem os granofels da Serra do Diabo, que definem uma orientação NW-SE com outras duas bacias no Igarapé Macaco, orientação também observada para os elementos Ca, Mg, Ti, Sc e V.

Aassociação **Al-Rb** (Fator3) corresponde a 9,82% da variância dos dados. Os escores positivos relacionam-se às rochas do Complexo Cauaburi e os escores negativos aos sedimentos quaternários. Na análise univariada, o Al apresenta anomalias de 2ª ordem e o Ga anomalias de 3ª ordem, ambos com valores abaixo da média da UCC. Os maiores valores encontram-se nos micaxistos e paragnaisses da Formação Tunuí e do Complexo Taiuaçu-Cauera. Rb e Sr apresentam valores máximos de anomalia de 3ª ordem, enquanto Ba, Cs e K, de afinidade semelhante, valores elevados de *background*. As bacias anômalas ocorrem em diversas unidades, porém os maiores valores estão relacionados ao Complexo Cauaburi, provavelmente refletindo a química de micas e feldspatos.

A associação **Hf-Nb-V-Zr** (Fator 4) é responsável por 7,23% da variância dos dados. Os maiores escores relacionam-se às coberturas sedimentares a oeste de Santa Rosa e a oeste do Rio Içana, além de bacias a leste de Nazaré, refletindo a ocorrência de minerais resistatos, como zircão.Também apresenta escores positivos nos granitoides da Suíte Rio Içana, enquanto escores negativos representam a Formação Tunuí. Na análise univariada, apresentam valores muito abaixo da média da UCC. O Hf apresenta sua maior concentração como anomalia de 2ª ordem na praia do 7º PEF, local com alta quantidade de minerais pesados concentrados pela cachoeira amontante.Valores anômalos de 3ª ordemo correm nas calhas dos grandes rios e na cobertura sedimentar. O Zr apresenta anomalias de 3ª ordem também na praia do 7° PEF e no Rio Cuiari. O V não apresentou valores anômalos. O Nb apresenta anomalias de 3ª ordem em uma pequena bacia a jusante de Castelo Branco, provavelmente relacionada aos pegmatitos onde ocorrências de columbita são cadastradas. As bacias com valores mais elevados de *background* são espacialmente correlatas com as anomalias de Hf e Zr.

CONCLUSÕES

O mapeamento geoquímico de sedimentos de corrente na bacia do Médio Rio Içana permitiu determinar a distribuição das concentrações químicas de diversos elementos na área e caracterizar as associações geoquímicas representativas dos processos geológicos e intempéricos da região, levando a um avanço no conhecimento do meio físico.

A distribuição dos teores unielementares e dos escores das associações reflete, em sua maioria, as unidades mapeadas, mas também mostram influência do tipo de sedimento amostrado e dos processos concentradores de material no ambiente fluvial. A ocorrência de associações geoquímicas não condizentes com unidades conhecidas sugere a necessidade de mapeamento em maior escala na região, com a possível existência de rochas máficas a serem encontradas.

Esses resultados, assim como outros resultantes do mapeamento geoquímico da região, são apresentados no Informe de Recursos Minerais “Terras Indígenas do Noroeste do Amazonas: Geologia, Geoquímica e Cadastramento Mineral na Região do Tunuí-Caparro” (Andretta, 2020). São informações que aumentam o conhecimento do meio físico da região, podem ser utilizadas de maneira interdisciplinar e, por serem obtidas de uma área pouco influenciada por atividades antrópicas, são ideais para a determinação do *background*geoquímico natural, permitindo o acompanhamento de futuras eventuais alterações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andretta,E.R.2020(org.)*Terras indígenas do noroeste do Amazonas:geologia, geoquímica e cadastramento mineral na região do Tunuí-Caparro.* Manaus, CPRM, Informe de Recursos Minerais, Série Diversos, **05**, 218p.

Carranza, E.J.M. *Geochemical Anomaly and Mineral Prospectivity Mapping in GIS***. In:** Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry. Amsterdam, Elsevier Science, 368p.

Filzmoser, P., Hron, K., Reimann, C. 2009. Univariate statistical analysis of environmental (compositional) data: problems and possibilities. *Science of the Total Environment*, **407:**6100-6108.

Grunsky, E.C. 2010. The interpretation of geochemical survey data. Geochemistry: Exploration, Environmental, Analysis, **10**:27-74.

Mesquita, R.B., Pitarello, M.Z. 2020. *Mapeamento geoquímico e mineralométrico*. **In**: Terras indígenas do noroeste do Amazonas: geologia, geoquímica e cadastramento mineral na região doTunuí-Caparro. Manaus, CPRM, Informe de Recursos Minerais, Série Diversos, **05**: 108-159.

Reimann, C., Filzmoser, P., Garret, R.G., Dutter, R. 2008. *Statistical Data Analysis Explained: AppliedEnvironmental Statistics with R*. Chichester, John Wiley & Sons, 362p.

ELETRORRESISTIVIDADE APLICADA NA INFERÊNCIA DA PROFUNDIDADE DO AQUIFERO ALTER CHÃO: REGIÃO URBANA DE MANAUS - AM

Miquéas Barroso da Silva[1]; Ricardo Cavalcanti Santiago[1] e Oderson Antônio de Souza Filho[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil - SGB

miqueas.silva@sgb.gov.br; ricardo.santiago@sgb.gov.br; oderson.souza@sgb.gov.br

RESUMO

Levantamentos geofísicos de eletrorresistividade, fazendo uso da técnica da Sondagem Elétrica Vertical (SEV), propiciaram o alcance do objetivo de inferir a profundidade do aquífero Alter do Chão na cidade de Manaus. A interpretação dos dados adquiridos associados às informações geológicas disponíveis de poços na área de estudo estimou valores de profundidade para o aquífero, que variam no intervalo entre 148 e 311 metros.

PALAVRAS-CHAVE: Eletrorresistividade; Aquífero Alter do Chão; Geofísica; Manaus; SEV.

INTRODUÇÃO

A área de pesquisa compreende a cidade de Manaus (Figura 1). O caráter urbano da região estudada (com forte presença de edificações, redes elétricas e arruamentos) é um dos fatores condicionantes negativos à aplicação do método de pesquisa utilizado, assim como a escassez de referências bibliográficas sobre o tema em questão relacionada à área de estudo. Dos poucos trabalhos de pesquisa na região disponíveis podem ser citados os estudos de Souza (2005) e Silva (2010). As estimativas acerca da profundidade do aquífero Alter do Chão são empíricas e apontam para valores num intervalo entre 200 e 230 metros, baseadas em observações de poços para explotação de água subterrânea na cidade. Neste sentido, este presente estudo tem como objetivo principal estimar por meio de sondagens elétricas verticais (SEV's) de arranjo Schlumberger a profundidade do Aquífero Alter do Chão.

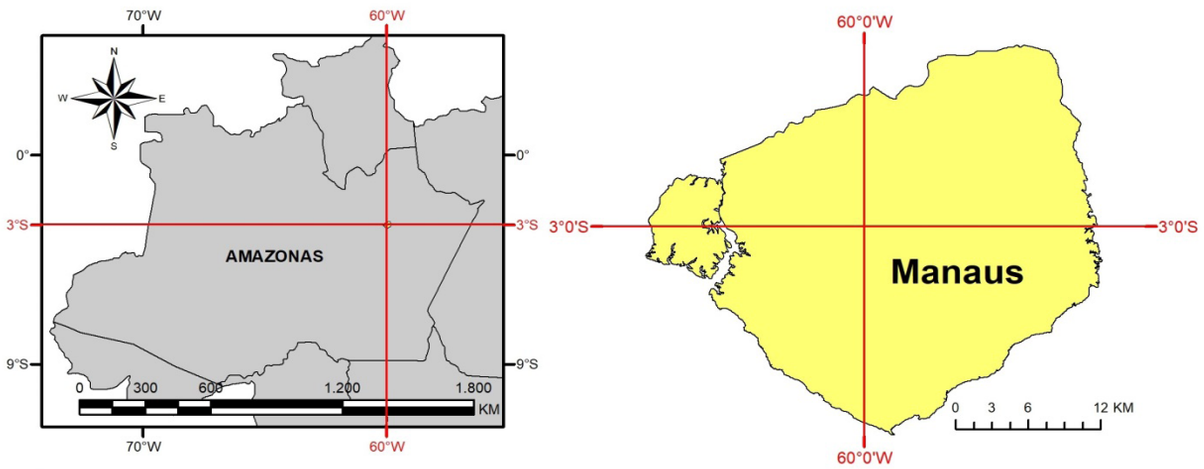


Figura 1. Mapa de localização da cidade de Manaus no contexto do Estado do Amazonas.

MATERIAIS E MÉTODOS

Aflora em Manaus um conjunto de cinco unidades geológicas com idades a partir do Cretáceo até o presente, onde a mais antiga é a Formação Alter do Chão. Para a Geofísica, considerando a resolução do método aplicado, estas unidades geológicas não são diferenciadas individualmente, sendo compreendidas como uma única camada englobando todas as unidades geológicas, incluindo a Formação Alter do Chão. No empilhamento estratigráfico da Bacia do Amazonas (Cunha *et al*, 2007), a Formação Alter do Chão, no âmbito da cidade de Manaus, faz contato basal com os carbonatos e folhelhos da Formação Carbonifera Nova Olinda, onde se alojaram *sills*, diques e soleiras de diabásio durante o Magmatismo Penatecaua no triássico (Issler *et al.* 1974).

Os dados geoelétricos para estudo dos aspectos geológicos mencionados foram adquiridos por meio de um eletrorresistivímetro Syscal Pro (fabricado pela IRIS Instruments) e da técnica da sondagem elétrica vertical (SEV), que consite em uma sequência de medidas de resistividade aparente a partir da superficie do terreno, onde cada uma dessas medidas está associada a uma configuração específica do quadripolo de eletrodos do arranjo, que é continuamente expandido durante o levantamento. Na técnica da SEV, uma corrente elétrica (I) é injetada no terreno por meio de dois eletrodos (A e B). A circulação desta corrente em subsuperficie ocasiona uma diferença de potencial (ΔV) entre outros dois eletrodos (M e N) (Figura 02). As medidas de resistividade aparente (ρ) são fornecidas pelo próprio aparelho, que as obtém a partir da equação $\rho = k \cdot (\Delta V / I)$, na qual o parâmetro k corresponde ao fator geométrico, que, por sua vez, possui valores específicos relacionados a cada geometria particular do arranjo de eletrodos durante a execução de cada medida do levantamento.

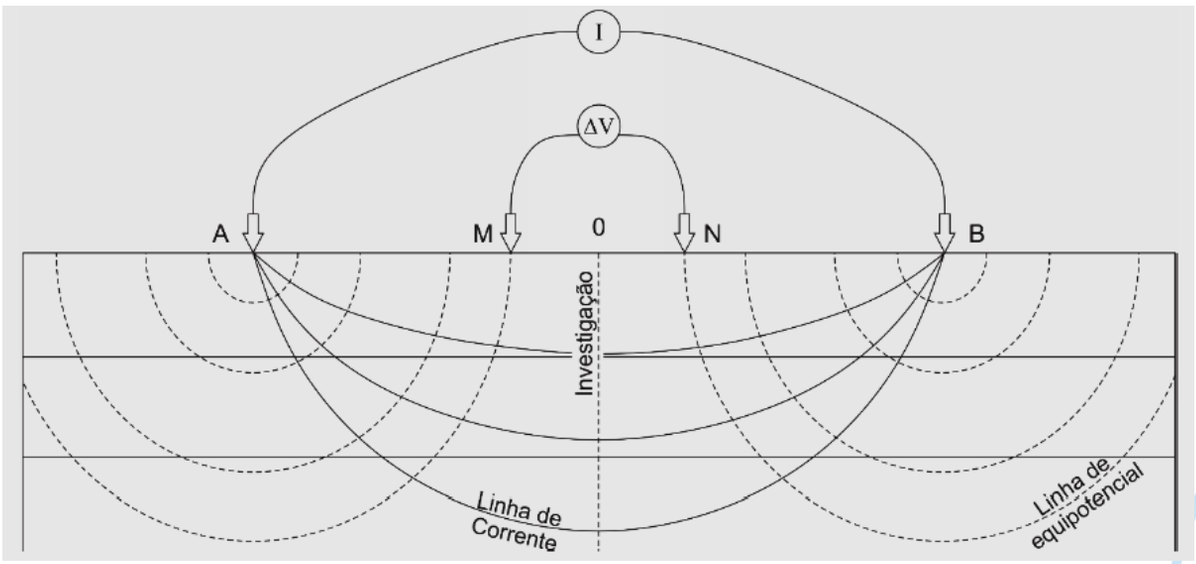


Figura 2. Técnica da Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e disposição do quadripolo de eletrodos do arranjo Schlumberger, utilizado durante a etapa de aquisição de dados.

As medidas obtidas com o arranjo Schlumberger são menos sucetiveis às varições laterais no parâmetro físico medido, irregularidades na superficie topográfica e aos ruídos produzidos por fontes artificiais. (Braga, 2016).

Os dados adquiridos durante os levantamentos geoelétricos foram invertidos a partir do software IPI2Win (versão 3.0.1). A modalidade de inversão utilizada inicialmente foi a automática, com mínimas intervenções manuais. Posteriormente foram consideradas informações de poços para serem obtidos modelos mais precisos e também mais compatíveis com a realidade.

As informações a priori sobre o empilhamento estratigráfico, contato litológico basal e o nível estático (NE), utilizadas como referência para interpretação das SEV‘s, foram obtidas dos poços cadastrados no SIAGAS (Sistema de informações de Águas Subterrâneas da CPRM - http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/).

A confecção das seções geológico-geofisicas contemplou a combinação de dados geofísicos e geológicos em um plano 2D, com o intuito de favorecer o entendimento da arquitetura de contato do Aquífero Alter do Chão com a Formação Nova Olinda. Foram confeccionadas 6 seções que serviram como subsídio para a geração da superficie de profundidade. Neste resumo são apresentadas apenas as duas seções geológico-geofísicas mais representativas (AA‘, EE‘). A superficie de profundidade foi obtida em ambiente SIG (Oasis Montaj, versão 9.10) por meio de um interpolador de mínima curvatura, que evita a criação de feições falsas em áreas de poucas informações.

RESULTADOS

Inversões e interpretações das SEV’s

Foram executadas 31 SEV’s, que consentiram profundidades de investigação na faixa de 23 a 578 m, bem como propiciaram excelentes resutados quando observado um relevante contraste geofísico entre as unidades. Os arenitos, argilitos e siltitos da Formação Alter do Chão evidenciam valores de resistividade baixos a moderados (entre 10 e 2500 Ohm.m). Os cabonatos da Formação Nova Olinda se mostram altamente resistivos (com valores da ordem de 3000 Ohm.m), enquanto que os folhelhos da mesma unidade destacam fortes caracterísiticas condutivas (valores de resistividade entre 1 e 37 Ohm.m). Já o diabásio, atribuído aos diques, *sills* e soleiras do Magmatismo Penatecaua, exibe valores bem altos de resistividade (entre 7.000 e 50.000 Ohm.m).

Seções Geológico-geofísicas

A análise conjunta das informações relacionadas aos poços e às inversões dos dados das SEV’s realizadas possibilitou a confecção de 6 seções geológico-geofísicas, que permitiram inferir com segurança o comportamento da arquitetura de contato do Aquífero Alter do Chão com a Formação Nova Olinda. Neste resumo são apresentadas duas delas para fins de ilustração. (Figura 3 e 4).

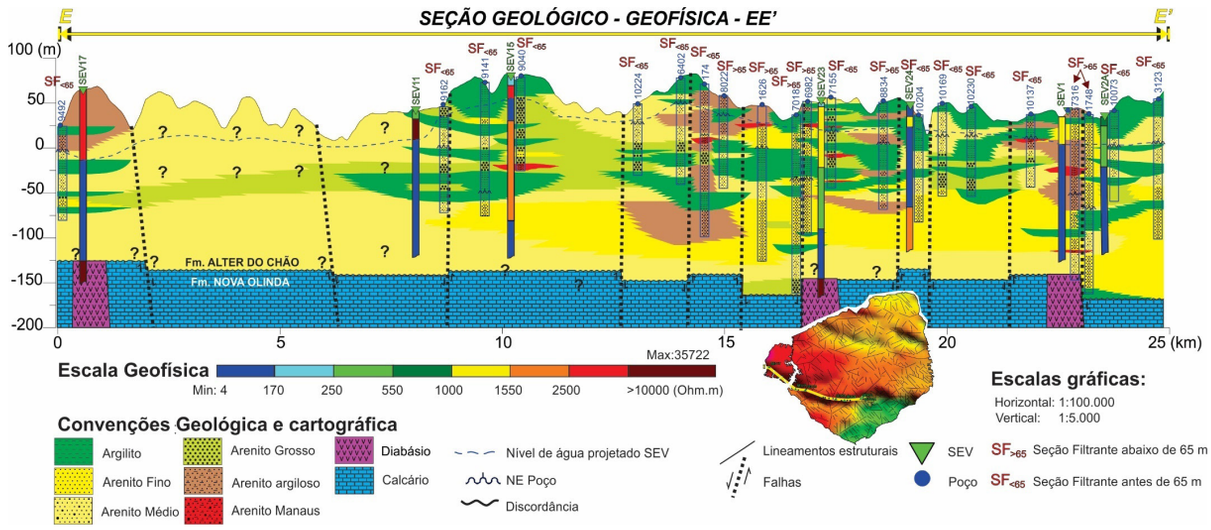


Figura 3. Seção geológico-geofísica AA', onde são representados esquematicamente os poços e inversões das SEV's como base da interpretação da arquitetura do contato do aquífero Alter do Chão com a Formação Nova Olinda, com ênfase para os litotipos calcário e folhelho.

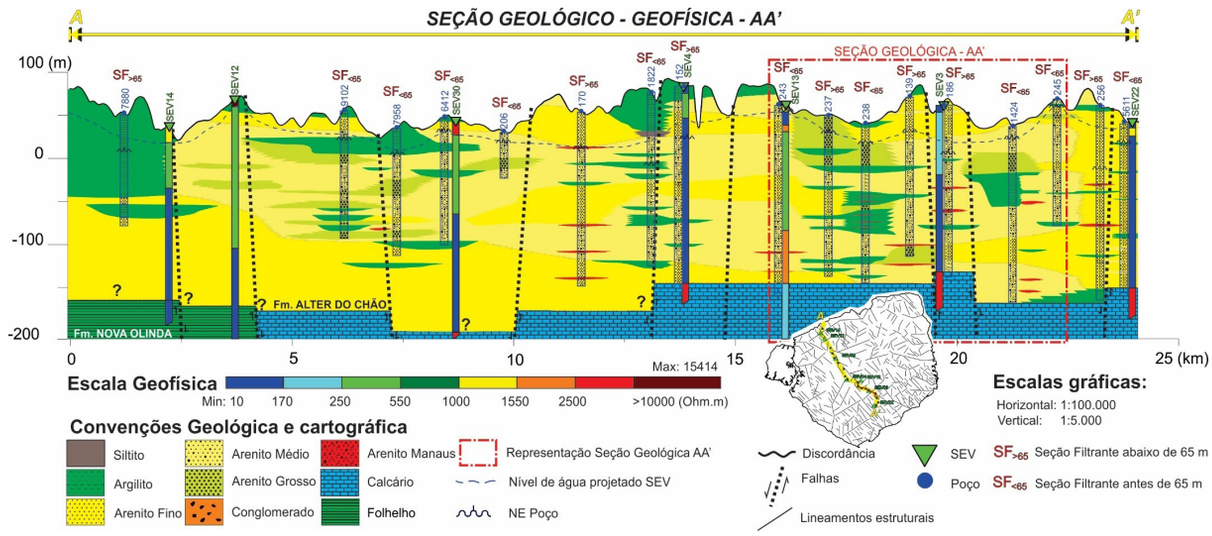


Figura 4. Seção geológico-geofísica EE', onde são representados esquematicamente os poços e inversões das SEV's como base da interpretação da arquitetura do contato do aquífero Alter do Chão com a Formação Nova Olinda, com ênfase para os litotipos calcário e diques de diabásio.

Superfície de Profundidade da Formação Alter do Chão

A integração dos resultados em um ambiente SIG e a técnica de interpolação por mínima curvatura possibilitaram inferir a superfície de profundidade do Aquífero Alter do Chão, que varia entre 148 e 311 metros. (Figura 5).

DISCUSSÕES

Deve-se considerar que a escassez de estudos desta natureza na região resulta em conclusões empíricas, baseadas em observações de poços construídos para extração de água subterrânea, que apontam valores de profundidade para o aquífero Alter do Chão na faixa de 200 a 230 m. Com

relação aos poços analisados, é importante considerar que a descrição geológica dos mesmos compreende amostragem de calha, sujeita à fragmentação das estruturas primárias das amostras, o que contribui para incertezas nas descrições. Nesse sentido, a correlação estratigráfica dos fácies ilustrados nas seções geológico-geofísicas deve ser observada com um nível maior de tolerância.

Por fim, a integração dos resultados da Geofísica aos dados de Geologia propiciou uma expansão do conhecimento da arquitetura de fundo do aquífero Alter do Chão, com a ressalva de que parte dos resultados é fruto de interpretações indiretas ou tão somente da interpolação dos dados obtidos.

CONCLUSÕES

Apesar do ambiente ser normalmente um relevante fator limitante à aplicação do método utilizado, a execução de levantamentos geoelétricos na cidade de Manaus (como dispositivo de inferência de profundidades em meio urbano) se mostrou bastante eficaz. Este estudo objetivando uma análise integrada de dados geofísicos e informações geológicas a priori apontou para valores de profundidade para o aquifero Alter do Chão variando entre 148 e 311 metros na região urbana de Manaus.

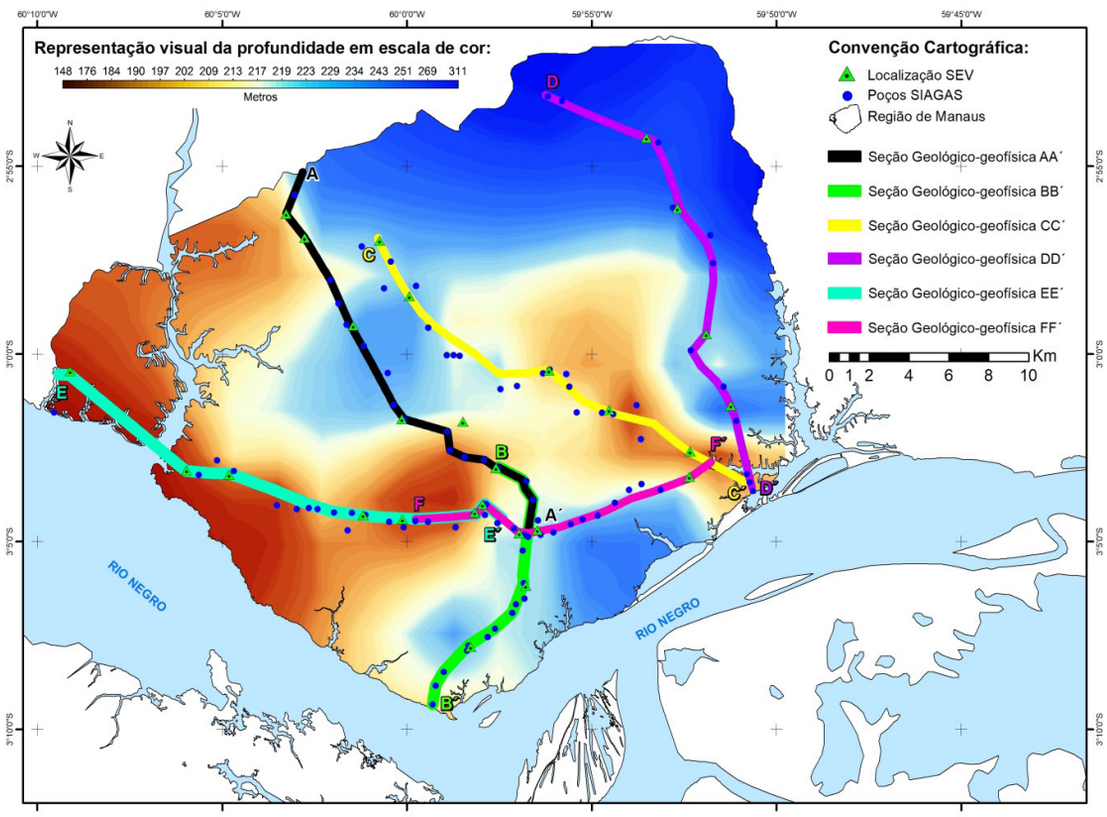


Figura 5. Mapa de profundidade da base do aquífero Alter do Chão, onde são observados os pontos dos centros das SEV's, a localização dos poços do banco de dados do SIAGAS, a disposição das seções geológico-geofísicas e a representação da profundidade em função da escala de cor.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Braga, A.C.O. 2016. *Geofísica Aplicada: Métodos Geoelétricos em Hidrogeologia*. Oficina de Textos. São Paulo.

Cunha, P.R.C.; Melo, J.H.G. de; Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*. **15:**227-251.

Dantas, M.E. 2010. Compartimentação Geomorfológica. *In:* Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM. *Geodiversidade do Estado do Amazonas***.** Manaus, p. 27-44.

Issler, R.S.; Andrade, A.R.F.; Montalvão, R.M.G.; Guimarães, G.; Silva, G.G.; Lima, M.I.C. 1974. *Geologia da folha S.A-22, 1:1.000.000, Belém, Brasil - Projeto Radam Brasil.* Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM).

Silva, M.B. 2010. *Análise gravimétrica de uma anomalia morfoestrutural na cidade de Manaus, AM*. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 102p.

Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM. *Sistema de Informação de Águas Subterrâneas - SIAGAS*. 2018. Disponível em: http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/. Acesso em: no período entre abril e setembro 2018.

Souza, L.S.B. 2005. *Mapeamento de aqüíferos na cidade de Manaus/AM através de perfilagem geofísica de poço e sondagem elétrica vertical*. Dissertação de Mestrado (Curso de Pós-Graduação em Geofísica), Universidade Federal do Pará, Belém, 84p.

APPLICATION OF THE GROUND PENETRATING RADAR (GPR) AND SEDIMENTOLOGY FOR EVALUATION OF THE SUBSOIL FOR THE EXCAVATION OF FISH FARMING PONDS IN THE MUNICIPALITY OF BRAGANÇA, NORTHEASTERN PARÁ, BRAZIL

Pedro Andrés Chira Oliva[1]; Fabrício de Assis de Sousa Texeira[1]; Ramon Torres Pena[1]; João Andrade dos Reis Júnior[2]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2] Universidade Federal Rural da Amazônia - UFRA

chira@ufpa.br; fabricioast0310@gmail.com; ramonespena@gmail.com; joaoandrade@ufra.edu.br

ABSTRACT

The selection of an appropriate site is important to guarantee the success and sustainability of any aquaculture venture. In the present study, the Ground Penetrating Radar (GPR) geophysical tool, was used to evaluate the subsoil of a plot of land earmarked for the excavation of aquaculture ponds in Vila do Almoço, a traditional riverside community located in the Montenegro 2 rural zone, on the left margin of the Caeté river in the municipality of Bragança, Pará state, Brazil. This community depends on artisanal fishing and family farming. The geophysical survey was complemented with sedimentological analyses. The geophysical data revealed that the subsoil of the future aquaculture ponds has a depression with a packet of layers near the surface and a water table at a depth of 6 m. The electromagnetic signal was attenuated in some parts of the GPR profiles, which was probably due to the presence of clay and moisture in the soil. The sedimentological analyses confirmed the predominance of sandy-clayey soil, with a mean clay content marginally above the 20% threshold recommended for fish farming ponds. Overall, the integrated approach adopted in the present study showed that the geophysical tool performed well for the evaluation of land earmarked for the excavation of aquaculture ponds in the region.

KEY WORDS: Aquaculture; excavated ponds; Ground Penetrating Radar; sedimentology

INTRODUCTION

A quaculture involves the controlled cultivation of aquatic organisms, both fresh- and saltwater species, and is one of the most widespread productive activities in the world (Calixto et al., 2020). The selection of an appropriate site is the first, and most important step for any aquaculture operation, in order to guarantee its initial success and eventual sustainability. The selection of an adequate site should minimize environmental impacts and potential conflicts with other types of land use, while also maximizing the economic returns of the operation (Hadipour et al., 2014; GESAMP, 2001).

Geophysics provides a reliable means of indirect assessment for the investigation of sites earmarked for the installation of aquaculture ponds. Geophysical tools can provide information on the subsurface of a terrain, including its lithology, stratigraphy, the depth of its water table and bedrock, the presence of depressions, and the identification of faults, fractures, and other relevant geological features (Souza and Gandolfo, 2018; Utsi, 2017; Jol, 2009; Kearey *et al.,* 2002).

In the Brazilian state of Pará, in particular in the Bragança region, rural producers are generally unaware of the technology available for the assessment of the subsurface characteristics of land earmarked for aquaculture ponds. This has led to a lack of success in many cases, due to problems ranging from the selection of an inappropriate aquaculture system for the site to the construction inadequate installations. Despite the importance of reliable data on subsurface parameters, the procedures may be prohibitive for small or medium producers, not only in terms of the costs of the data acquisition and analysis of samples, but also the potential delays to the aquaculture project.

Pena and Oliva (2019) obtained satisfactory results using two geophysical tools – Ground-Penetrating Radar (GPR) and the EM34-3 electrical conductivity meter – to evaluate and compare sites earmarked for the excavation of aquaculture ponds in the municipalities of Bragança and Tracuateua, in the Brazilian state of Pará. Araujo et al. (2021) used geophysical tools (GPR and EM34-3) supported by Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) to survey a terrain in the Montenegro aquaculture production zone in the municipality of Bragança. Given the paucity of data of this type, the study aimed to provide essential information on the adequacy of the local terrains for the excavation of pisciculture ponds, for the future installation of aquaculture operations in the region.

In the present study, a land earmarked for the implementation of aquaculture ponds was evaluated in the traditional riverside community of Vila do Almoço in the Montenegro 2 rural zone of the municipality of Bragança. The integrated approach employed here provided reliable data for the approval of the site for aquaculture, given the characteristics of the subsoil.

MATERIALS AND METHODS

The present study was based on the application of the electromagnetic geophysical tool, Ground Penetrating Radar (GPR), which was deployed together with sedimentological analyses and Unmanned Aerial Vehicles (UAVs).

Study area

The study area is located in the Vila do Almoço (1º16’31.06” S; 46º56’15.13” W), a traditional riverside community found within the Montenegro 2 rural zone, in the municipality of Bragança, in the Bragança region in the northeastern extreme of the Brazilian state of Pará. The area is located on the left margin of the Caeté river, approximately 1770 m north of the river. There are currently no fish farming ponds on this area, and the terrain was located at a distance of approximately 10 m from a stream.

Ground-Penetrating Radar

The GPR data were obtained using a GSSI SIR 3000 equipped with 200 MHz and 400 MHz antennas with time windows of 150-350 ns, respectively. A total of 30 profiles were surveyed, and each profile was georeferenced using a Garmin GPSMAP 64SX.

The data were collected during the dry season (August 2022). While the survey area is rectangular, only three sides of the rectangle were surveyed due to the presence of an electric fence on the fourth (eastern) side. The three transects were surveyed with the pulses being marked at intervals of 5 m, with transects L1 and L3 each having a length of approximately 25 m, while L2 was around 85 m long.

The GPR data were processed employing the following steps: (i) edition of the data headers; (ii) static correction of zero-time; (iii) Background Removal; (iv) dewow filter; (v) removal of header gain; (vi) energy decay; (vii) F-k filter; (viii) band-pass filter; (ix) running average filter, and (x) time-depth conversion. The velocity was calculated from the overlap of the hyperboles, with a value of 0.09 m/ns.

Sedimentological analysis

The lithological profile from artesian well number 1500002855 (SIAGAS, 2022) located at 01º16'28" S, 46º56'12" W, approximately 269.95 m southwest of the site earmarked for the excavation of an aquaculture pond in Vila do Almoço, show that the local lithology is composed of fine sand, lateritic soil, medium sand, and conglomerated clayey sand.

The lithological characteristics of the study area were determined through a sedimentological analysis of the samples collected within the terrain during the present study, using a rapid field test (the Jar sedimentation method).

RESULTS AND DISCUSSION

Here, only the GPR profiles that are most relevant to the objectives of the study area in Vila do Almoço (Bragança, Pará) are presented. In profile L1 (Figure 1), the presence of a depression can be seen throughout the whole length of the profile. A high amplitude reflector was also was identified at a depth of approximately 6 m. Intense attenuation can also be observed immediately below the possible depression, shown by the red line, which probably reflects a greater clay content of this portion of the subsoil.

In profile L2 (Figure 2), which is perpendicular to profile L1, and more than three times its length, there is also a reflector at a depth of approximately 6 m. This reflector may be related to the presence of the water table, which was found at depths of 4–8 m in the many artesian wells that have been excavated by the local population. This profile also presented an area of greater signal attenuation above the level of the water table, and below the reflectors of the surface layers, probably related to their greater clay content and soil humidity. The same features recorded in profiles L1 and L2 were also observed in profile L3 (Figure 3). This profile is parallel to profile L1 and perpendicular to profile L2.

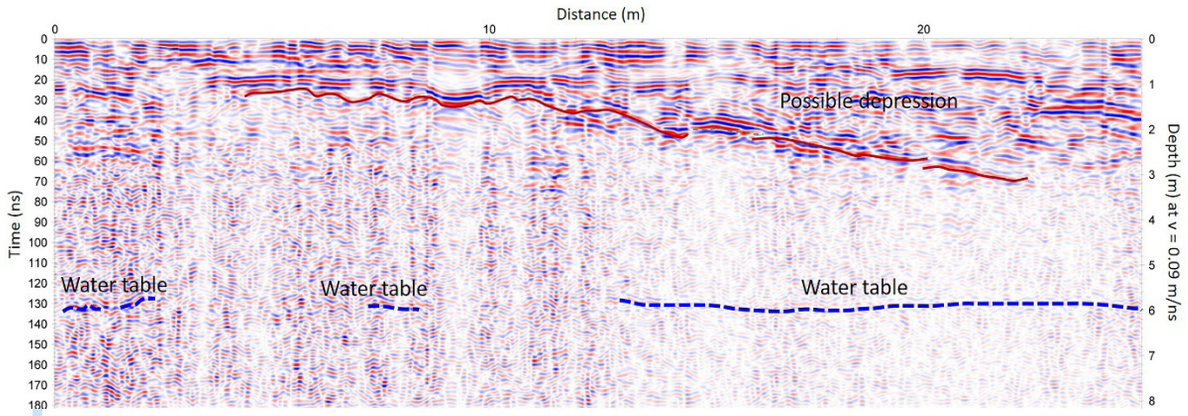


Figure 1. Profile L1 (dry season, August 2022) obtained using a 200 MHz antenna with a time window of 200 ns.

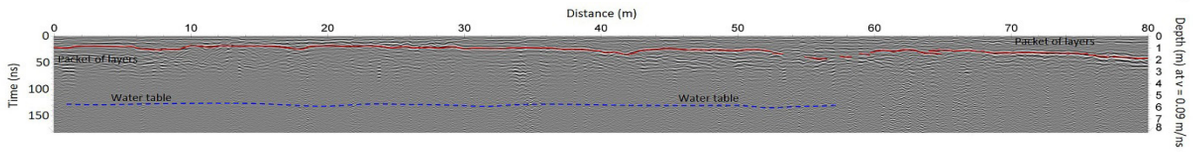


Figure 2. Profile L2 (dry season, August 2022) obtained using a 200 MHz antenna with a time window of 200 ns.

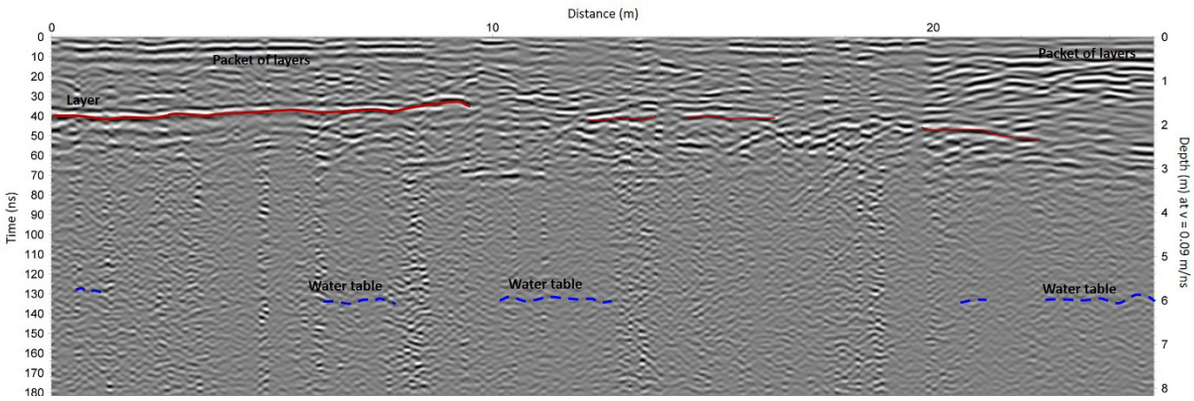


Figure 3. Profile L3 (dry season, August 2022) obtained using a 200 MHz antenna with a time window of 200 ns.

The lithological composition of the five sediment samples collected in the study area is shown in Table 1. The soil is mostly sandy-clayey, with a predominance of sand, which is consistent with the lithological profile of artesian well 1500002855 (SIAGAS, 2022). Basudha et al. (2019) and Boyd (1995) concluded that the successful implantation of ponds for aquaculture is dependent on the quality of the soil, and they recommend sites with impermeable soils, that have a clay content of at least 20%, to guarantee a minimal loss of water through infiltration, with clay or clay loam soils being ideal. The mean clay content of the soils sampled in the present study area was 25.8%, which means that they are minimally above the recommended threshold for the implantation of aquaculture ponds.

Table 1. Results of the sedimentological analysis of the soil samples collected from the area of the terrain earmarked for the excavation of aquaculture ponds in Vila do Almoço (Montenegro 2 rural zone, Bragança, Pará).

Sample	Clay	Sand
S1	13.9%	86.1%
S2	17.0%	83.0%
S3	21.2%	78.8%
S4	33.7%	66.3%
S5	43.0%	57.0%

CONCLUSION

The GPR profiles surveyed in the area of the plot earmarked for aquaculture ponds in the Montenegro 2 rural zone (Bragança, Pará) identified the presence of a depression and a packet of layers near the surface. A high amplitude reflector was also identified in all the GPR profiles, at a depth that corresponds to the water table detected in the artesian wells present in the local study area. The GPR surveys also detected areas in which the electromagnetic signal was attenuated intensely, probably reflecting the clay content and increased humidity of the soil in these areas.

The sedimentological analysis of the study area revealed that the local soils are composed primarily of sand, with a varying clay content, which is consistent with the lithological profile available for the study area. The mean clay content is marginally above the 20% threshold recommended for the implantation of fish farming ponds. The geophysical tools employed in the present study performed well for the diagnosis of the land earmarked for the implantation of aquaculture ponds.

REFERENCES

Araujo R.F., Oliva P.A.Ch., Gomes K.P., Correia K.A., Pena R.T., Silva, R.P. da 2021. Application of geophysical tools for evaluation of adequate ponds for Aquaculture. European Association of Geoscientists & Engineers (EAGE). Conference Proceedings, *82nd EAGE Annual Conference & Exhibition*, Amsterdam, The Netherlands, p. 1-5, DOI: https://doi.org/10.3997/2214-4609.202113068

Basudha Ch., Singh R.K., Sureshchandra N., Soranganba N., Sobita N., Singh T.B., Singh L.K., Singh I.M., Prakash N. 2019. Fish farm design and pond construction for small scale fish farming in Manipur. Technical Bulletin No. RCM(TB)-12. ICAR Research Complex for NEH Region: Manipur Centre, Imphal, 3-4. https://www.researchgate.net/publication/334989537_FISH_FARM_DESIGN_AND_POND_CONSTRUCTION_FOR_SMALL_SCALE_FISH_FARMING_IN_MANIPUR

Boyd C.E. 1995. Bottom Soils, Sediment, and Pond Aquaculture. Springer Science + Business Media Dordrecht.

Calixto E.S., Santos D.F.B. dos, Lange D., Galdiano M.S., Rahman I.U. 2020. Aquaculture in Brazil and worldwide: overview and perspectives. *Journal of Environmental Analysis and Progress*, **5**:98-107. https://doi.org/10.24221/jeap.5.1.2020.2753.098-107

GESAMP 2001. IMO/FAO/UNESCO-IOC/WMO/WHO/IAEA/UN/UNEP. Joint Group of Experts on the Scientific Aspects of Marine Environmental Protection. Planning and management for sustainable coastal aquaculture development. FAO Rep. Stud. GESAMP No. 68. http://www.gesamp.org/site/assets/files/1247/planning-and-management-for-sustainable-coastal-aquaculture-development-en.pdf

Hadipour A., Vafaie F., Hadipour V. 2014. Land suitability evaluation for brackish water aquaculture development in coastal area of Hormozgan, Iran. *Aquaculture International*, **23**:329-343. https://doi:10.1007/s10499-014-9818-y

Jol H.M. (Ed.). 2009. *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Elsevier Science, Amsterdam, The Netherlands. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53348-7.00016-8

Kearey P., Brooks M. e Hill I. 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd., UK.

Pena R.W.T. e Oliva P.C. 2019. Evaluation of the subsoil at the sites of two aquaculture operations using electromagnetic geophysical tools. *Sixteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Rio de Janeiro (RJ), p. 1-6.

SIAGAS 2022. Groundwater Information System. SIAGAS-CPRM/Geological Survey of Brazil (SGB). http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/index.php

Souza L.A.P. de e Gandolfo O.C.B. 2018. Geofísica aplicada. In: Oliveira A.M.S. Monticeli J.J. (Orgs.), Geologia de Engenharia e Ambiental: métodos e técnicas. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), São Paulo, Brazil, 1st Edition, 2, p. 314-333.

Utsi E.C. 2017. Ground Penetrating - Radar Theory and Practice. Butterworth-Heinemann. Elsevier Ltd.

INTEGRAÇÃO GEOFÍSICO-GEOLÓGICA PARA DETECÇÃO DE ALVOS PARA CU-AU NA REGIÃO OESTE DE CARAJÁS, ESTADO DO PARÁ

Ulisses Antonio Pinheiro Costa[1]; Iago Sousa Lima Costa[2]; Cíntia Maria Gaia da Silva[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil – CPRM Superintendência Regional de Belém;
[2] Serviço Geológico do Brasil – CPRM SEDE Brasília

ulisses.costa@sgb.gov.br; iago.costa@sgb.gov.br; cintia.gaia@sgb.gov.br

RESUMO

As razões e filtros aplicados aos dados aerogeofísicos geram produtos que auxiliam na prospecção de bens minerais metálicos, produtos tais como Urânio Anômalo (Ud) e Inversão do Vetor de Magnetização (MVI – *Magnetization Vector Inversion*). Os mapas gerados a partir dessas metodologias foram utilizados, conjuntamente aos dados de campo, para a delimitação de áreas potenciais para ocorrência de rochas com alterações associadas às mineralizações de cobre e ouro no Setor Aquiri, região oeste do Domínio Carajás (DC). No mapa de Ud foram observadas quatro áreas com concentrações anômalas nos radioelementos, nas quais as rochas apresentam variados graus de alteração hidrotermal, em zonas de interseção de estruturas dúcteis e rúpteis, prováveis condutos para os fluidos. No mapa de MVI foram identificadas duas áreas, onde a elevada susceptibilidade magnética não está relacionada a formações ferríferas bandadas nem a rochas máficas, resultantes de alteração hidrotermal localizada, com formação de magnetita. O modelamento 3D permitiu ainda inferir a profundidade das fontes magnéticas, entre 600 a 1800m (área 1) e desde próximo a superfície até cerca de 1000 m na área 2, cujos afloramentos são representados por blocos de *gossans*. A área 1, em uma porção de reconhecida atividade garimpeira para Au aluvionar, mostra correspondência com a área 1 do mapa de Ud, indicando ser uma área prioritária para pesquisa de ocorrências de minério de Cu-Au.

PALAVRAS-CHAVE: Inversão do Vetor de Magnetização; Urânio Anômalo; Alteração Hidrotermal; Exploração Mineral.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho apresenta parte dos resultados alcançados pelo Projeto ARIM Carajás, desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), com foco no mapeamento geológico em escala 1:50.000 em uma área na porção oeste do DC, denominada informalmente de Setor Aquiri (fig. 1) em referência ao rio homônimo que atravessa o polígono. Essa região, em relação ao leste do DC, ainda carece de detalhamento na cartografia geológica e estudos metalogenéticos, uma vez que são reconhecidos depósitos e ocorrências de mineralizações de Cu-Au, tais como os alvos 51, Açai e Angélica, além de inúmeros garimpos de Au e potencialidade para descoberta de depósitos de Fe e Mn.

Em áreas com densa cobertura vegetal, espesso manto de alteração, poucos acessos terrestres e existência de unidades de conservação e terras indígenas, a utilização de imagens geradas a partir dos dados de aerolevantamentos geofísicos, em complementação ao mapeamento geológico, se torna ferramenta imprescindível tanto para confecção de mapas geológicos quanto para o estudo de áreas potenciais para descoberta de depósitos. A esses dados podem ser aplicadas soluções matemáticas, ou razões, para ressaltar feições magnéticas ou enriquecimento/empobrecimento em determinados elementos, que pode estar associado aos processos de formação de depósitos.

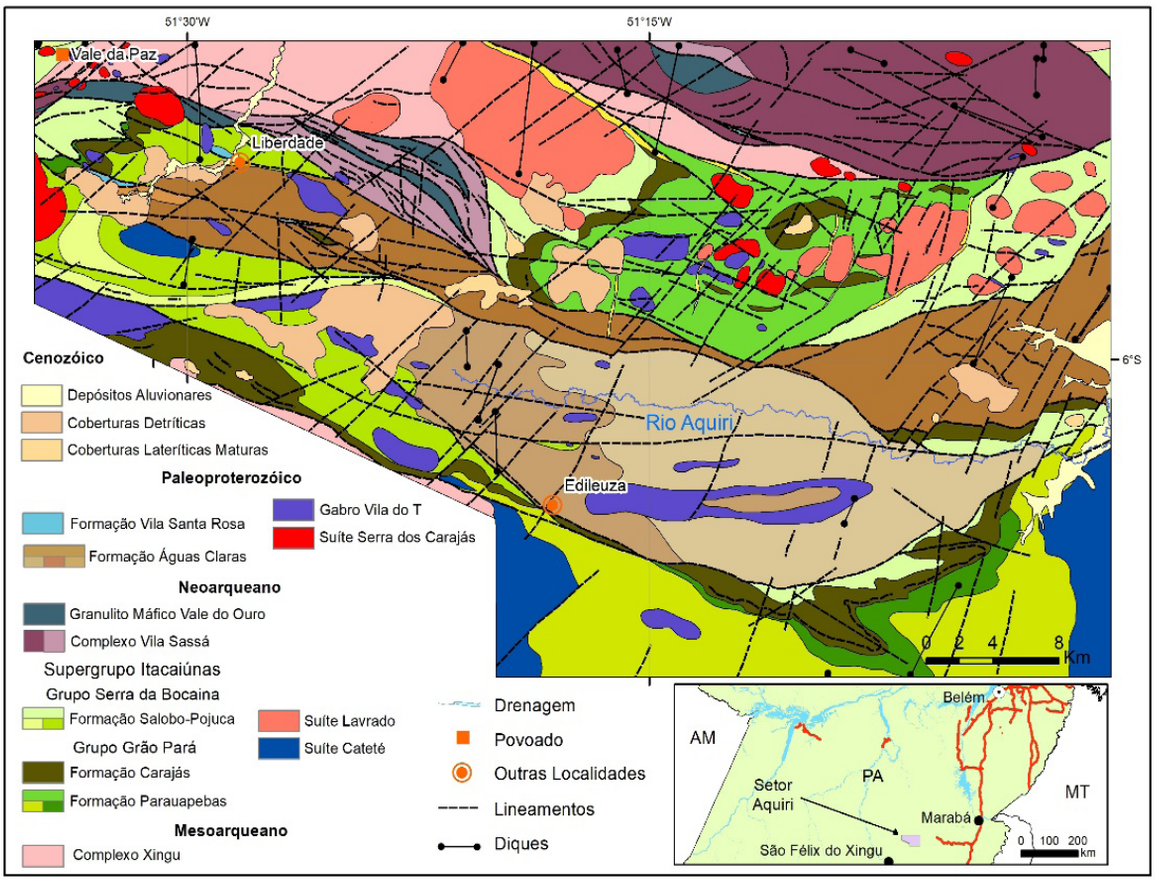


Figura 1. Mapa Geológico simplificado e de localização do Setor Aquiri.

MATERIAIS E MÉTODOS

No estudo, além das descrições de afloramentos em campo, foram utilizados o mapa de Urânio Anômalo (Ud) gerado a partir dos dados de aerogamaespectrometria e a Inversão do Vetor de Magnetização (IVM), que se utiliza da aeromagnetometria. A metodologia preditiva na obtenção do Ud envolve utilização de técnicas de *Machine Learning* com algoritmo *Random Forest* (RF) (Breiman, 2001), a qual é detalhada em Costa *et al.* (2020).

Por sua vez, o MVI (Ellis, 2012) inverte diretamente o vetor de magnetização, acomodando os efeitos de baixa latitude e minimizando efeitos de remanescência, sendo uma ótima alternativa à Redução ao Polo (Johnson e Aisengart, 2014).

RESULTADOS

Nesta seção serão apresentadas as áreas selecionadas com base na aplicação das metodologias descritas acima sobre os dados de levantamento aerogeofísico para o Setor Aquiri.

Áreas anômalas para urânio (Ud)

Com base no mapa de Urânio Anômalo (fig. 2) foram discriminadas quatro áreas caracterizadas por valores anômalos: área 1, no extremo noroeste, onde ocorrem rochas graníticas de 1,88 Ga da Suíte Serra dos Carajás, inclusive com sinais de hidrotermalismo (veios com actinolita e epidoto, figura 3A); área 2, na porção centro-norte, se localiza em zona de contato tectônico entre rochas do embasamento mesoarqueano e supracrustais, além de interseção com estruturas rúpteis NW-SE. Em amostras de rocha se observa argilização e impregnação de sulfetos de Cu, tais como bornita e calcopirita (fig. 3B); área 3, à sudoeste, onde também há presença de importantes feições estruturais, além do contato entre rochas metassedimentares (Formação Carajás) e gabros intrusivos, com intensa venulação; por fim a área 4, que se destaca como a anomalia mais significativa, e repete a situação de contato tectônico entre unidades neoarqueanas e paleoproterozoicas, interceptadas por estruturas rúpteis mais jovens.

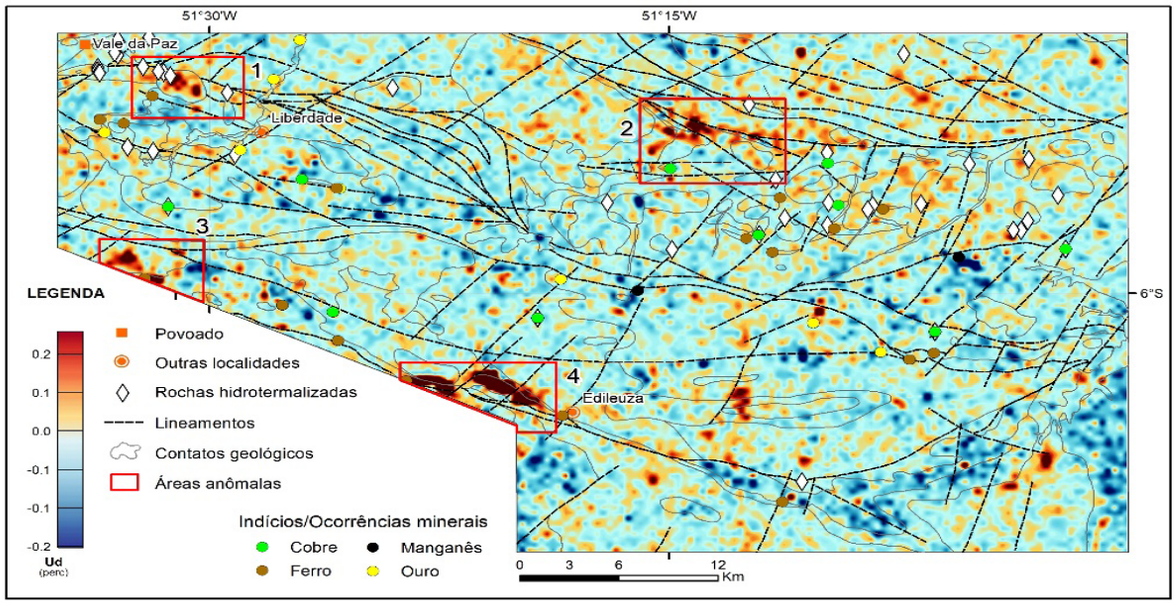


Figura 2. Mapa de Urânio Anômalo, destacando as quatro áreas identificadas no estudo.

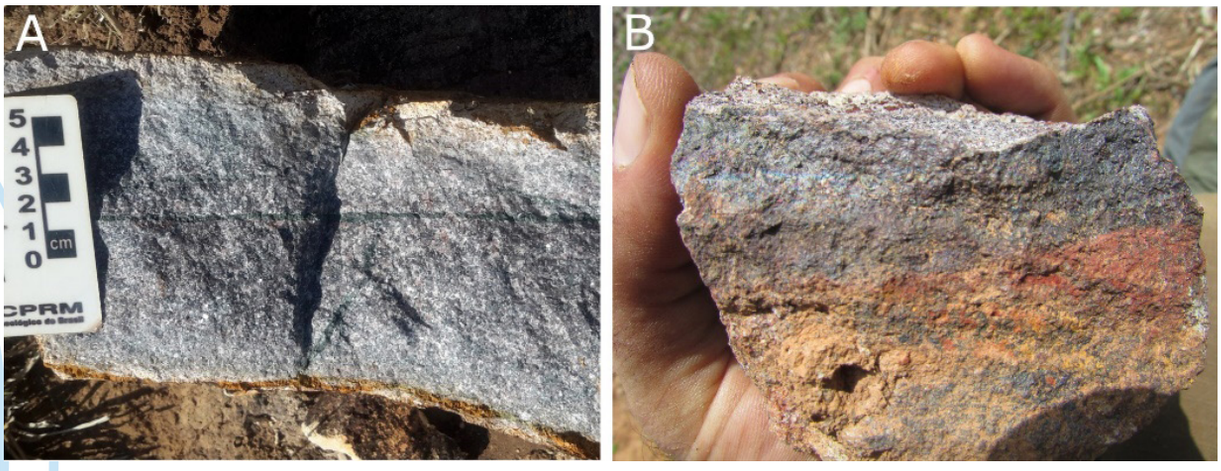


Figura 3. A) Granitoide hidrotermalizado e venulado localizado na área anômala 1; B) "Hidrotermalito" com sulfetos de cobre (área 2).

Anomalias a partir do Método de Inversão dos Vetores Magnéticos (MVI)

Foram selecionadas duas áreas (fig. 4) que aparentemente não tem relação com rochas com conteúdo primário elevado de magnetita (como por exemplo formações ferríferas **bandadas e** ultramáficas). A área 5 coincide com a área anômala 1 do mapa de Ud e em campo foi descrito um magnetitito (fig. 5A) que aflora nas proximidades dos granitoides hidrotermalizados. O modelamento 3D dos dados está apresentado na figura 6A, onde se observa que o corpo magnético atinge profundidades superiores a 1,5 km com as porções com maior susceptibilidade atingindo >20 SI^{-3}. A área 6 está representada em campo por ocorrências de blocos de gossan, ricos em óxidos e hidróxidos de ferro, além de malaquita e azurita (fig. 5B), que se desenvolveram sobre rochas sedimentares psamíticas da Formação Águas Claras, junto ao contato tectônico com à Formação Salobo-Pojuca. Na figura 6B é apresentado o modelo em profundidade da zona anômala, com profundidade em torno de 1 km e valores máximos (zonas com maior concentração de magnetita) acima de 15 SI^{-3}.

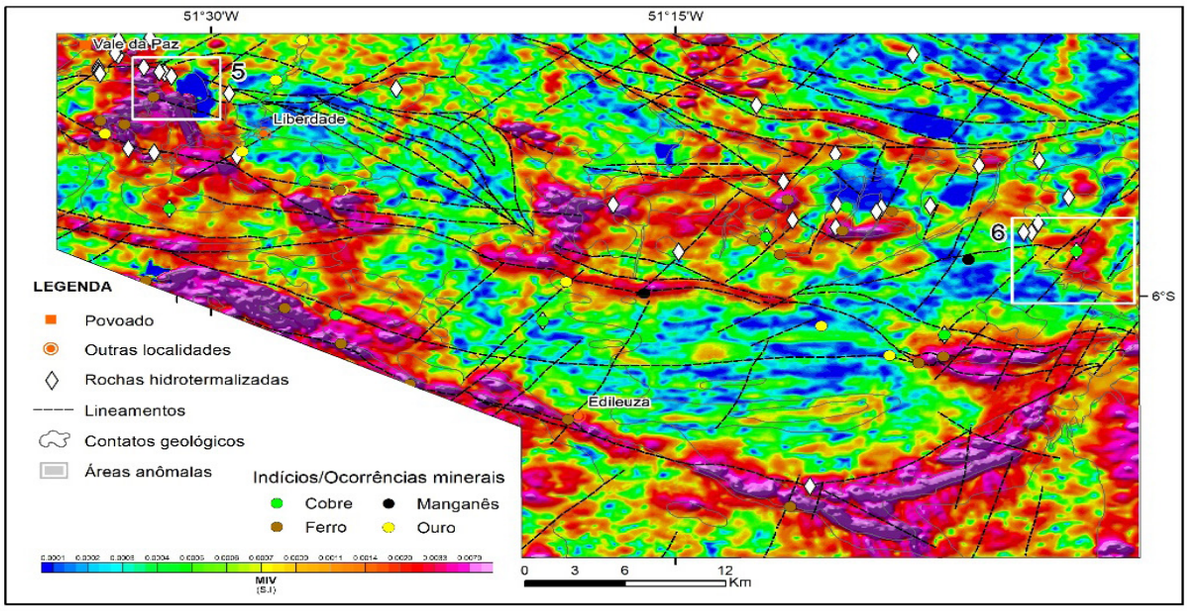


Figura 4. Mapa de MVI, destacando as duas áreas anômalas identificadas no estudo.

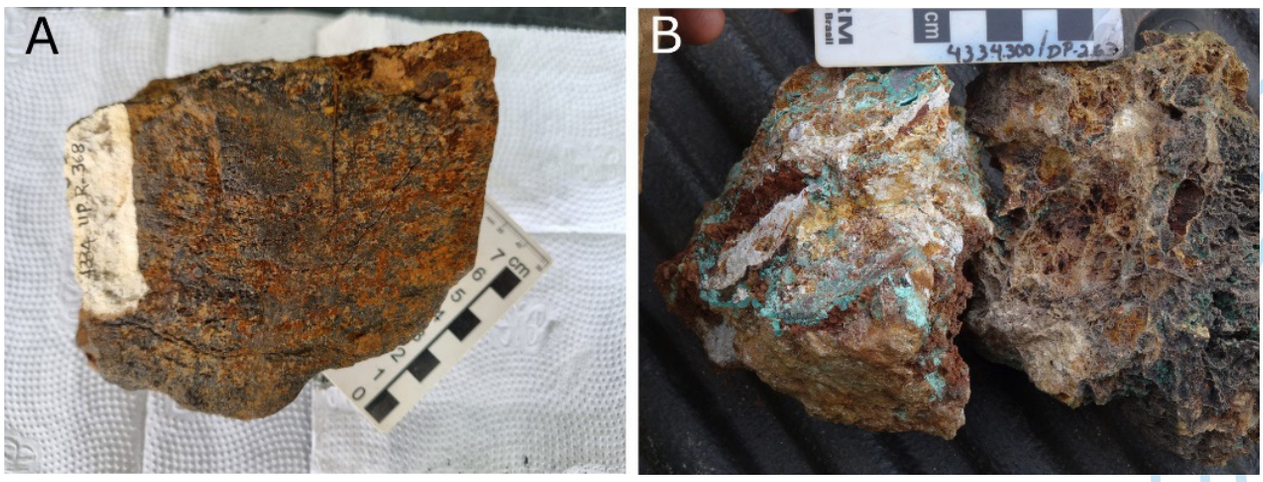


Figura 5. A) Amostra de magnetitito da área 5; B) Amostras de gossan fraturado e venulado contendo óxidos de ferro, malaquita e azurita da área 6.

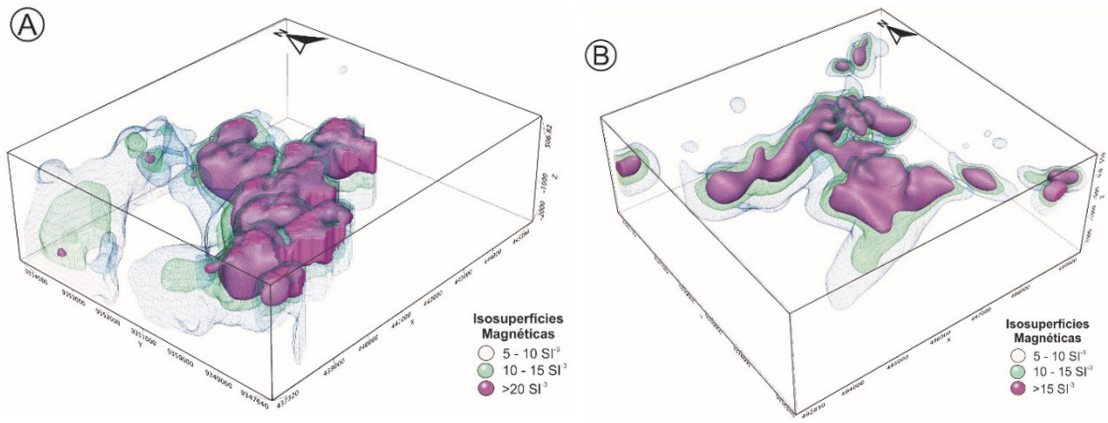


Figura 6. Modelos 3D em profundidade para as áreas anômalas obtidas no IVM, sendo A para a área 1 e B para a área 2.

CONCLUSÕES

A utilização do mapa de Ud, através de técnicas de *Machine Learning* permitiu discriminar áreas onde as concentrações de eU estão acima daquelas esperadas nas unidades geológicas em relação a sua composição litológica. Esses valores anômalos indicam possíveis modificações (hidrotermalismo) sofridos por um determinado corpo rochoso e podem estar relacionados a formação de depósitos minerais. O MVI, ao se excluir litologias cuja susceptibilidade magnética seja elevada em sua natureza primária, também é uma poderosa ferramenta na identificação de áreas onde ocorreu geração e acúmulo de óxidos de ferro, áreas estas que podem representar zonas proximais de alteração hidrotermal associadas a depósitos de Cu-Au. As áreas identificadas com auxílio das duas metodologias mostram condicionantes estruturais favoráveis à percolação de fluidos (presença de grandes lineamentos e intersecção de estruturas de diferentes gerações) e feições de campo que indicam a presença de minerais secundários formados por alteração hidrotermal. As áreas 1 de ambos os mapas se sobrepõem, portanto, essa zona mostra maior potencial, para o Setor Aquiri, na prospecção de depósitos de Cu-Au.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Breiman L. 2001. Random Forest. Machine Learning. *Springer*, v. **45**, n. 1, p. 5-32. Disponível em: https://doi.org/10.1023/A:1010933404324.

Costa I. S. L. et al. 2020. Uranium anomalies detection through Random Forest regression, *Exploration Geophysics*, **51:5**, 555-569, DOI: 10.1080/08123985.2020.1725387.

Ellis R. de Wet B., Macleod I. 2012. Inversion of magnetic data from remanent and induced sources. In: ASEG Conference and Exhibition, 22, Brisbane, Australia. https://doi.org/10.1071/ASEG2012ab117.

Johnson A., Aisengart T. 2014. Interpretation of magnetic data at low magnetic latitudes using magnetization vector inversion. *Journal of Geophysics*, **35**(3), 91-96.

ESTUDOS MORFO-SEDIMENTOLÓGICOS ATUAIS EM SISTEMAS FLÚVIO-LACUSTRES EM SANTARÉM-PA

Valdemir de Sousa Farias[1]; Dr. Silvio Eduardo Matos Martins[2]; Édria Valdenice Santos de Sousa[3]

[1,2] Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA; [3] Universidade Federal de Santa Maria – UFSM

valdemirfarias29@gmail.com; silvio.martins@ufopa.edu.br; edrya.sousa@gmail.com

RESUMO

O trabalho compreende estudos morfo-sedimentológicos atuais em sistemas flúvio-lacustre na região de Santarém. E foi realizado no Rio Amazonas em frente a cidade de Santarém -Pará. Desta forma o trabalho abordou o contexto sedimentar deste ambiente fluvial, com o propósito de investigar aspectos do comportamento morfológico de sedimentos e sua deposição. Foram coletadas 13 amostras em pontos distintos do rio. De cada amostra foram retirados 30g para fazer a queima e lavagem de matéria orgânica, em seguida levadas à estufa para secagem em temperaturas de 70 °C em média, além do peneiramento final. E trabalhadas no laboratório da própria universidade, através de equipamentos e métodos de (Suguio, 1973), e processados através de softwares como Qgis e Sysgran. A batimetria foi executada com um sonar, em seguida interpolação. Com base nos resultados, através da separação granulométrica dos sedimentos, classificou-se conforme suas respectivas texturas. Analisou-se as características batimétricas de fundo e gerando mapas de distribuição sedimentar e morfologia de fundo. Portanto, o estudo proporcionou resultados esperados, onde podem servir para futuros estudos bem mais detalhados.

PALAVRAS-CHAVE: Sedimento; Morfologia; Deposição.

INTRODUÇÃO

A dinâmica do Rio Amazonas e seus afluentes é intensamente diversificada. Para Lima Junior (2013) às condições de intemperismo na bacia amazônica mudam de predominantemente físico nas altas montanhas dos Andes para predominantemente químico no decorrer do rio. A grande parte destes sedimentos nestes locais são produtos de intemperismo e erosão fluvial no Rio Amazonas. E alguns ambientes fluviais por apresentarem altos índices de sedimentos em suspensão, proporcionam material importante para pesquisas.

A grande parte destes sedimentos nestes locais são produtos de intemperismo e erosão fluvial no Rio Amazonas. E alguns ambientes fluviais por apresentarem altos índices de sedimentos em suspensão, proporcionam material importante para pesquisas, em Santarém o Rio Amazonas recebe altos índices de sedimentos, tanto do rio Amazonas, quanto do rio Tapajós, onde ambos se encontram. Esses ambientes estão inseridos na Formação Alter-do-Chão, descrita por Cunha et al. (2007), respectivamente na Bacia do Amazonas.

Desta forma o trabalho abordará o contexto sedimentar deste ambiente fluvial, com o propósito de investigar aspectos importantes, o comportamento morfológico desses sedimentos e sua deposição, análises das características batimétricas de fundo e classificação textural dos sedimentos.

MATERIAIS E MÉTODOS

Área de Estudo

O estudo foi realizado no Rio Amazonas em frente a cidade de Santarém -PA, nas seguintes coordenadas: latitude -2,421615S e longitude -54,695023 W. Onde acontece o encontro das águas dos Rios Tapajós, de águas claras a esverdeadas, e Rio Amazonas de águas turvas, devido ao grande aporte de sedimentos. Atualmente Santarém compreende uma população estimada em 308.339 mil habitantes, ocupando 12,87 hab/km² em um território de 17.898, 389 km², de acordo com o (IBGE, 2021).

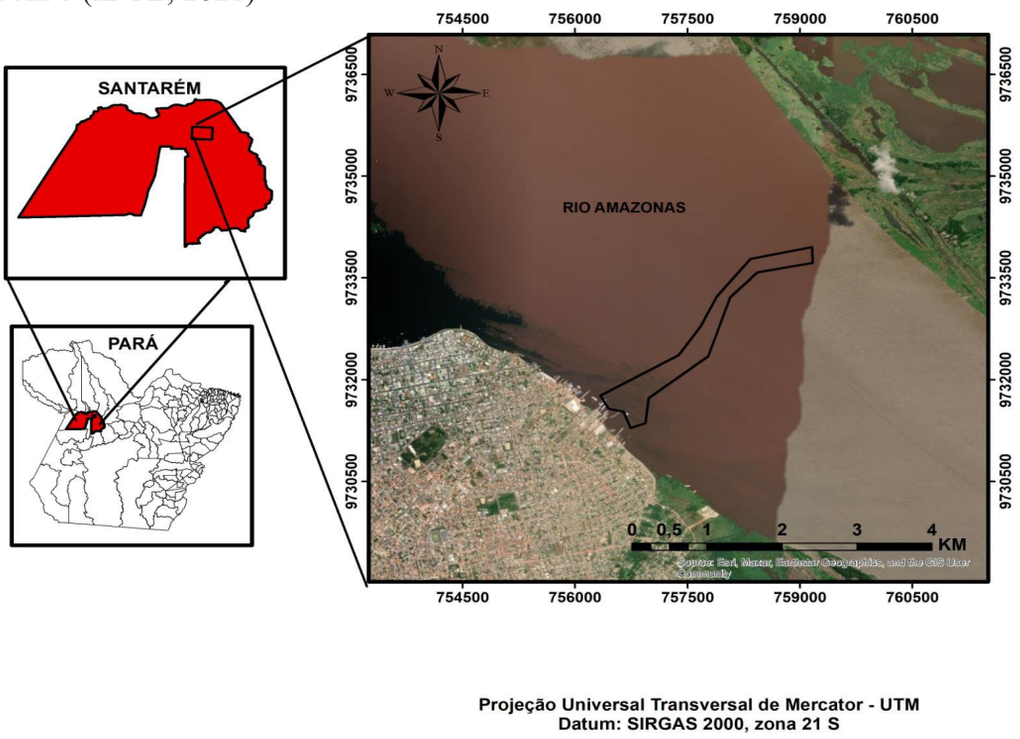


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo em Santarém. Fonte: autor, 2023.

Métodos

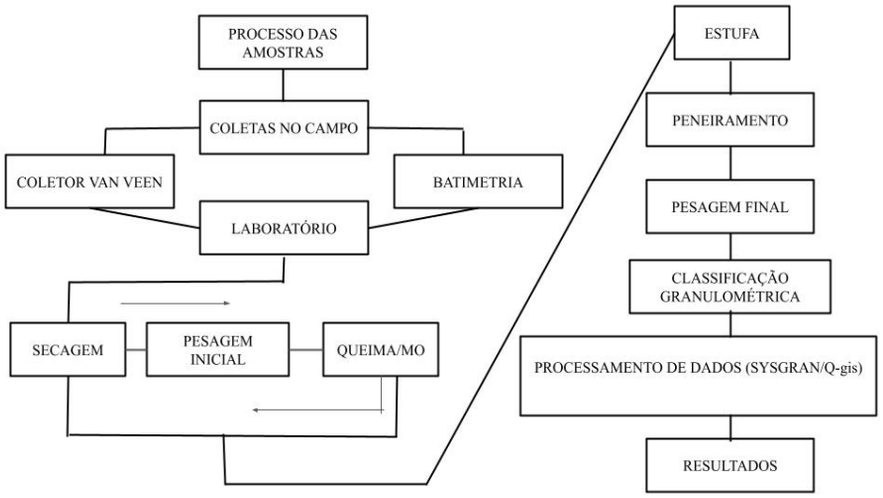


Figura 2: Fluxograma para demonstração das etapas de processamento do trabalho Fonte: autor, 2023.

RESULTADOS

Análise Textural de Sedimento de Fundo em Santarém

Para este estudo foram levados em consideração, principalmente, grau de seleção e textura das amostras. A análise textural das 13 (treze) amostras coletadas na área de estudo em Santarém foram classificadas como areia e argila, essencialmente areia menor que 3 mm (< 3mm) de grânulos. No diagrama de Shepard (1954), observa-se a variação de textura do sedimento. Ocorreu uma variação na classificação granulométrica, destacando-se: silte fino, silte médio, silte grosso, areia muito fina e areia fina (Figura 3a). Conforme De Oliveira et al. (2000), nesta região ocorrem depósitos aluviais recentes e sub-recentes, constituídos por argilas, siltes, areias e cascalhos, distribuídos ao longo das planícies de inundação dos principais cursos d'água, com destaque para os sedimentos argilosos que caracterizam a várzea do rio Amazonas. Através do diagrama de Pejrup (1988) é destacado a variação hidrodinâmica baixa até muito alta do ambiente em que esse material foi coletado, ressaltando que a granulação corresponde a < 3 % de grânulos (Figura 3b). A análise dos dados nos permite concluir que a produção de sedimentos no Rio Amazonas é extremamente alta, isso pode estar associado aos altos índices de fenômenos naturais que se destacam nas margens do referido rio, como terras caídas e erosões, além de forte influência antrópica, através dos meios de transportes fluviais, muito comum na região. O acúmulo desses sedimentos é observado nas margens com menor hidrodinâmica do rio, como os leitos e enseadas. Conforme os mapas exibem a seguir, certas morfologias da área. Conforme Nóbrega (2002), a máxima concentração de sólidos em suspensão ocorre em amostras de água branca (26,84 mg/l), e a menor em água preta (1,86 mg/l). Portanto, Bandeira et al. (2018) em seu estudo destaca diversas formas de ocorrência desses processos erosivos nas margens do Rio Amazonas, e acredita-se que o processo, em muitas circunstâncias, seja o solapamento. Amorim (2006) afirma que, suas maiores concentrações ocorrem nos períodos de altas águas. Em períodos de águas baixas no interior da várzea as concentrações de material em suspensão são bem mais elevadas do que as do rio no período de máximas vazões (maior altura do nível de água).

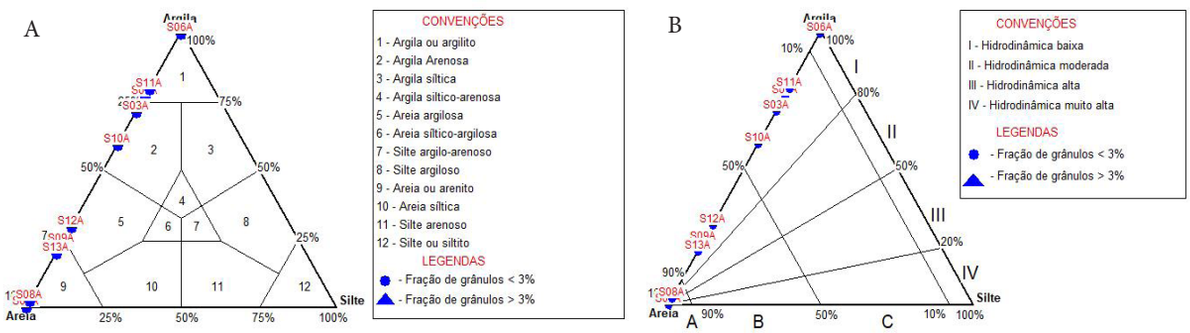


Figura 3: (a) Diagrama de Shepard (1954) - classificação de textura com a distribuição granulométrica. (b) Diagrama de Pejrup (1988) - Classificação da energia hidrodinâmica no Rio Amazonas-Santarém, área de estudo em Santarém-PA. Fonte: autor, 2023.

A distribuição das porcentagens, a classe pobremente selecionada é a que mais se destaca, com aproximadamente 61,5% de material. Enquanto a classe moderadamente selecionada compreende apenas 15,4%, já a classe muito bem selecionada corresponde a 7,7% de material.

Além disso, tem a classe bem selecionada, com 7,7%. E por fim, a classe muito pobremente que apresenta apenas 7,7%. Como descreve Rodrigues (2014) como há variação quanto à granulometria do material detrítico transportado pelo rio, infere-se que a deposição de sedimentos também irá variar, pois o tipo de sedimento a ser depositado ao longo do curso apresentará diversidade de tamanho.

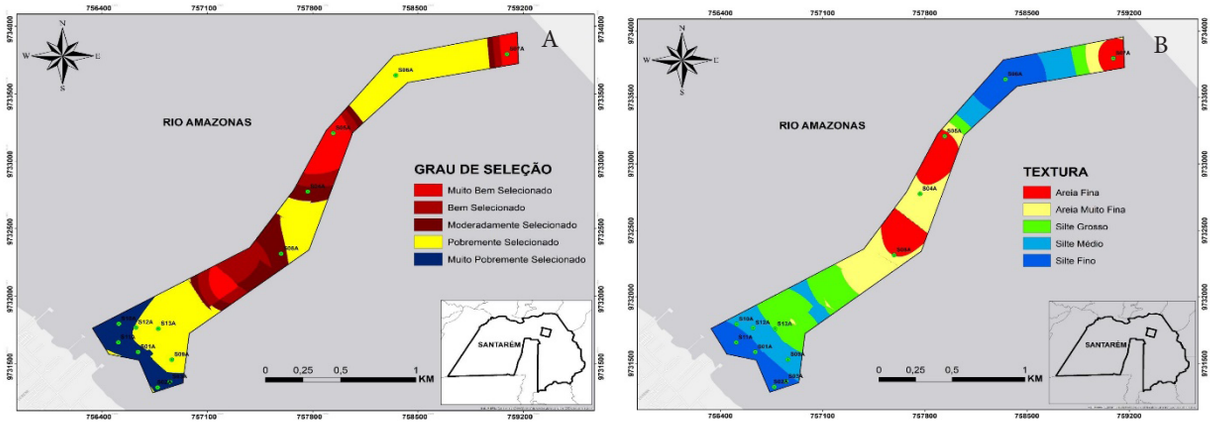


Figura 4. (a) Mapa de classificação de classes das amostras no rio Amazonas em Santarém - PA. (b) Mapa de classificação textural das amostras no rio Amazonas.

Em relação a classificação textural destas amostras, das quais compreende-se silte médio em maior percentual 38,5%. A areia fina apresenta 30,8% deste material. Enquanto o silte fino corresponde a 7,7%. Já a areia muito fina, destaca-se por apresentar 15,4% e por fim o silte grosso com aproximadamente 7,7%.

Batimetria no Rio Amazonas em Santarém

Conforme os dados obtidos através da interpolação da área, observa-se um relevo fluvial com depressões que variam de -5m, onde destaca-se a margem do rio e os chamados bancos de areias presentes ao longo do rio Amazonas, e -83,7m exibindo a maior profundidade, o conhecido talvegue. De acordo com estudos de Sousa, (2008) na foz do rio Tapajós, por meio de levantamentos batimétricos do rio Tapajós. Os resultados mostram e corroboram a ideia proposta por Cunha (1994), de que o rio Tapajós possui foz afogada, e que a espessura dos sedimentos da Formação Alter do Chão atinge valores superiores a 500m, indicando processo de subsidência local, previamente a instalação do leito do rio Tapajós. E Rodrigues (2014), complementa, que o processo de deposição pode ocorrer quando há redução na competência do rio, isto é, quando ele reduz a capacidade de transporte de sedimentos. Portanto, Rodrigues (2014), destaca que onde grande parte dos sedimentos é depositada em locais nos quais o gradiente é reduzido, ou em áreas, nas quais, o gradiente, profundidade do canal e velocidade de escoamento da água sofrem mudanças bruscas. Como podemos observar no mapa de batimetria essa mudança brusca do canal (Figura 5). O levantamento batimétrico serviu para entender a localização do talvegue ao longo da área, e a identificação que certas cotas na seção deste talvegue possuem profundidades abaixo do nível do mar.

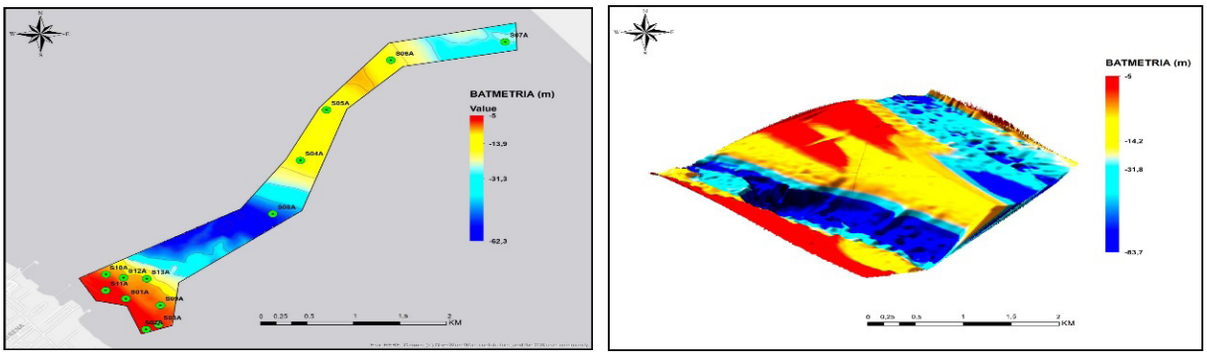


Figura 5. Mapa de batimetria das amostras no rio Amazonas em Santarém - PA. Fonte: autor, 2023.

CONCLUSÕES

Portanto, o estudo apresentou resultados esperados, onde foi possível identificar o comportamento morfológico desses sedimentos conforme a distribuição granulométrica expressa pelos métodos analisados. Desta forma, de acordo com as amostras, ocorreram uma variação na classificação granulométrica, destacando-se: silte fino, silte médio, silte grosso, areia muito fina e areia fina. Indicando ambiente de hidrodinâmica de baixa a alta. Diante disso, essa dinâmica morfológica entre esses ambientes, pode estar ligada ao movimento hidrodinâmico do Rio Amazonas, mais intenso no rio em Santarém.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMORIM, Marcelo Andrade. Estudo da sedimentação recente na Várzea do Lago Grande do Curuai, Pará, Brasil , 2006.

BANDEIRA, I. C.N. et. al. “Fluvial erosion or distinct phenomenon in the Amazon?” in. Environmental Earth Sciences, v. 77, p. 1-16, 2018.

CUNHA, P. R. C.; GONZAGA , F. G.; COUTINHO, L. F. C. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 47-55., jan./mar. 1994.

DA CRUZ CUNHA, Paulo Roberto; GONÇALVES DE MELO, J. H.; DA SILVA, Osvaldo Braga. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 15, p. 227-251, 2007.

DE CAMARGO, Mauricio Garcia. SysGran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 371-378, 2006.

DE OLIVEIRA, Josafá Ribeiro et al. Caracterização Hidrogeológica da Cidade de Santarém e das Vilas de Mojuí dos Campos e Alter-Do-Chão com Proposta Técnica para a Perfuração de Poços Tubulares Profundos. Águas Subterrâneas, 2000.

IBGE-Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística: Disponível em: https://cidades.ibge.gov.br/brasil/pa/santarem/panorama. Acesso em: 20/10/2021.

LIMA JUNIOR, Walmir de Jesus Sousa et al. Sedimentologia e proveniência de depósitos recentes do rio Amazonas, entre Santarém (PA) e Macapá (AP). 2013.

NÓBREGA, I. W. **Análise Espectral de Sistemas Aquáticos da Amazônia para a identificação de componentes opticamente ativos.** Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.

PEJRUP, Morten. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. **Tide-influenced sedimentary environments and facies. Reidel, Dordrecht**, p. 289-300, 1988.

RODRIGUES, F. G. de S. 2014. O conceito de "terras caídas" e a caracterização morfodinâmica fluvial do alto Solimões. Revista Geonordeste, São Cristovão, Ano XXV, n. 3, 04-23p.

SOUSA, E. Uso Integrado De Dados De Sensoriamento Remoto Para O Estudo Da Geologia E Geomorfologia Da Área Da Foz Rio Tapajós, Santarém, Pará – Manaus, AM – UFAM, 2008. 119 p.

SHEPARD, Francis Parker. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of sedimentary Research**, v. 24, n. 3, p. 151-158, 1954.

LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO TERRESTRE: ESTUDO DE CASO NO SUDESTE DO AMAZONAS - APUÍ

Vanessa da Silva Oliveira[1]; Miqueias Barroso da Silva[2]; Antonio Charles da Silva Oliveira[2]

[1]Serviço Geológico do Brasil – Superintendência de São Paulo (SUREG-SP);
[2]Serviço Geológico do Brasil – Superintendência de Manaus (SUREG-MA)

vanessa.silva@sgb.gov.br; miqueias.silva@sgb.gov.br; charles.oliveira@sgb.gov.br

RESUMO

Na região do Garimpo Rio das Pombas, estudos geofísicos identificaram anomalias magnéticas de difícil interpretação. A magnetometria terrestre revelou corpos magnéticos maciços sem correlação geológica, com profundidades médias entre 0 e 150 metros e orientação NE-SW. A modelagem indicou intrusões de soleiras e diques de gabro, sugerindo um ambiente geotectônico distensivo propenso à percolação de fluidos. O método de magnetometria terrestre se mostrou interessante para caracterizar o ambiente metalogenético.

PALAVRAS-CHAVE: Magnetometria Terrestre; Sudeste do Amazonas; Ouro; Geofísica.

INTRODUÇÃO

Na região do Garimpo Rio das Pombas, no sul do Eldorado do Juma, há rochas vulcanoclásticas e intrusões de soleiras de diabásio (Figura 1). Essa área apresenta mineralização disseminada, com concentração maior em regiões fraturadas, indicando processos incipientes de silicificação e sulfetos (Rizzotto, 2022). Embora depósitos de ouro não sejam diretamente associados a rochas magnéticas, a presença de minerais magnéticos pode ocorrer devido a eventos geológicos secundários, como alteração hidrotermal ou interação com intrusões magmáticas próximas (Rizzotto, 2022; Airo e Mertanen, 2008). Aerolevantamentos (CPRM,2010) magnéticos na área revelaram anomalias de difícil interpretação, e a magnetometria terrestre foi proposta como ferramenta complementar para investigar a geometria e a continuidade das anomalias.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram realizadas aquisições magnetométricas terrestres na área para definir as assinaturas magnéticas das rochas locais. Três magnetômetros foram usados: um para leitura da variação diurna (Magnetômetro Base - modelo GSM-19) e os outros para estações móveis (Magnetômetro Móvel - GSM-19w). A estação base foi instalada a 800 metros da estação móvel mais próxima e 2 km da mais distante, seguindo recomendações para garantir precisão dos dados. Devido ao difícil acesso e densa vegetação, um GPS de mão foi utilizado para georreferenciamento dos dados (Silva, *et al.*2015).

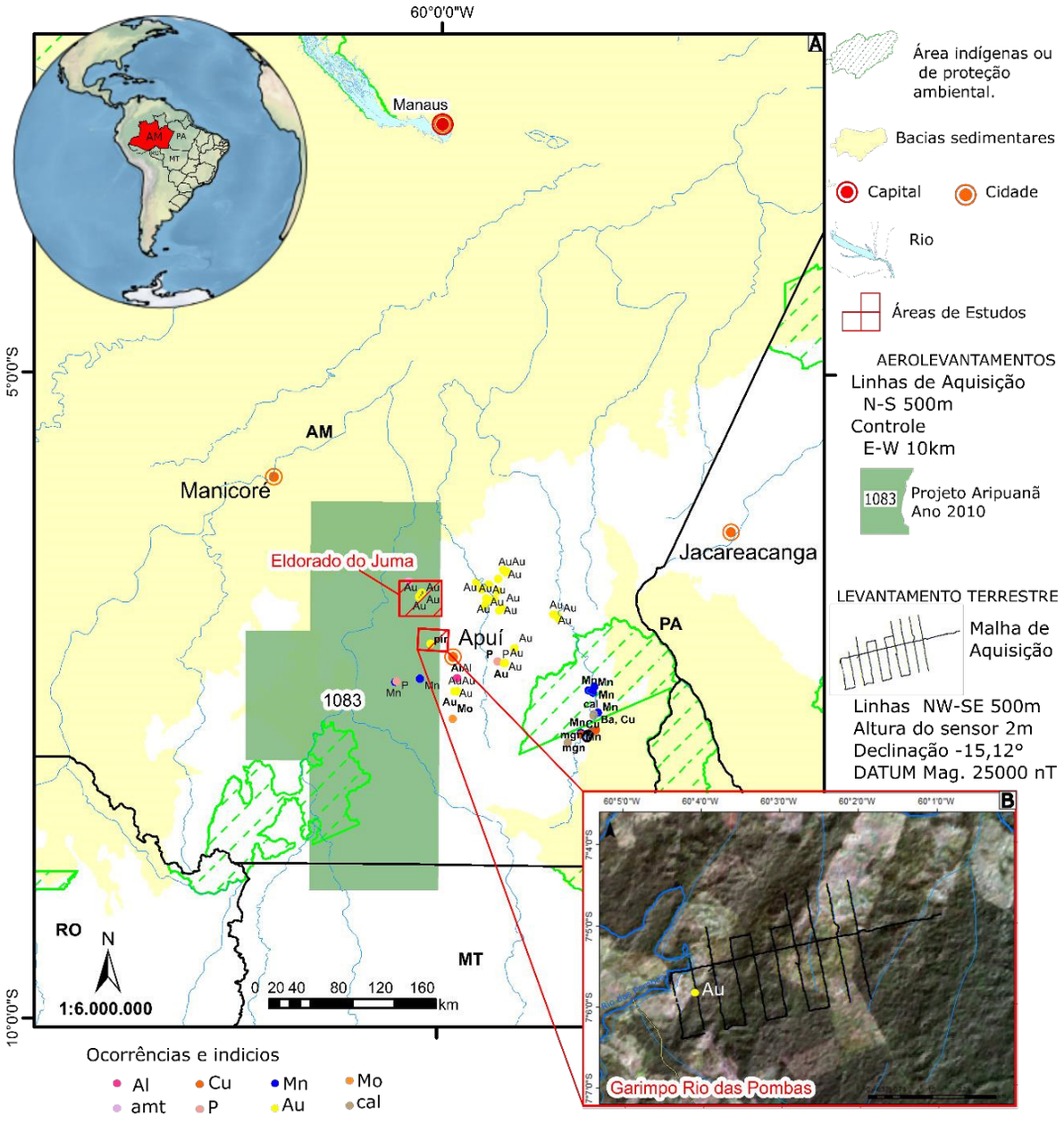


Figura 1. (A) Articulação da área dos projetos aerogeofísicos Projeto Aripuanã (1083), juntamente com o seu respectivo código de registro no SGB - CPRM. (B) Em destaque a malha de aquisição dos dados de magnetometria terrestre na região do Garimpo do Rio das Pombas. Fonte: Base de dados compilada e consolidada no portal GEOSGB (https://geosgb.cprm.gov.br/).

O processamento dos dados magnetométricos foi realizado seguindo uma série de etapas, incluindo a correção diurna, interpolação dos dados e remoção de imperfeições. Foram também realizadas análises adicionais, como a deconvolução de Euler (Thompson, 1982), modelagem 2D (Nabighian, 1972) e inversão dos dados magnéticos (Oldenburg e Pratt, 2007). Essas etapas foram executadas utilizando o software *Oasis Montaj* versão 2022.02 da Geosoft®. O objetivo dessas análises foi garantir a qualidade e a confiabilidade dos dados magnetométricos, permitindo uma análise detalhada das assinaturas magnéticas das rochas na região de estudo. A correção diurna foi realizada por meio da subtração das leituras obtidas das estações móvel

e base, além da correção correspondente ao valor do IGRF (NOAA - *NATIONAL OCEANIC ATMOSPHERIC ADMINISTRATION*) para o local. A interpolação dos dados foi feita utilizando um interpolador mínimo curvatura com célula de 125. Para remover as imperfeições nos dados, foi realizado o micronivelamento utilizando uma combinação dos filtros *Butterworth* e *Direcional Consine*, obtendo assim um grid decorrugado. A deconvolução de Euler foi utilizada para estimar a profundidade e a direção das fontes magnéticas no subsolo, enquanto a inversão dos dados magnéticos foi empregada para estimar os parâmetros geofísicos das rochas, como a susceptibilidade magnética. Por fim, 2D permitiu criar modelos geológicos das características magnéticas das rochas.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A análise dos dados magnéticos revelou anomalias magnéticas concentradas no centro de uma área de baixa magnetização no garimpo (Figura 2).

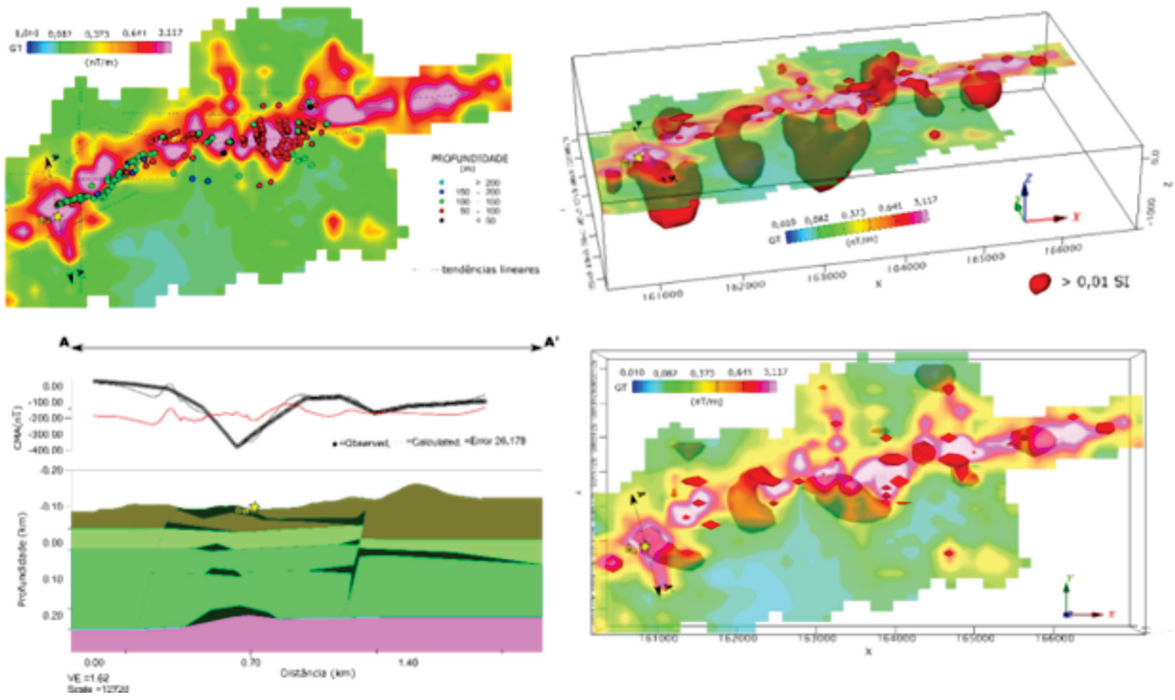


Figura 2. Imagem do gradiente total do campo magnético anômalo (GT), destacando tendências lineares em linhas pretas tracejadas. Interpretações em subsuperfície na inversão de corpos com suscetibilidade maiores de 0,01SI e modelagem 2D do perfil AA' utilizando suscetibilidade maiores de 0,01SI para Suíte Mata – Matá e 10^{-6} SI para o restante, sobre a região do garimpo das pombas. Geologia modificada de Meloni, Simões e Oliveira (2021).

Essas anomalias estão alinhadas com uma estrutura magnética extensa e apresentam alta intensidade magnetométrica variando de 0,641 a 3,117 nT/m (Figura 2). A profundidade média dos corpos varia de 0 a 150 metros, seguindo uma orientação NE-SW. A inversão dos dados identificou corpos maciços magnéticos, embora não tenham uma correlação geológica direta. Foi determinada a profundidade máxima de resposta e estimada uma suscetibilidade superior a 0,01 SI.

Durante a modelagem direta 2D, foram desenvolvidos modelos que inicialmente consideravam um único corpo sólido de maiores dimensões, conforme evidenciado pela inversão. No entanto, constatou-se que esse modelo não apresentava uma correspondência geológica adequada. Diante dessa constatação, foi proposto um novo modelo que considerasse a possibilidade de que a resposta de um único corpo visualizado pelo sensor fosse, na verdade, composta por vários corpos intrusivos próximos, conforme ilustrado na Figura 2 no Perfil AA`.

CONCLUSÕES

A mineração de ouro é uma atividade econômica significativa em muitos países, fornecendo empregos e contribuindo para o crescimento econômico. No entanto, a mineração também pode ter impactos negativos significativos, como a degradação ambiental, o esgotamento de recursos naturais e conflitos sociais. É fundamental que a extração de ouro seja realizada de forma responsável, seguindo práticas sustentáveis e respeitando os direitos humanos. Nesse contexto, a geofísica desempenha um papel importante ao fornecer métodos e técnicas para estudar e mapear as reservas de ouro de forma precisa e eficiente. Através de métodos magnetometria, é possível identificar áreas e assinaturas com potencial mineral, minimizando os impactos ambientais e otimizando o processo de exploração.

A análise dos dados magnéticos terrestres permitiu identificar anomalias e estimar as profundidades médias das fontes magnéticas, variando de 0 a 100 metros à direita e de 100 a 150 metros à esquerda. A análise de inversão revelou corpos magnéticos maciços, sem correlação geológica direta, com profundidade máxima de 200 metros e suscetibilidade mínima de 0,01 SI. A modelagem direta 2D, perfil A-A`, mostrou a presença de soleiras e diques de gabro em rochas vulcânicas, sugerindo um ambiente propício à percolação de fluidos, corroborado por um alto índice do fator F.

Recomenda-se incluir medidas de suscetibilidade magnética e explorar dados gamaespectrométricos terrestres para uma compreensão mais completa do ambiente hidrotermal.

Em resumo, mesmo em sua fase inicial, o presente estudo demonstra que a análise dos dados fornece uma assinatura magnética que contribui para a caracterização do garimpo e a compreensão do ambiente geológico, enriquecendo assim o conhecimento metalogenético da região do Sudeste do Amazonas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AIRO, M.-L.; MERTANEN, S. (2008). Magnetic signatures related to orogenic gold mineralization, Central Lapland Greenstone Belt, Finland. Journal of Applied Geophysics, 64(1), 14–24.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. (2010). Projeto Aerogeofísico Aripuanã. Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas. Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/10906. Acesso em: 08 fev. 2023.

MELONI, R. E.; SIMÕES, M. S.; OLIVEIRA, A. C. S. (2021). Áreas de relevante interesse mineral (ARIM): evolução crustal e metalogenia do sudeste do Amazonas: distrito aurífero do Juma, estado do Amazonas. CPRM. Série: Províncias Minerais do Brasil, 34. Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/22194. Acesso em: 08 fev. 2023.

NABIGHIAN, M. N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal crosssection: Its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics, 37(3), 507-517.

NATIONAL OCEANIC ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). International Geomagnetic Reference Field (IGRF). Recuperado em 26 de junho de 2023, de https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html.

OLDENBURG, D. W.; PRATT, D. A. (2007). Geophysical Inversion for Mineral Exploration: a decade of Progress in Theory and Practice. Proceedings of Exploration 07: 5th Decennial International Conference on Mineral Exploration, p. 61-95.

RIZZOTTO, G. J. (org.). (2022). Províncias e distritos auríferos do Brasil. Goiânia: CPRM. 1 mapa, color. Escala 1:5.000.000. (Informe de Recursos Minerais. Série Ouro - informes gerais; 18). Disponível em: https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/22631. Acesso em: 08 fev. 2023.

THOMPSON, D. (1982). Magnetic interpretation for multidirectional data by means of the cosine transform. Geophysics, 47(11), 1637-1649.

SANTOS, J. O. S. et al. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. Precambrian Research, 165(3-4), 120-152. ISSN 0301-9268. Disponível em: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.06.009. Acesso em: 08 fev. 2023.

SILVA, M. B.; OLIVEIRA, V. S.; OLIVEIRA, A. C. S. (2015). Relatório de Viagem: Projeto Metalogenia das províncias minerais do Brasil, Área AM, Estado do Amazonas. Levantamento geofísico terrestre (magnetometria e gamaespectrometria) ao longo de picadas, folha SB.20-Z-D-II-NE (Garimpo Rio das Pombas - Apuí). Manaus.

(Interno)

GEODIVERSIDADE, GEOCONSERVAÇÃO E ENSINO GEOCIÊNCIAS

GEOCIÊNCIAS EM AÇÃO: INICIATIVAS PARA EDUCAÇÃO BÁSICA EM BOA VISTA - RR

Amanda Silva Neves dos Santos[1]; Waléria Bruna França de Souza[1]; Gisela Montenegro Petri[1]; Vladimir de Souza[1]; Elizete Celestino Holanda[1]; Alicinéia Costa de Oliveira[1]; Antônio Carlos Ribeiro Araújo Júnior[1]; Carlos Eduardo Lucas Vieira[1]; Lorena Malta Feitoza[1]; Moeme da Silva Máximo Ramos[1];

[1]Universidade Federal de Roraima/UFRR

geoamandasilvaa@gmail.com; vladimir.souza@ufrr.br; elizete.holanda@ufrr.br; lorena.malta@ufrr.br; moeme.maximo@ufrr.br

RESUMO

As Geociências, enquanto campo científico interdisciplinar, abrangem aspectos biológicos, geológicos e geográficos. No entanto, observa-se que os conteúdos pedagógicos relacionados a essa área, no contexto da Educação Básica, apresentam fragmentação e superficialidades significativas. O projeto propôs a realização de ações de divulgação científica focada nas Geociências, com o objetivo principal de envolver os discentes do curso de bacharelado em Geologia nas atividades de extensão como parte do desenvolvimento dos aspectos científicos, tecnológicos e culturais dos acadêmicos, proporcionando uma prática que os aproximem das necessidades da sociedade, promovendo o curso nas escolas da Educação Básica do Estado de Roraima. Ao longo do projeto, aproximadamente 1000 estudantes do ensino fundamental e médio foram atendidos por meio das oficinas e exposições itinerantes realizadas em 10 municípios do estado. O impacto da ação foi qualificado de forma positiva pelos alunos, professores e comunidade em geral, demonstrando receptividade e interesse pelos conteúdos abordados.O projeto proporcionou aos alunos uma aprendizagem interativa, buscando preencher a lacuna educacional existente nas Geociências, promovendo a interdisciplinaridade e a integração dos conhecimentos por meio de atividades práticas, materiais didáticos e visitas aos laboratórios, contribuindo para a formação de uma consciência mais abrangente e crítica sobre o planeta e seus sistemas.

PALAVRAS CHAVE: Geologia; Paleontologia; Interdisciplinaridade.

INTRODUÇÃO

O termo Geociências abrange as diversas Ciências da Terra, englobando os estudos sobre as quatro esferas (hidrosfera, litosfera, atmosfera e biosfera) e suas inter-relações, estudando a Terra desde sua formação até sua evolução histórica, incluindo a formação do Sistema Solar e a comparação com outros corpos celestes, além do estudo dos seus vários compartimentos, materiais constituintes e processos (Toledo, 2005). Frequentemente, os conceitos essenciais das Geociências são abordados de maneira isolada e dispersa em outras disciplinas, resultando na dificuldade dos alunos em estabelecer conexões entre diferentes temas e o mundo em que vivemos, prejudicando a formação de uma consciência mais abrangente e crítica sobre o planeta e seus sistemas.

Para superar essa lacuna educacional, é necessário um enfoque pedagógico que promova a interdisciplinaridade e a integração dos conhecimentos das Geociências. Isso envolve a elaboração de currículos e materiais didáticos que abordem os temas de forma articulada, possibilitando aos alunos compreender a complexidade das Geociências e suas inter-relações.

Diante desses desafios, o programa de extensão DivulgaGeo sepropôs a realizar ações de divulgação científica com foco nas Geociências, por meio da transposição didática dos conteúdos da Educação Básica para atividades práticas a serem aplicadas nas escolas públicas do Estado de Roraima. O principal objetivo foi envolver os discentes do curso de bacharelado em Geologia da Universidade Federal de Roraima, com a tutoria dos docentes, nas atividades de extensão como parte do desenvolvimento dos aspectos científicos, tecnológicos e culturais dos acadêmicos, proporcionando uma prática que os aproximem das necessidades da sociedade, além de promover o curso nas escolas da educação básica com intuito de estimular futuros ingressantes e demonstrar a importância das Geociências para a sociedade moderna.

MATERIAIS E MÉTODOS

O projeto foi desenvolvido em etapas, na primeira etapa, os professores e acadêmicos participantes trabalharam no desenvolvimento do material didático a ser apresentado nas escolas. Isso envolveu a revisão bibliográfica dos conteúdos a serem abordados, a definição da forma de transposição do conhecimento e a escolha do material didático adequado. De acordo com as recomendações dos Parâmetros Curriculares Nacionais (PCN), o conteúdo geocientífico no Ensino Médio é abordado nas disciplinas de Biologia e Geografia(Brasil, 1998a-b; 2000). Na Biologia, os temas relacionados às Geociências são tratados em diferentes séries, incluindo a Origem da Vida, Evolução dos Seres Vivos e Registros Fósseis. Na Geografia, o conteúdo programático abrange tópicos como Evolução e Estrutura Interna da Terra, Deriva Continental, Teoria da Tectônica de Placas, Evolução Geológica da Terra,

Tipos de Rochas e Tempo Geológico. Na Base Nacional Comum Curricular do Ensino Médio (Brasil, 2018), dentro da área de Ciências da Natureza e suas Tecnologia, o conteúdo geocientífico é abordado dentro da Competência Específica 2, que tem como objetivo analisar e utilizar interpretações sobre a dinâmica da Vida, da Terra e do Cosmos para elaborar argumentos, realizar previsões sobre o funcionamento e a evolução dos seres vivos e o Universo.

A segunda etapa se deu por meio de visitas às escolas da rede pública de ensino nos municípios selecionados, incluindo a capital Boa Vista. As escolas foram visitadas mediante autorização e agendamento prévio com a direção da escola, em um horário determinado de acordo com a disponibilidade da escola. As intervenções realizadas nas escolas aconteceram por meio de exposições itinerantes sobre minerais, rochas e fósseis e por oficinas de réplicas de fósseis.

Além das atividades itinerantes, no município de Boa Vista, os Laboratórios de Paleontologia da Amazônia e de Mineralogia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima receberam visitação de estudantes e professores da rede de ensino fundamental e médio, apresentando as coleções didáticas de rochas, minerais e fósseis, bem como a rotina do trabalho do geólogo e pesquisador em Geociências.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A exposição itinerante atendeu escolas municipais e/ou estaduais nos municípios de Alto Alegre, Bonfim, Rorainópolis, Mucajaí, Iracema, Pacaraima, Caroebe, Amajari e Normandia, entre outubro de 2022 e maio de 2023 (Figura 1). Ao longo do programa, foram atendidos aproximadamente 1500 estudantes do ensino fundamental e médio por meio das oficinas realizadas.



Figura 1. Ações de divulgação científica realizadas pelo programa DivulgaGEo nas escolas da Educação Básica do Estado de Roraima. A) Oficina de réplicas de fósseis. B-D) Exposição itinerante de minerais, rochas e fósseis. E) Recepção de escolas nos laboratórios do Instituto de Geociências da UFRR.

A exposição itinerante contava com exemplares dos principais minerais constituintes das rochas, com destaque para os minerais e rochas encontrados no estado de Roraima. Na oficina de fósseis, inicialmente os alunos participavam de uma exposição sobre o conceito de fóssil e o processo de fossilização. Posteriormente, eram convidados a manusear algumas réplicas de fósseis e visualizar fósseis originais da Coleção de Paleontologia do Instituto de Geociências (IGEO/UFRR). A segunda etapa consistiu na pintura de réplicas em gesso de

fósseis confeccionadas na coleção de moldes em silicone do Laboratório de Paleontologia da Amazônia. Foram fornecidas informações sobre os fósseis replicados, como nome e idade. No final da oficina, cada aluno recebeu a réplica confeccionada como recordação da atividade (Figura 1).

Destaca-se aqui que as exposições itinerantes não foram realizadas apenas nas escolas da área urbana dos municípios visitados, mas buscou-se também atender comunidades de áreas mais remotas, como por exemplo, na comunidade ribeirinha Santa Maria do Boiaçu, em Rorainópolis, e na Comunidade Indígena Boca da Mata, em Pacaraima.

O impacto da ação pôde ser qualificado junto ao público-alvo, alunos, professores e comunidade em geral, que demonstraram receptividade e interesse pelo conteúdo abordado. Os alunos puderam aprender de forma divertida, especialmente na Oficina de réplicas de fósseis.

CONCLUSÕES

Os acadêmicos do curso de Geologia que participaram da atividade tiveram o desafio de produzir o material da exposição e da oficina e de transpor o conteúdo de geociências para diferentes níveis de ensino e para a comunidade em geral. A atividade foi uma oportunidade para reconhecer a importância da divulgação científica e o diferencial que ações deste tipo podem provocar em parcerias com escolas do ensino básico. Ademais, o material elaborado pela equipe executora poderá ser aproveitado para novas ações de divulgação a serem realizadas futuramente. Todo o material produzido está depositado nos Laboratórios de Mineralogia e de Paleontologia da Amazônia.

As atividades, assim como seus impactos, corroboram a necessidade da continuidade destas ações e de outras que contemplem um intercâmbio entre produção acadêmica e o ensino básico. As vivências proporcionadas por esta ação trazem ganhos para todos os envolvidos e estimulam novas parcerias.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Brasil. Secretaria da Educação Fundamental. *Terceiro e quarto ciclos do Ensino Fundamental. Parâmetros Curriculares Nacionais. Ciências Naturais.* 138p. Brasília: MEC/SEF. 1998a.

Brasil. Secretaria da Educação Fundamental. *Terceiro e quarto ciclos do Ensino Fundamental. Parâmetros Curriculares Nacionais.*Geografia. 156p. Brasília: MEC/SEF. 1998b.

Brasil. Secretaria da Educação Fundamental. *Ensino Médio. Parte III Ciências da Natureza, Matemática e sus Tecnologias. Parâmetros Curriculares Nacionais.* 58p. Brasília: MEC/SEF. 2000.

Brasil. Ministério da Educação. *Base Nacional Comum Curricular*. Brasília, 2018.

Toledo M.C.M. 2005. Geociências no Ensino Médio Brasileiro. Análise dos Parâmetros Curriculares Nacionais. *Geologia USP*, Série Didática, Publ. Esp. **3:** 31-44.

AULA DE CAMPO NA CHAPADA DAS MESAS COMO FERRAMENTA DIDÁTICA PARA O ENSINO DE GEOCIÊNCIAS

Ana Clara Braga de Souza[1]; Luiz Saturnino de Andrade[1]; Pricila Santos de Almeida[1]; Alan Cruz de Sousa[1]; Pâmela Brito da Silva[1]; Daniela de Sousa Leda[1]; Benilde Santos Pereira[1]; Maysa Albuquerque dos Santos[1]; José Igor da Silva Santos[1]; Zelma Araujo dos Santos Canjão[1]; Victor Sebastião Costa da Silva[1]; Felipe Holanda dos Santos[2]

[1] Universidade Federal do Maranhão – UFMA, Centro de Ciências de Grajau (CCGR),

[2] Universidade Federal do Ceará – UFC, Departamento de Geologia (DEGEO)

acb.souza@ufma.br; luiz.andrade@ufma.br; santos.pricila@discente.ufma.br

RESUMO

Aulas de campo são mecanismos didáticos que possibilitam uma compreensão e integração dos alunos com seu objeto de estudo. De forma prática, uma aula de campo proporciona que a teoria e o conhecimento, adquirido em sala aula, sejam amadurecidos. Assim como, proporciona autonomia a vivência da experiência com a ciência. De forma específica, nas geociências, uma aula de campo deve proporcionar um conhecimento globalizado de uma área de estudo e aquisição de uma visão abrangente da história de formação e evolução da Terra. Diante do exposto, este trabalho visa evidenciar as informações obtidas em um trabalho de campo voltado para alunos de Licenciatura em Ciências Humanas/Geografia e Ciências Naturais/Química. A metodologia utilizada, baseou-se no levantamento bibliográfico sobre as caracteristicas geológicas e geomorfológicas, regional e local, do Parque Nacional Chapada das Mesas, seguido de um trabalho de campo, para levantamento e georreferenciamento de pontos de afloramentos rochosos interessantes para a discussão de assuntos pertinentes às disciplinas de Elementos em Geologia e Fundamentos de Geologia e Geomorfologia. O Parque Nacional Chapada das Mesas, no Maranhão, se distribui nos municípios de Carolina, Estreito e Riachão. Os principais resultados alcançados apresentam três afloramentos contendo rochas sedimentares e ígneas da Bacia do Parnaíba pertencentes a Formação Sambaíba e ao vulcanismo da Formação Mosquito repectivamente. Além de feições geomorfológicas como: terraços fluviais, chapadas e ravinas. Como consequência, conclui-se que a atividade apresentou relevância do ponto de vista da abordagem prática no ensino de geociências, proporcionando aos alunos uma experiência concreta dos conceitos teóricos e desenvolvendo habilidades de observação e análise da valorização do patrimônio geológico dos municípios visitados.

PALAVRAS-CHAVE: Geologia; Geomorfologia; Bacia do Parnaíba.

INTRODUÇÃO

Os trabalhos de campo são fundamentais no aprendizado de Geologia e Geografia. Morcillo et al. (1998) acredita que os trabalhos de campo são especiais no ensino das ciências naturais, algo aparentemente impossível de suprir com atividades em sala de aula e no laboratório. No campo, o aluno poder perceber e apreender sobre os vários aspectos que envolvem feições tanto naturais quanto sociais (Scortegagna e Negrão, 2005). Compiani (1991) destaca que, por meio das observações e interpretações da região, o aluno torna-se capaz de formular noções da geologia local, suas interconexões com o meio ambiente e problemas sociais.

O presente trabalho de campo relaciona-se a duas disciplinas de aspecto introdutório relacionadas a: Elementos em Geologia e Fundamentos de Geologia e Geomorfologia (Figura 1). A expressão geologia introdutória refere-se às disciplinas que "... introduzem a aprendizagem no conhecimento geológico apresentando a estrutura básica desse conhecimento sob uma perspectiva abrangente, que inclui a geologia como um todo e os principais processos e produtos por ela estudados" (Cunha, 1986).

O inventário do patrimônio geológico da região do Vale das Águas distribui-se por terrenos dos municípios de Carolina, Estreito e Riachão, onde está localizado o Parque Nacional Chapada das Mesas, na mesorregião Sul do Maranhão. Essa é uma região muito favorável para estudos geológicos e é importante ressaltar que todo o parque está localizado na grande Bacia Parnaíba (Barros *et al.*,2019).

MATERIAIS E MÉTODOS

Compiani e Carneiro (1993) classificam os papéis das Excursões Geológicas em cinco categorias: ilustrativas, indutivas, motivadoras, treinadoras e investigativas. Nesta aula de campo, foi utilizado o papel das práticas motivadoras. Neste tipo de trabalho de campo o principal objetivo foi despertar o interesse dos alunos para o conhecimento do patrimônio geológico da Chapada das Mesas. O campo foi realizado com alunos que possuíam conhecimento introdutório em geologia e geomorfologia. Onde priorizou-se a apresentação das macros-feições predominante na região. O objetivo geral era despertara curiosidade e o interesse do aluno para a disciplina. As percepções e demonstrações eram centradas no aluno, valorizando a experiência de cada um e os seus questionamentos (Figura1).



Figura 1. Materiais utilizados e afloramentos visitados e ao longo da atividade de campo. A) Uso da bússola para medir a atitude das camadas. B) Uso da trena para aferir a altura das demoiselles C) Uso da escala fotográfica com posição do norte geográfico indicado em afloramento de basaltos fraturados. E) Estratificações cruzadas de grande porte em arenitos.

A atividade de campo foi realizada na região Sul do Maranhão, foi um trabalho interdisciplinar que contou com alunos dos cursos de Licenciatura em Ciências Humanas/Geografia e Ciências Naturais/Química da Universidade Federal do Maranhão – UFMA. É válido ressaltar que as atividades de campo tiveram três momentos distintos: o Pré-campo, com a divulgação do conhecimento teórico necessário para reconhecer as feições geológicas em campo. Nesta etapa os alunos foram previamente apresentados aos mapas mapa geomorfológico do estado do Maranhão (IBGE, 2011) e a Carta Cronostratigráfica da Bacia do Parnaíba (Vaz et al., 2007). O Campo, que consistiu na verificação *in loco* das rochas, formações geológicas e feições geomorfológicas, considerando as particularidades de cada local subsidiado pelo registro escrito, fotográfico e coleta de amostras (Figura 1A e B). E o Pós-campo, que consistiu na socialização dos resultados para a turma, confecção do presente resumo e avaliação da atividade de campo.

Durante o campo, os alunos tiveram contato com: martelo geológico, bússola geológica, lupa de mão, escala fotográfica, caderneta, para descrição do local de investigação, sacos plásticos, onde as amostras eram armazenadas e identificadas, trena métrica, máquina fotográfica, gravador de voz (Figura 1C e D).

RESULTADOS



Figura 2. Ravinas e demoiselles indicando os processos erosivos.

O primeiro afloramento visitado ficava próximo a cidade de Estreito-MA. Neste foi possível identificar algumas feições de erosão (Figura 2). Sulcos e ravinas (Figura 2A) foram as feições de erosão linear encontradas. Elas ocorriam associadas a solos onde a vegetação é escassa. Os alunos perceberam que o solo fica cascalhoso e suscetível de carregamento. Processo de arenização também foram vistos neste afloramento. Por vezes, pequenos seixos ou camadas cimentadas por óxido de ferro protegiam pequenas porções do terreno formando as *demoiselles* (Figura 2B). Todos os processos são indicativos de um importante fenômeno erosivo presente na formação do relevo local além do processo de gênese responsável pela origem e formação do solo.

O segundo afloramento, encontrava-se a margem do rio Tocantins (Figura 3). Geomorfologicamente, são visualizados os terraços fluviais (Figura 3A), indicando o entalhe do rio. Também são visíveis barras em pontal indicando locais de deposição de sedimentos. Nas margens, ocorrem afloramentos métricos de rochas ígneas (Figura 3B), representadas por gabros da Formação Mosquito. Esfoliações esferoidais e famílias de fraturas estão presente e indicam as deformações atuantes na área e a ação dos processos de intemperismo favorecida pelas fraturas respectivamente (Figura 3C).

O terceiro afloramento está associado a um dos principais cartões postais da Chapada das Mesas, O portal da Chapada em Carolina – MA. Na geomorfologia, se destaca a presença de platôs, pináculos e mesas (Figura 3 D, E e F). Pode-se notar o processo de gênese e remodelagem do relevo ser facilitado por uma série de fatores, incluindo regiões de fraturas da rocha (Figura 4 G e H). A presença de raízes e a ação do intemperismo também contribuem para o processo de dissolução diferencial. Geologicamente os arenitos, pertence a Formação Sambaíba, de coloração creme alaranjada, bem selecionados, com estratificação plano-paralela e estratificação cruzada de médio a grande porte, depositados em ambiente eólico.

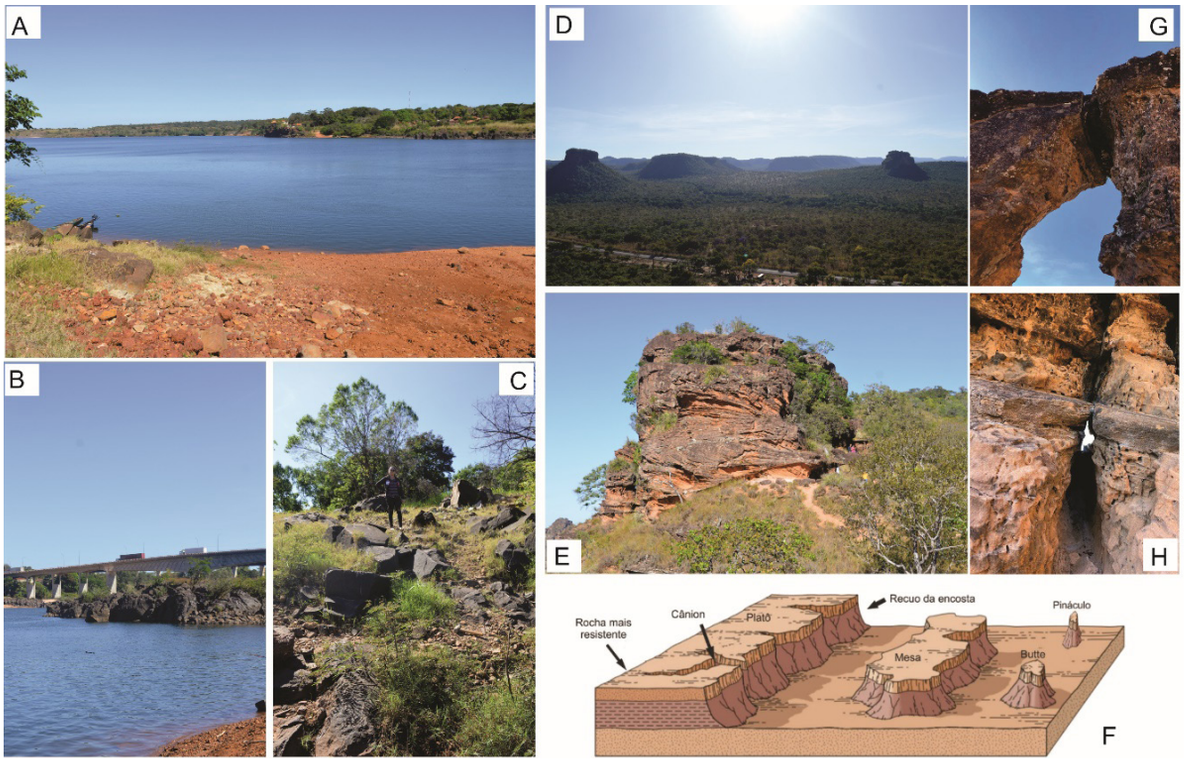


Figura 3. Afloramento na Margem do Rio Tocantins em Estreito-MA pertencentes ao segundo afloramento. A) Terraços fluviais B) Gabros – Formação Mosquito e C) Blocos fraturados. D) Feições geomorfológicas e geológicas das Chapada das Mesas em Carolina-MA pertencentes ao terceiro afloramento. Visão geral das mesas, pináculos e platôs. E) Estratificações cruzadas de grande porte em arenitos da Formação Sambaíba. F) Esquema com feições geradas pelo recuo de chapadas sedimentares – modificada de Hamblin, 1985. G e H) Feições de erosivas controladas por fraturas.

DISCUSSÕES

Segundo Nunes, 2020 durante as atividades de campo é perceptível, dentre outras coisas, o aprimoramento da observação, a identificação de inúmeros processos associados ou não ao fator relevo. Com o trabalho apresentado, percebeu-se que feições como estruturas erosivas, estruturas sedimentares, feições estruturais como falhas e fraturas foram reconhecidas. A identificação de processos como as micro feição do tipo *demoiselle* foi encontrada em alguns pontos no afloramento com ravina foram importantes para que a compressão da formação das macroestruturas como as mesas e pináculos fossem compreendidos.

É possível observar os palio terraços, formados em razão dos diferentes níveis alçados pela água do rio. Os terraços fluviais representam antigas planícies de inundação que foram abandonadas (Christofoletti,1980) em razão do aprofundamento do nível do rio com o acúmulo de sedimentos. Durante a análises dos morros testemunhos, foi perceptível a observação de fraturas nas rochas em razão das raízes das plantas contribuindo para os processos desagregadores desta, a alteração das rochas passa pela ação física e química, denominada intemperismo (Torres et al., 2012), por se tratar de rochas mais expostas à superfície e exposição dos agentes remodeladores do relevo.

Por fim, ressalta-se que no processo de formação de professores a abordagem em campo é salutar, pois possibilita o maior aprendizado possível para o desenvolvimento de atividades que congreguem outras capacidades, como trabalho em grupo e estreitamento de laços entre os alunos e entre os alunos e os professores.

CONCLUSÕES

Em conclusão, o trabalho de campo realizado para alunos de licenciaturas mostrou-se uma metodologia eficaz para introduzir a ciência geológica e promover a formação de futuros professores. Ao utilizar as feições e processos observados como base para o ensino de disciplinas como geografia e ciências naturais, a área estudada revelou-se uma valiosa ferramenta de ensino das geociências. Através dessa abordagem prática, os alunos puderam vivenciar de forma concreta os conceitos teóricos aprendidos em sala de aula, aprofundando sua compreensão e desenvolvendo habilidades de observação e análise. Além disso, a realização de atividades de campo dentro de um curso de licenciatura ressalta a importância dessas experiências na formação de educadores, capacitando-os a transmitir conhecimentos de maneira mais contextualizada e engajadora para seus futuros alunos. Portanto, evidencia-se a relevância e a necessidade de incorporar essas atividades práticas como parte integrante do currículo de uma licenciatura, fortalecendo a formação de professores comprometidos e qualificados na área das geociências.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barros, José Sidiney. Geoparques do Brasil: Geoparque Vale das Águas Estado do Maranhão. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2019.

Christofoletti, A. (1980). Some recent Brazilian studies in fluvial geomorphology.Progress in Physical Geography,4(3), 414-420.

Compiani, M. (1991): A relevância das atividades de campo no ensino de Geologia na formacao de professores de Ciências. Cadernos IG IUNICAMP, v.l, n. 2., p. 2-25

Compiani, M., e Carneiro, C. D. R. (1993). Os papéis didáticos das excursões geológicas. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 1(2), 90-97.

Cunha, C. (1986). A geologia introdutória nos livros didáticos no Brasil: um estudo da coerência interna dos textos através do conceito de geossinclinal.

Hamblin, W. K. The Earth's Dynamics Systems. Minnesota: Burgess Publishing, 4 edição, 1885. 528p.

IBGE. Geomorfologia: mapa geomorfológico do estado do Maranhão. Rio de Janeiro: IBGE, 2011c. Escala 1:400.000.

Morcillo, J., Rodrigo, M., Centeno, J. e Compiani, M. (1998) Caracterización de las Prácticas de Campo: Justificación y Primeros Resultados de una Encuesta al Profesorado, Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 6.3, 242-250.

Nunes, B. H. K. (2020). Geomorfologia e feições ilustradas: contribuições para a formação docente. Revista do Departamento de Geografia,40, 94-106.

Scortegagna, A., e Negrão, O. B. M. (2005). Trabalhos de campo na disciplina de Geologia Introdutória: a saída autônoma e seu papel didático. Terrae didática, 1(1), 36-43.

Torres, F. T. P., Neto, R. M., e de Oliveira Menezes, S. (2013). Introdução à geomorfologia. Cengage Learning.

Vaz, P.T.; Rezende, N.G.A.M.; Wanderley Filho, J.R.; Travassos, W.A.S. Bacia do Parnaíba. boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.

ARQUEOGEOTURISMO COMO PROPOSTA DE GEOCONSERVAÇÃO DA GRUTA DO BATISMO, PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM)

Antonio Gilmar Honorato de Souza[1]

[1]Serviço Geológico do Brasil - CPRM

gilmar.souza@sgb.gov.br

RESUMO

A interação a geologia e arqueologia favorecem a compreensão dos registros arqueológico, bem como o geoturismo e o arqueoturismo, que são tipos de turismo de natureza, sendo que o geoturismo lida como o principal atrativo a geologia de uma região, enquanto que o arqueoturismo caracteriza-se pelo interesse do turista em procurar as áreas com evidências materiais de sociedades pregressas. A gruta do Batismo apresenta potencial para a prática tanto de geoturismo como Arqueoturismo. Feições geológicas como estratificações, marcas de ondas, foliações, formação de gruta (cárste) estão bem preservadas e de fácil identificação, bem como pelo menos 22 pinturas rupestres únicas no Amazonas, além de uma cachoeira na proximidade, a Cachoeira Laje de Pedra (Paredão). A avaliação quantitativa para o Geossítio Gruta do Batismo é classificada como Geossítio de Relevância Nacional. Os perigos avaliados se referem a queda de blocos e desplacamentos de rochas do teto da gruta, bem como enxurrada na Cachoeira Laje de Pedra. Recomenda-se autilização de EPI de segurança no interior e da gruta como principal medida de proteção, além de instalação de placas de advertências indicando os riscos do local. Recomenda-se iniciativas voltadas para a conscientização dos turistas e estudantes quanto a não causar danos ao patrimônio geológico/arqueológico sugere-se treinamentos aos guias turísticos e professores da rede de ensino para implantar a cultura da geoconservação, multiplicando o conhecimento sobre a importância de preservar o patrimônio geológico para a atual e futuras gerações, e que o Plano de Manejo seja posto em prática.

PALAVRAS-CHAVE: Arqueoturismo; Geoturismo; Geoconservação; Grutado Batismo.

INTRODUÇÃO

A geologia e a arqueologia são duas ciências que se interagem na busca pela compreensão dos registros de arqueológicos pré-colombiano. Valle (2021) descreveu petroglifos no baixo rio Negro, entre Novo Airão e Barcelos, uma região onde ocorrem o contato geológico entre as rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Amazonas, com os granitos do embasamento cristalino, em que as características geoambientais podem contribuir para variabilidade no fenômeno gráfico-rupestre do baixo rio negro.

Geoturismo e Arqueoturismo são ramos do turismo de natureza. O Geoturismo é uma forma de turismo que utiliza como principal atrativo a geologia de uma região. Este conceito foi criado esse conceito por Thomas Hose, em 1995. Em 2011, durante um evento sobre Geoturismo foi elaborado a Declaração de Arouca: "*turismo que sustenta e incrementa a identidade de um território, considerando a sua geologia, ambiente, cultura, valores estéticos, patrimônio e o*

bem-estar dos seus residentes". Já o Arqueoturismo caracteriza-se pelo interesse do turista em procurar as áreas com evidências materiais de sociedades pregressas que trazem informações objetivase/ou subjetivas a cerca de suas dinâmicas culturais (Cerqueira&Pereira, 2014).

Este trabalho tem como intuito interagir as duas formas de turismo numa região repleta de belezas naturais, onde são observados lado a lado estruturas geológicas, que trazem informaçõesimportantes sobre o passado geológico da região e ainda, evidências arqueológicas de ocupações pré-colonial no Geossítio Gruta do Batismo. Outro objetivo do estudo é avaliação de perigo geológico e hidrológico do atrativo, hierarquizando os perigos e propondo sugestões para mitigação.

MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa se desenvolveu em três etapas básicas: pré-campo, campo e etapa de escritório.A etapa pré-campo consistiu do levantamento do conhecimento científico da área de trabalho, além de criação de uma base de dados em SIG da região. A etapa de campo ocorreu em duas etapas. Primeiramente visitou a Gruta do Batismo em julho de 2022, procurando identificar as principais feições de interesse tanto geológico quanto arqueológico. A segunda etapa de campo foi na Cachoeira Laje de Pedra (Paredão) em fevereiro de 2023 com utilização de Drone DJI Mini 2.

A metodologia de mapeamento de perigo a movimentos gravitacionais de massa foi desenvolvida em parceria com o governo japonês durante o Projeto de Fortalecimento da Estratégia Nacional de Gestão Integrada de Riscos em Desastres Naturais (Projeto GIDES), coordenado pela da Secretaria Nacional de Desenvolvimento Urbano (SNDU) em parceria com o Serviço Geológico do Brasil - SGB/CPRM, Centro Nacional de Gerenciamento de Riscos e Desastres - CENAD, e Centro Nacional de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais - CEMADEN.

A e tapa de escritório definiu o valor desse Geossítio, utilizando a Plataforma GEOSSIT doServiço Geológico do Brasil-CPRM para definir os valores científicos, além da confecção de um relatório. A Plataforma Online Geossit adota a metodologia e conceitos de BRILHA (2016), com adaptações.

RESULTADOS

A Gruta do Batismo está localizado nas proximidades da rodovia AM-240 (Estrada de Balbina), km 72, latitude: -1.943629°/longitude: -59.411302°. A entrada da gruta situa-se a 1 km do trevo de entrada da Vila de Balbina, com acesso pela antiga estrada de saibro conhecida localmente como "estrada daTema". O acesso a este geossítio é por uma trilha de 700m a partir da estrada, sem infraestrutura e sem fiscalização, o que torna alvo fácil de depredações antrópicas e turismo desordenado.



Figura1. AspectosgeraisdaGrutadoBatismoA)Entradadeumdossalõesdagrutacomparedõesde arenitos maciços e tafoni (Foto: Lígia Ribeiro); B) Entrada da gruta com quedas de blocos rochosos.Foto: Elton Andretta.

A gruta formou-se na borda do Platô Nordeste (Girão, 2005) fortemente dissecado, com encostas íngremes e ravinadas de direção NW-SE, desenvolvidas sobre a Formação Nhamundá. Sua gênese está associada a nascentes de igarapés que percolam as coberturas lateríticas e até as rochas na encosta, causando a erosão do tipo Pipping (erosão subterrânea), gerando condutos no maciço. As chuvas locais potencializam o processo de erosão e evolução da gruta.

As rochas são quartzo-arenitos de granulação fina a média, com acamamentos plano-paralelospredominantes a maciços, com marcas de ondas no teto da gruta (figura2A), além de algumas camadas de arenito ferruginoso e de siltitos alternados com estratos de arenitos ferruginoso. Segundo Nogueira *et al*. (1999) o acamamento maciço dos arenitos da Formação Nhamundá é o resultado de intensa bioturbação atribuída à ação do icnofóssil Skolithos. O paredão rochoso, acima da gruta, apresentacavidadesformadasporerosãodiferencial(tafoni).

Os arenitos são bastantes fraturados, o que facilita o processo de queda de blocos. Identificou-se planos de foliação e cavalgamento com camadas deformadas, padrão anastomosado, com atitudes de 170°/38° (dip-dip) e 300°/10° (dip-dip), provavelmente pela ação da neotectônica regional, bastante atuante nesses afloramentos próximos ao rio Uatumã. Nogueira *et al.* (1997) e Soares *et al.* (2015) sugerem o efeito da glaciotectônica para explicar asdeformaçõesnaFormação Nhamundá ao longo da rodovia AM-240 associados a diamictitos.

A Gruta do Batismo está registrada no Cadastro Nacional de Sítios Arqueológicos (CNSA) com a sigla AM 0010 por conter 22 registros de pinturas rupestres (figura2B), embora Corrêa (1994) contabilizou 24 sinalizações nas cores preta e vermelha. Essas pinturas, até o momento, são os únicos registros no Estado do Amazonas.Segundo Sessegolo *et al.* (2005), as pinturas rupestres são constituídas pelo resultado da aplicação de tintas compostas por pigmentos minerais (provavelmente óxidos e hidróxidos de ferro e manganês) ou carvões associados a solventes de natureza orgânica.



Figura 2. Características do teto da Gruta do Batismo. A) Marcas de ondas no sarenitos da Formação Nhamun dá com pinturas rupestres; B) Pinturas rupestres de formas humanas. **Fotos:** Gilmar Honorato

Nas proximidades da Gruta do Batismo há uma cachoeira (figura 3B), conhecida atualmente como Cachoeira Laje de Pedra (Cachoeirado Paredão). Sua litologia é constituída por arenitos, alguns níveis com estratificação cruzada tabular e intercalados com siltitos.

DISCUSSÕES

A avaliação quantitativa do Geossítio Gruta do Batismo alcançou valor científico de 210 considerado geossítio de relevância nacional. O risco de degradação com valor 230 (médio), valor educativo 245 e valor turístico 235.

Em relação à avaliação de risco geológico, Oliveira*etal.*(2022)identificaramriscoalto para queda de blocos e de desplacamento do teto (figura 3A), como evidenciado pela grande quantidade de fragmentos angulosos de arenito que caíram. Há risco de dolinamento e queda de lascas maiores. A cachoeira Laje de Pedra apresenta perigo médio para enxurradas em episódios de chuva intensa, e baixo perigo para movimentos de massa (deslizamento e rolamento de blocos).



Figura3. Riscos geológicos da Gruta do Batismo. A) Blocos de rochas caídos do teto da gruta; B) Cachoeira Laje de Pedra (Cachoeira do Paredão).
Foto: Gilmar Honorato

Há um Plano de Manejo da Gruta de Batismo, que poderia ser colocado em prática, visto que é um importante documento detalhado da Gruta do Batismo que valoriza o potencial turístico do local, bem como o inventário da flora e fauna, além de recomendações de melhorias de acesso e obras.

CONCLUSÕES

A Gruta do Batismo, é até então um dos poucos locais no estado do Amazonas a conter registros de pinturas rupestres. Ainda existem estruturas geológicas facilmente identificadas, como marcas de ondas, planos de foliação e fraturas atestam sua importância geológica.

Recomenda-se melhorar a infraestrutura do local, como a construção de meios de acessos, locais para estacionamento, visando garantir asegurança do visitante, principalmente de alunos de todos os níveis de ensino.

É necessário que se atente a medidas eficazes para evitar acidentes, como a utilização de EPI adequados em áreas com perigo de quedas de blocos na gruta, placas de sinalizações, além de melhoria do monitoramento das chuvas.

Por fim, sugere-se treinamentos aos guias turísticos e professores da rede de ensino para implantar a cultura da geoconservação, multiplicando o conhecimento sobre a importância de preservar o patrimônio geológico para a atual e futuras gerações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRILHA, J. B. R. 2016. Inventory and quantitative as sessment of Geosites and Geodiversity Sites: A Review. GEOHERITAGE, 8 (2), 119–134. SPRINGER.

CERQUEIRA, M. & PEREIRA, E. 2014. Arqueoturismo no Estado do Amazonas da teoria à prática: O caso da Gruta do Batismo. In: Cadernos do LEPAARQ. Vol. XI, nº 22.

CORRÊA, M. V. 1994. As gravações e pinturas rupestres na área do reservatório da UHE Balbina/AM. Dissertação (Mestrado em Arte), Escolas de Belas Artes da UFRJ, Rio de Janeiro.

GIRÃO, F. E. 2005. Aspectos Geomorfológicos do município de Presidente Figueiredo-AM: um estudo de caso no trecho das rodovias BR-174 e AM-240. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências – UFAM.

NOGUEIRA, A. C. R. 1999. Depósitos Costeiros Neoproterozóicos da Formação Prosperança, município de Presidente Figueiredo, estado do Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Amazonas, SBG/NO, p. 412-415.

NOGUEIRA, A.C.R., SOARES, E. A. A., SOUZAV., TRUNCKENBRODT, W., CAPUTO, M.V. 1997.

Estruturas glaciotectônicas na Formação Nhamundá, Siluriano da Bacia do Amazonas.In: SBG, Simp. de Est. Tect., 5, Pirenópolis, Atas, p.153-155.

OLIVEIRA, M.A., ANDRETTA, E.R., OLIVEIRA FILHO, I.B.O., SOUZA, A. G. H. 2022. Avaliação

Geoténicanos Atrativos Geoturísticos de Presidente Figueiredo, AM. Serviço Geológico do Brasil-CPRM.

SESSEGOLO, G. C., PRIES, D. C., ROCHA, L. A., ROCHA, R. P., PIMENTEL, I. C., SANTOS NETO, M.

M., MORAIS, C. V., AMEND, M. 2005. Plano de Manejo Espeleológico e Projetos Específicos de Infra- Estrutura e sinalização do Sítio Arqueológico Gruta do Batismo/AM. Ecossistema Consultoria Ambiental Ltda. (REVISAR AUTORIAS).

SOARES, E. A. A., TRUCKENBRODT, W., NOGUEIRA, A.C.R., 2005. Fácies Litorâneas e Subglaciais da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior), Região de Presidente Figueiredo, Bacia do Amazonas. Boletimdo Museu Emílio Göeldi 1, 89–116.

VALLE, R. B. M. 2012. Mentes graníticas e mentes areníticas. Fronteira geo-cognitiva nas gravuras rupestres do baixo rio Negro, Amazônia Setentrional. Tese de Doutorado do Programa de Pós-graduação em Arqueologia. Museu de Arqueologia e Etnologia da Universidade de São Paulo.

A IMPORTÂNCIA DA GEOCONSERVAÇÃO PARA ALUNOS DO ENSINO BÁSICO NOS MUNICIPIOS DO NORDESTE PARAENSE: MARAPANIM E TERRA ALTA

Arthur, Igreja dos Santos[1]; Luciana Martins Freire[2]

[1]Universidade Federal do Pará-UFPA; [2]Universidade Federal do Pará-UFPA

arthur227santos@gmail.com; lucianamf@ufpa.br

RESUMO

Esta pesquisa visa debater a importância da Geodiversidade e Geoconservação, bem como a sua relação estreita com a sustentabilidade por meio de atividades didáticas de campo para trabalhar esses conceitos na vida do aluno. Tem como objetivo compreender as dinâmicas da paisagem com foto na Geodiversidade nos Municípios de Marapanim e Terra Alta, com o intuito de ter o uso racional do recurso natural, elevando-se a importância deste conteúdo estar na matriz curricular do Ensino em Geociências interligado a Educação Ambiental. Logo, a metodologia teve como base o levantamento bibliográfico de artigos, teses, livros e dissertações relacionadas ao tema Geodiversidade, como foco no conceito de geoconservação. Diante disso, ela precisa está inserida tanto na Ciências como na Geografia para alunos do ensino fundamental e médio. Nesse sentido, a formação do docente precisa ser eficiente, por meio da elaboração de materiais didáticos focado na conservação desse patrimônio geológico, visando os conhecimentos técnico-científico e valores que formam a sociedade.

PALAVRAS-CHAVE: Geodiversidade; Geoconservação; Ensino em Geociências; Geomorfologia.

INTRODUÇÃO

Diante disso, a registros acerca das ações promovidas para propagar a relevância da geodiversidade, apesar dos estudos científicos relacionados a esta temática ser ainda recente, bem como o geoconservacionismo. Ganha preponderância nos grandes centros universitários aquilo que possui relevância para a geodiversidade vinculado ao aspecto cultural interrelacionado ao subjetivo, sendo algo debatido por muitos especialistas de distintas áreas do conhecimento em esfera multidisciplinar (SANTUCCI,2005).

Além disso, "os movimentos de conservação da natureza sempre tiveram uma clara ênfase na proteção da integridade e da funcionalidade desses sistemas biodiversidade" (MYERS et al., 2000, p.03). Com isso, a iniciativa em implementar uma unidade de conservação em escala mundial tem como intuito preservar o meio ambiente para proteger a fauna e flora de uma determinada região. Em decorrência disso, as fáceis geológicas e geomorfológicas nesse aspecto a conservação de maneira indireta demonstrando aspectos abióticos.

É evidente que manter a sustentabilidade ambiental com qualidade de vida é necessário para o equilíbrio ecológico, como salienta Santucci (2005) e Gray (2005). A funcionalidadede aproximar pesquisadores como ordenamento territorial para entender as ruralidades tem levado

a uma perspectiva daquilo que é basilar para os conceitos, além de determinar o que é geoconservação. Para Sharples (2002) a geoconservação envolve a proteção do ambiente natural parainserir asc omunidades tradicionais, preservando também o patrimônio cultural, de modo a inserir a geociências no processo educativo para crianças e jovens.

Dentro desse contexto, a pesquisa teve como objetivo analisar elementos que envolvem a Geodiversidade no nordeste paraense que possuem a sua natureza com atrativos a para o turismo e diversidade de paisagem rica para a finalidade cientifica. Diante disso, os processos que envolvem a zona costeira serão analisados einvestigados, onde os processos de acresção e erosão são forças atuantes no espaço temporal na região.

MATERIAIS E MÉTODOS

Ademais, quanto a natureza da pesquisa qualitativa-quantitativa, o levantamento bibliográfico para compreender a diversidade natural envolvendo aspectos geológicos, geomorfológicos e de solos são importantes para a sua evolução ao longo do tempo (SHARPLES,2022), de maneira abrangente, não sendo características particulares buscar ter a percepção dos eventos em detrimentodo viés do pesquisador já no método quantitativo. Nesse sentido, foi realizada a coleta de banco de dados com a temática sobre a Geodiversidade Geoconservação e Geomorfologia embasado em: Christofoletti (1980), Myers *et al.*, (2000), Gray (2004), Santucci (2005), Sharples (2022).

No segundo momento, foi executada a cartografia básica a partir de dados secundários a elaboração de um mapa de localização sobre o objeto de estudo. O produto cartográfico adquiridopelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) correlacionado ao Google Earth Pró. As coordenadas utilizadas no projeto UTM 22 Sul e DATUM:SIRGAS 2000 por meio do Software Qgis 3.16.6 Hannover.

Dessa forma, trata-se do estudo quefoi realizado durante a visita técnica no Município de Marapanim eTerra Alta. Sendo assim, realizaramno município deTerra Alta aanálise dos elementos da geodiversidade identificados sobre a Bacia Hidrográfica do rio Marapanim. Em seguida, foi feita a análise da paisagem da dinâmica fluvial à jusante do rio Marapanim, por meio de aplicação de conceitos referentes à Hidrografia e Geomorfologia.

DISCUSSÃO

Outrossim, o panorama da geodiversidade no Nordeste Paraense foi realizado a partir da visita técnica In Situde aspecto científico, políticoeeconômicoenglobandooMunicípiode TerraAltasobre a Bacia Hidrográfica do Rio Marapanim e Zona Costeira. Assim, corresponde a dois Municípios que apresentam uma geologia e geomorfologia com especificidades da região, onde a um fornecimento de geodiversidade para estimular no território o desenvolvimento social da comunidade vulnerável e fazer a preservação e conservação dos recursos naturais para garantir a geoconservação.

TERRA ALTA

O Município Paraense de Terra Alta que fica a 94km de Belém, no qual o deslocamento acontece cerca de 1h30min o seu acesso é realizado pelas rodovias BR 316 e PA 136 km 28 próximos ao Município de Castanhal, com coordenadas latitude 1º 02'16'' S e longitude 47º 54'28'' e Altitude 35 m ao nível do mar. Essa região do Nordeste Paraense, embasado na exploração dos recursos da natureza e pela intensificação e movimento migratório em meados da década de 1950 um números expressivos uns números expressivos de nordestinos impulsionados pelo governo da época (MONTEIRO, 1997; WIESENMULLER, 2004, REBELLO & HOMMA,2017).

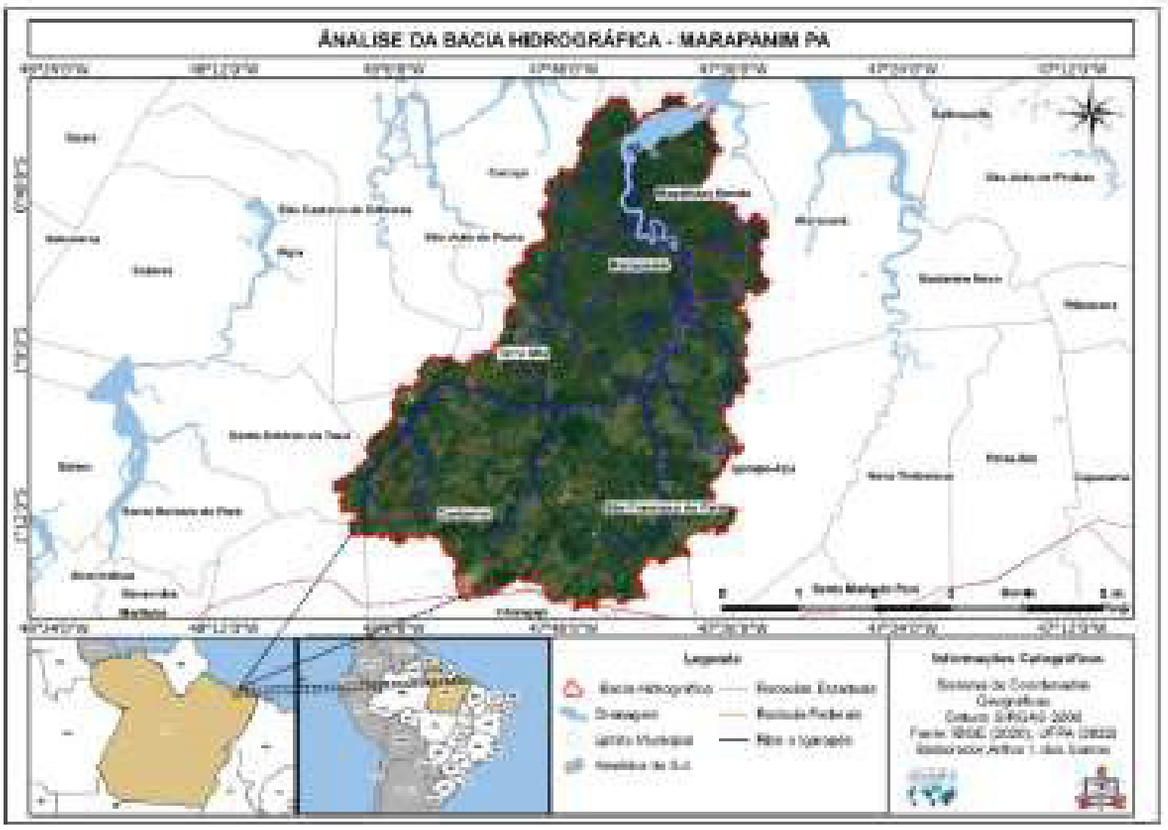


Figura1: Mapa de Localização da Área de Estudo.

Fonte: IBGE, 2020, adaptado por Santos, 2022.

MARAPANIM

O município está na zona costeira paraense e possui uma latitude 00º43'03''S a longitude47º41'59''O, com uma área territoria l804,625km^2. Por conta do avanço da fronteira agrícola na região houve a retirada da vegetação nativa o que ocasionou mudanças na dinâmica da paisagem (VIEIRA *ET AL*., 2003; CORDEIRO *ET AL*., 2017). Nesses locais verifica-se um processo de vegetação de aspectos e cundário, tal como a capoeira (LISBOA,1989; RAYOL *et al*., 2006) e depois integrada ao sistema de produção capitalista.

RESULTADOS

Diante disso, o na bacia hidrográfica no Município de Marapanim apresenta um potencial turístico de grande porte para compreensão dos fatores históricos, social e cultural da população do nordeste paraense." Bacia hidrográficaé um sistema, formado por um conjunto decorrentede escoamento fluvial em direção ao canal principal, obedecendo a rede topográfica, geológica e as variações de terreno. Assim, a junção das drenagens pode formar grandes rios, ribeiros ou fluxos efémeros simples" (SILVA; RODRIGUEZ; CABO, 2016). Com isso, o despertar para a preservação deste recurso geológico estimulando ações de conservação e preservação nos ecossistemas pelos alunos nas aulas de geografia.

Conforme, Stanley (2000) definiu geodiversidade como"a variabilidadede ambientes, fenômenos e processos geológicos que produzem paisagens, rochas, minerais, solos, e outros depósitos superficiais formadores do arcabouço que sustenta a vida na terra". Então, foram feitas a visita de campo em Terra Alta uma área que sofreu por impacto ambiental em que os alunos desconheciam as propriedades dos minerais contidos na rocha que possui como preponderânciaoquartzo e mica amplamente utilizada no Estado do Pará, como a apresentação em sala de aula eles ficam bastante interessados por este tema.

CONCLUSÕES

Desse modo, as análises realizadas nos dois Municípios demonstram que o Nordeste Paraense é rico em Geodiversidade, apresentando uma geomorfologia e geologia distintaTerra Alta mais a Montante da bacia hidrográfica enquanto Marapanim a Jusante. Diante disso, quando faz uma análise abiótica a geodiversidade corresponde necessária. Logo, essa valorização do patrimônio geológico, geomorfológico, hidrológico, vegetativo etc com o intuito de promover a geoconservação.

Desse modo, salienta a importância dessa temática ser abordada para ser demonstrada conceitos que serão basilares para a compreensão do processo evolutivo do planeta fazendo-se necessário propor medidas que defendam o meio ambiente e desperte a consciência crítica da sociedade civil para a esfera ambiental. Espera-se, com isso, atenuar os impactos ambientais causado pela ação humana na natureza preservando e conservando a sua Geodiversidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

[1]GRAY, M. Geodiversity — **Valuing and Conserving Abiotic Nature**. New York: John Wiley and Sons, 2004.

[2]Lisboa, P. L. B. 1989. Rondônia: **colonização e floresta**.CNPq,AED(ProgramaPolonoroeste:relatóriode Pesquisa, 9). Brasília.

[3]MANSUR, Kátia Leite. **Projetos Educacionais para a Popularização das Geociências e para a Geoconservação**. Geologia USP. Publicação Especial, v. 5, p. 63-74, 2009.

[4]MATURANA, Humberto. (2001) **Ciência, cognição e vida cotidiana**. MAGRO, Cristina; PAREDES, Victor (org/trad). Editora UFMG – Belo Horizonte – 1ª reimpressão. 203 p.

[5]MONTEIRO,A.1997.**Oespaçoamazônico**:sociedadeemeioambiente.Belém:UFPA/NPI.

[6]POZO, Juan I. (2000). **Porqué los alumnos no aprenden la ciencia que les enseñamos?: El caso de las ciencias de la Tierra. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra**, vol. 8 (1), p.13-19.

[7]Rayol, B. P.; Silva, M. F. F.; Alvino, F. O. 2006. **Dinâmica da diversidade florística da regeneração natural de Florestas Secundárias, no município de Bragança, Pará, Brasil**. Bol.Mus. Para. Emílio Goeldi. Ciências Naturais 9-27.

[8]Rebello, F. K., Homma, A. K. 2017. O. **História da colonização do Nordeste paraense: uma reflexão para o futuro da Amazônia**. Belém, PA: EDUFRA. 153 p.

[9]SANTUCCI, V. L. **Historical Perspectives on Biodiversity and Geodiversity**. Geodiversity and Geoconservation, v. 22, n. 3, p. 29-34, 2005.

[10]SHARPLES, C. **Concepts and Principles of Geoconservation**. Tasmanian Parks & Wildlife Service, 2002.

[11]Vieira, I.C.G.; Almeida, A.S.D.; Davidson, E.A.; Stone, T.A.; Carvalho, C.J.R.D.; Guerrero, J.B. 2003. **Classifying successional forests using Landsat spectral properties and ecological characteristics in eastern Amazônia. Remote Sensing of Environment** 87, 470–481.

[12]Wiesenmûller, J. D. 2004. **Sistemas de Produção e Manejos dos Recursos Naturais da Agricultura Familiar no Nordeste Paraense, o Caso Capitão Poço**. UFPA, Cadernos do NAEA. Belém.

PROJETO EDUCAFOSSIL: A DIVULGAÇÃO DO PATRIMÓNIO PALEONTOLÓGICO DO ESTADO DO PARÁ, BRASIL, COMO ESTRATEGIA PEDAGÓGICA DE APRENDIZAGEM ATIVA EM ESCOLAS DE ENSINO BÁSICO

Camila Amorim Barata; Anna Andressa Evangelista Nogueira; Laura Estefania Garzón Rojas; Joelson Lima Soares

Universidade Federal do Pará - UFPA

camila.barata@ig.ufpa.br; bioannanet@gmail.com; lauraestefaniagarzon28@gmail.com; joelsonls@gmail.com.

RESUMO

A divulgação da paleontologia nas escolas permite implementar metodologias de transmissão do conhecimento para além da academia tornando esta ciência uma ferramenta de aprendizado que estimula habilidades exploratórias. O Projeto Educafóssil desenvolve materiais didáticos de baixo custo e acessíveis, como réplicas fosseis, que facilitam a compreensão dos alunos acerca da bioevolução terrestre, os aproxima das geociências e os conscientiza para a preservação e conservação do patrimônio paleontológico. O propósito deste estudo é divulgar a metodologia de ensino da paleontologia implementada em aulas teórico-praticas na região metropolitana de Belém, expandindo a pesquisa formativa de aprendizagem-serviço para além da universidade. Assim, a geração de materiais inclusivos de aprendizagem é essencial para a divulgação da paleontologia, possibilitando a participação ativa dos estudantes usando uma linguagem simples e acessível com finalidade de incentivar a pesquisa cientifica atrelada a geologia social, que transmite e estimula aprendizado em comunidades e possibilita o estudante em formação a obter conhecimentos científicos com responsabilidade social. A comunidade científica possui vasto conhecimento e domínio sobre registros fosseis, sendo a Formação Pirabas a mais representativa e estudada no estado do Pará, onde foram identificados fosseis como peixe-boi, tubarões como o megalodonte (Carcharodon megalodon), raias, quelônios, crocodilianos e invertebrados como Turbinella tuberculata, Cypreae, Mercenaria prototypa, bolachas da praia, entre outros. Porém, pouco tem sido feito pela divulgação deste conhecimento nas comunidades da região, mas principalmente em comunidades que apresentam potencial paleontológico. Este trabalho demonstra a necessidade da implementação da educação ambiental e patrimonial e a aproximação entre a Universidade e a comunidade local por meio do ensino, pesquisa, extensão e oficinas que também são aspectos essenciais para tornar visível a biogeoconservação como ferramenta para promover o turismo e gerar novas microeconomias sustentáveis.

PALAVRAS-CHAVE: Paleontologia; Divulgação científica; Ensino; Aprendizagem ativa.

INTRODUÇÃO

A paleontologia é a ciência que estuda os registros das formas de vida existentes ao longo da história geológica da Terra e possui caráter interdisciplinar entre as ciências biológicas e a geociências (Mendes, 1986, Bergue, 2017; Voltani, et al., 2019). A paleontologia contribui para

a compreensão da origem e evolução da vida, auxilia no entendimento das mudanças geográficas e climáticas que ocorreram ao longo do tempo, e integra assuntos que podem ser abordados de maneira multidisciplinar como biologia, química, física, matemática e ciências naturais (Shwanke e Silva, 2010; Borsonelli & Rodrigues, 2019).

Esta ciência apresenta alto potencial pedagógico, apesar do ensino da paleontologia ser limitado a alguns temas dentro do conteúdo de ciências, existe uma necessidade de maior divulgação e incentivo acerca da educação sobre Paleontologia (Hohemberguer et al., 2019; Godoi et al. 2022). Discussões acerca do desenvolvimento de conteúdo para materiais de ensino didáticos e inclusivos que possam ser utilizados no ensino público, ainda não foram exaustivamente exploradas (Bergue 2000, Novais et al. 2014, Soares 2015; Ozakay & Barroso-Bercenilla, 2019; Costa e Sheid, 2022) havendo necessidade de maiores atualizações e enquadramento com abordagem simples e acessível, sendo este um tema de alta complexidade para a transmissão do conhecimento cientifico.

Dentre estas atividades, a aplicação de oficinas de réplicas de fósseis na qual os estudantes aprendem a confeccionar réplicas a partir de moldes de silicone de fósseis reais, que guardam as dimensões originais do organismo, conservando suas ornamentações e resistindo a agentes corrosivos (Cerón, et al., 2016) se mostraram ferramentas educativas importantes no ensino básico. Esta atividade, além de ser uma maneira eficaz e atraente de divulgar a paleontologia em escolas, permite a multiplicação e a troca de conhecimento entre instituições (Anelli et al. 2004).

MATERIAIS E MÉTODOS

CATALOGAÇÃO DE FOSSEIS

A identificação e classificação dos exemplares foi realizada baseada em critérios morfológicos característicos de cada grupo, incluindo comparações e correlações de atributos dos espécimes para estabelecer semelhanças e diferenças entre organismos. Este processo de avaliação morfológica foi combinado com uma determinação da sistemática biológica para a geração da taxonomia individual. A classificação foi baseada em comparação com literaturas de estudos paleontológicos na região da Amazônia Oriental que abordaram principalmente aspectos taxonômicos da fauna (Maury 1925, Petri 1957, Beurlen 1958, Brito 1971, Toledo e Domning 1989, Távora et al. 2010).

AVALIAÇÃO E CONSTRUÇÃO DOS MATERIAIS DIDÁTICOS

Com base em anteriores experiências de oficinas do Educafossil, houve uma melhora do material incluindo atividades mais didáticas como caça-palavras, quebra-cabeça, jogo da memória, dominó do tempo geológico, e se mantiveram oficinas com réplicas fosseis devido ao grande impacto com os alunos em experiências anteriores.

IMPLENTAÇÃO DAS OFICINAS

No período de 2019 até 2021 foram feitas 10 oficinas em 08 escolas com estudantes de 12 a 18 anos, nestas oficinas foram oferecidos workshops, exposições do material e seminários para estudantes e pessoas locais, com duração máxima de 3 horas; sendo os temas principais conceitos de geologia, geodiversidade, geoconservação e paleontologia.

RESULTADOS

Avaliação do conhecimento

A avaliação do conhecimento é uma ferramenta que possibilita a verificação das estratégias utilizadas em sala e sua efetividade com os alunos. Ao avaliar o nível de apropriação do conhecimento dos mesmos mostrou-se um resultado satisfatório refletido na porcentagem de acertos em torno da pergunta de verdadeiro (V) ou Falso (F) sobre o que é um fóssil? Os alunos do ensino médio obtiveram uma maior porcentagem de acertos (87%) em relação aos alunos do ensino fundamental (53%), mostrando-se evidente a diferença de conhecimentos prévios devido ao grau de escolaridade (Gráfico 1).

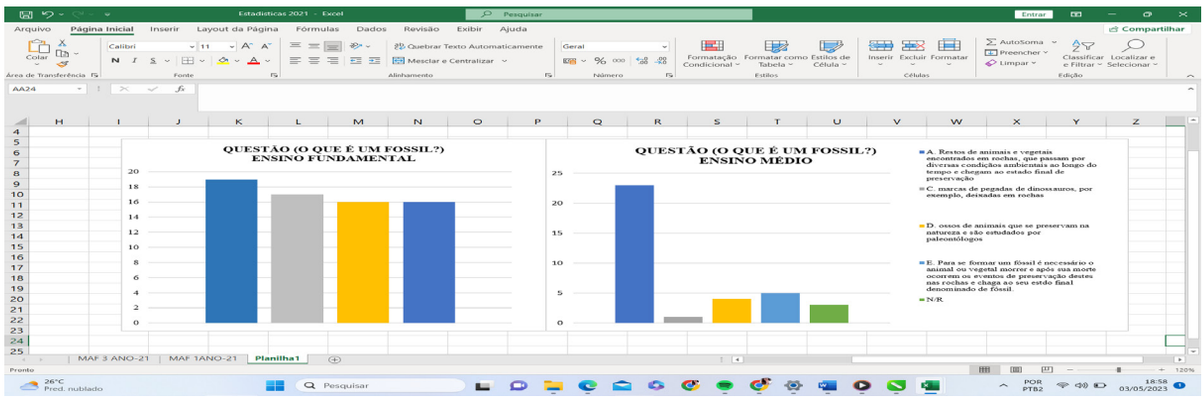


Gráfico 1. Questão 1 do questionário de avaliação do conhecimento sobre o que é um fóssil no Ensino Fundamental e Médio, sendo a resposta mais completa a opção A e respostas certas, porém incompletas C, D e E.

Avaliação de nivel de satisfação

Espaços interativos são fundamentais no processo de ensino, por isso foi avaliado que momento da atividade o estudante gostou mais de participar enumerando-as de acordo com o seu nível de satisfação: a) Explicação sobre os fósseis e a importância das réplicas fósseis; b) Fazer a mistura de gesso em água e colocar nas fôrmas de silicones; c) A mini-exposição dos principais representantes fósseis mostrados durante a oficina; e d) Pintura das réplicas de gesso. Desta forma, para os estudantes a parte que mais os instigou e os deixaram mais motivados foram a mini-exposição dos representantes fósseis e a seção de pintura das réplicas (Gráfico 2).

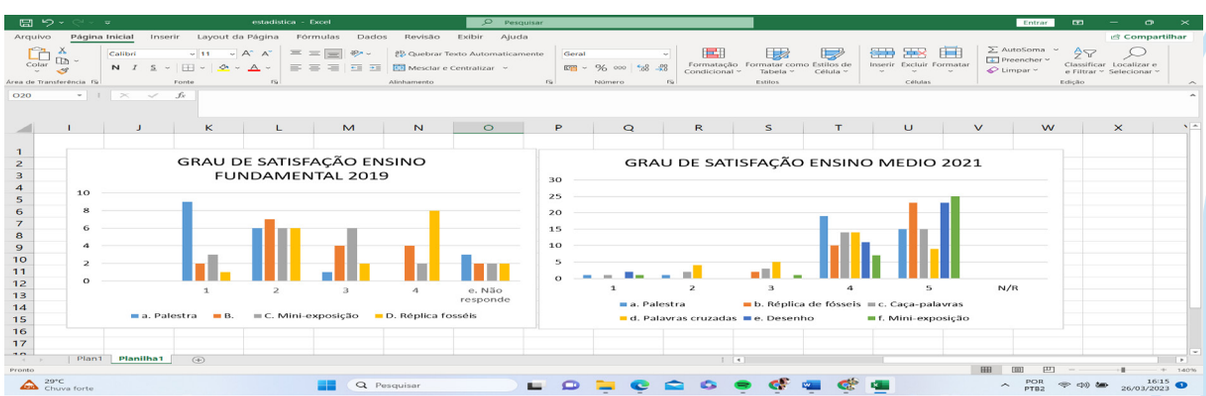


Gráfico 2. Questão 6, enumerar grau de satisfação sendo 1 o grau mais baixo e 5 a máxima avaliação sobre os momentos da atividade que o estudante gostou mais de participar.

DISCUSSÕES

Apropriação do conhecimento

Ao questionar sobre a compreensão da importância de fazer réplicas fósseis, os estudantes perceberam que através delas podem aprender e estudar os fósseis e seu processo de formação, dando valor aos espécimes originais e reconhecendo sua importância. De acordo com estes dados, pode-se reconhecer a importância no desenvolvimento de novas estratégias na transmissão de conceitos mais complexos como "fósseis de transição", que por serem termos científicos precisam de uma melhor adaptação na transmissão com uma linguagem mais simples e acessível.

Nível de Satisfação

Os resultados majoritariamente positivos respeito ao nível de satisfação refletem o impacto da implementação de uma atividade de aprendizagem significativa, ao ser inovadora e uma experiência nunca vivida antes pelos alunos transforma-se, então, em uma maior apropriação do conhecimento. As oficinas demonstram que os alunos se sentiram mais motivados em participar das atividades que vinculam habilidades artísticas e sociais além das habilidades intelectuais, contribuindo no desenvolvimento criativo, cognitivo e afetivo.

CONCLUSÕES

A divulgação científica das geociências é o principal objetivo do Projeto Educafóssil. O sucesso no desenvolvimento deste projeto de extensão e divulgação requer ampliação de novas propostas para visitações destes espaços educativos e aprovação em editais de educação, arte e cultura para o fomento de atividades com mais qualidade.

Em geral, as avaliações implementadas na modalidade presencial evidenciaram um nível satisfatório da apropriação do conhecimento paleontológico onde majoritariamente as turmas obtiveram altas porcentagens a respeito deste conhecimento. No entanto, algumas questões apresentam ainda resultados baixos priorizando a transformação destes conceitos para uma linguagem mais simples e acessível.

Outro enfoque que precisa de melhoria contínua é a respeito da inclusão de alunos PCDs nas atividades desenvolvidas, já que o fortalecimento da transmissão do conhecimento exige a inovação e criação de um modelo didático-pedagógico voltado para este público dentro da temática paleontológica.

Finalmente, entendendo o contexto sócio-educacional do estado do Pará, se faz necessária uma maior aproximação entre a universidade e as escolas com a aplicação de metodologias ativas e de pesquisa formativa que fomentem a troca de conhecimento e o fortalecimento da labor social dos profissionais da área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BERGUE, Cristianini Trescastro. Uma abordagem sobre o ensino de paleontologia em nível fundamental e médio. In: DOS SANTOS, Luís Henrique Sacchi (org.). Biologia dentro e fora da escola. Meio ambiente, estudos culturais e outras questões. Cadernos de educação básica 6. Porto Alegre: Ed. Mediação, 2000, p. 145-156.

BERGUE, Cristianini Trescastro. A perspectiva paleontológica no ensino da História Natural e em áreas afins. V. 13, n. 2, p. 93-100. Campinas, São Paulo: Terræ Didática, 2017.

BITTENCOURT, Larissa Arianne; PAULA, Alessandro. Análise cienciométrica de produção científica em unidades de conservação federais do Brasil. v. 8, n. 14. Goiânia: Enciclopédia biosfera, Centro Científico Conhecer, 2012.

BORSONELLI, Marcilene, Rodrigues, Taissa. Paleontologia na escola: detecção de lacunas e uma proposta de complementação ao ensino da evolução biológica. V. 14. n. 2. p. 424-438. Experiências em Ensino de Ciências, 2019.

CERÓN, Natalia Paola, SÁNCHEZ, Carlos Alberto, CASTAÑEDA, Antonio José. Metodología para el Replicado de Muestras Palentológicas. V.7. p. 9-15. Colombia: Revista Facies. 2016.

DÁLIA, Priscilla Santiago Alves. Um jogo de tabuleiro humano para auxiliar a aprendizagem de geo-paleontologia na educação básica. v. 14, n. 2, p. 185-192. Campinas, São Paulo: Terræ Didatica, 2018.

DA COSTA, Carolina Farias; SCHEID, Neusa Maria John. O ensino de Paleontologia na BNCC (2020). In: SALÃO DO CONHECIMENTO. 22, 2022. Ijuí, Rio Grande do Sul. v. 8, n. 8. Rio Grande do Sul: Unijuí. 2022.

GEOTURISMO NA COMUNIDADE SÃO JOÃO DO URUBU Í- PRESIDENTE FIGUEIREDO/AM: PROPOSTA DE GEOROTEIRO

Carmem do S. Rocha dos Santos[1]; Raimundo Humberto Cavalcante Lima[2]; Vânia Maria Nunes dos Santos[3] Rogério Oliveira Barbosa[4]

[1]Universidade Federal do Amazonas - UFAM; [2]Universidade Federal do Amazonas - UFAM; [3]Universidade Estadual de Campinas, UNICAMP, [4]Universidade Federal do Amazonas - UFAM

carmemrochadosantos@gmail.com; humbertoclima@ufam.edu.br; vmnunes@unicamp.br rock2063@gmail.com

RESUMO

No Amazonas, a conservação de elementos da geodiversidade ainda é incipiente quando comparado a conservação da biodiversidade, pois os projetos para a conservação e proteção da natureza são focados em políticas de proteção e valorização da biodiversidade. Um dos motivos da falta de estímulo à preservação da geodiversidade é a carência de informações do meio abiótico nesses espaços protegidos. Nestas áreas, que têm o ecossistema como bases para a manutenção de espécies e paisagens, a integração da geodiversidade e do patrimônio geológico à gestão territorial é fundamental para o desenvolvimento de políticas amplas de conservação e de uso sustentável da natureza, tal como o geoturismo, para usufruto de seus habitantes e visitantes. Nesse sentido, O objetivo do trabalho é apresentar um georoteiro que contemple locais de interesse geológico na Comunidade São João do Urubuí, Entendendo que o turismo baseado na geologia, é definido como o fornecimento de instalações interpretativas e de serviço que permita ao turista adquirir conhecimento e compreensão da geologia e geomorfologia de um local além de mera apreciação estética. Nesse processo, tem-se como resultado, um roteiro geológico preliminar elaborado pelos comunitários num trabalho colaborativo de construção de conhecimentos para a formação de diferentes agentes em ações socioeducativas promotoras de geoconservação utilizando metodologias participativas.

PALAVRAS-CHAVE: Geoturismo;Georoteiro;Geodiversidade;Comunidade; Amazonas-Presidente Figueiredo.

INTRODUÇÃO

A sociedade e a opinião pública mostram um interesse cada vez maior em assuntos relacionados ao meio ambiente, sua proteção e o agravamento das condições ambientais provocadas pelas atividades humanas (Vieira e Cunha, 2004). Porém, a importância atribuída à proteção ambiental não se faz, de maneira geral, acompanhada da consciência do valor do patrimônio natural e da sua importância enquanto recurso ambiental, turístico ou mesmo, enquanto suporte fundamental da vida e das atividades humanas. Isso se reflete, além da problemática ambiental, na vida social e econômica das comunidades criando obstáculo para o desenvolvimento sustentável.

Para Cruz (2001), o lazer é a principal lógica que orienta a organização dos espaços para o turismo, entendendo-se tratar de uma prática social, fortemente determinada pela cultura, que envolve o deslocamento de pessoas pelo território e que tem no espaço geográfico seu principal

objeto de consumo. Como uma ramificação do turismo tradicional, Lima et al.(2020) descrevem que o geoturismo é uma área do conhecimento científico vinculada ao tema da Geodiversidade, que, por sua vez, estuda a natureza com foco na sua componente abiótica.

A iniciativa da pesquisa traz consigo potencialidades e desafios, que visa contribuir com o levantamento e análise do potencial geoturístico na Comunidade integrando conceitos de sustentabilidade às ciências da Terra. Ao se estimular o desenvolvimento do geoturismo, como modalidade turística sustentável e de forma integrada aos demais segmentos já existentes, pretende-se reforçar a identificação da população com sua região, promovendo o respeito ao meio ambiente, estimulando desenvolvimento econômico local, Lopes et al. (2011) e Lobo et al. (2012).

Nesse processo, destaca-se o papel estratégico a ser desenvolvido, envolvendo a comunidade em um trabalho colaborativo de construção de conhecimentos para a formação de diferentes agentes em ações socioeducativas promotoras de geoconservação com uso de metodologias participativas em aprendizagem social tais como utilizadas por (Jacobi, 2011; Santos e Jacobi, 2018).

A comunidade São João do Urubuí, área proposta para esta pesquisa, está localizada no município de Presidente Figueiredo (AM) e é considerada a primeira ocupação rural desde a criação do Município em 1982. A comunidade possui uma população aproximada de 1.500 pessoas, distribuída em mais de 300 residências. Na região da comunidade existem paisagens naturais (cachoeiras, corredeiras, grutas e sítios geológicos/paleontológicos) relacionados aos arenitos da Formação Nhamundá pertencentes ao Grupo Trombetas e este cenário ocorre em meio à floresta equatorial amazônica e sua rica biodiversidade.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para elaboração do georoteiro utilizou-se o mapeamento socioambiental, ferramenta didático-pedagógica de diagnóstico, planejamento participativo e ação colaborativa que promove o envolvimento de diferentes atores sociais no levantamento de diversas informações sobre o lugar/ambiente. Nesse processo, utilizaram-se mapas de diferentes tipos e em diferentes escalas, fotografias aéreas e imagens de satélite, associando aos estudos e práticas de campo como mostrado em Santos, (2002; 2011).

O levantamento dos atrativos de interesse geológico e da geodiversidade foi o primeiro passo para elaboração do georoteiro utilizando de avaliação qualitativa adaptado da análise de Brilha (2016). As visitas de campo foram necessárias para a caracterização dos potenciais sítios de interesse e sua quantificação quanto à relevância e uso turístico existente na comunidade. Além dos sítios, foi mapeado a infraestrutura existente na comunidade como valor agregado ao georoteiro.

Junto à metodologia do Mapeamento Socioambiental, trabalhou-se, também, com oficina participativa que teve por objetivo facilitar o diálogo entre pessoas de modo a fazer emergir uma sabedoria coletiva para o entendimento e criação da proposta e identificação de problemas complexos existentes na comunidade.

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Comunidade São João do Urubuí, está localizada no município de Presidente Figueiredo, distante cerca de 107 km de Manaus, capital do Amazonas. A comunidade está interligada pela rodovia BR-174 com fronteira ao sul com a capital e ao norte com o estado de Roraima (Fig 1). Esta região encontra-se inserida no Cráton Amazônico, de idade do Arqueano/Proterozóico

(Almeida e Hasui, 1984). Na evolução geológica do Cráton Amazônico, a evolução da Bacia Sedimentar do Amazonas representa um complexo e importante evento geológico (Almeida e Hasui, 1984; Igreja & Franzinelli 1990, FranzinelliI & Igreja 1990, Cunha 2007 e outras). A Bacia do Amazonas constitui uma unidade sedimentar intracratônica que limita duas principais áreas de embasamento arqueano-proterozoico: ao norte, o Escudo das Guianas; a sul, o Escudo Brasil Central. De acordo com estes autores no município de Presidente Figueiredo são encontrados dois domínios geológicos: o primeiro é composto por rochas ígneas e metamórficas relacionados ao embasamento cristalino da bacia. O segundo domínio é constituído por duas mega sequências sedimentares de 1ª ordem. A megassequência de idade paleozoica é subdividida em 4 sequências delimitadas por discordâncias regionais: Ordovicio-Devoniana (Grupo Trombetas), Devono-Tournaisiana (Urupadi e Curuá), Neovisiana (Formação Faro), Pensilvaniano-Permiana (Grupo Tapajós). A última megassequência é constituída por duas sequências: Cretácea e Terciária englobadas no Grupo Javari, representado pela Formação Alter do Chão que estabelece limites discordantes sotopostos pelas formações Solimões e Marajó (Cunha et al., 2007).

RESULTADOS

Durante o inventário sistemático dos locais, foram identificados 05 (cinco) atrativos entalhados em arenitos que expõe registros geológicos da deposição litorânea de um mar epicontinental da Era paleozoica relacionados a Formação Nhamundá pertencentes ao Grupo Trombetas: Corredeira do Urubuí; Perfil Laterítico, Complexo de grutas; Cachoeira Cabeça da Perema e Cachoeira Princesinha do Urubu.

Como produto preliminar foi elaborado um mapa da comunidade com os locais identificados (Fig.1) e suas vias de acessos.

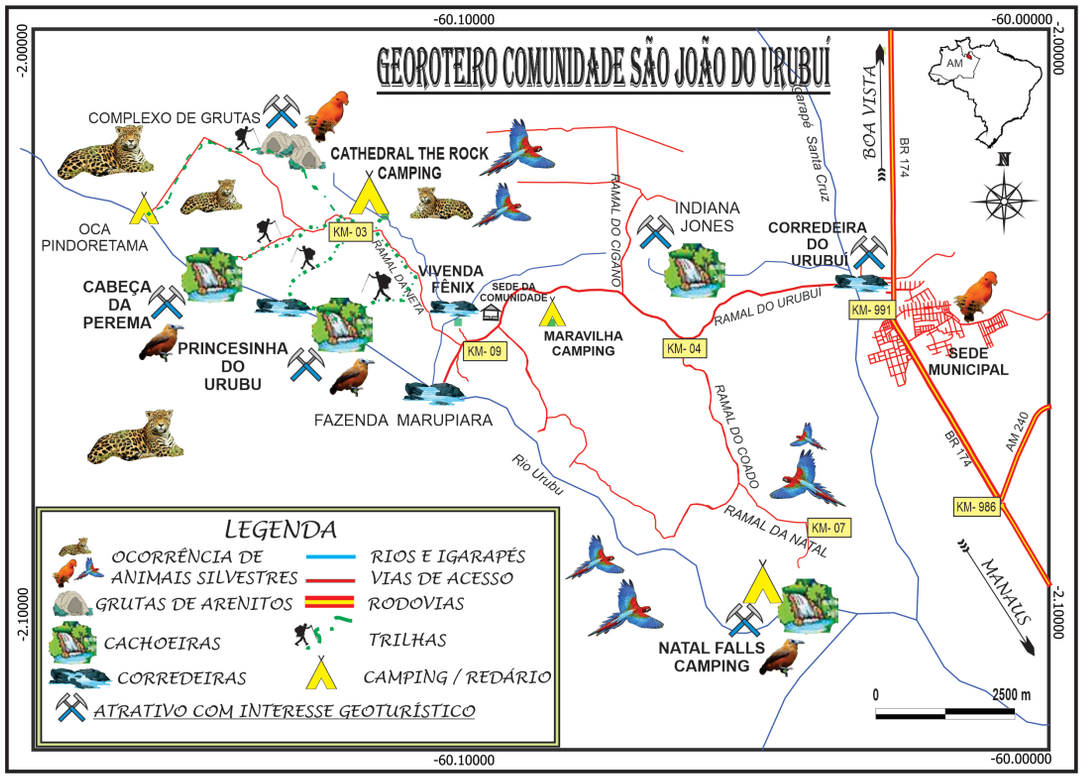


Figura 1. Mapa do roteiro geoturístico para a comunidade São João do Urubuí com destaques aos atrativos com interesse geoturístico e a biodiversidade.

Roteiro Geoturístico

O roteiro preliminar propõe a visitação de cinco pontos com interesse geoturístico: 1) Corredeira do Urubuí – No Parque Municipal Urubuí, inicio do ramal do Urubuí, esta corredeira exibe arenito do grupo trombetas com feições de bioturbação relacionado a vermes marinho; 2) Perfil laterítico – no km 01 do ramal do Urubuí, local de retirada de piçarra, ocorre o perfil laterítico de coloração laranja com nível marcado por concreções de óxido e hidróxido de ferro; 3) Complexo de grutas – no ramal da neta/perema, sítio do Sr. Ceará ocorre o complexo de grutas formada em arenitos com feição de erosão fluvial, coloração cinza claro com camadas apresentando estratificação plano paralela; 4) Cachoeira Cabeça da Perema – no ramal da neta/perema km 06, sítio do Sr. Naldo a cachoeira Perema esculpida em arenitos de coloração cinza claro constituído por grãos de quartzo, apresentando granulometria variando de areia fina à média, com camadas apresentando estratificações planoparalela; 5) Cachoeira Princesinha do Urubuí – acesso é feito no km 1,5 do ramal da neta/perema, entrando na trilha de 2 km até a cachoeira, rocha arenítica de granulometria de fina a média, coloração cinza e setes marcados por estratificações cruzadas

DISCUSSÕES

O georoteiro turístico proposto está sendo uma forma de divulgar e promover, de modo sustentável, a comunidade, ainda não reconhecida pelos próprios moradores quanto a sua identidade.

Quanto a execução, o roteiro deve ser realizado, preferencialmente, com guias da associação da Comunidade, que apresentarão os pontos turísticos, evidenciando as particularidades vinculadas à geodiversidade. Os guias precisam receber treinamento específico sobre tais particularidades e sobre geoturismo.

A abordagem de “construção coletiva” foi essencial para garantir que o turismo beneficie a comunidade de maneira equilibrada e sustentável, pois os comunitários não devem ser apenas um espectador, mas sim ser capacitada e envolvida nas decisões relacionadas ao turismo, a fim de entender os efeitos positivos e negativos que essa atividade pode trazer para seu modo de vida.

CONSIDERAÇÃO FINAIS

Como considerações finais algumas observações podem ser feitas a partir das informações coletadas na pesquisa: O turismo poderá ser um motor para a economia local, impulsionando o desenvolvimento de empreendimentos e estimulando a economia com base nas habilidades artesanais, gastronômicas e meios de hospedagens. Isso pode fornecer uma fonte adicional de incentivo ao crescimento econômico da comunidade, e a associação da comunidade desempenha um papel central na organização do geoturismo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M.; HASUÍ, Y. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, 378 p.1984.

BRILHA, J. 2016. Inventory and quantitative assessment of geosites and geodiversity sites: a review. Geoheritage, 8(2), p.119-134. doi: 0.1007/s12371-014-0139-3.

CUNHA, P. R. C.; MELO, J. H. G.; SILVA, O.B., Bacia Do Amazonas. In: Boletim De Geociências Da Petrobrás. Rio De Janeiro, V.15, N. 2, P. 227-251., 2007.

FRANZINELLI, E. & IGREJA, H.L.S. Utilização De Sensoriamento Remoto Na Investigação Da Área Do Baixo Rio Negro E Grande Manaus. In: Vi Simpósio Brasileiro De Sensoriamento Remoto, 1990, Manaus. Anais. 1990. V. 3, P. 641-648, 1990.

IGREJA, H. L. S., FRANZINELLI, E. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro–centro-nordeste do Estado do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990.

JACOBI, P. R. (Org.). 2011. Aprendizagem social: diálogos e ferramentas participativas: aprender juntos para cuidar da água. São Paulo: GovAmb, IEE, PROCAM, USP. 44p.

LOBO, H. A. S.; MOREIRA, J. C. e FONSECA FILHO, R. E. Geoturismo e Conservação do Patrimônio Natural em áreas cársticas brasileiras. In: SEMINÁRIO DA ASSOCIAÇÃO NACIONAL PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM TURISMO, 9., 2012, São Paulo-SP. 2012. Anais do IX Seminário Da Associação Nacional Pesquisa E Pós- Graduação Em Turismo São Paulo, 2012.

LOPES, L. S. O.; ARAÚJO, J. L. e CASTRO, A. J. F. Geoturismo: Estratégia de geoconservação e desenvolvimento local. Revista Caderno de Geografia, v. 21, n. 35, 2011.

SANTOS, V.M.N. Escola, Cidadania e Novas Tecnologias: o sensoriamento remoto no ensino.São Paulo: Ed. Paulinas. 2002.

SANTOS, V.M.N. Educar no ambiente: construção do olhar geocientífico e cidadania. Coleção Cidadania e Meio Ambiente. São Paulo: Annablume, 2011.

SANTOS, V. M. N. e JACOBI P.R. org. 2018. Educação, Ambiente e Aprendizagem Social. Curitiba: CRV. 248p

VIEIRA, A. B. e CUNHA, L. Património Geomorfológico: tentativa de sistematização. In: SEMINÁRIO LATINO AMERICANO DE GEOGRAFIA FÍSICA, 3., 2004, PuertoVallarta – México. Actas do III Seminário Latino Americano de Geografia Física, PuertoVallarta, 2004.

PROJETO DE MONITORIA GERAL: GEOLOGIAESTRUTURAL

Cristiane Marques de Lima Teixeira[1]; Natália Gomes Alves de Souza[1]; Eliane Cristina Monteiro Lobo[1]; Vitor Virgínio de Souza1;

[1]Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

cristiane.marques@unifesspa.edu.br; nataliagas@unifesspa.edu.br; liklobo@unifesspa.edu.br; vitor.virginio@unifesspa.edu.br

RESUMO

O projeto de monitoria foi executado remotamente, com metodologia ativa, com exercícios teóricos e práticos. Além disso, foram avaliadas taxas de frequência, evasão e reprovação e suas respectivas causas. A taxa de sucesso foi 55% para todos os matriculados. Porém, avaliando apenas os que efetivamente participaram da disciplina, essa taxa subiu para 80%. A alta reprovação foi associada a questões extracurriculares. O Programa promoveu acompanhamento na solução de exercícios e dúvidas, bem como no entendimento das taxasde sucesso, corroborando com a relevância da monitoria.

PALAVRAS-CHAVE: Monitoria; Taxa de Sucesso; Ensino e aprendizagem.

INTRODUÇÃO

O desenvolvimento do projeto ocorreu através do Programa de Monitoria Geral 2021 Edital N°20/2020-PROEG, que envolve atividades de ensino em Sala de Aula e Laboratórios, e que são desenvolvidas pelos alunos de graduação sob a orientação dos professores responsáveis pela disciplina e pelos monitores atrelados a ela. O plano de trabalho da "Monitoria Geral da disciplina de Geologia Estrutural" foi executado, remotamente, no 4º período de 2020 para a turma 2019 de geologia.

A disciplina Geologia Estrutural (GEOL 01022) é do quarto período do curso, com uma carga horária (68h) e que contempla conteúdos de base do curso, onde os alunosprecisam ter uma visão geométrica e espacial, além de capacidade para interpretações de dados geológicos interligados. Ponderando o nível de dificuldade da disciplina e o número de alunos (22), a presença dos monitores foi indispensável, facilitou o aprendizado dosconteúdos teóricos e práticos (uso desoftware). Além disso, auxiliou na aplicação demétodos de aprendizagem, bem como no monitoramento da frequência dos alunos, que ajudou no entendimento da taxa de sucesso e avaliou a qualidade das aprovações e as causas das reprovações.

Portanto, os objetivos do trabalho consistiram em: 1) verificar a eficiência da metodologia ativa a partir da produção e solução de exercícios teóricos e práticos; 2) fazer o acompanhamento da participação dos discentes na sala virtual; 3) melhorar os indicadores de ensino-aprendizagem, através de dados numéricos, com a finalidade de avaliar a qualidade da taxa de sucesso em função das aulas e do projeto de monitoria.

MATERIAISEMÉTODOS

A metodologia aplicada foi a de pesquisa documental, com a técnica de coleta de dados a partir da observação direta extensiva, onde foram analisados: a metodologia deensino ativa (com elaboração e resolução de exercícios); dados da frequência dos alunos na salavirtual;taxasde aprovaçõeser e provações,combasenalistadefrequênciae motivações extracurriculares.Os materiais usados no desenvolvimento deste trabalho foram notebook e aplicativos da plataforma google (Meet, Drive), softwares (excel, word e steronet 11).

OBSERVAÇÃODIRETAEXTENSIVA

METODOLOGIAATIVA

Contrário ao tradicional, que primeiro apresenta a teoria, o método ativo busca a prática e dela parte para a teoria (Abreu, 2009). Nesse percurso, há uma "migração do "ensinar" para o "aprender", o desvio do foco do docente para o aluno, que assume a corresponsabilidade pelo seu aprendizado" (Souza; Iglesias; Pazin Filho, 2014, p. 285). Assim, exercícios teóricos e práticos (software) foram desenvolvidos, aplicados e solucionados pelos próprios alunos, de maneira a promover o aprendizado através do nível e da qualidade do conhecimento deles.

DADOSDEFREQUÊNCIA,APROVAÇÕESEREPROVAÇÕES

Comestemétodofoiformadoumbancodedadoscomasinformaçõespertinentesà:

1) frequência dos alunos nas aulas e monitoria, enfatizando quantitativo (taxa) e qualitativo (motivodaausência); 2) taxa de reprovação e os tipos (motivações); 3) taxa de aprovação e o nível (frequência nas aulas).

RESULTADOS

Conforme Garcia (2013), a monitoria acadêmica é uma modalidade de ensino aprendizagem que atende às necessidades de formação universitária à medida que envolve o graduando nas atividades de organização, planejamento e execução do trabalho docente.

O projeto de monitoria foi norteado considerando método de ensino, monitoramento da frequência em sala e processo de aprendizagem, objetivando alcançar qualidade no resultado com o conhecimento efetivo do caminho traçado até ele.

METODOLOGIA ATIVA

A perspectiva de Freire (2015) coincide com a abordagem envolvendo o método ativo, onde um dos grandes problemas da educação paira no fato de os alunos praticamente não serem estimulados a pensarem autonomamente.

Berbel (2011, p.29) argumenta que o engajamento do aluno em relação a novas aprendizagens, pela compreensão, pela escolha e pelo interesse, é condição essencial para ampliar suas possibilidades de exercitar a liberdade e a autonomia na tomada de decisões em

diferentes momentos do processo que vivencia, preparando-se para o exercício profissional futuro.

Na disciplina foram matriculados 22 alunos, dos quais 15 efetivamente participaram das atividades e 7 abdicaram no início da disciplina. As causas para o número de evasão foram avaliadas, mas não fizeram parte das análises de êxito.

O planejamento da atuação do projeto de monitoria tomou como base a autonomia do aluno sob uma óptica onde ele tem a liberdade de escolher a melhor forma do aprendizado.

Durante a elaboração e a solução dos exercícios percebeu-se que os alunos passavam mais tempo refletindo sobre como desenvolver as questões, de maneira autônoma, com embasamentoatravés dapesquisaetrabalhandoemequipee,muitasvezes,inovandoasideias para aplicação do conhecimento de uma maneira prática. Neste contexto, observou-se que o professor e o monitor auxiliavam de maneira eficaz, mas indireta, onde eles monitoravam a qualidade do aprendizado através do resultado dos exercícios que, neste caso, apresentou uma média de ~96% de aproveitamento na qualidade do aprendizado e ~83% na participação (tabela 1), considerando os 15 alunos efetivos.

Tabela 1. Percentual de participação e qualidade de aproveitamento para as atividades sugeridas

AtividadesSugeridas	quantidade	Aproveitamento emparticipação	Qualidadedo aprendizado
ElaboraçãodeVídeo(grupo)	5	86.66%	98%
Elaboraçãodemapa	13	86.66%	100%
ExercícionoStereonet11	12	80.00%	100%
Exercíciocontextualizado	12	80.00%	92%
ElaboraçãodeResumo	12	80.00%	93%
Seminário	13	86.66%	95%
MÉDIAGERAL	-	83,33%	96,33%

Fonte: Autores,2021

FREQUÊNCIA DOS ALUNOS E TAXAS DE APROVAÇÃO E REPROVAÇÃO

Foram matriculados 22 alunos na turma de 2019, dos quais 7 desistiram e, ainda, entre eles, 4 não eram da respectiva turma. Nesse contexto, comparando os dados e considerando onúmero total de matriculados, o impacto no rendimento do aprendizado e, por consequência da monitoria foi de 54,5% (EXC + BOM) (figura 1a). Entretanto, quando a avaliação da qualidade do aprendizado foi feita ponderando apenas os 15 alunos efetivos, esta taxa aumentou drasticamente para 80% (EXC + BOM) (figura 1b) e refletiu, de fato, a qualidade do resultado por meio das atividades propostas.

Analisando o número expressivo de reprovações (10), das quais 7 foram de evasão e 3 de aproveitamento insuficiente (ver gráfico 2a), onde a monitoria fez um levantamento das possíveis causas. Com relação a primeira, infere-se ao fato de que 4 alunos não eram da respectiva turma, dificultando interação e, por consequência, falta de interesse na disciplina. Todavia, os dados apontaram dois pontos específicos para a evasão (ver gráfico 2b): (1) problemas de saúde e (2) atividade extra.

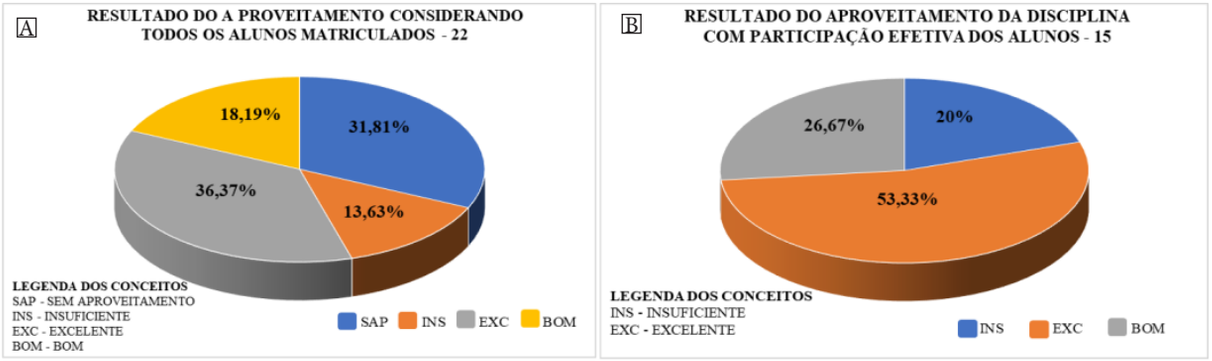


Figura1. Gráficos de avaliação de aproveitamento da disciplinapara:(a) total de matriculados; (b) os 15 alunos efetivos.

Fonte: Autores, 2021

O estudo sobre o total de reprovações (Figura 2a) mostrou, de forma relevante, que as reprovações por aproveitamento insuficiente (INS) tiveram 3 causas e apenas uma delas relacionada com dificuldade na disciplina (Figura 2c).

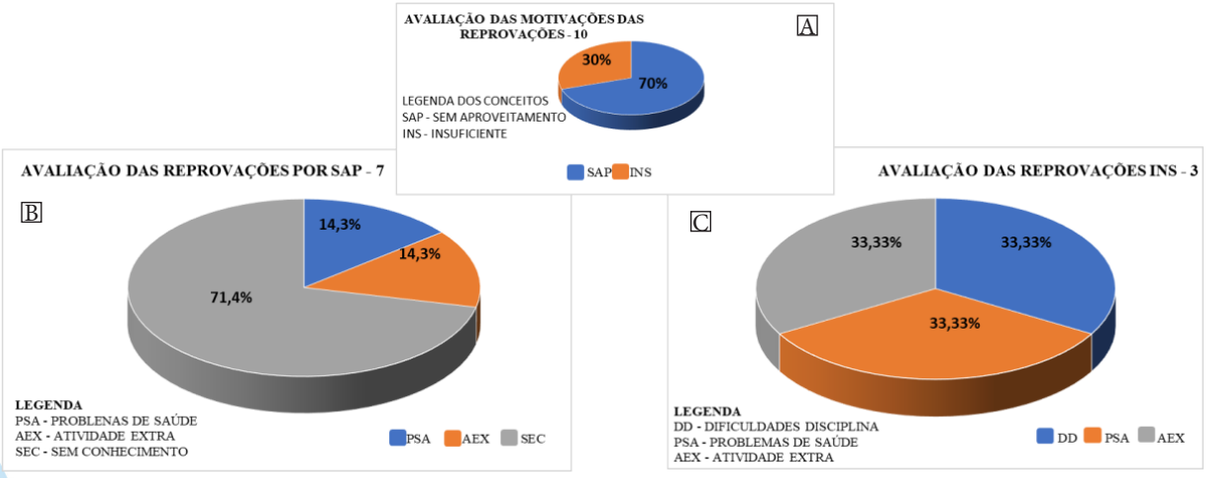


Figura2. Avaliaçãodasreprovações:(a)gráfico dototaldereprovações;(b)gráficode reprovações sem aproveitamento (SAP); (c) gráfico de reprovações por rendimento insuficiente (INS).

Fonte: Autores, 2021

PROGRAMADEMONITORIA

Aprogramação para asatividades foiem 29dias, dosquais ~79%foram aulasefetivas (figura 3a), correspondendo a 26 encontros virtuais, onde, destes, ~15% foram dirigidos para reuniões de planejamento e orientações; ~23% para monitoria específica; e ~61% para monitoria de acompanhamento nas aulas (figura 3b).

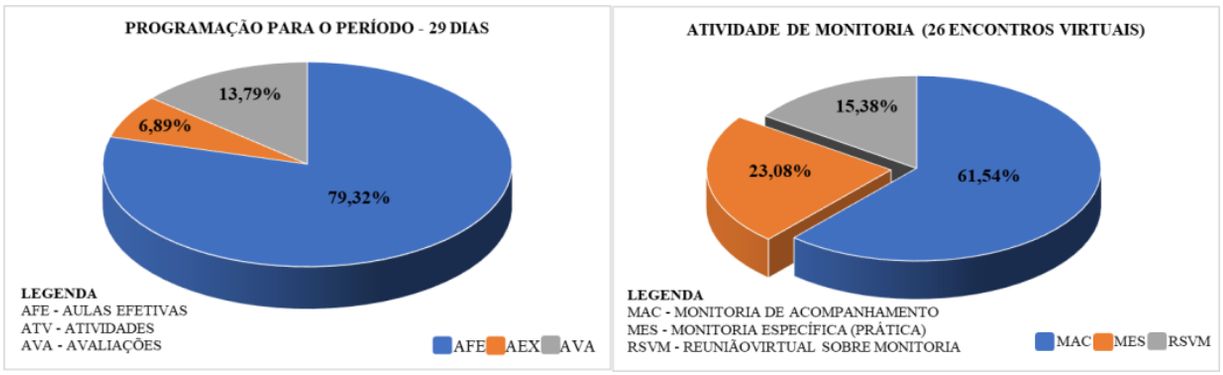


Figura3. Planejamento e execução da monitoria: (a) programação geral; (b) execuçãoda monitoria.

Fone: Autores, 2021

RELAÇÃODAFREQUÊNCIACOMOAPROVEITAMENTO DADISCIPLINA

Comparando os dados de frequência com as taxas de sucesso e insucesso, o gráfico 1 mostrou uma relação direta. Alunos com uma média frequência em torno de 97% foi proeminente e ainda obtiveram conceitos excelentes. Já aqueles com taxa de frequênciaabaixo de 85% não alcançaram aprovação, entretanto esta relação é bem inferior quando comparada com todos os dados de sucesso.

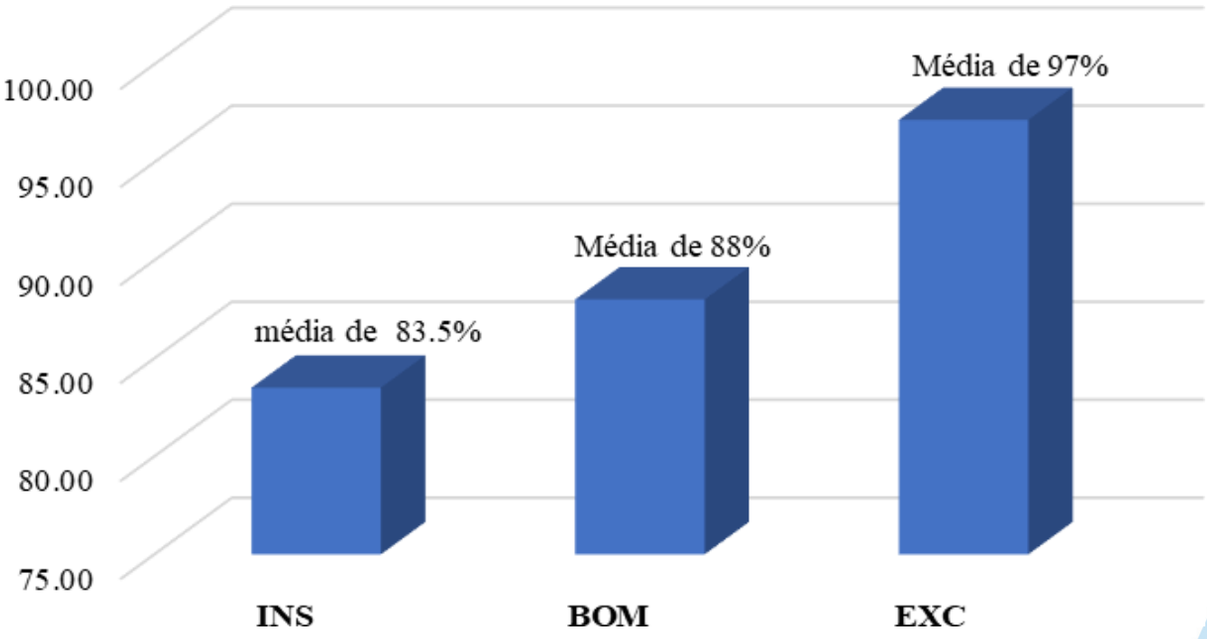


Gráfico1. Relação entre a média de frequência dos alunos e os conceitos de aproveitamento na disciplina. (INS – Insuficiente; BOM – bom; EXC – Excelente)

Fonte: Autores, 2021.

DISCUSSÕES

A análise dos resultados mostrou que as atividades, por meio da metodologia ativa, foram eficientes no processo de aprendizagem dos alunos, considerando a qualidade do rendimento acima de 90%, o que confere com Berbel (2011) e, ainda, pode ter contribuído com a elevada frequência. As taxas de insucesso estão intensamente associadas a problemas externos, com

apenas uma reprovação ligada à dificuldade com a disciplina, mas que pode estar atrelada ao percentual de frequência abaixo de 85% ou, mais provável, a fatores desconhecidos. Ficou claro que identificar as causas das reprovações e separá-las qualitativamente ajuda no entendimento da relação ensino x aprendizagem x monitoria. Quando estas causas são generalizadas, camuflam a realidade deste processo, podendo minimizar o resultado.

O planejamento de monitoria, conforme a distribuição por acompanhamento frequente e específico mostrou-se eficiente, o que foi corroborado pelas taxas de sucesso (BOM e EXC). Ainda, o monitoramento da frequência quantificou e qualificou as principais causas da evasão, o que pode contribuir com ações que minimizem este número.

CONCLUSÕES

Ensinar e acompanhar o processo de aprendizagem não é uma tarefa fácil, principalmente quando se trata de alunos, devido à quantidade e diversidade. O projeto de monitoria é uma atividade relevante no ensino superior porque contribui em vários aspectos. Neste trabalho foi possível concluir que:

a) A monitoria envolveu os discentes nas atividades de organização, planejamento e execução do trabalho docente e trouxe consequências positivas para todos os envolvidos;
b) métodos de ensino, onde o aluno foi o ponto central, resultou na qualidade no aprendizado;
c) trouxe apoio ao professor e aos alunos nas atividades, aumentando e melhorando o processo de comunicação e aprendizagem;
d) qualificou a participação dos alunos nas atividades acadêmicas e segregou os tipos de reprovações;
e) Pontuou, quantitativamente, os indicadores do ensino-aprendizagem, que foram refletidos pela frequência nas aulas e pela qualidade dos conceitos obtidos.

REFERÊNCIAS BLIOGRÁFICAS

ABREU, José Ricardo Pinto de. **Contexto Atual do Ensino Médico Metodologias Tradicionais e Ativas - Necessidades Pedagógicas dos Professores e da Estrutura das Escolas**. 2009. 105f. Dissertação (Programa de Pós - Graduação em Ciências da Saúde) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2011.

BERBEL, Neusi. As metodologias ativas e a promoção da autonomia dos estudantes. **Semina**: Ciências Sociais e Humanas, Londrina, v. 32, n.1, p.25-40, jan./jun. 2011.

FREIRE, Paulo. **Pedagogia da Autonomia:** Saberes necessários à prática educativa.51ªed. Rio de Janeiro: Paz e terra, 2015.

GARCIA, L. T. S.; FILHO, L. G. S.; SILVA, M. V. G. Monitoria e avaliação formativa em nível un iversitário:desafioseconquistas.**Perspectiva**,Florianópolis.v.31,n.3,p.973-1003,set./dez.,2013.

SOUZA, Cacilda da Silva; IGLESIAS, Alessandro Giraldes; PAZIN FILHO, Antônio. Estratégias inovadoras para métodos de ensino tradicionais – Aspectos gerais. **Medicina**, v. 47, n. 3, p. 284 -292, 2014.

DESENVOLVIMENTO DE ATLAS DIGITAL DE MINERALOGIA ÓTICA E JOGO DE CARTAS COMO PRODUTO DA MONITORIA NA DISCIPLINA DE MINERALOGIA MICROSCÓPICA, FACULDADE DE GEOLOGIA-UFPA

Eduardo Cardoso Rodrigues Neto[1,2]; Ana Carolina Moraes Resque[1]; Vânia Maria Fernandes Barriga[1], Joelson Lima Soares[1,2]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2]Programa de Educação Tutorial (PET) – Geologia UFPA

eduardo2012_neto@hotmail.com; carolina.resque@gmail.com; vbarriga@ufpa.br; jlsoares@ufpa.br

RESUMO

Na disciplina de mineralogia microscópica, ofertada pela Faculdade de Geologia-UFPA, a equipe de monitoria sob orientação da professora da disciplina proporcionou, no primeiro semestre do ano de 2023, o desenvolvimento de um atlas digital de mineralogia ótica e um jogo de cartas com a finalidade de dinamizar e auxiliar no aprendizado dos alunos desta disciplina. As fotomicrografias utilizadas no atlas e no jogo de cartas foram obtidas a partir de lâminas delgadas-do próprio acervo dos Laboratórios de Petrografia da graduação, do Instituto de Geociências-UFPA. Os modelos e designs foram desenvolvidos no editor de fotos e imagem do Canva. O atlas está dividido nos três grupos abordados na mineralogia ótica (minerais isotrópicos, anisotrópicos uniaxiais e anisotrópicos biaxiais) e cada mineral apresenta o seu nome, ótico cristalográfico, fórmula química algumas propriedades óticas importantes, seguido da sequência de fotomicrografias com textos básicos de auxílio. O jogo de cartas consiste em três níveis de dificuldade (fácil, médio e difícil) e perpassa três estilos de jogos (QUIZ, "*pictionary*" e "Quem Sou Eu?") com acúmulo de pontos. Estes materiais devem ser tratados como artifícios adicionais para o aprendizado na disciplina, sem substituir qualquer material didático clássico da literatura. A disponibilidade para *download* gratuito no *site* do PET-Geologia UFPA expande o acesso a esses materiais para a classe estudantil em geral e para diversos grupos sociais.

PALAVRAS-CHAVE: Mineralogia; Acessibilidade; Atlas Digital; Jogos lúdico-pedagógicos.

INTRODUÇÃO

A disciplina de Mineralogia Microscópica ofertada pela Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA) consiste em um componente curricular do quarto (4º) período do curso de bacharelado em Geologia. É uma disciplina de caráter teórico e prático, cujas metodologias de ensino buscam atender estas duas modalidades.

As aulas práticas ocorrem nos Laboratórios de Petrografia de Ensino Graduação I e II (Fig. 1A), com um acervo de mais de 2.000 lâminas delgadas separadas em caixas organizadoras (Fig. 1C) relacionadas às propriedades óticas dos minerais, além de variadas amostras de mão de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, fósseis e minérios.

A monitoria relacionada à disciplina busca desenvolver habilidades no manuseio do microscópio petrográfico e no reconhecimento nos demais materiais didáticos do acervo de rochas e lâminas (Fig. 1B). O constante contato com as lâminas e as amostras do acervo aumenta a familiaridade e o grau de compreensão acerca dos materiais geológicos e de suas propriedades óticas e físicas.

Mineralogia Microscópica é uma disciplina com conteúdo extenso, que abrange diversas propriedades óticas dos minerais vistas ao microscópio petrográfico e requer muita prática para desenvolver as habilidades de reconhecimento destes minerais. É comum que alguns alunos apresentem dificuldades no aprendizado destas propriedades e no reconhecimento dos minerais, portanto é necessário que sejam criadas estratégias didáticas e eficientes para auxiliar os alunos, utilizando-se de materiais extra se jogos lúdico-pedagógicos que contemplem os temas abordados, relacionando estes artifícios aos recursos tecnológicos e digitais presentes na sociedade atual.

Este trabalho teve como objetivo o desenvolvimento e a disponibilização de um atlas digital de mineralogia microscópica confeccionado a partir de lâminas delgadas do próprio acervo dos laboratórios e de um jogo de cartas com temas relacionados à disciplina, ambos com a finalidade de dinamizar e auxiliar no aprendizado dos alunos ao decorrer da disciplina.



Figura 1. Estrutura dos Laboratórios de Petrografia. (A) Laboratório de Petrografia I. (B) Parte do acervo dos laboratórios com caixas de lâminas e amostras de mão. (C) Caixa organizadora de lâminas delgadas.

MATERIAIS E MÉTODOS

Omaterial utilizado para aconfecção doatlas de mineralogiaóticaedojogodecartas, pertence ao acervo dos Laboratórios de Petrografia de Ensino Graduação I e II do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA) que conta com diversas lâminas delgadas de rochas e minerais. Para obtenção das fotomicrografias foi utilizado o *softwareZEN CORE* acoplado ao microscópio petrográfico *ZEISS Axioscope*.

Os óticos cristalográficos presentes para cada mineral abordado no atlas foram obtidos no índice de minerais do site do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (UNESP). As propriedades óticas dos minerais no atlas foram obtidas dosite do Museu de Minerais, Minérios e Rochas Heinz Ebert e em livros clássicos da literatura (Nesse 2013; Deer et al 2013).

Os modelos e designs do atlas e do jogo de cartas foram obtidos no site de edição de fotos e imagens do Canva (https://www.canva.com/).

RESULTADOS

Atlasdigitaldemineralogiaótica

O Atlas de mineralogia ótica (Figura 2) abrange minerais dos três sistemas de observação à luz transmitida no microscópio ótico. Para facilitar a identificação dos grupos, as bordas das páginas apresentam uma cor correspondente ao seu grupo (Isotrópicos com acor amarelo, anisotrópicos

uniaxiais com a cor azul e anisotrópicos biaxiais com a cor vermelho). Também conta com um sumário para rápida localização dos minerais. Cada mineral abordado no atlas apresenta um quadro informativo, com o seu ótico cristalográfico à esquerda e algumas propriedades químicas e óticas importantes à direita (fórmula química,cor à luz natural polarizada na lâmina delgada, birrefringência, índices de refração e sinal ótico).

Abaixo do quadro informativo, cada mineral apresenta uma sequência de fotomicrografias anicóis cruzados e descruzados (paralelos) abordando diferentes aspectos do mineral como diferentes hábitos e formas, evidenciando aspectos físicos como clivagens, fraturas, partições e geminações (maclamentos), relações de contato como inclusões ou texturas características, ou até mesmo a disposição do mineral em diferentes tipos de rochas.

Ao lado de cada fotomicrografia (direito ou esquerdo) está presente um pequeno texto ressaltando o que está sendo evidenciado na imagem.

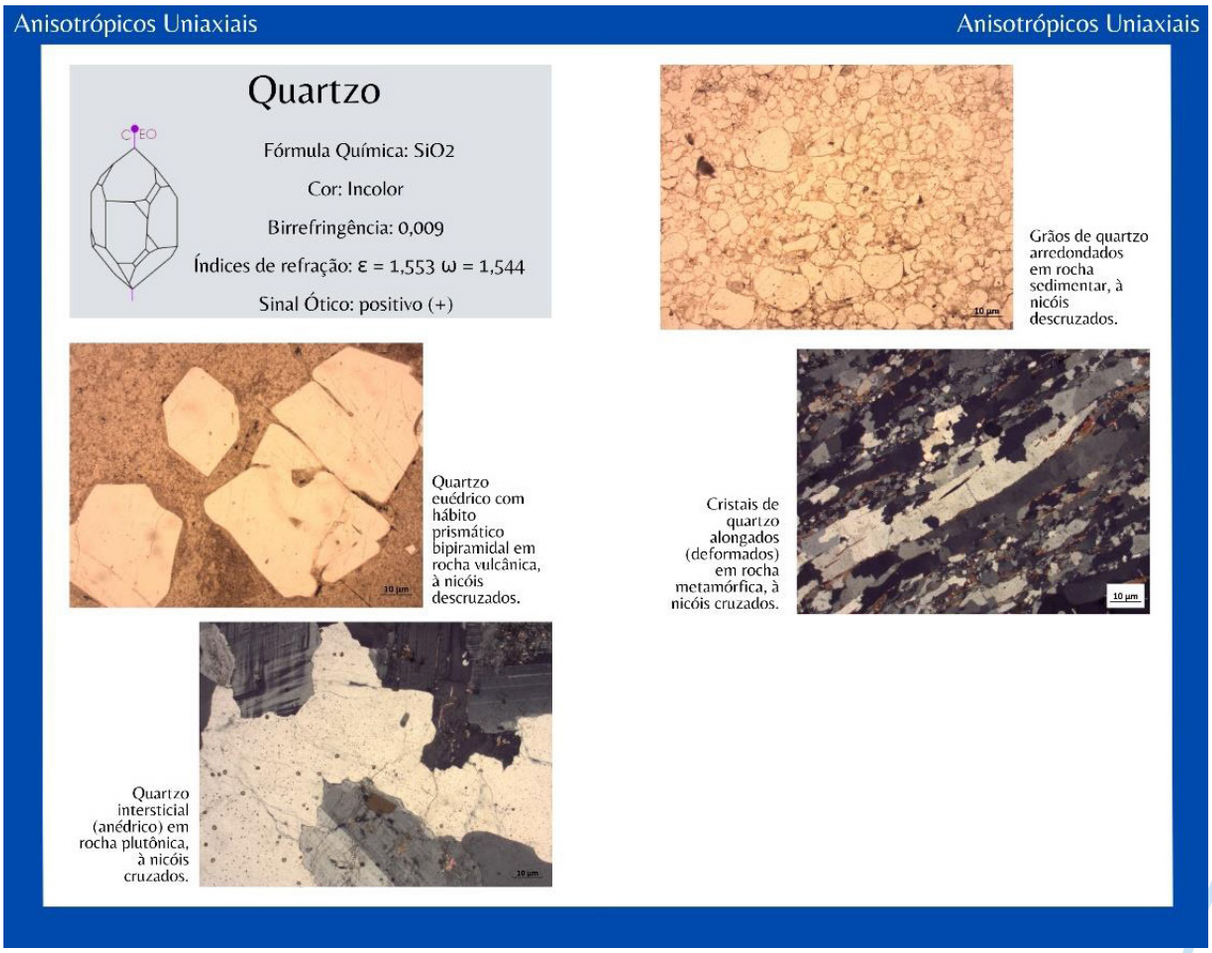


Figura2. Exemplo de página do atlas digital de mineral ogiaótica evidenciando o mineral quartzo.

Jogodecartas

O Jogo de cartas é dividido em três níveis com 20 cartas presentes em cada nível (Figura 3). Para jogar é necessário dividir um grupo de 10 alunos que estejam cursando a disciplina de Mineralogia Microscópica (ou outras disciplinas relacionadas ao assunto) em 2 equipes. É recomendado que o jogo seja jogado por grupos de 10 pessoas (5 pessoas por equipe),devidoao

número total de cartas, pois dobrar o número de jogadores significa reduzir pela metade a participação dos alunos no jogo.

O primeiro nível a ser jogado (nível fácil, cartas de cor azul claro) consiste em um QUIZ sobre assuntos teóricos relacionados à disciplina de Mineralogia Microscópica e sobre algumas propriedades óticas dos minerais. Cada pergunta do QUIZ tem 4 alternativas de respostas, com apenas uma resposta correta. Os dois grupos de 5 pessoas devem formar duas filas indianas uma ao lado da outra e deve ser decidido qual das duas equipes irá começar (pode ser decidido por um jogo de cara-e-coroa ou ímpar-par). Após embaralhar as cartas, as perguntas serão feitas uma para cada pessoa da equipe, alternadamente entre as duas equipes, de modo que após a pessoa responder uma pergunta, esta deve ir para o final da fila. Ao final donívelfácil, cada pessoa da equipe terá respondido 2 perguntasecadaacertopontua1ponto no placar por equipe.

O segundo nível a ser jogado (nível médio, cartas de cor amarelo) consiste em umjogo de desenho estilo "*pictionary*". Cada pessoa da equipe irá pegar uma carta na sua vez, sem poder mostrar aos outros jogadores, ler o que está escrito e desenhar (em uma lousa,folha de papel, cartolina etc.). Os membros da equipe terão 1 minuto para descobrir e dizerem voz alta o que a pessoa desenhou. Cada membro da equipe terá a oportunidade dedesenhar duas vezes e cada acerto da equipe configura 1 ponto ao placar.

O terceiro nível a ser jogado (nível difícil, cartas de cor vermelho) consiste em umjogo estilo "Quem Sou Eu?" Cada jogador da equipe deve pegar uma carta sem olhar esegurar próximo a sua testa com a carta de frente para os membros da equipe. Cada carta contém o nome e fotomicrografia de um mineral e o objetivo é a pessoa que está segurando a carta descobrir em até 1 minuto qual é o mineral, fazendo perguntas de "sim" ou "não" paraos membros da equipe. Só são aceitas perguntas relacionadas às propriedades óticas do mineral presente na carta. Exemplo: "Eu tenho algum corte em lâmina que apresente duas direções de clivagem?", de modo que os membros da equipe apenas podem responder "sim" ou "não". Cada membro da equipe poderá jogar 2 vezes e a cada acerto do mineral na carta, a equipe pontua 1 ponto.

Ao final, serão somados os pontos das equipes nos três níveis e a equipe com maior pontuação ganha o jogo.

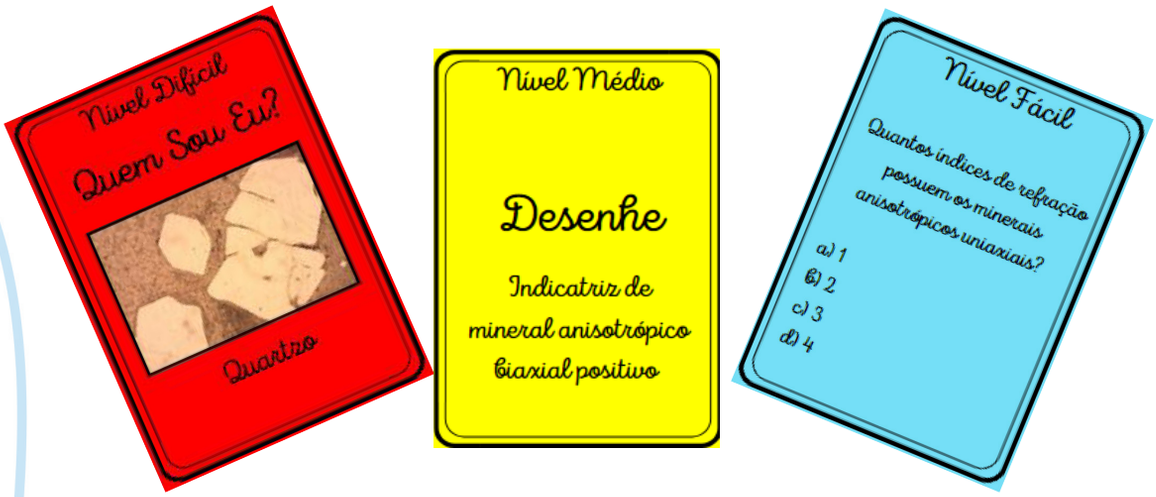


Figura3. Protótipo de jogo de cartas de mineralogia ótica.

DISCUSSÕES

O Atlas digital de mineralogia ótica é um artifício visual para auxiliar os alunos com o reconhecimento dos minerais no período extraclasse, para aumentar a familiaridade com os minerais a partir de variadas fotomicrografias. Este material não configura um guia, pois o objetivo não é apresentar todas as propriedades óticas com detalhes. Também não dispensa nenhum material didático clássico da literatura durante o decorrer da disciplina, pois este material configura-se como auxiliar no aprendizado dos minerais ao microscópiopetrográfico.

O jogo de cartas torna mais dinâmico o aprendizado dos assuntos da disciplina, permitindo que os alunos desenvolvam habilidades de raciocínio e de confecção de desenhos esquemáticos. Habilidades necessáriasparaaconsolidação eaplicaçãodos conhecimentos em mineralogia ótica. Além disso, proporciona também a competitividade saudável e a dinâmica em grupo dentro da turma.

Outro fator importante no desenvolvimento destes materiais para esse projeto foi a disponibilidade e acesso a estes materiais, pois estes serão disponibilizados gratuitamente para *download* no *site* do PET-Geologia UFPA em Setembro de 2023, após a finalização dos ajustes nos materiais. O fácil *download* pelo meio digital e a isenção de custos para obtenção dos produtos os tornam mais acessíveis para o público estudantil geral e diversos grupos sociais.

CONCLUSÕES

O desenvolvimento e a aplicação deste projeto mostram como é necessário que os métodos e artifícios na área do ensino sempre estejam sendo aprimorados, de forma a facilitar o processo de aprendizado para os alunos. Ademais, é importante fazer presente o uso,quando possível, de recursos tecnológicos, midiáticos e do meio digital, pois estes recursos ampliam o alcance dos métodos e materiais de ensino para a sociedade, voltados para suprir não somente as necessidades dos discentes da disciplina, mas como também abrangerdiversos públicos que tenham interesse no conteúdo digital gratuito sobre mineralogia, proporcionando a inclusão digital a todos.

O atlas digital de mineralogia ótica e o jogo de cartas facilitam esse aprendizado dos minerais ao microscópio petrográfico de forma visual e dinâmica, permitindo que os alunos possam se divertir e aprender ao mesmo tempo. E este princípio torna-se válido inclusive no ensino superior.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Deer,W.A.,Howie,R.A.,Zussman,J.2013.AnIntroductiontotheRock-FormingMinerals.3ªed. Mineralogical Society of Great Britainand Ireland. Nesse,W.D.2013.Introduction to Optical Mineralogy. 4ª ed. Oxford University Press.

Mineralogia Óptica e-learning: banco de dados. Disponível em: http://www1.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/bdindice.html.Acesso em: 14 jul. 2023.

Museu Heinz Ebert: banco de dados. Disponível em: https://museuhe.com.br/banco-de-dados/. Acesso em:14 jul. 2023.

UMA ABORDAGEM INTERDISCIPLINAR NO ENSINO FUNDAMENTAL: O ENSINO DE GEOLOGIA E MATEMÁTICA PORMEIO DA OBRA TIMEU DE PLATÃO

Fernanda Santos[1]; ErickOliveira[1,2]; KaioCruz[1]

[1]Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará-UFPA; Bolsista PET Geologia/UFPA[2]

fernanda.santos@ig.ufpa.br; erick.oliveira@ig.ufpa.br; kaio.cruz@ig.ufpa.br

RESUMO

Este trabalho busca estabelecer uma abordagem educacional de geologia no ensino fundamental, por meio de relações interdisciplinares entre a obra *Timeu* de Platão e seu pensamento cosmológico. Para isso, utilizou-se de pesquisa bibliográfica quanto à prática interdisciplinar na educação básica, a natureza dos sólidos platônicos e sua relação com o hábito dos minerais. Dessa forma, evidenciou-se que as Diretrizes Nacionais para o Ensino Médio,almejam a aplicação de metodologias interdisciplinares, assim como a Base Nacional Comum Curricular estabelece objetivo se habilidades as quais se comunicam com as áres da geologia, assim como o pensamento cosmológico do filósofo, o qual pode ser utilizado no ensino básicojuntoàmineralogia.

PALAVRAS-CHAVE: Educação; Mineralogia; Filosofia; Ciências.

INTRODUÇÃO

A interdisciplinaridade representa um conceito complexo de batido sob diferentes enfoques por especialistas a mais de 60 anos, de modo que diferentes interpretações foram inúmeras vezes estabelecidas. Entretanto, especialistas parecem concordar sob duas abordagens distintas, uma primeira focada na criação de novos conhecimentos científicos-Interdisciplinaridade Científica a qualpromove o avanço da ciência em áreas mais especializadas e uma segunda, focada na prática e instrumental-Interdisciplinaridade Educacional (Lenoir, 1998 *apud.* Lavaqui, 2007).

Sob tal ponto de vista, o presente trabalho busca estabelecer tais relações entre o ensino da Geologia, Matemática e Ciências Naturais, por meio das conexões entre a produção intelectual do filósofo grego Platão e seu pensamento cosmológico debatido em seu diálogo *Timeu* (Matsuura, 2019), seus poliedros e os minerais do sistema cristalino isométrico estudados na mineralogia. Assim, evidenciar as possibilidades educacionais no Ensino Fundamental.

MATERIAISEMÉTODOS

Inicialmente, partiu-se da pesquisa bibliográficaquanto ao regimento e diretrizes legais envolvidas no ensino interdisciplinar, assim como as possíveis adequações de áreas de conhecimento geológico no ensino fundamental. Tendo alcançado tal objetivo, partiu-se àpesquisa de bibliografias relacionadas ao filósofo grego Platão e seus poliedros. Por fim, construiu-se relações de ensino passível de aplicação nas aulas de Ciências da Natureza no ensino médio.

RESULTADOS

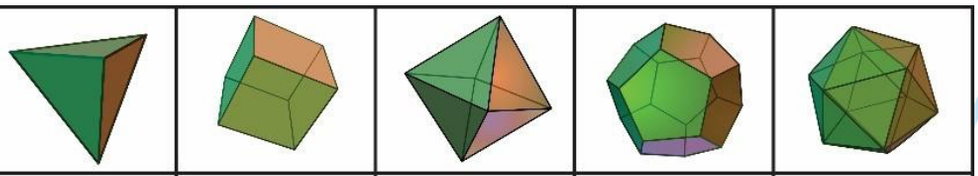
Dentro das abordagens almejadas nas Diretrizes Curriculares Nacionais para o EnsinoMédio de 2018, versão vigente atualizada pelo Conselho Nacional de Educação, buscou-seestabelecer relações interdisciplinares que podem ser aplicadas por professores do ensino fundamental de modo a contribuir para a formação dos educandos dentro de seu conhecimento do mundo físico, natural, da realidade sociale política do Brasil.

De maneira objetiva, sustenta-se sob o Artigo 12 da Seção I da Declaração de Diretrizes Curriculares Nacionais de 2018, que estabelece no parágrafo § 5º que os estudos e práticas das áreas de conhecimento de vem ser tratados de forma contextualizada ei nterdisciplinar: *"podendo ser desenvolvidos projetos, oficinas, laboratórios, dentre outras estratégias de ensino-aprendizagem que rompam com o trabalho isolado apenas em disciplinas".*

Em outra análise, os tópicos abordados, (Mineralogia, Matemática e Ensino) comunicam-se mutuamente com a Base Nacional Comum Curricular (BNCC) para as áreas de conhecimento de Matemática e Ciências da Natureza, assim como para seus respectivos objetos do conhecimento e habilidades. Sob o ponto de vista da área da Matemática, o estudo do hábito dos minerais e sua classificação de sistemas cristalinos interage diretamente com a Unidade Temática da Geometria, principalmente no que se refere ao objeto do conhecimento voltado para o reconhecimento e relação dos objetos geométricos com o mundo físico, reconhecimento de figuras geométricas espaciais (prismas, pirâmides, cubos e dentre outros) e as propriedades de simetria e reflexão.

DISCUSSÕES

Platão apresenta a origem do Mundo sensível em seu livroTimeu-Crítias, criado a partir do caos primordial por Demiurgo, o criador, de um estado desprovido de racionalidade, amor foe imaterial, que era constituído de pequenos triângulos planos. Neste ambiente caótico, ospeque nos triângulos planos chocavam-se entre si, e geravam polígonos regulares que representavam os quatro elementos da natureza; Fogo, Ar, Água e Terra, respectivamente representados pelo tetraedro, octaedro, icosaedroehexaedro (Figura1). Além disso, um quinto polígono regular, que não faria parte dos constituintes damatéria, o do decaedro, o quals egundo o filósofo simbolizava o Universo (Matsuura, 2019).



Poliedro	Tetraedro	Hexaedro	Octaedro	Dodecaedro	Icosaedro
Tipo de face	Triangular	Quadrangular	Triangular	Pentagonal	Triangular
Núm. de arestas	6	12	12	30	30
Núm. de faces	4	6	8	12	20
Núm. de vértices	4	8	6	20	12

Figura 1. Poliedros de Platão.

Os pequenos triângulos planos atribuídos por Platão que moldavam o Universo através dos polígonos regulares, hoje na era moderna de um modo mais sofisticado estão associadosaos átomos. Esses blocos construtores, quando conectados entre si, em um arranjo altamente ordenado, formam os minerais, o qual constitui substâncias sólidas de ocorrência natural com composiçãoquímicahomogênea e definida (Klein & Dutrow,2011). Dessa maneira, os minerais quando cristalizados organizam-se em formas geométricas, nos quais alguns se relacionam-se aos polígonos regulares de Platão, dentre eles, estão os minerais do sistema cristalino isométrico:

Cuboou Hexaedro: O polígono que representa a terra é formado por seis faces quadradas e é reconhecido como cubo, da mesma forma que se cristalizamos minerais, fazendo o ângulo de 90° com suas faces, cada uma interceptando um dos eixos cristalográficos e emparalela aos demais (Figura 2). Os principais minerais que se cristalizam nessa forma são: Torianita, Galena, Silvita, Halita, Fluorita e Cobre (Klein & Dutrow, 2011).

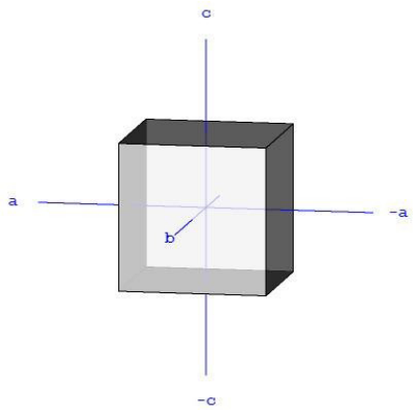


Figura2 . Modelo 3 D do Sistema Cristalino Cúbico/Hexaédrico.

Octaedro: Responsável por representar o ar, é constituído tanto na forma octaédrica decristalizaçãodos minerais (Figura 3) quanto na de polígono regular octaedro, a composição por oito faces triangulares equiláteras. Alguns dos minerais que se cristalizam nessa forma: Franklinita, Silvita, Halita, Fluorita, Cobre, Diamante e Ouro (Klein & Dutrow, 2011).

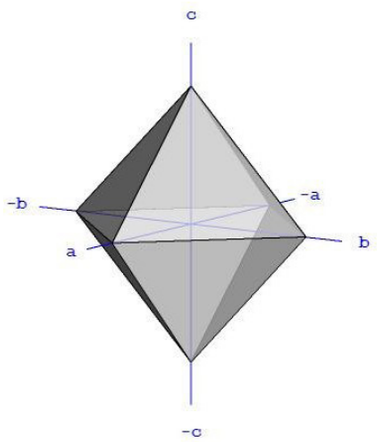


Figura3. Modelo3 D do Sistema Cristalino Octaédrico.

Dodecaedro: A figura que representa o imenso Universo é diferente dos demais. Aformacristalina com características semelhantes ao polígono não recebe o mesmo nome e nem a forma de suas faces. Orombodo decaedro ou do decaedrorômbico (Figura4) assim como o dodecaedro é composto por 12

faces em formas de losango nos minerais e pentagonais nospolígonos. Os principais minerais que apresentam esse hábito são: Granada, Uvarovita, Almandina, Andradita, Grossulária, Espessartita, Piropo, Schorlomita e Diamante (Klein &Dutrow,2011).

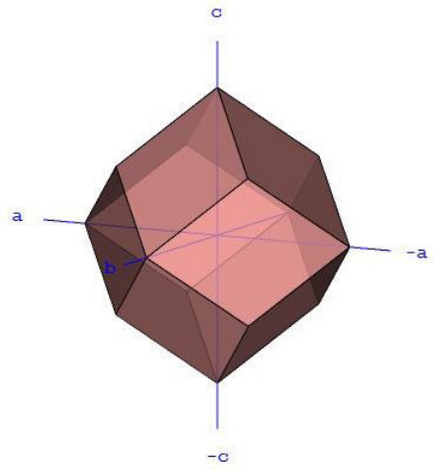


Figura 4. Modelo3 D do Sistema Cristalino Rombo do decaédrico.

Tetraedro: Por fim, o responsável pelo fogo denomina-se tetraedro, sólido que possuiquatro faces, semelhante à cristalização em forma tetraédrica dos minerais (Figura 5) que seconfigura na composição de quatro triângulos equiláteros, cada um interceptando os eixos cristalográficos de mesmo comprimento. Alguns dos minerais que possuem esse hábito: Tennantita e Esfalerita (Klein & Dutrow, 2011).

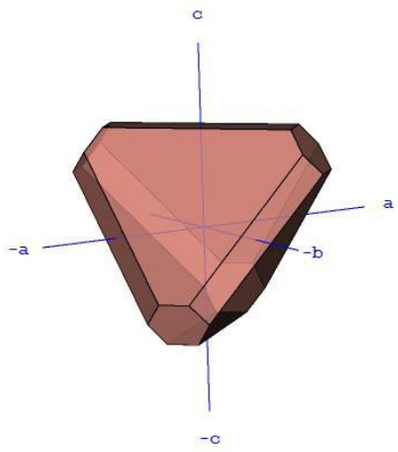


Figura 5 . Modelo 3D do Sistema Cristalino Tetraédrico.

CONCLUSÕES

Portanto, é possível estabelecer conexões interdisciplinares nos campos de estudos daGeologia e o conteúdo disciplinar das matérias de ensino fundamental, aqui exemplificada pela Matemática, corroborando as demandas definidas dentro das diretrizes curriculares do ensino médio, de modo a contribuir com a formação do discente de maneira abrangente e libertadora e assim promover a Geologia e as ciências da Terra de maneira ampla no âmbito educacional brasileiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Augusto T. G. S., Caldeira A. M. de A., Caluzi, J. J., & Nardi, R. 2004. Interdisciplinaridade: concepções de professores da área ciências da natureza em formação em serviço. Ciência & Educação (bauru), **10** (2), 277–289.https://doi.org/10.1590/S1516-73132004000200009

Becher C. 2021. Poliedros de Platão. Passei Direto. Disponível em: https://www.passeidireto.com/arquivo/94727043/poliedros-de-platao-claudir-becher.

Conselho Nacional de Educação. 2015. Resolução Nº3, de 21 de janeiro de 2018. Diário Oficial da União. Brasília, 22 de novembro de 2018, Secção 1. Pp 21-24. Disponível em: https://normativasconselhos.mec.gov.br/normativa/view/CNE_RES_CNECEBN32018.pdf

Diamante (Diamond). Museude Minerais, Minérios e Rochas Heinz Ebert. Disponível em:https://museuhe.com.br/mineral/diamante-diamond/.

Esfalerita (Sphalerite). Museu de Minerais, Minérios e Rochas Heinz Ebert. Disponívelem:https://museuhe.com.br/mineral/esfalerita-sphalerite/.

Favarão N. R. L.; Aaraújo. C. S. A. 2004. Importância da Interdisciplinaridada e no Ensino Superior. EDUCERE. Umuarama, **4**, (2), p. 103-115, jul./dez.

Galena (Galena). Museu de Minerais, Minérios e Rochas Heinz Ebert. Disponívelem:https://museuhe.com.br/mineral/galena-galena/.

Klein, C., Dutrow, B.2011. Manual de Ciência dos Minerais. 23a edição. Porto Alegre; Editora Bookman. 2 setembro.

Lavaqui V., & Batista, I. de L. 2007. Interdisciplinaridade em ensino de Ciências e de Matemática no EnsinoMédio.Ciência&Educação(bauru),**13**(3),399–420.https://doi.org/10.1590/S1516-73132007000300009

Lenoir Y. 1997. A importância da Interdisciplinaridade na formação de professores do ensinofundamental. *In:* 4° congresso Internacional de Educação, São Paulo, 5-8 de maio de 1997. n. 101, p. 5-22. Matsuura O. T. 2019. Timeu: a Cosmologia de Platão. São Paulo; Edição do Autor.

Pereira A. R. M. T. 2020. Diógenes L., livro III: Platão - Notas Introdutórias.Anais de Filosofia Clássica **27.** p. 330-371 Pessanha J. A. M. 1987. Os Pensadores: Platão. Editora Nova Cultura.

Pereira H. S.2 011. Poliedros Platônicos. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. Real e G. 1994. História da Filosofia Antiga, **II**. 4° edição. São Paulo; Editora Edições Loyolas.

Schorlomita (Schorlomite). Museu de Minerais, Minérios e Rochas Heinz Ebert.Disponível em:https://museuhe.com.br/mineral/schorlomita-schorlomite/.

CALÇADAS FOSSILÍFERAS: UM ROTEIRO GEOTURÍSTICO DO CENTRO CULTURAL PALÁCIO DA JUSTIÇA

Giordano Bruno dos Santos Marquetti[1]; Márcia Carvalho de Oliveira[1,2]; Roberto Cesar de Mendonça Barbosa[1]

[1]Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Amazonas – UFAM

[2]Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas – PPGGEO/UFAM

giordanobrunosm@gmail.com; marciacarvalho2237@gmail.com; rcbarbosa@ufam.edu.br

RESUMO

O Centro Cultural Palácio da Justiça apresenta carbonatos conhecidos como Calcário de Lioz provindos de Portugal, que conferem características especiais ao local. Particularmente, neste calcário, destacam-se fósseis de bivalves (*Caprinulidae* e *Radiolitedae*), e gastrópodes (*Turritella* e *Nerineadae*), além de icnofósseis de *thallassinóides*, localizados no meio-fio, calçadas e escadarias da edificação. Este trabalho apresenta uma pesquisa qualitativa e quantitativa preliminar desse conteúdo fossilífero, tal como estabelece o georreferenciamento dos pavimentos que contém os contêm. Os fósseis foram descritos e caracterizados de acordo com ampla bibliografia do Calcário de Lioz, sendo encontrados pavimentos classificados como *mudstones*, *wackestones* e *packstones*. Com isso, esses dados foram organizados e utilizados para confecção de um roteiro geoturistico preliminar visando a distribuição para comunidade turística e acadêmica.

PALAVRAS-CHAVE: Patrimônio Pétreo; Fóssil; Cretáceo; Georroteiro.

INTRODUÇÃO

A inserção de materiais pétreos em construções históricas e monumentos estão ligados a fatores funcionais e/ou ornamentais e contribuem para a valorização arquitetônica, histórica, cultural e geológica das edificações (Del Lama e Dehira 2022). No Brasil é comum observarmos a utilização de "pedras naturais" em edificações do centro histórico das capitais (Del Lama 2021). Em Manaus, por exemplo, o principal período de inserção de material pétreo em edificações está relacionado à prosperidade econômica trazida pelo Ciclo da Borracha (Mesquita 2012). Assim, em construções desse período a inserção de estilos arquitetônicos e matérias-primas ganhou destaque, como o Teatro Amazonas, Catedral Metropolitana de Manaus, Mercado Adolpho Lisboa e Centro Cultural Palácio da Justiça (CCPJ) (Nascimento, 2020).

O CCPJ possui uma variedade de rochas ornamentais em sua estrutura, dentre elas, destacam-se os carbonatos conhecidos como Calcário de Lioz em razão textura singular devido ao seu conteúdo de invertebrados marinhos (Lima et al. 2021). Este material pétreo tem origem na região de Pêro-Pinheiro (Portugal) com registro fóssil de idade cretácea (~145 a 66 Ma) (Lopes 2016). Em Manaus, esse registro fóssil foi alvo de várias pesquisas com foco em roteiros geoturísticos, a exemplo do Teatro Amazonas e Catedral Metropolitana de Manaus (Silva 2019, Oliveira e Barbosa 2020; Oliveira 2022). Análises preliminares mostraram que

o CCPJ apresenta elevado potencial para exploração de roteiros da geodiversidade devido ao seu destacado conteúdo fossilífero em carbonatos e importância histórica e arquitetônica para a cidade de Manaus. Com isso, esta pesquisa visa a ampliação do mapeamento do conteúdo fossilífero do Calcário de Lioz no Centro Histórico através da criação de um roteiro geoturistico lúdico, a fim de elencar a geologia urbana e consequentemente conservar os patrimônios geohistóricos de Manaus.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para criação do roteiro geoturístico foram conduzidas práticas de campo buscando a catalogação do conteúdo fossilífero presente nos pavimentos carbonáticos de calçadas e escadarias do CCPJ, além de descrições, desenhos esquemáticos, registro digital e georreferenciamento. O Calcário de Lioz foi classificado de acordo com Dunham (1962) e todo conteúdo fossilífero foi alvo de comparação com a literatura (Almon 2011, Kollmann 2014, Skelton 2018, Foster et al. 2020). Ademais, trabalhos já realizados de mapeamento de fósseis em Calcário de Lioz na cidade de Manaus foram utilizados comparativamente (Silva 2019, Oliveira e Barbosa 2019, 2020, Oliveira 2022).

Por fim, os dados coletados foram organizados em um roteiro geoturistico elaborado no aplicativo Corel Draw, fornecendo uma representação georreferenciada dos exemplares fossilíferos mais didáticos identificados, juntamente com todos os pavimentos carbonáticos catalogados.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Ao total foram mapeados 20 pavimentos carbonáticos fossilíferos nos calçamentos e escadarias do CCPJ, com a identificação de quatro exemplares do filo *Mollusca* correspondendo a duas classes: (1) bivalvia, com famílias *Radiolitedae* e *Caprinulidae* e; (2) classe gastrópoda, correspondente a família *Nerinedae* e gênero *Turritella*, além do icnofóssil do icnogênero *Thalassinoide*. Adicionalmente, análises macroscópicas no material pétreo fossilífero permitiu classificá-los como *mudstone*, *wackestone* e *packstone* (Dunham 1962).

Exemplares da família *Radiolitedae* possuem duas valvas assimétricas (fixa e livre) e correspondem a organismos que viviam em ambientes marinhos quentes e rasos de baixas latitudes (Polck et al. 2020). No CCPJ esses fósseis estão dispostos majoritariamente em *Wackestones* e *Packstone* localizados nas escadarias. Possuem tamanho médiode 4 cm de largura e 9 cm de comprimento e são observados em duas seções predominantes: (1) transversais, quando vistos em formas semi-circulares (Figura 1A) e; (2) longitudinais, com formatos cônicos alongados (Figura 1B). Além disso, tanto o habitáculo da concha, quanto os demais espaços vazios estão preenchidos pela matriz micrítica do carbonato.

Os fósseis de bivalves da família *Caprinulidae* possuem duas válvulas assimétricas e uma das características marcantes desses organismos são os traços morfológicos externos semelhantes a “chifres de cabras”, além de canais poligonais na porção interna (Medeiros e Polck 2017). Os exemplares fósseis do CCPJ estão dispostos predominantemente em *Wackestones* e por vezes, em *Mudstones*. Em seções transversais possuem aproximadamente 5 cm de diâmetro

com evidências dos canais paliais maiores perto da parede externa da concha e canais piriformes menores localizados próximo ao habitáculo (Figura 1C). Além disso, todos os espaços vazio do bioclasto apresentam-se preenchidos pela própria matriz carbonática.

Os fósseis de gastrópodes da família *Nerinedae* eram organismos bentônicos contemporâneos aos rudistas, porém de ambientes marinhos lagunares. Em sua morfologia interna exibem um conjunto de dobras columelares que distinguem os gêneros *Nerinea* e *Neoptyxis* (Silva e Pereira 2021). As ocorrências destes fósseis no CCPJ estão majoritariamente nos pavimentos de calçadas e meio fio de *Mudstones*, possuem seções longitudinais atingindo comprimento médio de 4 cm em formatos cônicos alongados com espiras bem marcadas, além de pequenas evidências das dobras internas (Figura 1D). Por sua vez, em seções transversais apresentam formas circulares com suturas visíveis em torno do eixo de enrolamento.

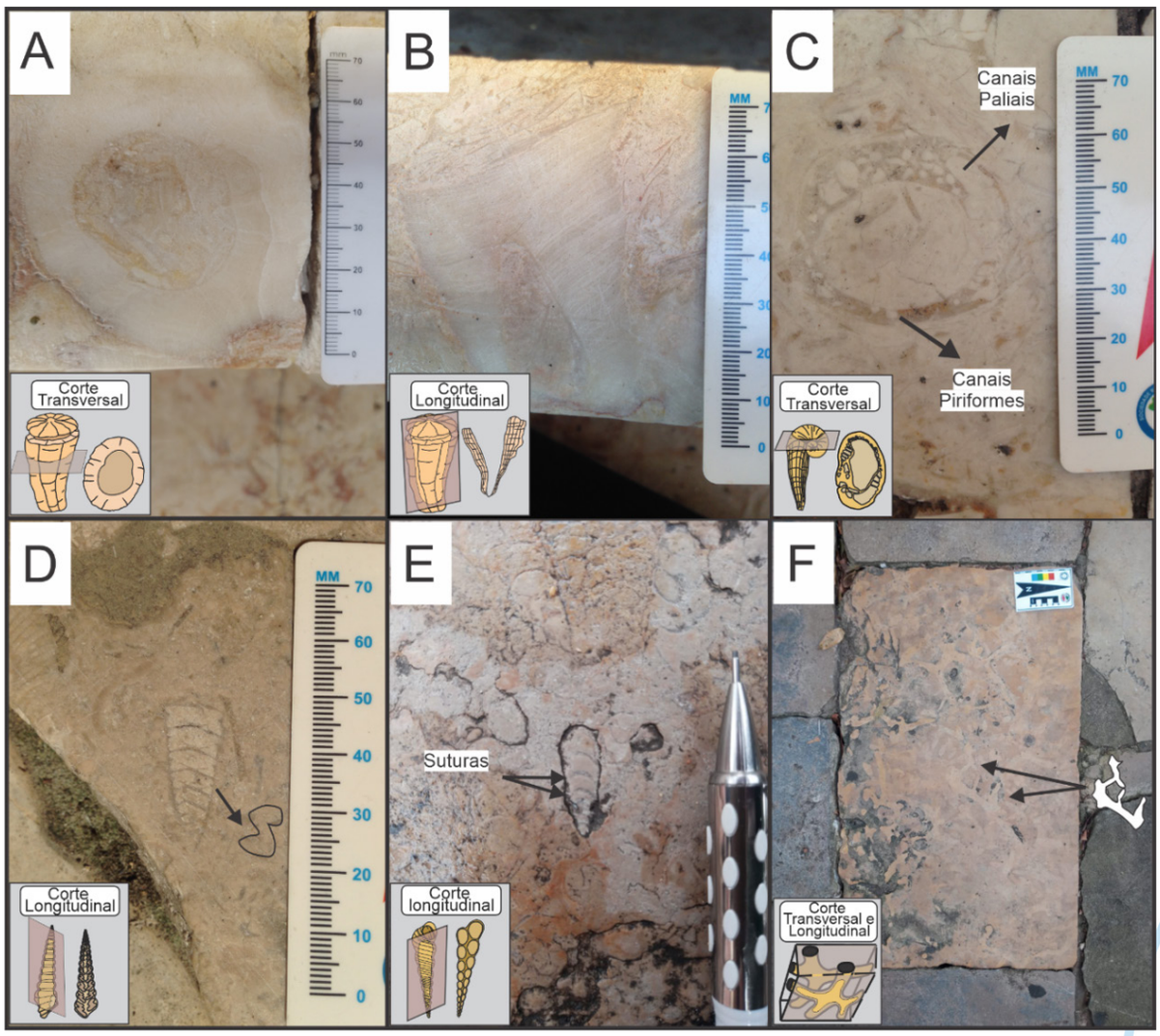


Figura 1. Conteúdo fossilífero no Calcário de Lioz no Centro Cultural Palácio da Justiça. (A) *Wackestone* com bivalve da família *Radiolitedae* em corte transversal com formato semi-circular. (B) *Wackestone*com corte longitudinal de bivalve *Radiolitedae* com formato cônico alongado localizado nas escadarias frontais. (C) Fóssil bivalve da família *Caprinulidae* em corte transversal com detalhe de canais paliais e piriformes em *Packestone*. (D) Gastrópode da família *Nerinedae* com formato cônico apresentando traços morfológicos externos da concha preservado em*Mudstone* (E) *Mudstone* com gastrópode do gênero *Turritella* com detalhe para suturas bem marcadas (F) *Mudstone* com icnofóssil do gênero *Thallassinoide* com galerias entrelaçadas horizontalmente.

Os gastrópodes do gênero *Turritella*, habitavam ambientes marinhos infralitorais, naturalmente de pouca profundidade(Tavares 2019). No CCPJ esse gênero ocorre principalmente em*Mudstone*, apresentam formato cônico alongado com espiras e voltas bem aguçadas. Longitudinalmente, possuem 3 cm de comprimento e em seções transversais assumem formas circulares. Ademais, os espaços vazios da concha possuem preenchimento da rocha hospedeira (Figura 1E).

Os icnofósseis de*Thallassinoides*são sistemas ramificados formados por organismos decápodes que viviam em ambientes rasos. Uma das características diagnósticas deste traço fóssil são a ausência de bioglifose o padrão de ramificação (Foster et al., 2020). O mapeamento identificou este icnogênero somente nos pavimentos de *Mudstone.* Horizontalmente, possuem galerias de tocas entrelaçadas bifurcadas em forma de "Y" e "T", com paredes lisas e bem demarcadas preenchidas pela matriz da rocha carbonática. Ademais, verticalmente assumem formas semicirculares com aproximadamente 2 cm de diâmetro (Figura 1F).

O registro fóssil identificado no CCPJ possui uma correlação histórica com outros monumentos do Centro Histórico de Manaus, a exemplo do Teatro Amazonas e Igreja Matriz (Silva 2019, Oliveira 2022). Essa ligação ocorre devido o período similar de construções desses edifícios e utilização dos mesmos materiais pétreos. Nos trabalhos acima citados são destacados a mesma associação faunística dos pavimentos carbonáticos do CCPJ.Além disso, foi observado que o modo de preservação dos fósseis varia de acordo com a rochas hospedeira, a exemplo dos*Mudstones* com baixo potencial de preservação de estruturas morfológicas e, *Wackestones* e *Packstones*com maior potencial de preservação dos fósseis.

Sendo assim, diante de todos dados coletados e analisados, foi possível desenvolver um roteiro geoturístico preliminar do conteúdo fossilífero do CCPJ com 10 pontos didáticos georreferenciados com ocorrência de cada tipo fóssil identificado nessa pesquisa (Figura 2). O roteiro foi construído de forma lúdica, com informações alto explicativas, posicionamento geográfico e desenhos esquemáticos da morfologia animal, afim de auxiliar os visitantes e estudantes a propagarem conceitos da geodiversidade urbana, bem com preservarem o geopatrimônio.

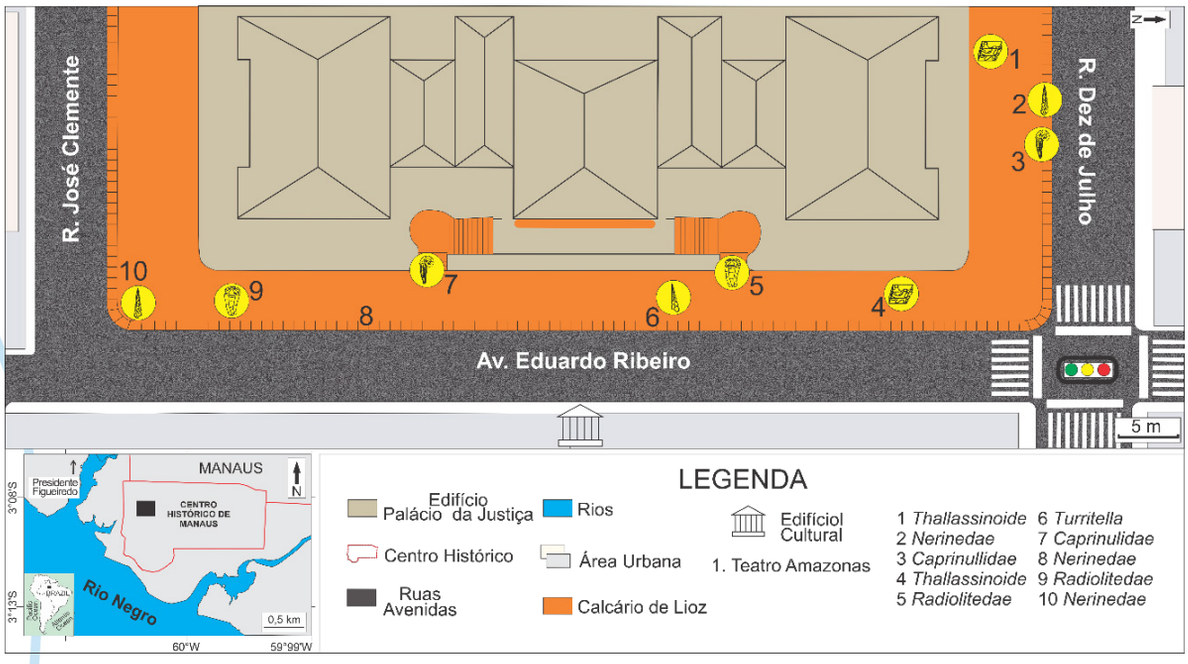


Figura 2. Roteiro geoturístico preliminar do registro fossilífero do Calcário de Lioz no Centro Cultural Palácio da Justiça. As principais ocorrências fósseis são representadas por bivalves, gatropodes e icnofosseis.

CONCLUSÕES

O mapeamento realizado no CCPJ identificou quatro exemplares fósseis do filo *Mollusca* correspondendo a classe bivalvia as famílias *Radiolitedae*e*Caprinulidae* e; classe gastrópoda, família *Nerinedaa* e gênero *Turritella*, além do icnofóssil do icnogênero*Thalassinoides*. Esse conteúdo fossilífero de idade cretácea estão preservados em rochas classificadas como *Mudstone*, *Wackestone* e *Packstone*. Os bioclastos de bivalves ocorrem predominantemente nos dois últimos, localizados nas escadarias de acesso ao edifício, por sua vez, os fósseis de gastrópodes são encontrados somente em *Mudstones* dispostos nos calçamentos e meio fio do entorno do edifício.

A identificação fossilífera do Calcário de Lioz no CCPJ denota um significativo ganho geoturísticodo Centro Histórico de Manaus, com foco no potencial educacional como meio de divulgação da geologia urbana e consequentemente, a preservação desse patrimônio geohistórico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allmon, W. D. 2011. Natural history of turritelline gastropods (Cerithiodea: Turritellidae): a status report.*Malacologia*,54:159-202.

Del Lama, E. A. Patrimônio em pedra. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP, 2021.

Del Lama, E. A. e Dehira, L. K. 2022. O Basalto no patrimônio construído e no patrimônio geológico. *Museologia e Patrimônio*,15:83-97.

Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to texture. AAPG bulletin, 46, p. 170.

Foster, C., Savrda, C. E., Demetz, E., Sandlin, W. 2020. Firmground crustacean burrow systems (Glossifungitesichnofacies) in marine shelf deposits, Paleocene Clayton Formation,. *Lethaia*, 53:500-514.

Kollmann, H. A. 2014. The extinct Nerineoidea and Acteonelloidea (Heterobranchia, Gastropoda): a palaeobiological approach. Geodiversitas, 36:349-383.

Lima, R. H. C., Barbosa, R. C. M., Silva, L. L. C. 2021. Capítulo 4 O Patrimônio Pétreo Cretáceo do Centro Histórico de Manaus (AM). In: DEL LAMA, E. A. Patrimônio em Pedra. São Paulo: *Instituto de Geociências da USP, CAPES, CNPq, FAPESP*. p. 77-97.

Lopes, L. 2016. As pedras portuguesas dos edifícios e monumentos brasileiros. *Geonomos*.

Mesquita, O. M. 2011. Armazém Quinze. Somanlu: *Revista de Estudos Amazônicos*, 11:41-57.

Medeiros, M. A. M. e Polck, M. A. 2017. Geoturismo Paleontológico no centro histórico do Rio de Janeiro. *Geosciences*, 36:118-137.

Nascimento, M. S. 2020. Circulação e modernidades urbanas em Manaus e Belém da Belle Époque: a implantação dos bondes elétricos. *Brazilian Journal of Development,* 6:7693-7708.

Oliveira, M.C. e Barbosa, R.C.M. 2020. Geoturismo na Catedral Metropolitana de Manaus – a Utilização de Fósseis Cretáceos na Valorização do Patrimônio. *XXIX Congresso de Iniciação Científica*– UFAM.

Oliveira, M. C. 2022. Roteiro Virtual da Geodiversidade da Catedral Metropolitana de Manaus. Trabalho Final de Graduação, *Universidade Federal do Amazonas* - UFAM, Manaus.

Polck, M. A. R.; de Medeiros, M. A. M.; de Araújo-Júnior, H. I. 2020. Geodiversity in urban cultural spacesof Rio de Janeiro city: Revealingthegeoscientifickno- wledge with emphasis on the fossil content. *Geoheritage*, 12:1-13.

Silva, I. V. 2019. As Rochas Ornamentais Externas Do Teatro Amazonas: Um Roteiro Geoturístico Na Belle Époque Manauara. Trabalho Final de Graduação, *Universidade Federal do Amazonas* - UFAM, Manaus.

Silva, C. M. e Pereira, S. 2021. A geodiversidade urbana como recurso educativo. *Revista de Ciênci-aElementar*, p. 9.

Skelton, P. W. 2018. Part N, Volume 1, Chapter 26A: Introduction to the Hippuritida (rudists): Shell structure, anatomy, and evolution. Treatise Online, 104:1-37.

Tavares, R. D. M. 2019. Aspectos sistemáticos e paleoecológicos dos moluscos gastrópodes e bivalves da formação Maria Farinha, daniano da Bacia da Paraíba, Pedreira Poty Pernambuco, NE do Brasil (Master'sthesis, *Universidade Federal de Pernambuco*).

MULTIDISCIPLINARIDADE E EDUCAÇÃO PATRIMONIAL NO PARQUE CEMITÉRIO DA SOLEDADE, CIDADE DE BELÉM DO PARÁ

Joelson L. Soares[1],[2]; Reinaldo A. M. Netto[3]; Giovana F. Brabo[1]; Julianae. P. Macedo[3]; Erick M. L. Oliveira[1]; Arthur R. Freitas[3]; Maristela B. O. Barbosa[1]

[1]Programa Tutorial do PET Geologia/UFPA; [2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA .[3]Faculdade de Conservação e Restauro,UFPA

jlsoares@ufpa.br

RESUMO

Educação patrimonial consiste em um processo contínuo e sistemático de trabalho educativo utilizando o patrimônio cultural como ferramenta de apropriação do conhecimento e descoberta de sua história pela população local. A cidade de Belém apresenta um diverso patrimônio material caracterizado por construções históricas, a maioria erguida com material pétreo, que é pouco conhecido pelo público em geral, mas que tem um importante potencial para educação. Neste contexto apresentamos uma experimentação educativa que se traduziu em um minicurso com parte teórica seguida de visitação guiada pelo Parque Cemitério da Soledade. Este minicurso foi ministrado para alunos de graduação das faculdades de Geologia e Conservação e Restauro da UFPA e abordou de forma multidisciplinar as características petrográficas das rochas utilizadas nos jazigos em ausoléuse as técnicas de restauro utilizadas no local. Durante o minicurso os alunos aprenderam os conceitos básicos de geologia, os diferentes tipos de rochas e minerais, as formas de utilização destes materiais em construções e as técnicas de restauro utilizadas conforme o tipo de material pétreo. Em seguida foi realizada uma visita técnica ao Parque Cemitério de Soledade onde os alunos observaram os diferentes tipos de materiais rochosos que compõem as construções do parque, as formas mais comuns de alteração deste material e as técnicas que foram utilizadas no restauro destas construções.

PALAVRAS-CHAVE: Patrimônio Material; Educação; Material Pétreo; Construções Históricas.

INTRODUÇÃO

Construções históricas que representam a arquitetura da época de sua construção são algumas das formas de patrimônio cultural material encontradas nas regiões urbanas e muitas destas edificações foram erguidas e ornamentadas com material rochoso que pode ser proveniente de minas próximas ou encomendadas de outras regiões ou até mesmo de outros países. Na cidade de Belém foram erigidas diversas construções e obras utilizando matérias locais e provenientes de Portugal e Itália (Rodrigues 2014; Del Lama2021; Sanjad *et tal.* 2021). Estas rochas são principalmente calcários fossilíferos, granitos, mármores, arenitos ferruginizados e crostas lateríticas que são encontrados em edifícios históricos, calçamentos e nos mausoléus, pórtico e cruzeiro do Parque Cemitério da Soledade (Sanjad *et al.* 2021). Segundo o IPHAN, o Cemitério da Soledade foi inaugurado em 1850 devido a epidemia de febre amarela e os enterramentos foram encerrados em 1880, quando já totalizava mais de 30.000 sepulturas. Em

um atentativa de preservar o espaço que estava ameaçado de destruição pelo desenvolvimento urbano, o cemitério foi tombado pelo IPHAN em 1964 (Rodrigues 2014). Em 2022 o cemitério passou por um processo de restauração e revitalização desenvolvido em parceria pela equipe de Arqueologia e Projetos da Secult/PA e a Faculdade de Conservação e Restauro da UFPA, por meio do projeto "Diálogos com o Patrimônio" (Secult 2023). Este processo representa uma oportunidade de observar os diferentes tipos de materiais líticos que foram utilizados no espaço e as diferentes técnicas de restauro empregadas, o que possibilita atividades educativas multidisciplinares que podem envolver estudantes de graduação em geologia e em conservação e restauro. Assim, foi realizada uma experimentação educacional no qual foi ministrado um minicurso introdutório para estudantes de geologia e de conservação e restauro com objetivo de proporcionar diferentes visões de um mesmo cenário, neste caso o Parque Cemitério da Soledade, com intercâmbio de informações e aprendizado.

MATERIAIS E MÉTODOS

A preparação das atividades teve início com reuniões para discutir o conteúdo teórico e prático, seguido de visitação ao Parque Cemitério da Soledade pela equipe responsável pelo minicurso para preparar um roteiro para a atividade prática. O minicurso teve 8h de carga horária dividida em 4h teórica e 4h prática. O conteúdo teórico incluiu conceitos de geologia geral,tiposdeminerais e rochas, aplicação de rochas em construções históricas de várias partes do Brasil, relação da geologia com conservação e restauro, exibição de alguns métodos de conservação e restauro de materiais pétreos e sua relação com os tipos de rochas e mostrar exemplos de restauros realizados no Parque Cemitério da Soledade. A atividade prática foi realizada na forma de visita guiada pelo parque com observação dos elementos arquitetônicos, dos diferentes tipos de materiais pétreos utilizados nos jazigos e mausoléus e dos diferentes processos de alteração intempérica e antrópica que estas construções passaram e continuam sendo afetadas, seguido de explicação dos processos de restauros e de todo o histórico envolvido no processo de revitalizaçãodo espaço. A prática terminou com uma visita a oficina de restauração e ao museu que existe dentro do parque.

RESULTADOS

A atividade educativa teve como principal objetivo criar um elo multidisciplinar entre os estudantes das faculdades de Geologia e Conservação e Restauro da UFPA que possibilitasse uma visão das particularidades de cada área e das formas como elas podem interagir. A parte teórica consistiu em aula expositiva com os conceitos de geologia geral onde os participantes aprenderam a respeito dos principais tipos de minerais e rochas, principalmente os utilizados emconstruções históricas seguido de manipulação de amostras de minerais e rochas. Diversos exemplos brasileiros da aplicação de rochas em construções históricas e modernas foram mostrados como os utilizados nas construções de igrejas, fontes, museus, residências e pavimentos nas cidades de OuroPreto (MG), Alcântara (MA), SãoLuís (MA), Castelo do Piauí, Jericoacoara (CE) e Belém do Pará. Neste ponto foi destacado que as rochas utilizadas nas construções ordinárias (casas, muros, pontes, fortificações, pavimentos etc.) são geralmente provenientes das unidades geológicas que ocorrem nas proximidades das cidades (Del Lama

2021; Norate Costa 2021).Os materiais pétreos também podem vir de outros países e regiões distantes, geralmente por encomenda para grandes empreendimentos (religiosos, políticos, turísticos, militares etc.) principalmente para ornamentação e quando não há matéria prima disponível na região (Del Lama 2021; Silva 2019; Sanjad *et al.* 2021).

Em seguida os participantes foram instruídos nos métodos preservativos de materiais pétreos e na análise de forma teórica e prática dos processos de degradação desses materiais. Nesta parte foi aplicado ácido clorídrico a 10% em amostra de calcário da Formação Pirabas com objetivo de demonstrar por meio de um microscópio portátil as reações químicas que este tipo de rocha pode sofrer. O mesmo procedimento foi realizado em um granito com objetivo de mostrar como os materiais são afetados de forma diferente. Esta etapa possibilita uma melhor compreensão de como os processos de alteração atuam nos diferentes tipos de rochas e os métodos que devemser aplicados na restauração e conservação. Com base no ICOMOS (2008) foram mostrados os diferentes padrões de degradação que os materiais pétreos sofrem dando como exemplo, sempre que possível, os observados no Parque da Soledade.

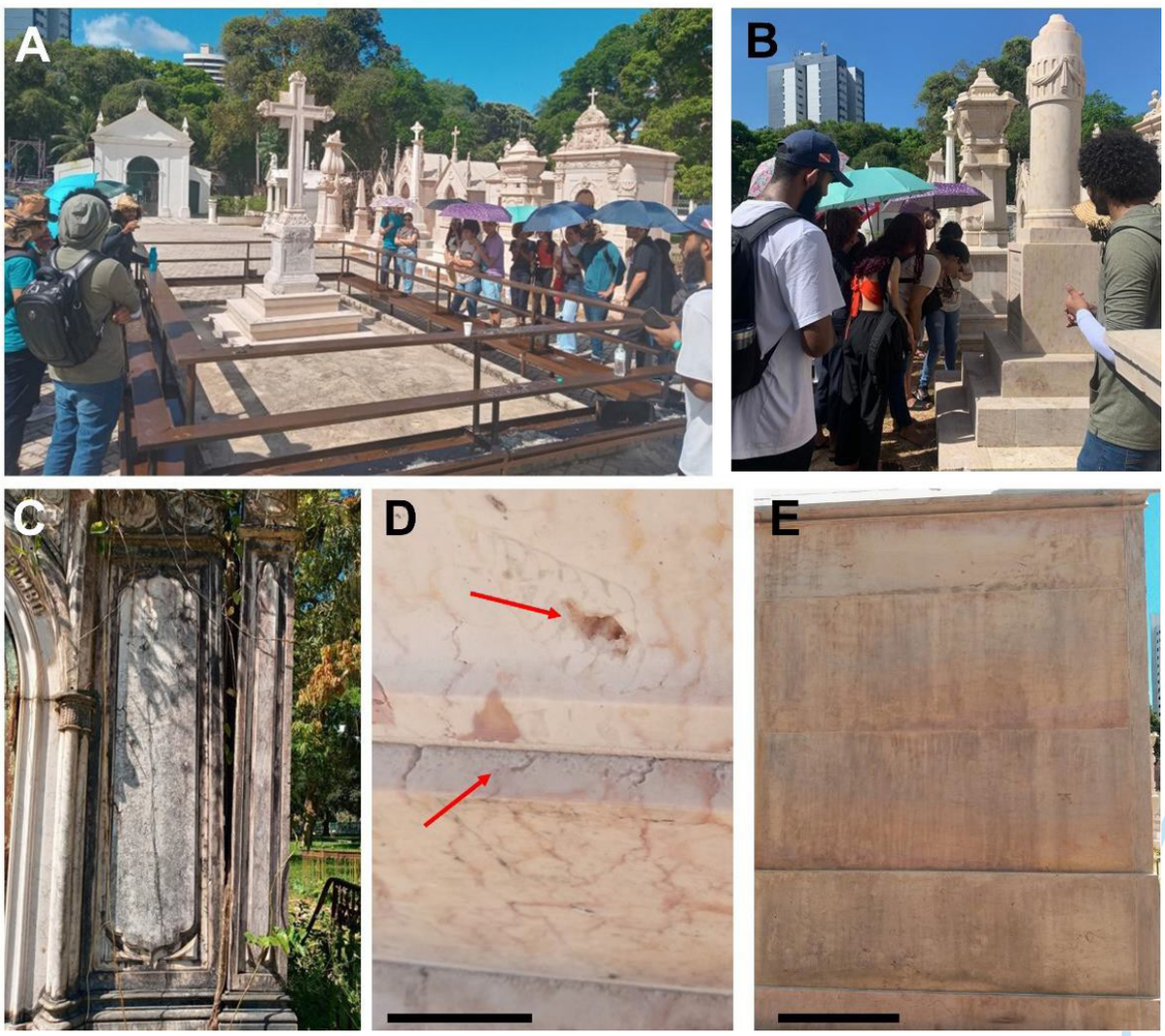


Figura1. Visita técnica ao Parque Cemitério da Soledade. (A) Cruzeiro que fica na entrada do parque.(B) Jazigos de calcário Lioz restaurados. (C) Mausoléus em intervenção e danificado pela vegetação.

(D) Evidências de dissolução no calcário de Lioz de jazigo que foi limpo. (E) Lateral de mausoléu ainda sem intervenção, não é possível ver a cor rosada original do Lioz nem os fósseis de rudistas.

A atividade prática iniciou com uma breve preleção da história do Parque da Soledade seguidadetourpelos mausoléus ejazigos mostrando as construções que foram restauradas, as que ainda estão em processo de restauro e aquelas ainda sem intervenção. Nesta etapa foram utilizados como base a experiência dos estudantes da Faculdade de Conservação e Restauro e os trabalhos desenvolvidos no local (Silva 2014; Sanjad *et al.* 2021; Costa *et al.* 2022). No cruzeiro foram explicadas as técnicas de restauro da construção que é feita de calcário de Lioz, mostrado os efeitos da queima de velas na estrutura e as medidas de preservação contra a degradação antrópica. Nos maus oléusejazigos foram mostradas as principais alterações como biofilmes de microalgas, corrosão, fraturas (a maioria causada pelo crescimento de vegetais entre fendas e fraturas das construções), ação antrópica (poluição, pixações etc.) e ações intempéricas (principalmente dissolução) que afetam os calcáriosde Lioz e mármores, que são as principais rochas utilizadas na construção destes túmulos (Figura 1).

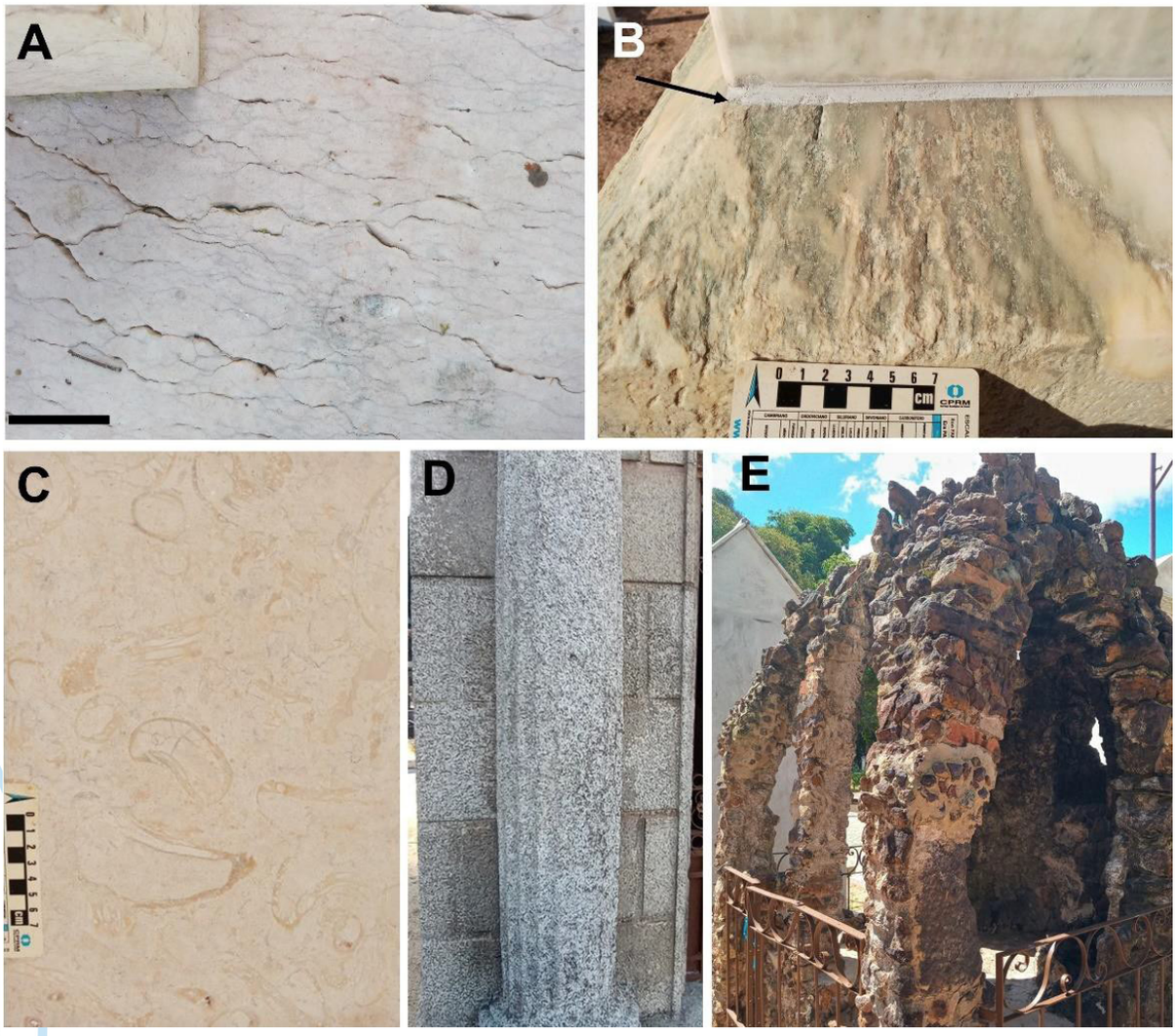


Figura 2. Características das construções do parque. (A) Estilólitos que facilitam a proliferação de microalgas. (B) Mármorealterado. Note intervenção feita com a aplicação de emplastonosen caixes das peças (seta). (C) Calcário de Lioz exibindo rudistas bem preservados em jazigo restaurado. (D) Mausoléu de granito. (E) Gruta feita de arenitos ferruginizados e pedras de ferro da Formação Barreiras.

Características petrográficas e paleontológicas também foram observadas como os fósseis de rudistas que são abundantes nos calcários (Figura 2). Destacou-se a ocorrência de planos de dissolução caraterizados por estilólitos que podem influenciar no processo de deterioração dos calcários, pois constituem fissuras naturais onde a água pode infiltrar e ficar aprisionada possibilitando o crescimento deliquens. Foi possível mostrar para os participantes do minicurso outros tipos de rochas utilizados como o único jazigo do parque constituído de granito e a "gruta", local de orações e promessas, que foi construído com arenitos ferruginizados da Formação Barreiras. Estes mesmos arenitos foram utilizados como fundação de alguns mausoléus que atualmente estão exposto pela deterioração do material que os revestia. A atividade prática encerrou com uma visita a oficina onde foram feitas as peças de reposição de materiais que haviam se perdido aolongo do tempo. Neste local ainda era possível observar os moldes e as peças finalizadas ou ainda em fase de consolidação que substituíram os materiais perdidos.

CONCLUSÕES

As universidades públicas ou privadas têm incentivado seus docentes e técnicos a praticar ações que envolvam diferentes áreas do conhecimento, as chamadas, ações multidisciplinares. Estas ações devem envolver os estudantes que participam de forma proativa e como protagonista do seu aprendizado desta forma adquirindo autonomia, comprometimento e curiosidade que o auxiliam na construção do seu conhecimento. A revitalização do Parque Cemitério da Soledade fornece uma oportunidade de praticar atividades multidisciplinares voltadas a educação patrimonial como a que ocorreu entre as áreas de Geologia e Conservação e Restauro. A interação proposta no minicurso introdutório que envolveu discentes de ambos os cursos teve objetivo de estreitar as relações e possibilitar troca de conhecimento e experiências.

Notou-se que as discussões foram mais intensas e proveitosas durante a atividadeprática realizadano parque,demostrandoaimportância doensinoforadatradicionalsala deaula. Em resumo,atrocadeinformaçõesentreosestudantes,tantoosqueministraramominicursocomo os participantes, enriqueceu a formação técnica-científica de ambos. Demonstrando a importância para as faculdades de Geologia e de Conservação e Restauro de continuar e ampliar estas interações com a possibilidade de incluir outras áreas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Costa R.J.M.W., Melo Netto R.A., Santos E.S., Sepaul W.A.S.R., Paiva R.S. 2022. Ficoclora associada a biodeterioração de arquitetura mortuária em pedras. In: Simpósio de Estudos e Pesquisa em Ciências Ambientais na Amazônia, 11., 2022. Belém, p. 93.

Del Lama E.A.2021. Ouso da Pedra. In: Del Lama E.A.(org.). Patrimônio em Pedra. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, p. 13-20.

ICOMOS, International Council on Monuments and Sites. 2008. Illustrated glossary on stone deterioration patterns. International Scientific Committee for Stone (ISCS), Champigny/Marne, França, 86 p.

Norat R. C. C. e Costa M. L. 2021. As rochas como materiais construtivos nas fortificações da Amazônia. In: Del Lama E.A. (org.). Patrimônio em Pedra. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, p. 59-76.

Rodrigues P. A. C. 2014. *Duas faces da morte: o corpo e a almado Cemitério Nossa Senhora da Soledade, em Belém/PA*. Mestrado Profissional, Instituto Patrimônio Histórico e Artístico Nacional, Rio de Janeiro, 425 p.

Sanjad T.A.B.C., Silva P.A.V., Nascimento R.S., Derenji J.S., Costa M.L. 2021. As rochas no patrimônio cultural edificado da cidade que é porta de entrada na Amazônia, Belém (PA). In: Del Lama E.A. (org.). Patrimônio em Pedra. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, p. 98-117.

Secult, Secretaria de Cultura do Governo do Pará. 2023. Secult lança cartilha "Parque Cemitério Soledade: a celebração da memória" nessa terça-feira. https://secult.pa.gov.br/pauta/70/secult-lanca-cartilha-parque-cemiterio-soledade-a-celebracao-da-memoria-nessa-terca-feira-30,consultada em 19 de junho de 2023.

Silva P. A. B. V. 2014. Deterioração das pedras da arquitetura mortuária do Cemitério Nossa Senhora da Soledade. MS Dissertation, Instituto de Tecnologia, Universidade Federal do Pará, Belém, 213 p.

SilvaZ.C.G.2019.Lioz–a Royal Stone in Portugalanda Monumental Stone in Colonial Brazil. *Geoheritage*, **11**:165-175.

MUSEU HISTÓRIAS DA AMAZÔNIA (MUHAMA): GEOCIÊNCIAS SOB OUTRO FORMATO

Lúcia Maria da Costa-e-Silva[1],[2],[3]

[1]Museu Histórias da Amazônia (MUHAMA), [2]Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), [3]Universidade Federal do Pará-UFPA

museu@amazonianossa.com.br; lucia.costaesilva@sgb.gov.br; luciamcs@ufpa.br

RESUMO

Uma cidade, Belém do Pará, porta de entrada da Amazônia, é conhecida por sua riqueza histórica e cultural, porém compreende bairros com diversos problemas graves a despeito da riqueza do Estado, em especial a espetacular riqueza mineral. Esse contraste fez nascer a ideia inovadora de abordar Geociências a partir de um espaço público, de uso comum, onde pessoas de todas as classes sociais e níveis de escolaridades e encontram de forma corriqueira: um posto de combustíveis. O objetivo é ofertar conhecimento sobre a importância das Geociências por meio de um museu a céu aberto que mistura ciência e arte para cerca de um milhão e trezentos mil habitantes do município e visitantes de outros locais. O Museu Histórias da Amazônia (MUHAMA) é uma proposta que visa questionar o modelo de desenvolvimento "que vem de fora, voltado para fora", fomentando a capacidade crítica do público e incentivando a busca pela melhoria do seu entorno, a partir da compreensão de conceitos das Geociências.

PALAVRAS-CHAVE: Ensino; Museu; Arte; Posto de Combustíveis.

INTRODUÇÃO

Três realidades são trazidas aqui para compreensão das condições de surgimento do Museu Histórias da Amazônia(MUHAMA), um museu cujo foco maior é Geociências, situado na Av. Perimetral das Ciências esquina com a Travessa Barão do Triunfo, em Belém do Pará.

A primeira realidade está relacionada a Belém, asegunda cidade mais populosa da Região Norte, com adensamento que lembra megalópoles, pois o seu desenvolvimento, limitado pelo rio Guamá e pelo cinturão formado pelas áreas militares, se deu de forma extremamente compacta, agravado por invasões, inclusive de calçadas e ruas, incentivadas pela falta de planejamento habitacional por parte da administração pública. Os primeiros resultados do censo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) de 2022 mostraram que Belém conta com a quinta maior densidade populacional do país, 1.269,4 hab/km², mas com amaiordensi- dade domiciliar (3,3 moradores por domicílio) (IBGE 2022). Com relação à arborização, o censo de 2010 alertou que Belém, em plena Amazônia, era a cidade com menor percentual de arborização urbana, seguida por Manaus, dentre as 15 cidades brasileiras com mais de1milhão de habitantes (IBGE 2010). O censo também destacou que Belém era a cidade com o maior percentual de esgoto a céu

aberto, lixo acumulado nos logradouros e precariedade na iluminação pública, ou seja, a cidade mais problemática quanto ao nível de qualidade de vida. De lá para cá, pouco mudou. Ademais, faltam áreas de lazer; o rio encontra-se em grande parte inacessívelàpopulação,porque suas margens foram ocupadas por empresas particulares, muitas das quais relacionadas ao comércio de madeira, e muito pouco foi recuperado para uso da po- pulação.

O corredor de acesso viário mais emblemático de Belém é a Av. Perimetral das Ciências. Ela corta o Marco, a Terra Firme e o Guamá − bairros marcados pela elevada criminalidade, iluminação e habitação precárias, desorganização extrema quanto à deposição de lixo, faltade saneamento básico, infra estrutura deficitária de transporte, saúde e educação, poluição visuale etc. A avenida, como o próprio nome ironicamente indica, liga vários pontos da cidade a centros de ensino, pesquisa, administração, fiscalização e regulação, como a Universidade Federal do Pará (UFPA), Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA), Universidade Estadual do Pará (UEPA), Instituto Federal de Educação, Ciênciae Tecnologia do Pará, (IFPA), Escola de Aplicação da UFPA (NPI), Museu Paraense Emílio Goeldi (setor de pesquisa), Parque de Ciência e Tecnologia (PCT), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), Serviço Geológico do Brasil (SGB, antiga CPRM), Agência Nacional da Mineração (ANM, antigo DNPM), Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária (INCRA), Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Sustentabilidade (SEMAS), e ironicamente, Centrais Elétricas do Norte do Brasil (ELETRONORTE), além de várias outras entidades, cuja ineficácia na melhoria efetiva do seu entorno é vexatória.

A segunda realidade de Belém, do Pará, enfim de toda a Amazônia é que ela está sujeita a que o aproveitamento de suas riquezas seja usufruído por outras regiões do país ou por nações estrangeiras, o famoso desenvolvimento “que vem de fora, voltado para fora”. O Pará, em especial,assiste composições ferroviárias com até 330 vagões partirem da serra de Carajás para, depois de percorrer quase 900 km em 16 horas de viagem, descarregarem no porto em Itaqui, no Maranhão, seus minérios para exportação. A ferrovia transporta a maior extração de minério do mundo. No Pará se concentra, na atualidade, a maior quantidade de minérios de ferro de alto teor, ouro, estanho, bauxita, manganês, níquel e cobre, além de muitos outros. A isenção do tributo estadual Imposto sobre Circulação de Mercadorias e Serviços (ICMS) sobre as exportações de produtos primários e semielaborados (não industrializados) para estimular as exportações pela lei de Antônio Kandir, ministro do Planejamento do então Governo Fernando Henrique Cardoso, foi avassaladoramente negativa para o Pará. Serviu para favorecer a expansão da indústria no exterior em detrimento de sua expansão no Pará, na Amazônia, embalada pela insensibilidade aos lucros exorbitantes das mineradoras e sua reduzida capacidade de gerar emprego e renda no Pará.

Finalmente, a terceira realidade diz respeito ao aparente alheamento da população perante a ininterrupta saída de seus minérios, moeda de troca mais relevante para a substancial melhoria da qualidade de vida da população em nível estadual, sem que essa jamais ocorra. Diversas motivações podem ser aventadas, aqui interessa destacar a incultura, em especial na área de Geociências, área que promove a compreensão do planeta em que vivemos e o que fazemos com ele, bem como de quanto a mineração é responsável por quase tudo em nossa vida física e, por isso mesmo, extremamente relevante parao desenvolvimento dos territórios onde ela ocorre. O ensino de Geociências nos diferentes níveis é deficitário e seus agentes enfrentam dificuldades

na sua disseminação especialmente no que tange as escalas geológicas temporais e físicas, que fogem ao cotidiano do ser humano.

O MUHAMA é uma proposta que visa promover a melhoria do seu entorno, despertar a atenção para o modelo de desenvolvimento, apoiar a disseminação do conhecimento em Geociências e, por esse meio, fomentar a capacidade crítica.

NOVOS ESPAÇOS PARA O APRENDIZADO DE GEOCIÊNCIAS

Em 2018, o Instituto Oi Futuro ouviu 600 pessoas das classes A, B e C em diversas regiões brasileiras, divididas entre frequentadoras e não frequentadoras de museus (Oi Museu 2019). Para 50% dos entrevistados, museus são espaços elitizados e monótonos; apenas 20% caracterizam o lugar como divertido. Enquanto 13,5% dos entrevistados foram levados por um familiar, 55% fizeram sua primeira visita em excursões escolares. Essa associação entre museu e escola teria contribuído para uma ideia de que museu é um local com regras rígidas, onde não se pode fazer barulho e a aprendizagem ocorre de forma passiva. Para cativar a atenção do público, os especialistas que participaram do estudo apontaram para a necessidade de os museus se reinventarem como espaços onde o público pode viver experiências e, também, apostarem em ciclos mais dinâmicos de exposições, inspiradas nas atividades dos centros culturais.

De todos os tipos de empreendimentos no Brasil e mesmo em outros países, nenhum tema maior exigência de área mínima do que postos de combustíveis (1.500m² no mínimo, em Belém). Esse tipo de empreendimento, em geral, preenche os espaços com conveniências diversas, minimizando a lacuna urbanística que representam. O espaço de um posto não poderia, então, disseminar conhecimento, transformando-se em um museu? Museu de território (ou a céu aberto)? A implementação de tal proposta acompanharia, assim, o desenvolvimento das novas tipologias museológicas abordadas, por ex., por Kaseker (2014), em que “o modelo de museu-templo, lugar dos produtos da ação, é substituído pelo museu-fórum, lugar de ação, onde os diferentes atores-sujeitos da sociedade–incluindo aqui os profissionais do museu e o público – dialogam e se confrontam, buscando a explicação de contradições... De outro ângulo, antes visto apenas como depósito de coisas velhas, preservadas para contemplação e de leite, o museu passa a ser engendrado como um processo e um fenômeno cultural, que possui forte articulação com seu contexto social, territorial e histórico”.

A FORMATAÇÃO DO ESPAÇO

O posto Amazônia Nossa funciona sob uma das esculturas do museu, o Monumento Floresta de Cristais, uma escultura em aço no formato de duas árvores, cujo teto, ao invés de folhas, possui simulados gigantes, também em aço, de cristais de minerais do Pará e da Amazônia. A concepção do monumento visou dar destaque às riquezas minerais da região, ao colocar suarepresentação sobreovisitante, uma vez que na natureza ocorrem na subsuperfície, e o espaço em que ocorre sua exploração é enclausurado pelas mineradoras. Além disso, é importante desmistificar que a floresta e suas riquezas, em especial vegetais, são o bem mais cobiçado da região, pois a riqueza mineral é bem desafra única, ou seja, uma vez esgotado, não se recupera, não volta a existir, e para a população sobra, quase sempre, locais devastados para recuperação ambiental e muito pouco de desenvolvimento.

Além do posto como âncora, para garantir o aporte de pessoas, incluindo a população que não utiliza postos de combustíveis, a segunda âncora eleita consiste em um caixa eletrônico (Saque e Pague), uma vez que a carência nesse tipo de serviço é uma queixa da população local. Esse caixa eletrônico não foi colocado na zona oculta do posto, uma vez que tem também a finalidade de receber a sangria do faturamento, nem dentro de uma loja de conveniência, restrita apenas aos clientes, mas do lado de fora, para uso geral.

O espaço para o caixa engloba várias atrações. Ao seu redor, desenvolve-se o PisoHistória da Terra, com rochas inservíveis do Pará, gentilmente cedidas pelo SGB-CPRM através de projeto específico (João *et al.* 2018), arranjadas como mosaico em conjunto com réplicas de fósseis, simbolizando a transformação dos cerca de 4,56 bilhões de anos da Terra em cerca de 25 metros. Dessa forma, por exemplo, o visitante pode andar sobre a Terra na sua fase mole, observar o meteoro que separou a Lua da Terra, passar por Carajás, Uatumã e o maior vulcão que já existiu na Terra, e prosseguir para os períodos em que as rochas sedimentares aparecem em maior abundância juntamente com fósseis, até as pegadas de dinossauros amazônicos, a separação dos continentes, etc. Ele pode fazer sua visita com guia, mas também fazer individualmente, obtendo informações por QR-Code.

O caixa eletrônico encontra-se alojado em uma cuia emborcada, cuia paraense, patrimônio nacional, denominada Cuia Histórias do Pará. A tradição das cuias adornadas vem da comunidade dos pinta-cuia, artesãos de Monte Alegre e Santarém. Na cuia estão retratadas quatro fases: 1) Monte Alegre (única fase retratada em duas dimensões) e a quebra de paradigma que suas pinturas rupestres provocaram, 2) Fase daes plendo rosa cerâmica Marajoara-Santarena,3) Fase da Guerra dos Cabanos que transformou o Pará em um país à parte por cerca de um ano e 4) Fase do Ciclo da Borracha que, a despeito de sua magnitude econômica muito inferior à do ciclo de extração mineral atual, trouxe benefícios claros para a população, o último dos quais foi a construção da Basílica de Nossa Senhora de Nazaré, que na cuia aparece acoplada a um vitralsuntuoso da Santa, com técnica desenvolvida para a sua execução e usand omotivos amazônicos e a representação do Divino, com esplendor em material inservível (cacos de vidros temperados quebrados).

A essas atrações juntar-se-ão outras, em construção já ao longo de anos. As características mais interessantes do MUHAMA não são seu desenvolvimento dentro do espaço de um posto de combustíveis, nem se encontrar disponível à visitação 24 horas por dia, nem a possibilidade de se tornar um formidável meio de marketing de reconhecimento das Geociências e de seus profissionais, massero resultado da combinação de ciênciae arte são pitadas de arte contemporânea com suas técnicas inovadoras, capaz de incentivar a reflexão e emprestar caráter lúdico à ciência, bem como estimular o desenvolvimento crítico.

AÇÕES REALIZADAS

A 1ª fase do MUHAMA entrou em funcionamento no dia 20 de maio de 2022 como parteda20ª.Semana de Museus,organizada pelo Instituto Brasileiro de Museus (Ibram). Desde lá, o MUHAMA tem participado dos eventos do Ibram que ocorrem em cada um dos semestres do ano. Desde o primeiro evento conta com a coparticipação do Museu de Geociências da UFPA(MUGEO)e, a partir desse, com a presença do *stand* da Sociedade Brasileira de Geologia (SBG) Núcleo Norte com a distribuição de brindes.

A sobrevivência do museu e de seu ideário, em especial a visitação por alunos e professores de escolas, levou à criação da Associação Amigos do Museu Histórias da Amazônia (AMUHAMA) por dezesseis mulheres, sócias fundadoras denominadas sócias zirconitas. “A ASSOCIAÇÃO tem por finalidade apoiar o MUSEU visando a difusão e conservação do acervo, bem como o desenvolvimento de ações culturais com ênfase socioambiental ligadas aos chamados reinos vegetal e animal (biosfera)e, em especial,ao reino mineral (litosfera,atmosfera ehidrosfera) sobretudodo Pará e da Amazônia,voltadas à conscientização econsequente apreensão de cidadania, melhoria de qualidade de vida, transformação da realidade ao redor e redução da discriminação contra áreas de periculosidade locais e seus moradores” (AMUHAMA, 2023).

O site do Museu (https://postoamazonianossa.com.br) vem sendo lentamente enrique- cidocom informações sobre as atrações. Nele está sendoadicionadooestatutodaAMUHAMA bem como informações de como pessoas físicas e jurídicas podem se associar e ajudar nos esforços que contribuam para mudanças do cenário aqui reportado.

AÇÕES ASEREM REALIZADAS

São muitas as ações a serem realizadas para consolidação, divulgação e obtenção deresultados do MUHAMA. A principal será testar a reação do público, em especial de escolas, destacando-se os grupos formados por alunos mais novos, afinal são eles os agentes do futuro. Há muito a aprender como teste das práticas ora definidas e outras ainda, oferecidas por colegas e instituições com propósitos análogos. Devido ao exposto, é imprescindível e muito ansiada a troca de experiências com os mesmos, quebrando-se os obstáculos que a distância na escala amazônica impõe. Salienta-se, também, que o Museu trabalhará no desenvolvimento de temas queserão periodicamente renovados. Até 2025, o tema será lixo, com ênfase em sua inter relação com aTerra, com as Geociências, bem como estará aberto para ações e parcerias diversas.

Finalmente, a decisão de tornar pública a história do MUHAMA duranteo17° Simpósio de Geologia da Amazôniafoitomadaconsiderando-sequeelefoimotivadoporGeociênciasna Amazônia e, portanto, é dentro desse evento, dentro da Amazônia, que a sua primeira apresentação tem que obrigatoriamente ocorrer.

Agradecimentos

Às zirconitas, que já mostram como poderá ser significativa a atuação da AMUHAMA nas ações do Museu; ao SGB-CPRM, na figura da então chefe da litoteca, Sra. Denise Corrêa Lobato, e dos geólogos Xafi da Silva Jorge João e Maria Telma Lins Faraco, que, dentro do Projeto Piso História da Terra submetido ao SBG (maio de 2018), apoiaram a árdua separação de rochas inservíveis para construção do piso, tendo Xafi, mesmo aposentado, continuado a dar apoio técnico; aos responsáveis pelas entidades que têm participado dos even- tos Ibram junto com o MUHAMA: o representante da SBG-Núcleo Norte, César Lisboa Chaves, e os Profs. Pabllo Henrique Costa dos Santos do MUGEO e, em especial, seu fundador,o Prof. Marcondes Lima da Costa, quem há anos esclarece as dúvidas técnicas e divide a experiência frente aos obstáculos referentes à criação de museus.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A MUHAMA, 2023. Estatuto Social 2023 da Associação de Amigos do Museu Histórias da Amazônia (AMU- HAMA). 11p. (21 de maio de 2023).

IBGE. 2010. Censo 2010 revela: mais da metade dos domicílios situavam-se em locais sembueiros. https://agenciadenoticias.ibge.gov.br/agencia-sala-de-imprensa/2013-agencia-de-noticias/releases/14220-asi-censo-2010-revela-mais-da-metade-dos-domicilios-situavam-se-em-locais-sem-bueiros. Acesso: 12/07/2023.

IBGE. 2022. Censo Demográfico 2022. População e domicílios. Primeiros resultados. https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv102011.pdf. 75p. Acesso em 22/07/2023.

João X.S.J., Faraco M.T.L., Costa-e-Silva L.M. 2018. Projeto PISO HISTÓRIA DA TERRA. Submetido à SUREG-BE, GERIDE, GEHOTE, GEREMI – SGB em 8.5.2018.

Kaseker, D. P. 2014. *Museu, território, desenvolvimento: Diretrizes do processo de musealização na gestãodo patrimônio de Itapeva (SP).* MS Dissertation, Programade Pós-Graduação Interunidades em Museologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 287 p.

Oi Futuro. 2019. Pesquisa de Tendências: Narrativas para o futuro dos museus. https://oifuturo.org.br/pes-quisa-museus-2019/#form_multiple. Acesso em 12/07/2023.

GEODIVERSIDADE NO ENSINO DE GEOGRAFIA: USO DE HISTÓRIAS EM QUADRINHOS (HQS)

Luciana, Freire[1]; Joselito, Lima[2]; Jamylle, Cook[3]; Sthefany, Souza[4]; Gabriel, Lopes[5]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará - IFPA[2] ; Universidade Federal do Pará - UFPA[3]; Universidade Federal do Pará – UFPA[4]; Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará – IFPA[5]

lucianamf@ufpa.br; joselito.lima@ifpa.edu.br; jamyllepiresc.11@hotmail.com; sthefanysouza50@gmail.com; user47809@gmail.com

RESUMO

As histórias em quadrinhos (HQs), possuem uma linguagem de fácil compreensão e elementos que visualmente cativam o leitor, principalmente o público jovem, de modo que podem ser utilizadas como ferramenta de ensino. A proposta do uso de HQs para o ensino de Geografia apresenta-se como uma possibilidade de linguagem mista, onde há uma predominância de recursos visuais que podem ser utilizados para o aprendizado sobre os elementos físicos da natureza. Com objetivo de transmitir de forma prática, acessível e atrativa alguns conceitos acerca da Geodiversidade Paraense, este artigo tem a HQ como um meio de ensino na Geografia, utilizando personagens criados a partir da cultura local. A contação de histórias é feita por personagens do cotidiano paraense criados e adaptados para a linguagem dos quadrinhos. Os personagens realizam uma viagem por diferentes paisagens da Amazônia paraense, apresentando-as e ensinando sobre as características físico-geográficas, com foco no conceito de Geodiversidade. Nesse sentido, as HQs apresentam-se como uma estratégia alternativa e dinâmica auxiliando o ensino e aprendizagem multidisciplinar da Geografia.

PALAVRAS-CHAVE: Geodiversidade; Ensino de Geografia; Amazônia; Histórias em Quadrinhos.

INTRODUÇÃO

Este artigo tem como principal objetivo desenvolver por meio do uso de Histórias em Quadrinho (HQs) um recurso didático para a divulgação sobre os conhecimentos de Geografia Física, tomando-se como destaque os conceitos sobre Geodiversidade, a qual compreende a diversidade geológica (aspectos abióticos) incluindo não somente os testemunhos derivados de um passado geológico, como o caso dos minerais, rochas e fósseis, como também aqueles processos atuais que darão origem a novos testemunhos, tais como mudanças na paisagem, variação do nível dos oceanos, sedimentação, etc. (Brilha, 2005; ProGEO, 2011; Rodrigues e Pedrosa, 2013). “A existência de professores do ensino básico, conscientes dos múltiplos usos da geodiversidade nas sociedades humanas é algo relevante para a identificação dos elementos de destaque nos territórios e para a difusão dos demais valores dos elementos abióticos da natureza [...]” (Pereira; Rios e Garcia, 2016, p.204).

Por sua vez, o ensino da geografia escolar, em especial a geografia física, aborda conteúdos ou tópicos intrinsicamente relacionados a temática, tais como: aspectos geológicos (minerais, tipos de rochas e fósseis), aspectos geomorfológicos (tipos de relevo), solos, entre outras. Dessa

forma, faz-se necessário a criação de ações geoeducativas, voltadas para a difusão e valorização da temática Geodiversidade nas escolas, capaz de quebrar a apatia dos alunos em relação ao ensino de geografia, adequando o conteúdo a ser ministrado com a realidade do aluno para que os objetivos desejados sejam alcançados de forma satisfatória.

As HQs, por possuírem uma linguagem mista (verbal e não verbal) de fácil compreensão e elementos que visualmente cativam o leitor, principalmente o público jovem, podem ser aplicadas como ferramenta didática em sala de aula. Algumas dessas propostas pedagógicas são encontradas em Rama (2005), onde através da análise de HQs em sala de aula, temas geográficos como cartografia, escala, paisagem, economia, espaço rural e urbano, geopolítica etc., são apresentados, debatidos e ensinados, fazendo uso da multidisciplinaridade para que o rendimento dos alunos seja alcançado.

Vale ressaltar que essa iniciativa faz parte do projeto de extensão "O Uso de História em Quadrinhos (HQs) no Ensino de Geografia Física", que é uma proposta ligada ao projeto de pesquisa "Geodiversidade da Amazônia Paraense", ambos desenvolvidos no curso de Licenciatura em Geografia, *Campus* de Ananindeua, da Universidade Federal do Pará (UFPA).

MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos metodológicos foram divididos em quatro etapas, sendo elas: levantamento bibliográfico, produção de um banco de imagens fotográficas, criação dos personagens e elaboração dos quadrinhos.

O levantamento bibliográfico consistiu na obtenção de informações relacionadas à temática da pesquisa, que subsidiou um arcabouço teórico referente aos conceitos de Geodiversidade, Geopatrimônio e Geossítio. Desse modo, foram levantadas bibliografias de autores que tiveram fundamental importância para o embasamento teórico desta pesquisa, como por exemplo: Gray (2004, 2005), Xavier, Meneses e Cavalcante (2017) e Meira et al (2016).

Na segunda etapa foram criado um banco de imagens contendo fotografias de diversas paisagens, de belezas cênicas, que representam a imensa Geodiversidade paraense, como: cavernas, relevo ruiniforme, ilhas, falésias fluviais, cachoeiras, figuras rupestres entre outros. Vale ressaltar que esse inventario fotográfico vem sendo realizado desde o ano de 2015, através de trabalhos de campos, em diversos municípios do Estado do Pará (Altamira, Belém, Bragança, Brasil Novo, Curuçá, Medicilândia, Marapanim, Irituia, Óbidos, Salinas e Vitoria do Xingu).

Durante os trabalhos de campo foi feita a utilização do *Global Navigation Satellite System* (GNSS) através do sistema de navegação *Global Positioning System* (GPS), aparelho *Garmin eTrex* 20, para a marcação da geolocalização da área pesquisada, Câmera Digital Sony Cyber-shot DSC-H300 20.1M para documentação fotográfica e caderneta de campo para anotações e detalhamento da paisagem.

Na terceira etapa foi a criação dos personagens, garça namoradeira e urubu malandro, a partir da música *No Meio do Pitiú*, de composição e interpretação da cantora Dona Onete, que é carregada de características da cultura regional paraense.

Na quarta etapa foram feitas a escolha das fotografias a serem utilizadas na confecção dos quadrinhos, os quais foram elaborados em *softwares* de edição de imagem (*Canva*, disponível *on line* com versão gratuita). O resultado é a combinação dos desenhos (personagens) feitos a mão e aperfeiçoados em *softwares* de edição (tais como *Paint, SketchBook, Photoshop, etc*), que por sua vez se encaixam na ambientação fotográfica.

RESULTADOS

As histórias em quadrinhos, por fazerem um forte uso de recursos visuais, tornam-se muito atrativas para os alunos, principalmente por eles já terem contato por meio seus personagens e heróis favoritos. Pode ser incrível o potencial pedagógico envolvido na realização de uma História em Quadrinhos (Eisner, 1995), e algumas dessas propostas pedagógicas são encontradas em Rama (2005), onde através da análise de HQs em sala de aula, temas geográficos como cartografia, escala, paisagem, economia, espaço rural e urbano, geopolítica, etc. são apresentados, debatidos e ensinados, fazendo uso da multidisciplinaridade para que o rendimento dos alunos seja alcançado de forma mais eficiente.

Dessa forma, ao utilizar em sala de aula uma HQ que contenha os conceitos chave da Geografia e suas áreas mais específicas, como é o nosso objetivo com a Geodiversidade, poderemos divulgar e compartilhar com esses alunos os Patrimônios Geológicos de seu país, estado ou cidade, com personagens que representem um pouco de sua cultura local.

As HQs apresentam-se como uma estratégia alternativa, utilizadas no auxílio ao ensino e aprendizagem multidisciplinar da Geografia. Nesse sentido, esta pesquisa apresenta uma contação de histórias feita por personagens figurativos, tais como fábulas (animais ou elementos da paisagem natural que apresentam características humanas), adaptados para a linguagem dos quadrinhos como atividade educativa. Os personagens foram criados a partir da música *No Meio do Pitiú*, de composição e interpretação da cantora Dona Onete, que é carregada de características da cultura regional paraense. A referida música conta uma história de amor retratada por elementos comuns à paisagem dos locais nela registrados: o Ver-o-Peso, feira popular da cidade de Belém, ponto de partida da HQ (fig.1). No trecho "A garça namoradeira namora o malandro urubu." descreve, literalmente, a existência constante das aves, garças (*Ardeidae*) e urubus (*Coragyps atratus*), que compõem a paisagem naquele espaço. Essas aves são atraídas pelo marcante cheiro de peixe (popularmente chamado de *pitiú*). Figurativamente, a passagem da canção descreve um romance por meio das características do povo.

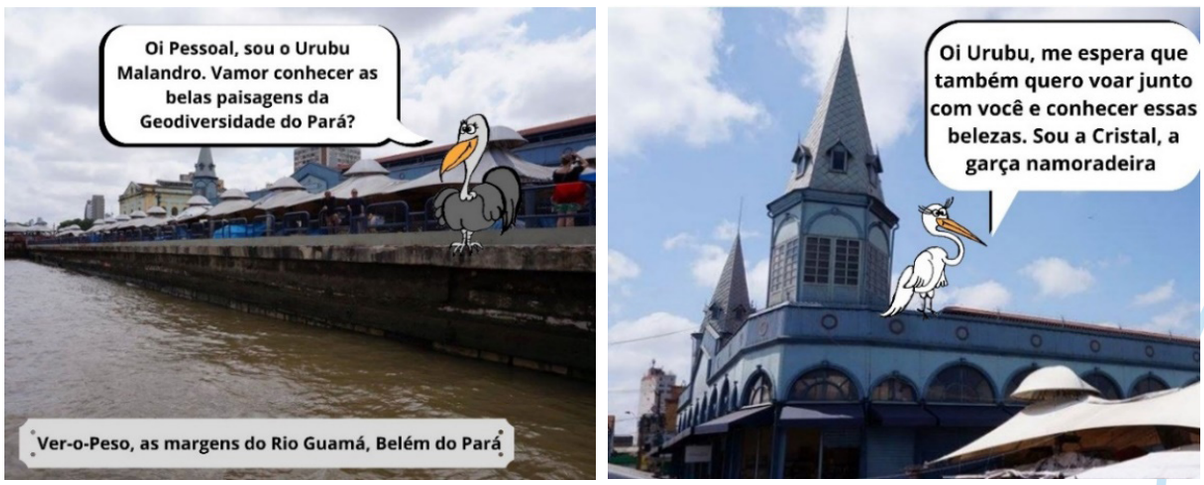


Figura 1. Primeira tira da História em Quadrinhos "Conhecendo a Geodiversidade do Pará". Elaboração: Luciana Freire, 2020.

A partir desse ponto, a HQ desenvolve-se com o sobrevoo dos personagens nas paisagens com destaque em sua Geodiversidade, tais como Ilha de Mosqueiro (Belém): praias com afloramentos areníticos e falésias fluviais; Vila Pedra (Irituia): estruturas de afloramentos de arenitos

em formato ruiniforme; Cavernas Pedra da Cachoeira (Altamira), Planaltina (Brasil Novo) e Limoeiro (Medicilândia): cavidades naturais desenvolvidas em rochas areníticas; Gruta Leonardo da Vinci (Vitória do Xingu): cavidade natural em rocha de folhelho; Praias de Bragança e Salinópoles: costa litorânea; Curuçá e Marapanim: praias de água doce com terrenos arenosos e inundáveis, além da geomorfologia fluviomarinha; e Óbidos: falésias fluviais.

DISCUSSÕES

Verifica-se nas últimas décadas um aumento no número de trabalhos e pesquisas relacionados a temática Geodiversidade que pode ser definida como a "variação natural (diversidade) de aspectos geológicos (rochas, minerais, fósseis), geomorfológicos (formas da Terra, processos físicos) e de solo. Inclui suas composições, relações, propriedades, interpretações e sistemas" (Gray, 2004 *apud* Gray, 2005, p.5). No entanto, esse crescimento ainda continua restrito a produção técnica e acadêmica, o que torna emergente uma maior divulgação da temática. "A divulgação da geodiversidade para a sociedade é pouco disseminada, mesmo sabendo que seu estudo é importante para o entendimento dos processos da evolução e da dinâmica da Terra." (Xavier, Meneses e Cavalcante, 2017, p.61).

Sendo assim, o ambiente escolar desponta como porta de entrada para a difusão da temática Geodiversidade nos vários níveis da educação básica, em particular no ensino fundamental e médio. No entanto, "observa-se que nas instituições escolares pouco se fala sobre a origem, relação e até dependência dos componentes da geodiversidade" (Alencar, 2013, p.99), fato que contribui para o desconhecimento do assunto por parte dos professores e alunos, além da ausência desse tema em livros didáticos.

Vale ressaltar que documentos normativos que regem a educação brasileira, tais como Parâmetros Curriculares Nacionais (PCN), Parâmetros Curriculares Nacionais para o Ensino Médio (PCNEM) e Base Nacional Comum Curricular (BNCC) não fazem referência direta a palavra Geodiversidade. No entanto, existem vários conteúdos, no ensino de ciências e geografia, que possuem grande potencial para trabalhar com a temática, contribuindo assim com sua divulgação nas escolas.

Diante de notável representatividade contida na Amazônia Paraense, foi realizado um levantamento de seu patrimônio geológico e geomorfológico, bem como destacar pontos de interesse científico, ambiental e cultural que podem, posteriormente, serem considerados geossítios. O Geopatrimônio refere-se a um conjunto de locais com valores excepcionais no que diz respeito aos elementos geológicos e geomorfológicos. Estes locais, por sua vez, podem receber a denominação de geossítios, os quais são delimitados geograficamente, uma vez que sejam elencados valores do ponto de vista científico, turístico e educacional. Assim, as histórias em quadrinhos são voltadas para a divulgação científica sobre a geodiversidade do Pará, que se desenvolve por meio de contação de histórias a partir de um enredo referente a um passeio geoturístico pelas paisagens inventariadas na pesquisa. Destaca-se, ainda, o fato de vários dos cenários apresentados exibir transformações paisagísticas, de ordem natural e, mais recentemente, antrópicos, que explicam o arranjo atual da paisagem local. Importante se faz destacar a finalidade de analisar o imaginário coletivo e os aspectos simbólicos da relação das comunidades locais com o patrimônio geológico paraense.

Nesse contexto, a geoeducação está relacionada com o desenvolvimento de práticas educativas vinculadas à Educação Ambiental, na qual as HQs estão inseridas. Já "as práticas geoturísticas apresentam um acentuado viés educativo, buscando além da contemplação o entendimento da paisagem, sendo a geoeducação, em conjunto com técnicas de comunicação ambiental, a base para isso" (Meira et al, 2019, p.391). Nesse sentido, as HQs apresentam-se como uma estratégia alternativa, utilizadas no auxílio ao ensino e aprendizagem multidisciplinar da Geografia.

CONCLUSÕES

Por meio das leituras realizadas e das análises feitas acerca do assunto abordado, constata-se que o uso de HQs para o ensino e divulgação da Geografia com foco na Geodiversidade possuem um grande potencial para a compreensão do espaço geográfico e as dinâmicas que o cercam. As HQs permitem a apreensão dos saberes, ao tempo em que "conecta" o aluno em um universo que ele reconhece como seu, portanto, com maior afinidade e capacidade de assimilação de conteúdo, noções e conceitos que permeiam as ciências.

Vale ressaltar que adaptar um texto para o formato da HQs objetiva principalmente na divulgação e a transmissão de conhecimento sobre geodiversidade através de uma linguagem simples, atrativa e acessível ao ensino escolar. Trata-se de um formato atraente ao público infanto-juvenil (ensino fundamental e médio), além de conter elementos em seu formato que contribuem para a absorção didática dos conhecimentos, constituindo assim uma excelente ferramenta para práticas pedagógicas.

Esperamos que este artigo sirva de inspiração para os demais discentes e docentes, no sentido que todos possamos expandir o conteúdo científico que produzimos em nossa jornada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alencar, R. 2013. *A geodiversidade da Ilha de Santa Catarina:* explorando seu valor didático no 6º ano do ensino fundamental. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, Curitiba, 164 p.

Brilha, J.B.R. 2005. *Patrimônio geológico e geoconservação*: a conservação da natureza na sua vertente geológica. Palimage, 190 p.

Eisner, W. 1995. *Quadrinhos e Arte Seqüencial*. Martins Fontes, 192 p.

Gray, M. 2004. *Geodiversity*: valuing and conserving aciotic nature. John Wiley & Sons, Ltda, 512 p.

Gray, M. (2005). Geodiversity and Geoconservation: *What, Why, and How?* The George Wright Forum, 22(3), 4–12. http://www.jstor.org/stable/43597951

Meira, S. A.; Nascimento, M. A. L.; Medeiros, J. L.; Silva, E. V. 2019. Aportes teóricos e práticos na valorização do geopatrimônio: estudo sobre o projeto Geoparque Seridó (RN). *Caminhos de Geografia*, **20**: 384-403.

Moura-Fé, M. M.; Nascimento, R. L.; Soares, L. N. 2017. Geoeducação: Princípios teóricos e bases legais. In: XVII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 2017. *Anais.*Unicamp: 3054-3065.

ProGEO, 2011: *Conserving our shared geoheritage* – a protocol on geoconservation principles, sustainable site use, management, fieldwork, fossil and mineral collecting.10 p.

RAMA, Angela. 2005. Os quadrinhos no ensino de geografia. In: BARBOSA, Alexandre et al (Org.) Como Usar as Histórias em Quadrinhos na Sala de Aula. 2 ed. Contexto: 87-104.

Rodrigues, S.C, Pedrosa, A.S. 2023. Analise da perda de Geodiversidade (Patrimônio Geomorfológico) em função da construção de barragens. In: Rodrigues, S.C.; Mercante, M. A. (org). 2013. *Avaliação sócio-ambiental do domínio dos cerrados e pantanal*: métodos e técnicas. Anhanguera - Uniderp:7-22.

Pereira, R.G.F.A.; Rios, D.C.; Garcia, P.M.P. 2016. Geodiversidade e Patrimônio Geológico: ferramentas para a divulgação e ensino das geociências. Terra e Didática, 12: 222-234.

Xavier, L. S.; Meneses, L. F.; Cavalcante, M. B. 2017. Ensinando Geodiversidade a partir de jogos didáticos. *Revista de Ensino de Geografia*, **8**: 157-182.

O LIOZ PORTUGUÊS COMO PEDRA COLONIAL DE EDIFICAÇÕES DO CENTRO HISTÓRICO DE MANAUS

Márcia Carvalho de Oliveira[1]; Roberto Cesar de Mendonça Barbosa[1]

Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas-PPGGEO/UFAM

marciacarvalho2237@gmail.com; rcbarbosa@ufam.edu.br

RESUMO

Os edifícios patrimoniais do Centro Histórico de Manaus guardam em seu tecido urbano a petrificação de um passado colonial. O calcário de lioz foi amplamente inserido nas construções do século XIX de Manaus devido a ascensão econômica e ligado ao monopólio da exploração e a comercialização do látex. Assim, essa pesquisa realizou um mapeamento nos prédios mais emblemáticos do centro histórico que contém o calcário de lioz em suas estruturas, tanto com elementos estruturais como de ornamentação, afim de registrar as ocorrências dessa rocha e expandir a geoinformação dos bens geopatrimoniais. Foram mapeadas oito edificações: Teatro Amazonas, Catedral Metropolitana, Igreja dos Remédios, Centro Cultural Palácio da Justiça, Mercado Adolpho Lisboa, Paço da Liberdade, Instituto Benjamim Constant e Colégio Amazonense Don Pedro II,organizados em edificações culturais, religiosas e acadêmicas. Com isso, foi identificado que a maior ocorrência do calcário de lioz ocorrecomo elementos ornamentais em escadarias, calçamento e meio fio, além disso, as edificações que possuem maior concentração desse material são Teatro Amazonas e Catedral Metropolitana de Manaus.

PALAVRAS-CHAVE: Calcário de Lioz, Geopatrimônios, Edifícios Históricos.

INTRODUÇÃO

Edifícios históricos compõem parte da memória arquitetônica das cidades e são o reflexo de motivações político-econômicas de um povo ou costumes materializados. Em razão disso, grandes metrópoles guardam no seu tecido urbano características multidisciplinares que podem ser exploradas didaticamente em análises históricas, turísticas, históricas, ambientais, geográfica e, principalmente, a respeito da geologia urbana (Guimarães *et al.,* 2020; Soares *et al.,* 2022).Em Manaus, essas edificações centenárias expõem à vitrine do presente, o passado do Brasil colonial petrificado através de rochas portuguesasconhecidas como calcário de lioz ou lioz português.

O calcário de lioz está intrinsicamente ligado a capital amazonense desde o século XIX em razão do monopólio de extração e comercialização do látex. Esse período foi fortemente marcado pela incorporação de elementos arquitetônicos da coroa portuguesa em construções coloniais com o objetivo de tornar a "cidade morena" a pequena "Paris dos Trópicos" (Mesquita 2011). Assim, algumas edificações de Manaus e de capitais do Brasil foram construídas e/ou restruturadas com calcário de lioz advindas diretamente de Portugal, dita como a "pedra real portuguesa" (Capelato & Cardoso, 2017). Devido da ampla utilização do dessa rocha, bem como

seu valor histórico e cultural, em 2018 a União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS) reconheceu o calcário de lioz como *Global Heritage Stone Resouse* (GHSR), fomentando ainda mais o mapeamento e análises desse material rochoso nas grandes cidades (Tasca *et al.,* 2018; Polck *et al.*, 2020; Lima *et al.*, 2021; Mozer *et al.*, 2022).

A cidade de Manaus recebe em média 500 mil turistas ao ano em busca das mais variadas vivências que o calor amazonense proporciona, a exemplo da gastronomia e cultura, dispostos nos prédios patrimoniais (Amazonastur, 2020). O Centro Histórico de Manaus reúne muitos desses atrativos, porém o que muitos desconhecem são as petrificações da antiga Manaós estruturadas e ornamentadas com calcário de lioz. Algumas construções possuem mapeamento detalhado do uso docalcário, especialmente através de roteiros geoturísticos baseados em fósseis cretáceos (Silva, 2019; Oliveira e Barbosa, 2018; 2020; Barbosa *et al.,* 2021, Oliveira, 2022), porém ainda há muito a ser feito para a propagação da geoinformação deste GHSR. Desta forma, esta pesquisa visou o mapeamento e tipo de uso do calcário de lioz no Centro Histórico de Manaus com o intuito da ampliação do portifólio histórico-turístico e geológico para a geoconservação dos bens geopatrimoniais da antiga Manaós.

MATERIAIS E MÉTODOS

Esta pesquisa realizou um mapeamento das ocorrências do calcário de lioz, bem como tipo de uso nos prédios históricos mais emblemáticos do centro de Manaus. Desta forma e baseada na metodologia observada por Polck *et al.* (2020), que incluem relevância patrimonial, cultural, acessibilidade e segurança, foram selecionados oito edificações, tais como o Teatro Amazonas, a Catedral Metropolitana, a Igreja dos Remédios, o Centro Cultural Palácio da Justiça, o Mercado Adolpho Lisboa, o Paço da Liberdade, o Instituto Benjamim Constant e o Colégio Amazonense Don Pedro II (Figura 1).

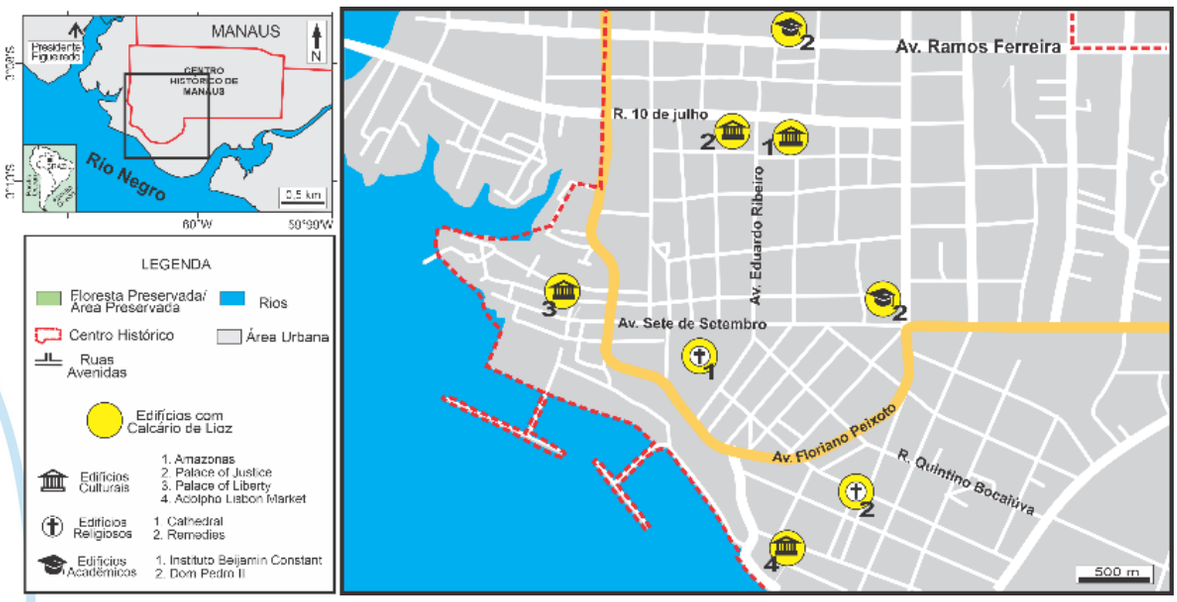


Figura 1. Mapa de localização do Centro Histórico de Manaus com as edificações selecionadas para o mapeamento do calcário de lioz.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

O mapeamento do calcário de lioz no Centro Histórico de Manaus permitiu reconhecer a sua utilização como elementos arquitetônicos estruturais e de ornamentação em calçamentos, escadarias, passeios externos, fachadas, soleiras de portas, colunas e objetos religiosos (Figura 2). Todas essas ocorrências foram discriminadas em três categorias de acordo com a utilização da construção histórica: culturais, religiosas e acadêmicas.



Figura 2. Ocorrências do calcário de lioz nas construções históricas do centro de Manaus. (A) Calçamento externos do entorno do Teatro Amazonas e escadarias centrais. (B) Hall entrada do Palácio da Justiça com destaque para escadaria e degraus de acesso. (C) Fachada do Paço da Liberdade com guarnições de porta e janela em calcário de lioz com destaques para colunas e escadaria princial. (D) Pavimentação do piso interno do Mercado Adolpho Lisboa. (E) Escadarias de acesso a Igreja dos Remédios com variação de coloração do calcário de lioz. (F) Frontíspicio da Catedral Metropolitana de Manaus com destaque para as escadarias princicais e destaque para as guarnições das portas centrais. (G) Escadarias centrais da área externa do Instituto Beijamin Constant. (H) Ladrilhos e meio fio do hall de entrada do Colégio Amazonense Don Pedro II.

Edifícios Culturais

A cidade de Manaus reúne uma gama de edificações culturaiscoloniais. Essas construções datam do período áureo da borracha e, além de embelezar a cidade, asseguravam a coroa portuguesa a conquista e uso do território amazonense (Capelato & Cardoso, 2017). Esses edifícios arquitetônicos mesclados aos prédios modernos, representam um dos maiores testemunhos de uma fase ímpar no Brasil e em razão disso, entraram para a lista de patrimônio histórico da cidade (IPHAN, 2014). Nessa pesquisa, os edifícios culturais mapeados são representados pelo Teatro Amazonas, Centro Cultural Palácio da Justiça, Mercado Adolpho Lisboa e Paço da Liberdade.

De forma geral, ocalcário de lioz mapeadonessa categoriaocorremajoritariamente nas escadarias e calçamentosde acesso dessas construções. As escadarias, em especial, contêm os exemplares mais bonitos devido a variedade de cor etextura indicada por bioclastos preservados de bivalves e gastrópodes, a exemplo do Teatro Amazonas e do Palácio da Justiça(Figuras 2A e 2B). No Teatro Amazonas todo calçamento externo é composto por lajotas decalcário de lioz com coloração acinzentada, principalmente com fósseis de gastrópodes. As escadarias que bordejam o edifício também são ornamentadas em liozportuguês mais avermelhado predominantemente com bioclastos de bivalves. Além, disso, partes do piso interno foram ornamentados por pavimentos retângulares de lioz com cores rosadas, amareladas e acinzentadas.

Por sua vez, o Paço da Liberdade está localizado no conjunto arquitetônico do Marco Zero. A incorporação dapedra real portuguesa está presente como elementos arquitetônicos como colunas, guarnições de portas e janelas (Figura 2C), além disso, os espelhos e degraus da escadaria principal possuem belos exemplares de fósseis de rudistas. Em outros casos, esse calcário abrange uma área significante do piso, como exemplo o Mercado Adolpho Lisboa. Anteriormente, todo calçamento do mercado era composto porcalcário de lioz, porém devido revitalizações, hoje esse material pétreo se resume somenteà alas centrais, laterais e calçamentos externos do edifício (Figura 2D).

Edifícios Religiosos

Os primeiros templos edificados da cidade de Manaus são representados pela atualcatedral da cidade e a Igreja dos Remédios, cujas histórias de construção refletem os principais marcos políticos, sociais e econômicos da antiga Manaós.O calcário de lioz trazido de Portugal para São José da Barra do Rio Negro, antigo nome da cidade de Manaus, foi inicialmente inserido na reconstrução da Igreja Matriz,porém devido o desenvolvimento urbano, outras edificações religiosas foram construídascom a inserção do Calcário de Lioz, a exemplo da igreja dos Remédios (Oliveira, 2022).

Essas edificações exibem nas suas estruturas uma diversidadede uso do calcário de lioz. A Igreja dos Remédios,por exemplo, apresenta o calçamento externo composto por lioz português em forma de pavimentos retangulares de coloração mais acinzentadas bastante degradados devido a exposição antrópica. Ao redor do edifício existe uma escadaria com acesso as entradas principais e laterais também composta por calcário de lioz, porém diferenciados devido a variedade de bivalves que destaca uma coloração mais avermelhada (Figura 2E).

Por sua vez, aCatedral Metropolitana de Manaus exibe em seu frontispício calcário de lioz nas soleiras e guarnições de porta, bem como nos espelhos e degraus da escadaria central(Figura 2F). Na porção interna, o átrio revela pias batismais feitas em liozde coloração rosada e pisos retangulares de lioz esbranquiçados em mosaico com rocha graníticamelanocrática.Ademais, completam a ornamentação interna as alas laterais, paredes de altares e sacrário compostos pela rocha real portuguesa, além de pequenos adornos na estrutura da igreja. Externamente, todo calçamento da catedral é composto porlioz português em forma de pequenos pavimentos retangulares de coloração cinza-esbranquiçada.

Edifícios Acadêmicos

As edificações acadêmicas da antiga Manaós foram construídas com o intuito de promover uma educação básica diante ao desenvolvimento social local (Braga et al., 2018). Atualmente prédios como o Instituto Benjamin Constant e Colégio Amazonense Don Pedro II guardam em sua estrutura a petrificação do calcário de lioz em escadarias, passeios externos, calçamento e meio fio (Lima, 2014).

O Instituto Benjamin Constant, chamado antigamente de Asilo Orfanológico Elisa Souto, foi inaugurado no final do século XIX com a finalidade de oferecer ensino moral e doméstico para meninas órfãs(Lima, 2014). Esse edifício exibe calçamento lateral com pequenos pavimentos de lioz português contendo fósseis de gastrópodes. Já a escadaria frontal é destacada por sua coloração rosada/avermelhada e pelo conteúdo fossilífero de rudistas (Figura 2G).

Por sua vez, o Colégio Amazonense Don Pedro IIpossui uma exuberante escadaria central toda confeccionada em liozportuguês com duas colunas baixas de apoio com coloração rosada contendo pequenos fósseis de bivalves(Figura 2H). O piso que sobressalta a fachada apresenta coloração acinzentada em formas retangulares, já as colunas dos dois andares exibem coloração mais esbranquiçadas com alguns bioclastos de bivalves. Além disso, todo calçamento externo com acesso as avenidas sãocompostas por pavimentos de calcário de lioz.

CONCLUSÕES

O calcário de lioz está presente na cidade de Manaus desde o período áureo da borracha devido suas qualidades geotécnicas e culturais. Ele simboliza a colonização portuguesa em edifícios que marcaram a evolução social e hoje representam elementos da geologia urbana da capital amazonense.

O mapeamento realizado selecionou 8 edificações mais emblemáticas do Centro Histórico de Manaus quecontém calcário de lioz em suas estruturas. Foram localizadas 9 formas em que o lioz ocorre: escadarias, calçadas, meio-fio, colunas, guarnições de portas e janelas, móveis sacros, pisos, paredes e soleiras de portas. O calcário de lioz está inserido majoritariamente em calçamentos, meio fio e escadarias. Ademais, as edificações que possuem maior concentração desse material são Teatro Amazonas e a Catedral Metropolitana de Manaus.

Desta forma, o mapeamento sistemático de um GHS no Centro Histórico de Manaus promove a propagação da geoinformação e pode contribuir para práticas de ensino patrimoniais em auxilio de visitas turísticas e geológicas, além de fomentar a geoconservaçãopara que a história geológica não seja perdida no decorrer dos anos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amazonastur. 2020. Indicadores de Turismo. Movimentação e Caracterização dos Turistas do Amazonas. Disponívelem http://www.amazonastur.am.gov.br/indicadores-de-turismo/ acessado 17 de junho de 2023.

Barbosa, R. C. M.; Lima, R. H. C.; Maciel, J. S. C.; Oliveira, M. C.; Taniguchi, C. K.; Souza, B. S.; Venâncio, D. W. P.; Silva, L. L. C. 2021. Projeto Fósseis Lusitanos Na Amazônia e a divulgação da Geodiversidade em Centros Urbanos. In: VI Workshop GeoHereditas Geoconservação

Braga, B. M. 2018. Batizados, Mercadorias, RaptoeTráfico, TrabalhadoreseAias: InfânciasIndígenas Na Capital da Borracha-Manáos1880-1907. IV Encontro Estad Ensino de história no Am, 70.

Capelato, R., & Cardoso, R. C. 2017. Manaus, crise e territorialidade: o espaço-tempo dilacerado. *Urbanisation in Latin America: Exclusion, Marginality and Conflict.* P.7:17

Del Lama, E. A., & Costa, A. G. (2022). Global heritage stones in Brazil. *Geoheritage*,14(1), 25.

IPHAN. 2014. Monumentos e Espaços Públicos tombados – Manaus (AM) Disponível em < http://portal.iphan.gov.br/pagina/detalhes/1215/>Acessado em 17 de junho de 2023.

Guimarães, M. R. C., Maia, K. C. R., Oliveira, S. D. S., &Tricárico, L. T. 2020. Interpretação do patrimônio cultural por meio da roteirização turística da Avenida 7 de Setembro, Manaus, AM.*Interações*,21, 479-497.

Lima, D. R. (2014). EDUCAÇÃO FEMININA NO AMAZONAS: A instrução de meninas órfãs e desvalidas no Instituto Benjamin Constant no alvorecer da República de 1892 a 1896. *Maiêutica-História*,2(1).

Mesquita, O. M. 2011. Armazém Quinze. Somanlu: *Revista de Estudos Amazônicos*, v. 11, n. 2, p. 41-57.

Mozer, A. G., Castro, N. F., Mansur, K. L., & Ribeiro, R. C. C. (2022). Mapping Lioz limestone in monumentsat Rio de Janeiro, Brazil. Geoheritage, 14(2), 50.

Oliveira, M.C., Barbosa, R.C.M. 2020. Geoturismo na Catedral Metropolitana de Manaus – a Utilização de Fósseis Cretáceos na Valorização do Patrimônio. *XXIX Congresso de Iniciação Científica (CONIC)* – UFAM

Oliveira, M. C. 2022. Roteiro Virtual da Geodiversidade da Catedral Metropolitana de Manaus. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, *Universidade Federal do Amazonas – UFAM*, Manaus

Polck, M. A. D. R., de Medeiros, M. A. M., & de Araújo-Júnior, H. I. 2020. Geodiversity in urban cultural spaces of Rio de Janeiro city: Revealing the geoscientific knowledge with emphasis on the fossil content.Geoheritage, 12(2), 47.

Soares, C. M., Rodrigues, R. M., Filipe, C., & Moreira, N. 2022. As rochas ornamentais na Basílica de Nossa Senhora do Rosário de Fátima (Portugal): entre o estético eo simbólico.

Tasca, B. N. S., Rizzo, A. C. D. L., & Ribeiro, R. C. D. C. 2018. Biodeterioração da fachada do Real Gabinete Português de Leitura.

FÓSSEIS E ROCHAS DO PARQUE CEMITÉRIO SOLEDADE: GEOTURISMO NA CIDADE DE BELÉM-PA

Matheus Nonato de Barros[1]; Joelson Lima Soares[1,2,3]; Wivian Maria Rodrigues Carvalho[2]; Pedro Guilherme Assunção Oliveira[2]; Tayana Sarmento Saraiva[1]

[1]Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará – UFPA;[2]Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – UFPA; [3] Programa PET Geologia – UFPA;

matheus.barros@ig.ufpa.br; jlsoares@ufpa.br; wivian.carvalho.geo@gmail.com; pedro.oliveira@ig.ufpa.br; tayanasarmento348@gmail.com

RESUMO

A histórica cidade de Belém do Pará possui diversos pontos atrativos para o desenvolvimento do geoturismo, entre os mais recentes se destaca o Parque Cemitério da Soledade, originalmente inaugurado em 1850, porém desativado para sepultamentos em 1880, e que estava abandonado até sua recente restauração e transformação em parque. Este por sua vez, preservando sua arquitetura mortuária original, rica por seus aspectos estilísticos e artísticos do século XIX, apresenta-se como um lugar de interesse geológico, paleontológico e geoturístico, uma vez que possui jazigos constituídos de diferentes rochas trazidas de Portugal e Itália, como granitos, mármores e calcários, principalmente o de Lioz que exibe um abundante, porém pouco diversificado conteúdo fossilífero. Os calcários de Lioz são os mais comuns e são formados por calcita microcristalina e abundantes fósseis de rudistas. Calcários finos de cor preta e ricamente fossilíferos também são encontrados em algumas das construções. Apenas um jazigo foi construído em granito e os mármores compõem colunas e ornamentações em alguns jazigos. A maioria dos jazigos está assentada sobre blocos de arenitos ferruginizados da Formação Barreiras. Esse arcabouço litológico representa um importante patrimônio material da identidade cultural da cidade de Belém, mantendo um importante agente social na valorização da comunidade belenense. Dessa maneira, o estudo e exposição do patrimônio geológico afim, envolve divulgar informações geológico-paisagísticas e demostrar a necessidade da conservação do patrimônio histórico-cultural do município.

PALAVRAS-CHAVE: Patrimônio Material; Pedra de Lioz; Paleontologia.

INTRODUÇÃO

O Parque Cemitério Soledade se localiza no centro da cidade de Belém, na Avenida Serzedelo Côrrea, no bairro Batista Campos. Mesmo estando em um local de fácil acesso, estava abandonado há décadas e isso acarretou diversos processos de alteração como crostas negras, biodeterioração, dissolução, perda das camadas e carbonização dos materiais dos túmulos e altares e demais construções presentes no local (Silva 2014, Souza 2014).

O cemitério de Soledade (Figura 1A), vem desde a década passada sendo alvo de estudos que avaliaram os processos de alteração dos materiais afim de propor a forma correta de restauro, que ainda não foi concluído, contudo, o local foi aberto para visitação em janeiro de 2023 (Silva 2014, Souza 2014, Sanjad *et al.* 2021, Costa *et al.* 2022). O lugar atualmente funciona para visitação gratuita e conta com jazigos familiares e de figuras políticas restauradas

e outras em processos de restauro, túmulos, espaço de recreação, acessos para cadeirantes, banheiros e um museu de acesso gratuito com um acervo arqueológico de itens encontrados durante a reparação do local, além de painéis explicativos e fotográficos que contam para o visitante a história do espaço. Os jazigos foram construídos com materiais pétreos provenientes de Portugal, Itália e do nordeste do Pará (Silva 2014, Sanjad *et al.* 2021). Estas rochas são pouco diversificadas, mas apresentam características mineralógicas e paleontológicas que, associadas ao seu valor histórico e cultural, podem despertar o interesse da população belenense e turistas pelo patrimônio histórico material da cidade de Belém. Assim, este trabalho buscou fazer um levantamento dos principais elementos geológico e paleontológicos observados no parque, considerando os trabalhos prévios e descrições *in loco*.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para confecção desse documento, foram realizadas visitas técnicas para descrição macroscópica dos principais litotipos e fósseis, seguidos por registros fotográficos do arcabouço paisagístico e catalogação. Foi realizada a pesquisa bibliográfica dos trabalhos já realizados no parque, principalmente os relacionados a conservação, história e caracterização geoquímica e petrográfica dos materiais pétreos.

RESULTADOS

As rochas presentes no Parque Cemitério Soledade compreendem calcários, mármores calcíticos, arenitos lateritizados e muscovita granitos (Figura 1). O litotipo calcário representa a maior ocorrência de rochas nos túmulos e mortuários do cemitério. A mais comum é a Pedra de Lioz que é caracterizada por um calcário microcristalino de cor variando entre o rosa e o marfim, geralmente maciço e com abundantes somatofósseis de conchas de rudistas caprinídeos (Figura 1B) e de conchas cônicas de rudistas radiolitídeos. Alguns destes calcários de Lioz apresentam abundantes planos de estilólitos que podem estar abertos possibilitando a infiltração de água e proliferação de microalgas ou preenchidos pelo material insolúvel presente nos calcários como quartzo, óxidos de ferro e argilominerais (Silva 2014) que formam feições semelhantes a veios de cor marrom escura ou avermelhados. Onde a compactação química foi mais intensa é possível observar deformações associadas aos estilólitos (Figura 2A). Blocos de arenitos ferruginizados e pedras de ferro compõem a Gruta (Figura 1C), local de oração e promessas do parque, e formam a fundação da maioria, senão de todos, os jazigos e mausoléus do local. Estes arenitos são médios a grossos, com grânulos de quartzo disseminados, maciços ou exibindo estratificações cruzadas e planas, de cor vermelha amarronzada devido a matriz ferruginosa composta de goethita e hematita (Norat e Costa 2021). Estas rochas tipicamente utilizadas em edificações e construções de época na cidade de Belém, tem sua origem possivelmente dos níveis endurecidos pelo Ferro da Formação Barreiras e crostas lateríticas (Norat e Costa 2021). Um mortuário apresenta ornamentação ígnea composta por biotita-muscovita granitos de granulação grossa (~1 a 3 cm) e textura equigranular hipidiomórfica (Figura 1D). Segundo Silva (2014), baseado em análise de DRX, este granito é composto por quartzo, microclina, albita e muscovita, além de gipsita e caulinita produtos da alteração da rocha. Os mármores são principalmente o de Carrara de cor branca a azul-cinza, sem estruturas ou com vênulas. Mármores branco-esverdeados que exibem dobras e laminações marcadas pelas intercalações de cores branca e verde que podem denotar a presença de cloritas, epidotos, actinolita (Mukhopadhyay 2020) ou contribuição cálcio-silicática, são observados localmente (Figura 1E). Calcários pretos a acinzentados também são observados em alguns jazigos e mausoléus, nestes calcários se

destaca a presença de fósseis de braquiópodas, briozoários e bivalves (Figuras 2B-D). A maior parte do conteúdo litológico do cemitério de Soledade encontra-se em bom estado de conservação com exceção do material granítico que apresenta intensa alteração e corrosão.

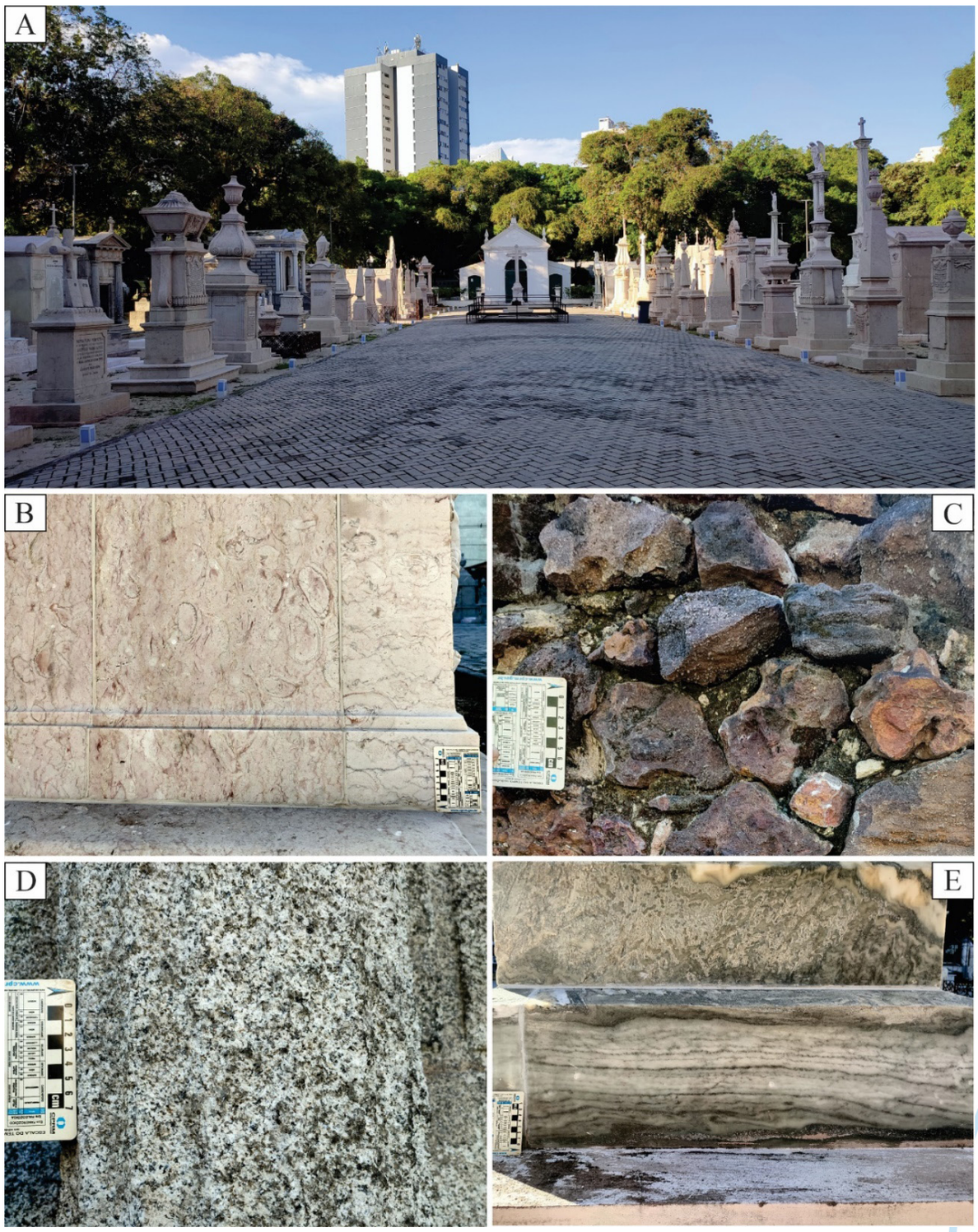


Figura 1. (A) Vista geral do Cemitério Soledade, onde pode-se observar diversos túmulos restaurados. Ao centro da imagem o cruzeiro e a capela do parque. (B) Fósseis de rudistas caprinídeos em Pedra de Lioz. (C) A Gruta construída com arenitos ferruginizados. (D) Coluna de sustentação de granito de um tumulo que se encontra bastante deteriorado. (E) Mármores esverdeados com dobras e laminações.

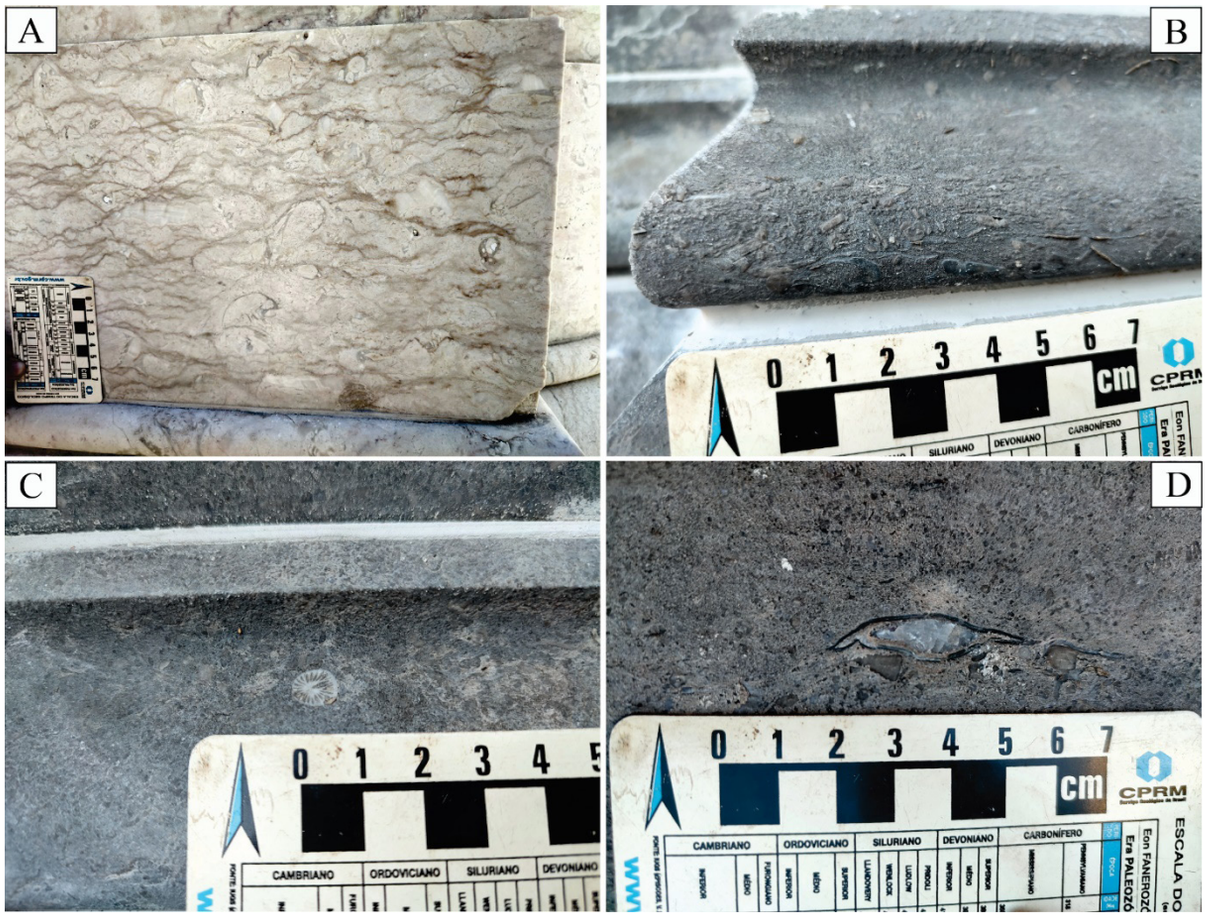


Figura 02. (A) Calcário Lioz com deformações e estilólitos. (B) Detalhe de vários fósseis encontrados na escada do jazigo. (C) Fóssil de Briozoário de 1cm. (D) Concha de Bivalve, substituída e preenchida por calcita.

DISCUSSÕES

O conteúdo litológico do cemitério de Soledade representa na sua maioria rochas sedimentares e metamórficas que tem resistido ao intemperismo amazônico, representando capelas, mortuários e túmulos. Entretanto, o túmulo granítico apresenta danos aparentemente irreversíveis devido ao intemperismo ainda na área fonte e os efeitos da poluição urbana (Silva 2014). Segundo Silva (2014) o material predominante na maior parte das construções é do calcário de Lioz e o mármore, provenientes de Portugal e Itália, respectivamente (Sanjad et al. 2021). Conforme Del Lama (2021), estas rochas chegavam no lastro de navios por encomenda para construção de edifícios e jazigos durante a colonização portuguesa e posteriormente relacionados a riqueza de ciclos econômicos, como o da borracha que durou de 1877 a 1910 e impulsionou a urbanização de Belém. O conteúdo arqueológico do museu instalado dentro do parque demonstra que os enterramentos no local são anteriores a colonização portuguesa. Todavia, no que tange explicações geológicas dos materiais, origem destes, dos fósseis e dos processos relacionados, o local se encontra com carência de informações. Dessa forma, um maior detalhamento destes materiais pétreos, associando suas origens geológicas e históricas, pode despertar um maior interesse dos visitantes locais e turistas na conservação deste patrimônio cultural e da sua importância para a história da cidade de Belém.

CONCLUSÕES

O Parque Cemitério da Soledade representa um importante espaço para atividades de geoturismo na cidade de Belém, pois possibilita a associação entre geologia, paleontologia, arqueologia e história no mesmo local. O local é caracterizado por diversas construções mortuárias que contam um pouco da história da cidade no período da Belle Époque, impulsionada pelo ciclo da borracha que fez chegar à cidade rochas de Portugal e da Itália. Dentre estas rochas destaque-se o calcário de Lioz e os mármores de Carrara conhecidos por serem utilizados em diversas construções históricas espalhadas pelo Brasil, dentre elas a cidade de Belém. Assim, a caracterização mineralógica, petrográfica e paleontológica destas rochas ajuda a contar um pouco da história da cidade e enriquece o seu patrimônio cultural material.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Costa R.J.M.W., Melo Netto R.A., Santos E.S., Sepaul W.A.S.R., Paiva R.S. 2022. Ficoclora associada a biodeterioração de arquitetura mortuária em pedras. In: Simpósio de Estudos e Pesquisa em Ciências Ambientais na Amazônia, 11., 2022. Belém, p. 93.

Del Lama E.A. 2021. O uso da Pedra. In: Del Lama E.A. (org.). Patrimônio em Pedra. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, p. 13-20.

Mukhopadhyay, C. 2020. Marble: geology with special reference to Makrana deposit of Rajasthan and elegance of marble structures through ages. In: Changing trends in Human Thoughts and Perspectives: Science, Humanities and Culture, Part 1, Jogamaya Devi College, Kolkata, p. 48-60

Norat R.C.C. e Costa M.L. 2021. As rochas como materiais construtivos nas fortificações da Amazônia. In: Del Lama E.A. (org.). Patrimônio em Pedra. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, p. 59-76.

Sanjad T.A.B.C., Silva P.A.V., Nascimento R.S., Derenji J.S., Costa M.L. 2021. As rochas no patrimônio cultural edificado da cidade que é porta de entrada na Amazônia, Belém (PA). In: Del Lama E.A. (org.). Patrimônio em Pedra. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, p. 98-117.

Silva P.A.B.V. 2014. Deterioração das pedras da arquitetura mortuária do Cemitério Nossa Senhora da Soledade. MS Dissertation, Instituto de Tecnologia, Universidade Federal do Pará, Belém, 213 p.

Souza A.M.L. 2014. O cemitério da Soledade e o consumo do patrimônio cultural. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências da Arte, Universidade Federal do Pará, Belém, 82 p.

ROTEIRO GEOTURÍSTICO BASEADO EM FÓSSEIS CRETÁCEOS DA PRAÇA DOM PEDRO II, CENTRO HISTÓRICO DE MANAUS (AM)

Melrian Fernandes Vasconcelos[1]; Márcia Carvalho de Oliveira[1, 2]; Roberto Cesar de Mendonça Barbosa[1]

[1]Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Amazonas – UFAM

[2]Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas – PPGGEO/UFAM

melrianvasconcelos@gmail.com; marciacarvalho2237@gmail.com; rcbarbosa@ufam.edu.br

RESUMO

A praça Dom Pedro II, localizada no centro histórico de Manaus, registra o início do processo de modernização e embelezamento da cidade durante o Ciclo da Borracha. A praça é considerada um dos patrimônios mais antigos da capital amazonense, cujos pavimentos rochosos estão constituídos por rocha fossilífera portuguesa conhecida como Calcário de Lioz. Diante do seu potencial geoturístico, esta pesquisa visa identificar e catalogar macroscópica os exemplares fossilíferos nos pavimentos do calçamento, além de criar uma proposta temática de roteiro geoturístico baseada nos fósseis encontrados. O mapeamento permitiu classificar o material pétreo como mudstone e wackestone, além da identificação de 6 exemplares fóssil do filo *Molusca*, distribuídos em duas classes: Gastrópoda (*Turritella*, *Tylostoma* e *Nerineadae*) e classe Bivalvia (*Caprinulidae* e *Radiolitedae*), além de 1 icnofóssil de *Thalassinoide*. Dentre as 31 ocorrências fossilíferas mapeadas foram selecionados 10 pavimentos fossiliferos mais didáticos para compor o roteiro geoturístico com o intuito de propagar a geoinformação e a geoconservação nos patrimônios do Centro Histórico de Manaus.

PALAVRAS-CHAVE: Geologia Urbana; Calcário de Lioz; Fósseis.

INTRODUÇÃO

No período colonial (1530-1822), a construção de praças e edificações utilizando materiais geológicos com valores históricos e culturais estava intrinsecamente relacionada aos intensos processos de urbanização e modernização das cidades brasileiras, muitas vezes fomentado pelo apogeu da economia extrativista (Costa et al., 2021; Mansur et al., 2021). Em Manaus, esse embelezamento urbano ocorreu principalmente através da escolha do material pétreo, a exemplo dos calcários fossilíferos importados de Portugal, conhecidos como Calcário de Lioz. Atualmente essa rocha está exposta nas estruturas de construções históricas, configurando não apenas um marco da evolução da cidade, mas também um importante elemento da geodiversidade urbana (Lima et al., 2021; Oliveira, 2022).

O Centro Histórico de Manaus guarda em seu tecido urbano a petrificação desse calcário e registra a evolução histórico/geológica de um passado de grandes decisões. Sendo assim, algumas pesquisas foram realizadas para o melhor entendimento dessa rocha, a exemplo do Teatro Amazonas e Catedral Metropolitana de Manaus, com a identificação de bioclastos de bivalves, gastrópodes e icnofósseis, visando o desenvolvimento de roteiros geoturísticos como

forma de propagação da geoinformação e preservação patrimonial dessas rochas (Barbosa *et al.*, 2021; Oliveira & Barbosa, 2020; Oliveira, 2022).

Embora tenham sido desenvolvidos roteiros de geodiversidade e itinerários geológicos de importantes patrimônios históricos da cidade, permitindo assim uma ampliação na divulgação do conhecimento geológico e consequentemente maior visibilidade turística, ainda não houve uma contextualização de monumentos, como mercados e praças públicas. Portanto, a pesquisa visa expandir o reconhecimento do conteúdo fossilífero presentes nos pavimentos da Praça Dom Pedro II como forma de propagação de informações relacionadas a geodiversidade urbana, bem como a preservação e conservação de geopatrimônios históricos.

MATERIAIS E MÉTODOS

O Calcário de Lioz encontrado nos pavimentos da Praça Dom Pedro II foram investigados com o intuito de classificação petrográfica (Dunham, 1962), catalogação e reconhecimento de seu conteúdo fossilífero. Assim, os pavimentos rochosos foram fotografaados digitalmente, georreferenciados com a utilização de GPS (Global Positioning System) modelo e Trex e seu conteúdo fossilífero foi reconhecido (Cassab, 2003; Medeiros & Polck, 2017; Polck., 2020). Adicionalmente, trabalhos de reconhecimento de fósseis em carbonatos na cidade de Manaus também foram utilizados de forma complementar (Silva, 2019; Oliveira & Barbosa, 2020; Oliveira, 2022). Dentre 31 pontos mapeados, foram selecionados 10 pavimentos com os melhores registros fossilíferos para a confecção de um georroteiro na plataforma CorelDRAW com informações geográficas e geológicas de forma lúdica e didática para o melhor aproveitamento do itinerário (Medeiros & Polck, 2017; Polck., 2020).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A catalogação dos fósseis da praça Dom Pedro II constatou 6 exemplares distinto em um total de 31 pontos mapeados. Os registros fossilíferos identificados são representados pelo filo *Mollusca*, sendo da classe Gastropoda os gêneros *Turritella*, *Tylostoma* e família *Nerinedae*, da classe Bivalvia as famílias *Caprinulidae* e *Radiolitedae,* além de icnofósseis do icnogênero *Thalassinoide* (Figura 1). Todos os vestígios e bioclastos observados encontram-se na matriz das rochas carbonáticas classificadas em mudstone e wackestone de acordo com Dunham (1962).

As conchas da família *Nerinedae* possuem aproximadamente 6 a 8 cm de comprimento e 2 cm de largura, exibem formas cônicas e alongadas e são encontradas predominantemente em cortes transversais e longitudinais (Figura 1A). Na morfologia externa são identificadas pregas espirais que diminuem em direção ao ápice da concha. Em cortes longitudinais são observadas dobras internas em formatos entrelaçados preenchidas pela matriz da rocha hospedeira. Em geral são atribuídos vários gêneros distintos para este gastrópode em razão da presença das pregas internas com contorno de maior ou menor complexidade, dentre os quais se destacam os *Plesioptygmatis*, *Neoptyxis* e *Nerinea deshayes* (Silva & Pereira, 2021). Por sua vez, as conchas do gênero *Tylostoma* são ovais e cônicas em torno do eixo de enrolamento (Figura 1B). Estão dispostas em corte oblíquo com espiras variando entre angulosas e arredondadas e possuem aproximadamente 3 cm de diâmetro e 7 cm de comprimento. Apresentam em média cinco voltas

corporais pouco convexas com aspecto liso que aumentam em direção ao habitáculo preenchidas pela matriz da rocha hospedeira (Figura 2B). Esse gênero foi extremamente abundante durante o Cretáceo e extintos no fim desse período (Cassab, 2003).

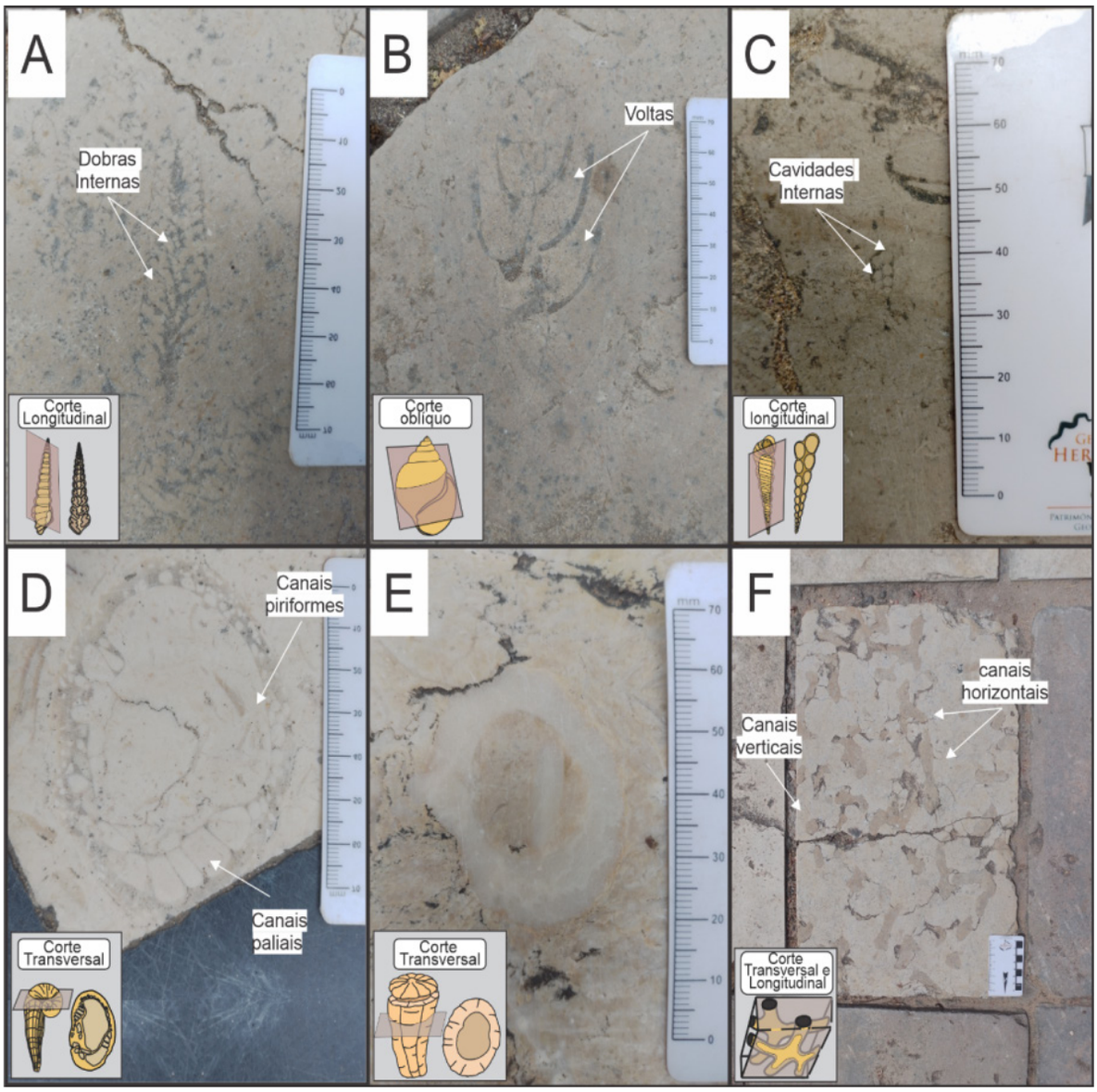


Figura 1. Associação faunística do Calcário de Lioz da Praça Dom Pedro II. (A) Fóssil de gastrópodes da família *Nerinedae* em corte longitudinal com detalhes para as dobras internas. (B) Gastrópode do gênero *Tylostoma*, com aproximadamente cinco voltas com detalhes para as duas voltas intermediarias do fóssil. (C) Fóssil de gastrópode *Turritella* de aproximadamente 1,5 cm com destaque para as cavidades internas preenchidas com matriz. (D) Fóssil de bivalve da família *Caprinulidae* em corte transversal com formato semicircular exibindo canais paliais e piriformes. (E) Bioclasto de bivalve da família *Radiolitedae* em corte transversal com formato circular e cavidade interna preenchida pela rocha hospedeira. (F) Galerias do icnogênero *Thallassinoide* em corte longitudinal com formas anastomosadas em "y" e corte transversal com formato semi circular.

Já as conchas do gênero *Turritella* apresentam comprimento entre 1 e 1,5 cm e largura máxima de 1 cm, exibindo forma cônica alongada com espiras que diminuem em direção ao ápice da concha (Figura 1C). Em cortes transversais exibem formas circulares com espiras bem marcadas em torno do eixo de enrolamento. Já em cortes longitudinais é possível observar a morfologia interna com cavidades semicirculares. Este gênero pertence à família *Turritellidae* comorganismos filtradores de ambientes marinhos bentônicos. Suas principais características diagnósticas são conchas pequenas, bem enroladas com espiras suaves e finas (Polck et al., 2020).

A família *Caprinulidae* estão dispostos em cortes longitudinais e transversais, apresentam valvas semicirculares e assimétricas, com largura e comprimento de 8 a 3 cm, respectivamente (Figura 1D). Em cortes transversais, é possível observar os canais paliais (piriformes e poligonais), enquanto que em alguns exemplares em cortes longitudinais se destaca a forma de um "chifre de cabra", característico de sua identificação. Estes fósseis foram organismos filtradores, de ambientes marinhos bentônicos, para-recifais que se extinguiram no Cretáceo (Medeiros & Polck, 2017). Por sua vez, a família *Radiolitedae* apresentam valvas de formato cônico alongado em cortes longitudinais com comprimento e largura média de 5 a 8 cm, respectivamente, além de formas semicirculares com comprimento de 4 cm e largura de 9 cm em corte transversal preenchidos pela rocha hospedeira (Figura 1E). Esses bivalves foram organismos filtradores e tiveram sua extinção no Cretáceo (Steuber & Lõser, 2000)

Os icnofósseis *Thalassinoides* possuem galerias tubulares preenchidas pela rocha hospedeira, dispostos horizontalmente na forma de traçosepi e hiporelevos tanto côncavo como convexo, em formas tubulares e ramificados em Y, além de formas verticais com seção semicircular (Figura 1F). Apresentam aproximadamente 10 cm de comprimento e 2 cm diâmetro. Este icnogênero são formas de bioturbação produzidas por crustáceos decápodos que tiveram sua abundância no Cretáceo e considerado um dos sistemas de tocas mais complexo de ambiente marinhos (Fan et al., 2021).

Embora muitos pavimentos tenham sido mapeados nesta pesquisa, alguns exemplares fósseis apresentaram um grau de preservação relativamente baixo em decorrência da intensa ação de processos intempéricos na rocha. Com isso a escolha dos pavimentos georreferenciados que compõem o roteiro geoturístico produzido nesta pesquisa, levou em consideração o grau de preservação, localização e variedade, de forma que toda a área de estudo fosse abordada. De acordo com esses critérios, foram selecionados 10 pontos de pavimentos fossilíferos, que apresentam de forma didática a ocorrência destes bioclastos e sua morfologia interna e externa. (Figura 2).

CONCLUSÕES

A catalogação realizada nos pavimentos da Praça Dom Pedro II permitiu a classificação do Calcário de Lioz em *Mudstone* e *Wackstone*, além da identificação de 5 exemplares fóssil do Filo Molusca separados em duas classes: (1) Gastropodas (*Nerinedae*, *Turritella* e *Tylostoma*), (2) Bivalves (*Caprinulidae* e *Radiolitedae*) e; 1 icnofóssil do icnogênero *Thalassinoide*. Os exemplares de gastrópodes e icnofósseis foram melhor observados no calçamento, enquanto os registros dos bivalves apresentam maior grau de preservação na parte interna do coreto localizado no interior da praça. Ademais, os fosseis apresentam majoritariamente cortes transversais e longitudinais com cavidades preenchidas pela matriz da rocha carbonática.

Sendo assim, a identificação deste conteúdo fossilífero na Praça Dom Pedro II se configura como um grande potencial turístico que integrado a roteiro geoturístico amplia a valorização do patrimônio histórico cultural, além de incentivar a necessidade da geoconservação perante a sociedade local.

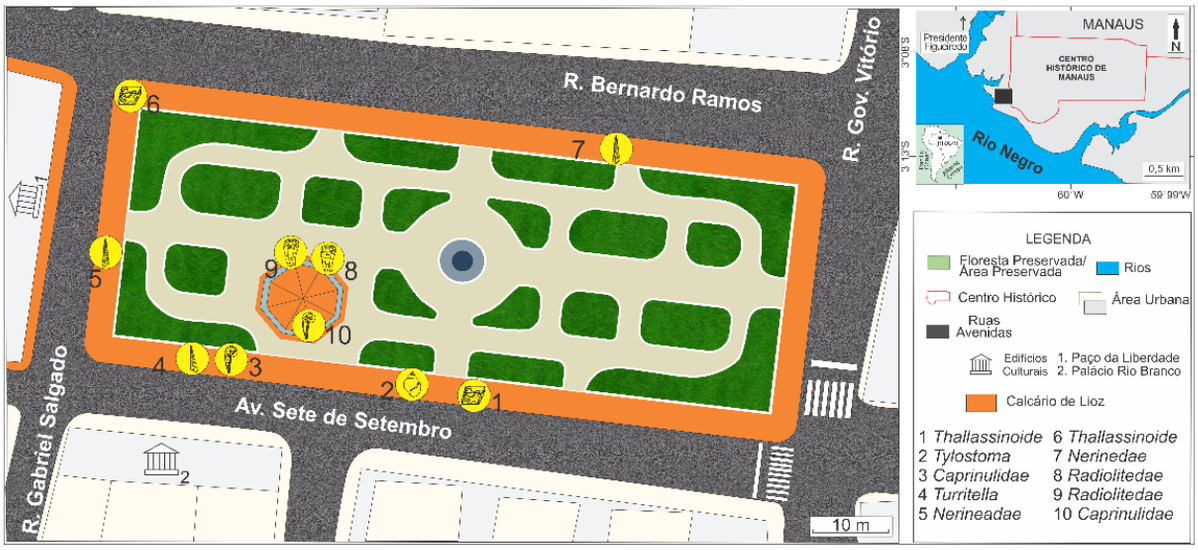


Figura 2. Georroteiro esquemático do conteúdo fossilífero do Calcário de Lioz na Praça Dom Pedro II.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barbosa, R. C. M.; Lima, R. H. C.; Maciel, J. S. C.; Oliveira, M. C.; Taniguchi, C. K.; Souza, B. S.; Venâncio, D. W. P.; Silva, L. L. C. 2021. Projeto Fósseis Lusitanos Na Amazônia e a divulgação da Geodiversidade em Centros Urbanos. In: VI Workshop GeoHereditas Geoconservação socioambiental.

Cassab, R.C.T. 2003. Paleontologia da Formação Jandaíra, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar, com ênfase na paleobiologia dos gastrópodos. *Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado*, **184 p**

Costa, A. C. D., Nascimento, M. A. L., & Silva, C. H. 2021. Roteiro Geoturístico pelos edifícios históricos do centro de Cuiabá (MT). Patrimônio em pedra. São Paulo: *Geociências-USP*, FAPESP, **212-224**.

Dunhum, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of carbonate rocks*., **108-121**.

Fan, Y. C., Qi, Y. A., Dai, M. Y., Li, D., Liu, B. C., Qing, G. S. 2021. Bioturbation of Thalassinoides from the Lower Cambrian Zhushadong Formation of Dengfeng area, Henan Province, North China. *Journal of Palaeogeography*, **10, 1-16**.

Lima, R. H. C.; Barbosa, R. C. M.; Silva, L. L. C. 2021. O Patrimônio Pétreo Cretáceo do Centro Histórico de Manaus. In Patrimônio em Pedra – São Paulo: *Instituto de Geociências da USP, CAPES, CNPq,*.**78**

Mansur, K. L., Castro, N. F., Frascá, M. H. B. O., Silva, R. G. P., Ricardo, A. M., Felix, C. C., & Mozer, A. G. S. 2021. Cidade Maravilhosa: passado e presente contados nas rochas do patrimônio histórico. Patrimônio em Pedra. *IGc-USP*, São Paulo, **278-294**.

Medeiros, M. A. M., & dos Reis Polck, M. A. 2017. Geoturismo Paleontológico no centro histórico do Rio de Janeiro. Geosciences= Geociências, **36(1), 118-137**.

Moore, R. C. Teichert, C. 1978. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part T. Echinodermata 2. Crinoidea. 3 vols. Geological Society of America & University of Kansas, **1027 pp.**

Oliveira, M. C.; Barbosa, R. C. de M. 2020. Geoturismo na Catedral Metropolitana de Manaus – a Utilização de Fósseis Cretáceos na Valorização do Patrimônio. *XXIX Congresso de Iniciação Científica* – UFAM.

Oliveira, M. C. 2022. Roteiro Virtual da Geodiversidade da Catedral Metropolitana de Manaus. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, *Universidade Federal do Amazonas – UFAM*, Manaus

Polck, M. A. R. Medeiros, M. A. M. Araújo-Júnior, H. I. 2020. Geodiversidade em espaços culturais urbanos da cidade do Rio de Janeiro: Revelando o conhecimento geocientífico com ênfase no conteúdo fóssil. Geoheritage, **12 (2), 47**.

Silva, C. M., & Pereira, S. 2021. A geodiversidade urbana como recurso educativo. *Revista de Ciência Elementar*, **9(3).**

Steuber, T. & Löser, H. 2000. Species richness and abundance patterns of Tethyan Cretaceous rudist bivalves (Mollusca; Hippuritacea) in the central-eastern Mediterranean and Middle East, analysed from a paleontological database. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **162:75-104**.

GÊNERO, SEXUALIDADE E GEOCIÊNCIAS: UMA EXPERIÊNCIA ARTICULADA EM PESQUISA E EXTENSÃO

Natália Gomes Alves de Souza[1]; Ana Valéria dos Reis Pinheiro[1]; Leonardo Brasil Felipe[1]; Francisco Ribeiro da Costa[1]; Gilmara Regina Lima Feio[1]; Luis Felipe da Silva Costa[1]; Adna Raissa Oliveira Lopes[1]; Gabriela Pereira Ribeiro[1]; Vitor Virginio de Souza[1]

[1]Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

nataliagas@unifesspa.edu.br; valeria.pinheiro@unifesspa.edu.br; lbfelipe@unifesspa.edu.br; frcgeo@unifesspa.edu.br; gilmarafeio@unifesspa.edu.br; felipe.costa@unifesspa.edu.br; rayssalopes@unifesspa.edu.br; gabi.pereira@unifesspa.edu.br; vitor.virginio@unifesspa.edu.br

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo apresentar os resultados exitosos obtidos através de dois projetos que foram executados concomitantemente, sendo um de pesquisa e um de extensão, observando e avaliando as relações de gênero e sexualidade nos cursos de geologia da região amazônica, visando contribuir com a permanência e valorização das mulheres (professoras e estudantes)epessoasLGBTQIA+nos cursos de geologia. Para tal, foram analisados os projetos pedagógicos dos cursos, buscando identificar disciplinas ou incentivos à diversidade e igualdadede gênero. Além disso, foram elaborados microleaenings (pílulas doconhecimento) referentes a conteúdos relacionados às questões de gênero e sexualidade, pouco abordados nos cursos de geologia, apesar da importância da temática. Os dados analisados apontaram uma discrepância entre as universidades mais antigas e as universidades mais recentes, que demonstram uma maior tendência de incluir temas relacionados a gênero e sexualidade em seus PPCs. Por outro lado, atividades de extensão podem ser uma forma efetiva de inserção destas temáticas na trajetória dos discentes no curso de geologia. É importante salientar que a realização destes projetos por si já representou uma ferramenta inclusiva e trouxe o protagonismo para mulheres e pessoas LGBTTQIA+ do curso de geologia da UNIFESSPA, uma vez que, foi executado, em sua maioria, por mulheres, contemplando, também a representatividade Queer, tão necessária.

PALAVRAS-CHAVE: Geologia; Mulheres; Pessoas LGBTQIA+

INTRODUÇÃO

As discussões sobre gênero, diversidade encontram-se cada vez mais presentes na sociedade contemporânea, seja na política, na educação ou no mercado de trabalho. Entretanto, essa nem sempre foi a realidade, pois esses debates só foram possíveis de serem realizados através da criação de movimentos sociais criados no final da década de 80 no Brasil, cuja atuação e luta incansável dos mesmos disseminou o conhecimento sobre esses temas para outros indivíduos sociais (MEYER, 2004 e DE ARAÚJO, S. A., & DE BARROS JÚNIOR, 2016).

Schiebinger (2014) aponta a problemática que envolve o viés de gênero na ciência, uma vez que é algo não consciente e praticado involuntariamente por cientistas e engenheiros independente de suas vertentes científicas e intenções sendo, portanto, uma ignorância sistêmica e de difícil solução. Além disso, particularmente a região Amazônia transpassa por questões culturais, sociais e econômicas, que incluem as questões de gênero (Freitas, 2019).

Tratando-se de sustentabilidade o Objetivo de Desenvolvimento Sustentável de número 5 da Agenda 2030 da ONU tem foco na igualdade de gênero, como fim da discriminação eda violência e consequentemente empoderar todas as mulheres e meninas. Estando, portanto, os projetos, aos quais se refere este trabalho, alinhados com tal objetivo.

Um desafio atual para os cursos de educação superior, em especial para os cursos da área das exatas é a inclusão de temáticas voltadas para diversidade de gênero, sexualidade e questões étnico-raciais nos seus Projetos Pedagógicos de Curso.

Neste sentido, os projetos de pesquisa e extensão foram voltados para os(as) docentes e discentes dos cursos de geologia e áreas afins e para o público em geral, tendo compromisso a promoção da justiça social, da diversidade e dos direitos humanos. Estando relacionado a movimentos sociais populares feministas e LGBTTGIA+, além de fomentar a democratização do conhecimento científico, produzido no diálogo com a realidade da região amazônica.

MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi executado através de uma análise documental dos Projetos Pedagógicos dos cursos de Geologia de universidades da região amazônica, considerando a diretriz nacional que norteia a Educação em Direitos Humanos com a finalidade de promover aeducaçãoparaa-mudançaeatransformação social, a qual se fundamenta em princípios como: dignidade humana; igualdade de direitos; reconhecimento e valorização das diferenças e das diversidades.

Sabendo-se disso, foram analisados os termos “gênero”, “diversidade” e “mulher” nos projetospedagógicos dos cursos de Geologia da Unifesspa, UNAMA, UFOPA e UFPA,como intuído de analisar como estes temas podem ser abordados ao logo do desenvolvimento do(a) discente nos seus 5 anos de graduação.

Adicionalmente, foram elaborados micro learnings sobre temas relacionados a gênero e diversidade e geociências. Esta metodologia consiste no desenvolvimento de conteúdos científicos e educativos de forma reduzida, em um curto espaço de tempo e no uso de tecnologias flexíveis permitindo que possam ser acessados mais facilmente. Sendo um exemplo destes conteúdos curtos, as pílulas do conhecimento (GABRIELLI *et al,* 2006; MINHO et al, 2018).

RESULTADOS

Análise documental e estatísticadados das universidades da região amazônica quanto às questões de Gênero

Uma análise do PPC do curso de Geologia UNIFESSPA, mostra que não existem disciplinas que abordem sobre gênero, de forma direta, na matriz curricular, porém a palavra "diversidade" aparece 9 vezes, muitas vezes relacionada às diretrizes do curso de Geologia, que visa formar profissionais competentes para lidar com o diferente e com a pluralidade.

Comparando com PPCS deoutros cursosde geologia da região amazônica vê-sequeo projetopedagógico da UNAMA não apresenta nenhum termo pesquisa dona matriz curricular, porém, o curso oferta a disciplina "Ética e Cidadania" no 4º semestre, abordando os direitos e deveres de um cidadão e a devida conduta do ser humano inserido na sociedade.

Na Geologia UFOPA, o projeto pedagógico apresenta somente o termo "diversidade", que aparece por 18 vezes ao longo do documento. A matriz curricular do curso prevê a abordagem desse tema, pois pertence às Diretrizes Nacionais para a Educação em Direitos Humanos. O curso também oferta a disciplina optativa "Educação para os Direitos Humanos" que promove ações voltadas ao reconhecimento, respeito e exercício dos direitos humanos.

Em contrapartida e destoando os demais PPCs dos cursos de geologia do Pará, o PPC da Geologia da UFPA não apresenta nenhum dos termos analisados em suas disciplinas e também não foram encontrados projetos ou atividades desenvolvidas pelo mesmo no que tange a diversidade e gênero.

Microlearnings como ferramenta educativa e inclusiva nas temáticas de gênero e diversidade nas geociências

Com o intuito de educar e aproximar as geociências de temas relacionados a gênero e diversidade foi criada uma conta em uma das principais redessociais virtuais da atualidade, com o objetivo de compartilhar informações de forma curta e rápida, por considerar ser a forma mais efetiva os docentes e discentes do curso de geologia da Amazônia.

Com isso, foram elaboradas e disponibilizadas 51 pílulas do conhecimento (figura 1), as quais abordaram temas extremamente relevantes para a luta para a igualdade de gênero e sexualidade na sociedade, em especial na (geo)ciências, como por exemplo: datas, siglas e termos relevantes para a luta da inclusão de mulheres e pessoas LGBTQIA+; questões de saúde da mulher e dignidade menstrual; tipos de violência contra as mulheres; relatos de professoras e egressas(os) do curso de geologia da Unifesspa e mulheres importantes no desenvolvimento do conhecimento geológico mundial.

Adicionalmente, foram organizadas uma mesa redonda e uma transmissão ao vivo na rede social e seus respectivos roteiros e captação de aúdio para divulgação em plataformas gratuitas, bem como os vídeos foram disponibilizados na rede social virtual do projeto com foco. O foco principal destas atividades foi o papel dasgeocientistas na luta por igualdade e equidade de gênero e visibilidade e respeito às pessoas LGBTTQIA + e mulheres negras nas geociências.



Figura1. Exemplodas 51 postagens elaboradas e disponibilizadas na rede social do "Diversidades Metamórficas"

DISCUSSÕES

Através da análise documental e análise dos dados quantitativos das universidades que possuem curso de geologia na região amazônica percebe-se que as universidades mais antigas etradicionais, as quais possuem o corpo docente composto maioritariamente por homens, ainda incluem temas e disciplinas que trate de questões de gênero, sexualidade ou diversidade de modo geral. Sendo, portanto, as universidades mais jovens as que apresentam tais adequações as diretrizes curriculares em Educação em Direitos Humanos em seus PPCs.

Nesta perspectiva é possível observar que os PPCs do curso de geologia das IES da região amazônica, optam por tratar do tema "gênero" pela ótica da transversalidade e interdisciplinaridade sem deixar explicita a forma de abordagem ou qual disciplina possibilitaria tais discussões. Cabe salientar que apenas a UNAMA e a UFOPA possuem disciplinas nas suas grades curriculares que podem tratar desta temática de forma direta.

Por outro lado, de acordo com o projeto pedagógico do curso da Unifesspa, o profissional, formado nesta instituição, deve ter uma vivência acadêmica que privilegie o "intercâmbio multidisciplinar" entre várias áreas do conhecimento e, sobretudo, possa desenvolver trabalhos coletivos, cooperativos e científicos. Dessa forma, o projeto pedagógico da Unifesspa,mostra abertura e possibilidades de discussão ao longo do curso, principalmente através do desenvolvimento de atividades e projetos de extensão, uma vez que são atividades curricularizadas nas disciplinas obrigatórias do curso.

Na ótica da contribuição da extensão na inclusão de temáticas de gênero e diversidade, a execução do projeto "Diversidades Metamórficas" permitiu um alcance nacional com a criação da rede social do projeto, que é seguido por 252 pessoas. Além disso, a live realizada noperfil-foivistapor225pessoas, bem como a live realizada em conjuntocomaFEBRAGEO foi visualizada mais de 330 vezes no Youtube, mostrando o interesse e a necessidade de uma maior atenção a estas temáticas. Além da participação nas semanas acadêmicas dos cursos de Geologia, Engenharia de Minas e Engenharia Civil da Unifesspa.

CONCLUSÕES

Conclui-se que, os PPCs dos cursos de geologia avaliados necessitam de adequações nas questões apontadas neste trabalho, uma vez que apenas duas universidades apresentam disciplinas que podem incluir diretamente a temática de gênero e sexualidade. Sendo a universidade mais antiga a que não apresenta nenhuma referência a questões de fomentem a diversidade.

Entende-se também que, aexecução deatividades extensionistas quecomplementeme preencham estas lacunas socioeducacionais podem incentivar a participação de docentes e discentes em ações que tratem destas temáticas de forma interdisciplinar. Neste sentido, a elaboraçãodemirolearnings (pílulas de conhecimento) e a disponibilização deste conteúdo em plataformas virtuais, podem contribuir com a inclusão de temas voltados às questões de gênero e diversidades na vivência universitária de discentes dos cursos de geologia de forma efetiva.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Pankhurst R.J. e Rapela C.W. (eds.). 1998. The P*roto Andean margin of Gondwana*. London, Geological Society of London Special Publication, **142**, 382 p.

Meyer, D. E. 2004. *Teorias e políticas de gênero: fragmentos históricos e desafios atuais*. Revista brasileirade enfermagem, Brasília. jan n. 57.

De Araújo, S. A., & De Barros Júnior, J. M. 2016. *Gênero, identidade e diversidade sexual: levantamento bibliográfico de discussões dessa temática no âmbito escolar*. Educação E (Trans) formação, 1(2), 63–80.

Schiebinger, L. *Expandindo o kit de ferramentas agnotológicas: métodosdeanálisedesexoegênero*. Revista Feminismos Vol.2, N.3, p. 82-102, set – dez, 2014.

Gabrielli, S.; Kimani, S.; Catarci, T. 2006. *The designofmic rolearning experiences: aresearchagenda*.

Minho, M. R. S.;Soares, T. A.; Cayres, V. De M.; Cristofoletti, S. E.; Dantas, I. N. O.; Lima, R. Do S.; Mascarenhas, L. A. B. 2018. *Inovando a Educação Corporativa com Microlearning e Gamificação.* 24º CIAED. Florianópolis. Disponível em: http://www.abed.org.br/congresso2018/anais/trabalhos/8309.pdf

DISPONIBILIDADE DE SERVIÇOS ECOSSISTÊMICOS COM FOCO NA GEODIVERSIDADE NO BAIXO RIO NEGRO, AMAZONAS

Raimundo Humberto Cavalcante Lima[1]; Maria da Gloria Motta Garcia [2]

[1]Universidade Federal do Amazonas - UFAM; [2] Universidade de São Paulo - USP;

humbertoclima@ufam.edu.br; mgmgarcia@usp.br

RESUMO

Os estudos em economia ambiental e dos recursos naturais vêm tendo importância cada vez maior em várias correntes do pensamento econômico devido à necessidade de medir as expectativas de benefícios derivados do uso do ativo ambiental frente as situações de degradação ambiental e de contribuição na tomada de decisões relativas ao meio ambiente. As abordagens ecossistêmicas tradicionais são voltadas, prioritariamente, à porção biótica da natureza, mas os elementos abióticos dispõem de vários bens e serviços à sociedade, como serviços ecossistêmicos prestados pela geodiversidade. A pesquisa localiza-se no Baixo Rio Negro, afluente do rio Amazonas considerado um dos principais destinos ecoturísticos da Amazônia. O trabalho tem o propósito de identificar e categorizar os serviços ecossistêmicos da geodiversidade por meio da classificação da Avaliação Ecossistêmica do Milênio como base prestados pela natureza na área de estudo. As categorias identificadas foram de provisão, regulação, suporte e culturais. Identificou-se que as planícies pleistocênicas inundáveis, que afloram sazonalmente na vazante do rio Negro, onde são cultivados alimentos como mandioca e hortaliças em geral são categorizados como serviços de provisão. Já os serviços de regulação estão relacionados ao monitoramento do ciclo hidrológico em ambientes alagados, a fim de evitar a ocorrência de eventos extremos de cheias e secas com potenciais impactos sobre o ecossistema fluvial e a população residente na região. Os serviços de suporte relacionam-se a formação do latossolo predominante na Amazônia tropical, influenciado pelo intemperismo químico, em virtude das altas temperaturas e pluviosidade. A vulnerabilidade do solo aos processos de lixiviação é alta no caso da retirada da cobertura vegetal, visto que esta tanto o protege das perdas de nutrientes como o enriquece com material orgânico. Os serviços culturais estão relacionados ao turismo de natureza potencializado pelo geoturismo colaborando na divulgação das geociências. Com esses exemplos, a pesquisa indicou que os serviços geossistêmicos estão disponíveis na natureza e são importantes para a economia e sobrevivência da população que vive na região, contribuindo para o desenvolvimento territorial local.

PALAVRAS-CHAVE: sustentabilidade; serviços geossistêmicos; bacia do Rio Negro; geoconservação)

INTRODUÇÃO

Os estudos da economia ambiental, da economia ecológica e da economia dos recursos naturais passaram a ter importância cada vez maior em várias correntes do pensamento econômico devido à necessidade de medir as expectativas de benefícios e custos derivados de uso de um ativo ambiental frente a situações de degradação ambiental e de contribuição na tomada de decisão relativa ao meio ambiente.

Segundo Hermann et al. (2011), o conceito de serviços ecossistêmicos (SE), remonta ao final dos anos 1960 e 1970. Contudo, a abordagem ecossistêmica passou a ser mais considerada a partir da Avaliação Ecossistêmica do Milênio (MEA), iniciativa que teve por objetivo avaliar as consequências que as mudanças nos ecossistemas trazem para o bem-estar humano e as bases científicas para subsidiar ações necessárias para melhorar a preservação e o uso sustentável desses ecossistemas. Algumas variações no conceito de SE têm sido encontradas na literatura, mas um dos conceitos mais aceitos e utilizados é o do próprio MEA, que os define como os benefícios que o ser humano obtém dos ecossistemas (MILLENNIUM ECOSYSTEM ASSESSMENT/MEA, 2005).

A abordagem mais direta da geodiversidade em termos de SE se deu a partir dos trabalhos de Gordon et al. (2012) e Gray (2013). Gray (2008) se refere aos "serviços geossistêmicos", como os valores intrínseco, cultural, estético, econômico, funcional e científico/educativo. Silva, Mansur e Nascimento (2018) veem a partir desses valores a necessidade de realização de trabalhos interdisciplinares, agrupando pesquisadores das diversas ciências da natureza, na perspectiva de criação de um modelo de análise que, a partir de uma visão integradora da natureza e dos valores e serviços por ela prestados, possa auxiliar na gestão ambiental e ordenamento territorial em bases mais amplas e coerentes.

O reconhecimento da geodiversidade como parte integrante dos ecossistemas é fundamental para que os elementos abióticos sejam incluídos em políticas públicas de conservação da natureza. As áreas protegidas e seu entorno exercem um importante papel na manutenção dos serviços ecossistêmicos, pois constituem redutos nos quais o meio natural segue minimamente preservado, fazendo com que o ambiente possa manter seu funcionamento e fornecimento de bens e serviços.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para contribuir para uma melhor compreensão da temática, a pesquisa executou uma revisão bibliográfica sistemática utilizando uma avaliação do estado da arte dos impactos socioeconômicos e dos serviços ecossistêmicos diagnosticados na área da pesquisa. A pesquisa bibliográfica foi efetuada nas bases de dados Web of Science e Scopus. Foram utilizadas várias combinações das seguintes palavras-chave: valor da natureza, geossistema, Amazônia, serviços ambientais, serviços ecossistêmicos e serviços ecossistêmica da geodiversidade.

Na identificação e categorização dos serviços ecossistêmicos derivados dos ambientes abióticos, utilizou-se a classificação proposta por MEA (2005) complementada por Gray (2013), que tem a geodiversidade como foco (Figura 1) e está baseada em cinco funções: provisão, regulação, apoio, serviços culturais e conhecimento. A partir dessa categorização foram apresentados alguns produtos e serviços associados à geodiversidade, principalmente, em relação aos serviços de provisão quanto à disponibilidade de água e de regulação do clima.

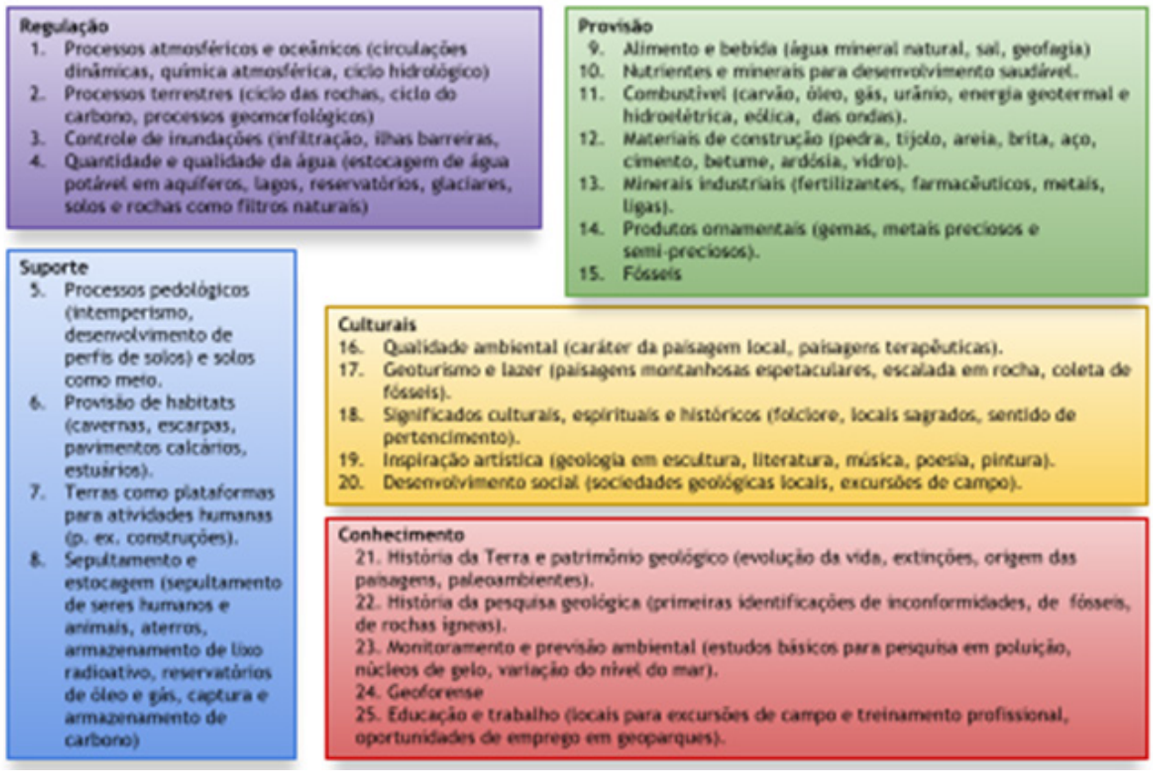


Figura 1. Diagrama mostrando as funções dos serviços ecossistêmicos com foco na Geodiversidade

Fonte: Garcia (2019)

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Para a bacia do Baixo Rio Negro, relacionou-se a partir do agrupamento proposto por Gray (2013) as seguintes categorias: provisão; regulação; suporte; culturais e de conhecimento.

Serviços de provisão

Na provisão de serviços obtidos do ecossistema fluvial do Rio Negro pode-se citar alimentos, água, madeira, dentre outros, responsáveis para a sobrevivência das comunidades locais e Região Metropolitana de Manaus. Dentre outros serviços importantes estão a explotação e a utilização de matérias primas minerais na construção civil, tais como areia, argilas e saibros.

Serviços de regulação

No baixo rio Negro, as principais funções de regulação prestadas pela natureza estão associadas com a bacia hidrográfica e sua intercomunicação entre os elementos bióticos e abióticos. A Amazônia, ocupa cerca de 49% do território brasileiro equivalente a 1/3 das reservas de florestas tropicais úmidas, é fundamental para impedir o avanço das mudanças climáticas e a manutenção do equilíbrio ambiental do mundo. O solo da Floresta Amazônica é essencialmente areno-argiloso, permeável e com poucos nutrientes. A camada superficial de solo local, formada por matéria orgânica, é vital para a manutenção da fertilidade do solo amazônico, podendo funcionar como uma fonte de emissão ou dreno de carbono atmosférico, dependendo do tipo de manejo adotado.

Serviços de suporte

Os serviços de suporte são necessários para que os outros serviços existam, tendo como exemplo, na região de estudo, a formação de solo e seus habitats correspondendo, particularmente, a ocorrência de perfis lateríticos.

Na região amazônica, ocorrem perfis lateríticos resultantes do processo de intemperismo e exposição sub-aérea das rochas ao longo do tempo geológico, que têm como produto as paisagens lateríticas. Esses perfis são identificados pelo desenvolvimento de crostas lateríticas que são importantes marcadores topográficos e da evolução da paisagem (Twidale e Bourne 1998; In: Castro 2015), o que as tornam, também, importantes marcadores paleoclimáticos e paleoambientais. Associam-se aos serviços ecossistêmicos providos pela geodiversidade quanto ao seu potencial mineral (ouro, fosfato, ferro, silício), possibilidade de uso em revestimentos de pavimentos e no estudo da evolução geológica e geomorfológica com boas exposições dessas formações na região que compreende Manaus (Costa, 1991) e na rodovia de acesso ao município de Novo Airão (AM).

Serviços culturais

Os serviços culturais estão relacionados aos benefícios intangíveis obtidos a partir dos ecossistemas, tais como os religiosos, culturais, sociais, patrimoniais, paisagísticos.

As paisagens do rio Negro associadas à diversidade cultural são os principais atrativos dos roteiros turísticos de quem visita a região do Rio Negro, como também os atrativos do Parque Nacional de Anavilhanas, aproveitando-se das belezas cênicas e da geodiversidade. Associadas a estes elementos estão a observação de ninhais e os botos vermelhos numa interação com a floresta amazônica, além da hospitalidade, da culinária e da autenticidade dos povos indígenas do rio Negro. Outros aspectos interessantes dos serviços culturais têm a ver com o valor patrimonial arqueológico e social relacionados às populações tradicionais. Também pode-se referenciar a história indígena de longa duração contada pelos petróglifos e pelas pinturas rupestres (Farias, 2013) por meio de narrativas visuais que são as gravuras rupestres, escritas próprias da história indígena.

Serviços de conhecimento

A diversidade de elementos naturais (paleontológico, paleoambiental, hidrológico, sedimentológico e geomorfológico), conjuntamente com a rica diversidade biológica e cultural da região, fazem desse lugar um laboratório vivo da natureza para aulas de campo, práticas de educação ambiental e treinamento profissional de diversas áreas.

Também se enquadram como serviços de conhecimento o provimento de serviços educacionais e qualificação profissional, com destaque para a efetividade das ações lideradas pelo Instituto Chico Mendes ICMBIO/MMA presente no baixo Rio Negro e sua contribuição para o provimento de informações científicas, retratado pela produção científica realizada no e sobre a região.

CONCLUSÕES

Os impactos na geodiversidade estão amplamente relacionados às pressões por desenvolvimento econômico e por mudanças nos padrões de uso da terra, que podem afetar os elementos da geodiversidade de várias maneiras. Como componente abiótico dos ecossistemas, os impactos à geodiversidade podem resultar em perdas severas no fornecimento de bens e serviços disponibilizados por esses ambientes.

Neste trabalho, verificou-se que os serviços ecossistêmicos podem ser importantes para avaliar as perdas e o valor da natureza e para a sobrevivência da população que vive as margens do Rio Negro e na metrópole Manaus. Recomenda-se que, quando o poder público tomar decisões em relação ao planejamento territorial, deve levar em consideração o valor de um serviço ambiental, visando a preservação dos serviços ecossistêmicos, mantendo e aprimorando a qualidade de sua geodiversidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Avaliação Ecossistêmica do Milênio. Ecossistemas e bem-estar humano: síntese. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/297563785_Millennium_Ecosystem_Assessment_Ecosystems_and_human_well-being_synthesis [acessado em 11 de setembro de 2022].

Castro, R.T. 2015. A lateritização na Amazônia Ocidental: sul de Roraima e norte e noroeste de Rondônia. Dissertação de Mestrado (Programa de Pós Graduação em Geociências) UFAM. 58 p.

Costa, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, 21: 146-160.

Farias, E. Arqueólogo explica riqueza do patrimônio no Rio Negro Leia a entrevista com o arqueólogo Raoni Valle. 2013. Publica, agência de jornalismo investigativo.

Garcia, M.M. Ecosystem Services Provided by Geodiversity: Preliminary Assessment and Perspectives for the Sustainable Use of Natural Resources in the Coastal Region of the State of São Paulo, Southeastern Brazil. Geoheritage 11, 1257–1266 (2019). https://doi.org/10.1007/s12371-019-00383-0

Gordon JE, Barron HF, Hansom JD, Thomas MF (2012) Engaging with geodiversity-why it matters. Proc Geol Assoc 123:1–6. https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2011.08.002

Gray M (2013) Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature, 2nd edn. Wiley Blackwell, Chichester

Gray, J.M. (2008) Geodiversity: Developing the Paradigma. Proceedings of the Geologists' Association,119,287-298. http://dx.doi.org/ 10.1016/S0016-7878(08)80307-0

Hermann, A.; Schleifer, S.; Wrbk, T. O conceito de serviços ecossistêmicos em relação à pesquisa da paisagem: uma revisão. Living Rev. Landscape Research, v. 5, p. 1-37, 2011.

Silva, M. L. N. ; Nascimento, M. A. L. ; Mansur, K. L. . Nature Ecosystem Services and its Application on the Studies of Geodiversity: a Review. ANUÁRIO DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS (UFRJ. IMPRESSO), v. 41, p. 699-709, 2018.

Twidale, C. R.; Bourne, J. A.; Smith, D. M. The use of duricrusts and topographic relationship in geomorphological correlation: conclusion based in Australia experience. Catena, n. 3. P. 105-122. 1998.

MODELO VIRTUAL DE AFLORAMENTO (MVA) E FERRAMENTAS DIGITAIS DOS GEOSSÍTIOS DO PROJETO GEOPARQUE CACHOEIRAS DO AMAZONAS

Rubens, Samuel da Costa[1]; Raimundo, Lima[1]; Luis, Castillo[1]

[1]Universidade Federal do Amazonas - UFAM

rsamuel6677@gmail.com;humbertoclima@ufam.edu.br;luiscastillo@ufam.edu.br

RESUMO

Este estudo foi desenvolvido em 3 geossítios do Geoparque Cachoeiras do Amazonas (GCA), localizados no município de Presidente Figueiredo-AM. Sendo eles: Cachoeira da Pedra Furada; Cachoeira da Porteira; e Geossítio Formação Manacapuru – Rio Urubu. O objetivo geral do projeto foi desenvolver um ambiente virtual para estimular mecanismos de aprendizagem geocientífica por meio do uso de ferramentas digitais para afloramentos nesses geossítios, através da confecção de modelos virtuais 3D. Antes da etapa de campo, foram realizadas capacitações para o aprendizado da legislação, regularização, montagem e manuseio dodrone, além dos cuidados que se deve ter com o equipamento. As fotografias foram obtidas pela câmera do drone DJI Mavic2 Pro e processadas pelo *software Agisoft Metashape*, passando pelas seguintes etapas: avalição e edição; alinhamento das fotografias; nuvem densa de pontos; geração da malha (*mesh*); texturização; e recorte da imagem. Os materiais foram disponibilizados ao público em geral pormeio de um sitecriado pelo Google Sites, naqual há material informativo sobre os geossítios estudados, através de textos, fotografias de detalhe e os Modelos Virtuais de Afloramento (MVAs) confeccionados. Além disso, a ideia de perpetuar geossítios do Amazonas foi algo muito bem visto, pois a região possui um intemperismo relevante e potencializador de destruição de afloramentos, na qual as modelagens virtuais podem ser uma das possíveis soluções para não se perder informações geológicas importantes nos próximos anos.

PALAVRAS-CHAVE: ModeloVirtual3D; Geoparque Cachoeiras do Amazonas; Drone; Agisoft;

INTRODUÇÃO

De acordo com Fourez (2003), a crise do ensino na Ciência vem aumentando com os anos, porém sua causa é complexa, envolvendo as implicações de viver no mundo industrializado, a atuação dos alunos e professores eetc. Sobre o ensinono curso de Geologia, Amaral (2014) diz que ao decorrer das últimas décadas, o curso sofreu mudanças significativas no campo dos conceitos geológicos e pedagógicos, porém a sua implantação à maioria dos professores não acompanhava o mesmo ritmo.

As geotecnologias e ferramentas virtuais têm aplicação crescente na análise de elementos geológicos, aprimorando a comunicação geocientífica entre docentes e discentes. Essas ferramentas virtuais, tais como a realidade virtual e/ou aumentada, a produção de modelos 3D e a aprendizagem do uso de *softwares* e aplicativos nesta área têm crescido exponencialmente nas últimas décadas (Castillo *et al*., 2010; Casini *et al*., 2016; Volgger e Cruden, 2016; Burnham e Hodgetts, 2018; Dolphin *et al*., 2019).

Geotecnologias e conceitos atuais permitem obter modelos mais aproximados do subsolo ou solo, mediante técnicas não invasivas em afloramentos expostos. Estes afloramentos podem ser efêmeros, já que devido a fatores antrópicos ou culturais podem desaparecer, porém, com modelos virtuais, os dados podem ser perpetuados a uma base de dados remota erobusta, a partir de fotogrametria, Modelo Virtual de Afloramento (MVA), radiometria, etc (Guadagnin *et tal*. (2019); Guadagnin, 2020; Nesbit *et al*., 2020).

O município de Presidente Figueiredo no estado do Amazonas apresenta sítios geológicos de interesse cultural, educativo e científico, e de importância como parte da história geológica do planeta (Luzardo, 2012). Nessa região, o Projeto Geoparque Cachoeiras do Amazonas (GCA) tem como um dos objetivos fomentar atividades de desenvolvimento sustentável como o turismo, educação e pesquisa, além de proteger importantes ecossistemas ameaçados. O projeto possui 8 (oito) geossítios inventariados e catalogados.

O objetivo geral deste trabalho foi desenvolver um ambiente virtual para estimular mecanismos de aprendizagem geocientífica por meio do uso de ferramentas digitais nesses geossítios, através da confecção de modelos virtuais 3D. Com isso, os objetivos específicos deste trabalho são: seleção de geossítios que compõem o GCA, na qual possuam alto valor didático para serem utilizados; elaboração de MVAs destes geossítios, como intuito de produzir informação geológica, útil na pesquisa, extensão e formação; e disponibilização da informação ao público em geral por meio de mídias digitais, palestras e/ou interações digitais.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram escolhidos 3 (três) geossítios do GCA para a realização deste trabalho (Figura 1): Cachoeira da Pedra Furada (1°59'41.42"S e 59°32'46.18"W); Cachoeira da Porteira (2°02'20.76"S e 59°55'12.72"W); e Geossítio Formação Manacapuru – Rio Urubu (2°6'46.35"S e 59°59'30.76"W).

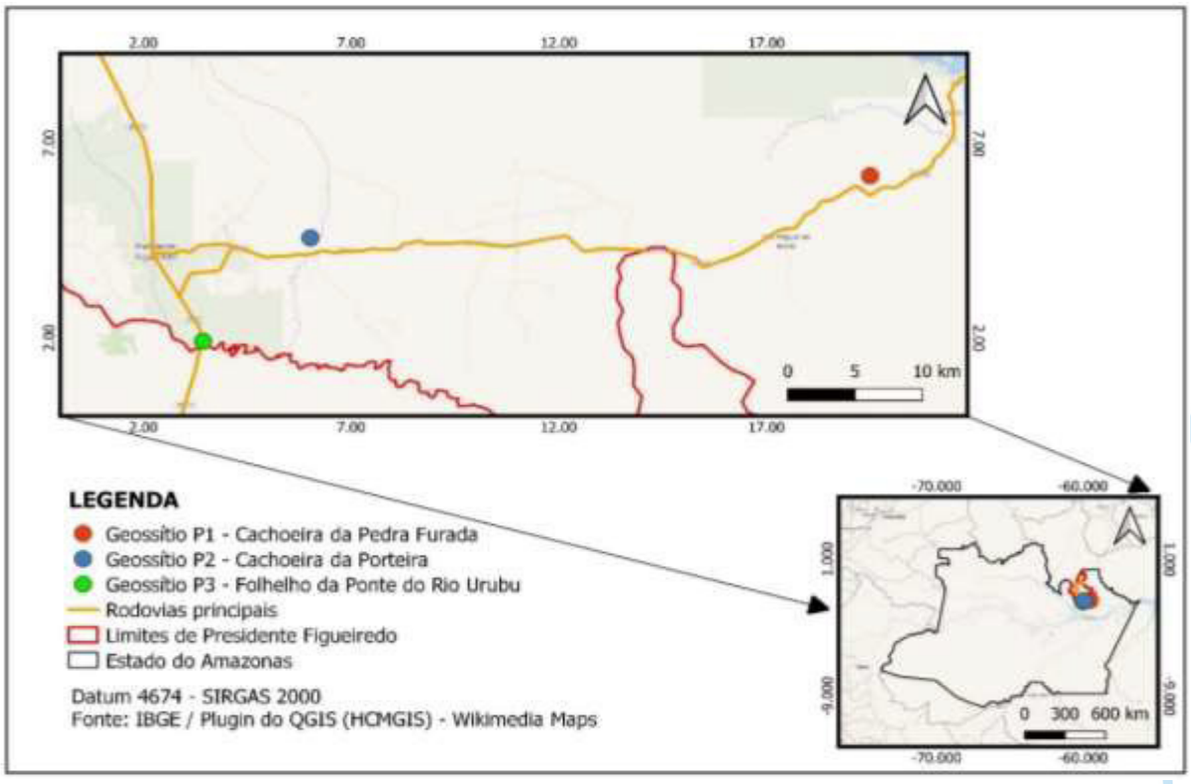


Figura 1. Mapa de localização dos geossítiosestudados.

Antes da etapa de campo, foram realizadas capacitações para o aprendizado da legislação, regularização, montagem e manuseio do drone, além dos cuidados que se deve ter com o equipamento. As fotografias foram obtidas pela câmera do drone DJI Mavic2 Pro, com câmera principal tendo 5.280×3.956 de resolução espacial. Já as imagens de detalhe usadas para evidenciar características ou feições litológicas e paleontológicas são de uma câmera de mão, do modelo Sony Alpha, com o objetivo de criar materiais informativos sobre os afloramentos, quando adicionados ao site.

Apósas aquisições de imagens em campo, as imagens foram processadas pelo *software Agisoft Metashape*, passando pelas seguintes etapas de avaliação e edição das imagens, alinhamento das fotografias, criação da nuvem densa de pontos, geração da malha ou *mesh*, texturização da malha e recorte da imagem (Figura 2). Foi utilizado o software Google Earth Pro para criar os pontos de coordenadas das áreas de estudo, importando os dados para o QGIS posteriormente. Já para a confecção do mapa de localização foi utilizado um Sistema de Informação Geográfica (SIG), o software Qgis, que possui ferramentas de recorte através de camada máscara, layoute de mais plugins auxiliadores, na qual foram utilizados dados vetoriais do site do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Por último, utilizou-se o Google Sites para geração do site com o material didático dos geossítios.

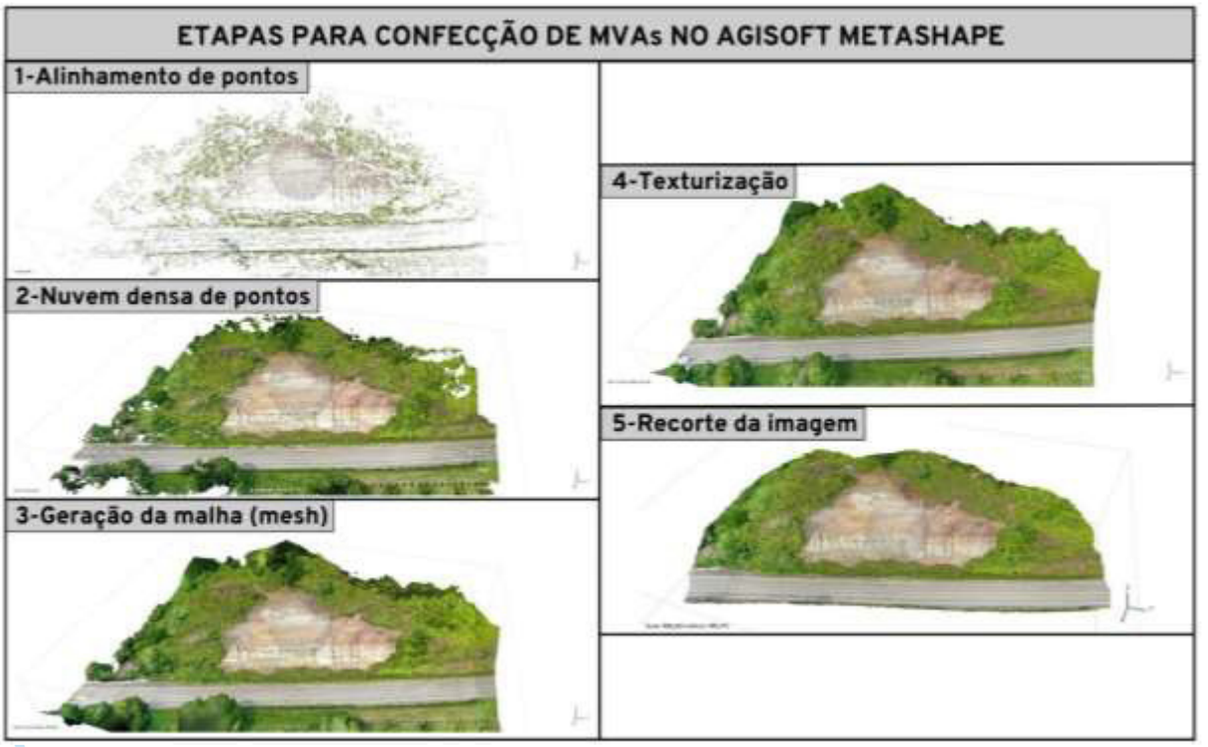


Figura 2. Principais etapas do processamento no Agisoft Metashape.

RESULTADOS

A modelagem virtual dos geossítios P2 e P3 estão na figura3, porém o afloramento P1 não se pôde fazer a aquisição de fotografias com o drone, devido as nuvens de chuva no dia da aquisição, não sendo possível a modelagem 3D.



Figura 3. Modelos Virtuais de Afloramento (MVAs) gerados pelo processamento das fotografias aéreas adquiridas por drone em levantamento de campo na área de estudo.

Como as fotografias adquiridas do geossítio P1 não foram usadas para criar um MVA, foram utilizadas no site como material informativo deste afloramento, assim como os outros geossítios. Estes ite foi criado através do Google Sites, sendo encontrado no seguinte endereço eletrônico: sites.google.com/view/geoparque-cachoeiras- do-amazon/Cachu.

O conteúdo do site reúne informações sobre a geologia regional, selecionando o conteúdo geológico essencial e interessante dos geossítios, como a litologia, formação sedimentar, granulometria, estruturas e fácies sedimentares, deformações, presença de fósseis e outros. Além disso, foi realizado uma palestra sobre o desenvolvimento deste projeto na Universidade Federal do Amazonas (UFAM).

DISCUSSÕES

A proposta inicial dos MVAs foi a utilização no ensino da geologia e divulgação da geodiversidade do GCA, na qual os materiais elaborados junto da palestra ministrada criaram um interesse maior dos alunos e professores do curso de Geologia da UFAM a estudar e conhecer mais sobre esses afloramentos, além de perceber-se a importância da geodiversidade e potencial geoturístico que o GCA possui. Além disso, a ideia de perpetuar geossítios do Amazonas foi algo muito bem visto, pois a região possui um intemperismo potencializador de destruição de afloramentos, na qual as modelagens virtuais podem ser uma das possíveis soluções para não se perder informações geológicas importantes nos próximos anos.

Os MVAs são ótimas ferramentas auxiliares para a explicação de temas geológicos, porém, não vêm para substituir nenhuma metodologia pedagógica, mas sim para ser usada dentro delas. Percebeu-se que os MVAs podem ter um efeito maior se mostrado junto de ferrramentas

interativas e imersivas, como óculos de visão aumentada ou interações digitais manuaisnos MVAs, podendo escolher e dá zoom sobre a parte do afloramento desejada. Então, essa ferramenta deve ser compartilhada para mais alunos e professores, criando um banco de dados sobre as rochas aflorantes do estado, além de estimular a visita nos demais geossítios, podendo futuramente a proposta do GCA ser aprovada, tornando-se um patrimônio geológico oficial na qual se buscará preservar sua geodiversidade e explorar o geoturismo potencial.

CONCLUSÕES

A perpetuação dos afloramentos através dos MVAs é uma possível solução bem-vinda, na qual deve ser compartilhada e criar-se um banco de dados sobre os afloramentos da região. Os MVAs são ótimas ferramentas auxiliares no ensino da Geologiae divulgação dos geossítios do GCA, mostrando a importância da geodiversidade e geoturismo do proposto parque. Além disso, palestras sobre o assunto e a criação do site ajudam bastante, mas mostrar os MVAs com ferramentas interativas aumenta seu efeito e interesse sobre o público.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amaral,I.A.do.2014. Raízes da mudança curricular ocorrida em 1973 na USP. Terra e Didatica, **10:**161-170. Disponível em: http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/.Acesso em julho de 2023.

Brilha, J. B. R. 2009. A importância dos geoparques no ensino e divulgação das Geociências. Geologia USP. Publicação Especial, **5:**27-33. Disponível em: https://doi.org/10.11606/issn.2316-9087.v5i0p27-33 . Acesso em julho de 2023.

Burnham, B.S.; Hodgetts, D. 2018. Quantifying spatial and architectural relationships from fluvial outcrops. Geosphere, **15:**1-18.

Casini, G.; Hunt, D.W.; Monsen, E.; Bounaim, A. 2016. Fracture characterization and modeling from virtual outcrops. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **100:**41-61.

Castillo, L.L.A., Souza, K. T. 2010. Chemale, F. Estratigrafía de Secuencias en un modelo dos y medio dimensional (2.5 D) del Cono de Rio Grande, Brasil. Revista Geofísica, p. 9-28.

Dolphin, G.; Dutchak, A.; Karchewski, B.; Cooper, J. 2019. Virtual fiel de xperiences inintroductory geology: Addres singa capacity problem, butfinding apedagogicalone, Journal of Geoscience Education, **67:**114-130.

Fourez, G. Crise no ensino de Ciências. 2003. Investigações em Ensinos de Ciências, **8:**109-123.

Guadagnin, F.; Lima Filho, F.P.; Magalhães, A. J. C.; Santana, A. V. A.; Terra, G. J. S. 2019. 3D Carbonate t crop Analogues: novelac quisition methodologie sand application to petroleu mandwaterreservoirs. Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologist, Palma de Mallorca.

Guadagnin,F.2020.Aquisição de imagens para construção de modelos 3D de amostras pelo fluxo de trabalho SfM-MVS. Tutorial Biblioteca Virtual de Geologia do Brasil, Caçapava do Sul.

Luzardo, R. 2012. Geoparque Cachoeiras do Amazonas (AM) – Proposta. In C. Schobbenhaus, & C. R. Silva. Geoparques do Brasil: propostas. Rio de Janeiro: CPRM, 58 p.

Nesbit, R.P.; Boulding, A.D.; Hugenholtz, H.C.; Durkin, P.; Hubbard, S. 2020. Visualization and Sharing of 3D Digital Outcrop Models to Promote Open Science. The Geological Society of America. GSA Today, **30**.

GEOCONSERVAÇÃO E A FORMAÇÃO DE MULTIPLICADORES DO CONHECIMENTO AMBIENTAL: CUIDANDO DA SERRA DO SAUBAL, SANTARÉM - PA

Silvio Eduardo Matos Martins[1]

[1]Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

silvio.martins@ufopa.edu.br

RESUMO

O presente artigo aponta os principais resultados extensionistas do projeto intitulado "O ensino, pesquisa e extensão universitária na popularização das geociências e a formação de multiplicadores do conhecimento geoambiental: cuidando da Apa da serra do Saubal, Santarém – PA" o qual foi desenvolvido no período de 2019 e 2021, sendo financiado pelo Edital Nº 03/2019/CGPRITS - PEEx e visou integrar ensino, pesquisa extensão universitária com a promoção de atividades com crianças e adolescentes atendidos pela Associação Espaço Natureza além de alunos da EMEF Santo André, nas proximidades da APA, para promover atividades que relacionassem as informações conceituais de Educação ambiental e das Geociências, assim como suas relações com problemas ambientais e urbanos. Com o objetivo de promover a discussão ampla e popularização das geociências e a sensibilização para preservação ambiental, optou-se por desenvolver uma metodologia inspirada nos princípios da pesquisa-ação, entendendo que a extensão universitária, aliada a pesquisa e ao ensino é uma forte ferramenta para a academia interagir e intervir na realidade no sentido de trazer melhorias para a relação ambiente x comunidade. O projeto Saubal propiciou momentos muito desafiadores e de enriquecimento acadêmico e humanístico na área de educação ambiental para a equipe que desenvolveu 7 diferentes intervenções. As intervenções tiveram ricas trocas de conhecimentos acadêmicos e populares, alcançando um público muito interessado e participativo caracterizando o principal objetivo deste projeto que visou a popularização das geociências.

PALAVRAS-CHAVE: Popularização das Geociências; Serra do Saubal; Geodiversidade.

INTRODUÇÃO

A Serra do Saubal integra uma Área de Proteção Ambiental (APA), criada pela Lei Municipal 18.715 de 06 de setembro de 2011. O local abrange uma área de 156 hectares, e do ponto mais alto, é possível avistar grande parte da cidade de Santarém. A Serra do Saubal se estende por vários bairros da cidade e possui localização estratégica para utilização educacional, recreativa, turística, acadêmica entre outras. Mesmo sendo uma APA, diferentes problemas ambientais são observados na área, desde o descarte indevido de resíduos sólidos aos processos de erosão superficial do solo provocado por desmatamentos ilegais. A Associação Irmã Dulce dos Pobres, também conhecida como espaço natureza, funciona desde 2012 atendendo a comunidade do bairro Santo André e outros bairros vizinhos a APA da Serra do Saubal. A Associação promove diferentes formas de socialização com a comunidade, sob a coordenação da Irmã Ieda, da Congregação das Irmãs Missionárias da Imaculada Conceição da Mãe de Deus (Fig. 01).

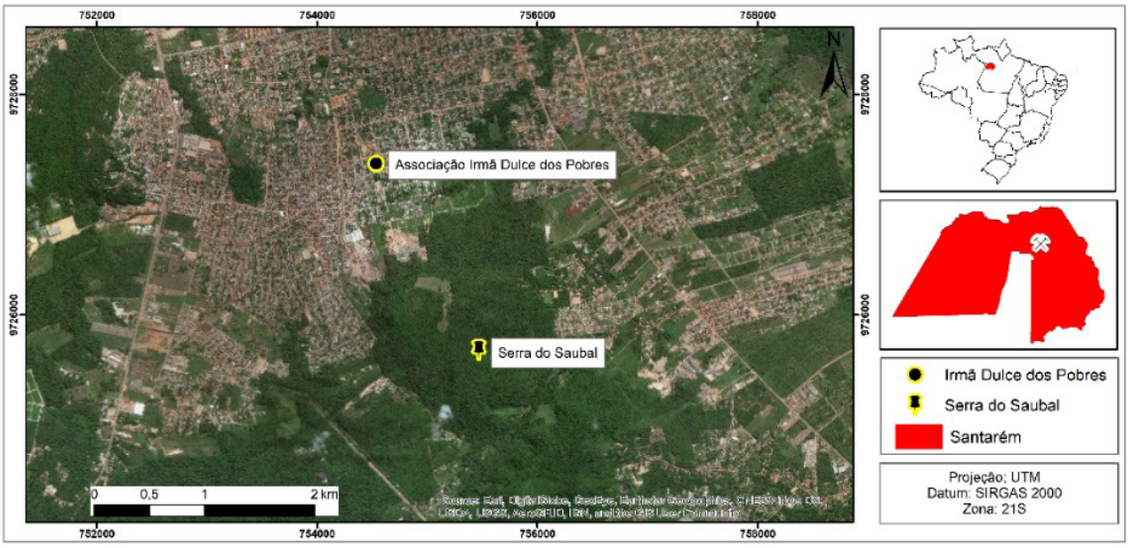


Fig. 01. Mapa de localização da área de atuação do projeto em Santarém
Fonte: Martins (2021).

O trabalho aponta os principais resultados extensionistas do projeto intitulado "O ensino, pesquisa e extensão universitária na popularização das geociências e a formação de multiplicadores do conhecimento geoambiental: cuidando da Apa da serra do Saubal, Santarém – PA" o qual foi desenvolvido no período de 2019 e 2021 pelo curso de geologia da UFOPA, sendo financiado pelo Edital Nº 03/2019/CGPRITS - PEEx e visou integrar ensino, pesquisa extensão universitária com a promoção de atividades com crianças e adolescentes atendidos pela Associação Espaço Natureza além de alunos da EMEF Santo André, nas proximidades da APA, para promover atividades que relacionassem as informações conceituais de Educação ambiental e das Geociências, assim como suas relações com problemas ambientais e urbanos amplamente vivenciados pela população da área.

Dessa forma, o projeto teve como objetivo auxiliar na formação de multiplicadores de conhecimento científico ambiental em prol de uma sensibilização acerca do ambiente ocupado por estes atores sociais e embasar a cidadania dos participantes. Buscou-se ainda, fomentar a popularização de temas das Geociências e sua relação com o espaço, no contato entre discentes do curso de Geologia, dentre outros participantes da associação e da escola Santo André em um contexto participativo (Brose, 2010; Souza, 2016; Tozzoni-Reis, 2001).

MATERIAIS E MÉTODOS

Com o objetivo de promover a discussão ampla e popularização das geociências e, ao mesmo tempo, a sensibilização para preservação e educação ambiental, optou-se por desenvolver uma metodologia inspirada nos princípios da pesquisa-ação (Gil, 2018; Thiollent, 2011), entendendo que a extensão universitária, aliada a pesquisa e ao ensino é uma forte ferramenta para a academia interagir e intervir na realidade no sentido de trazer melhorias para a relação ambiente x comunidade. As atividades de extensão, ofereceram aos alunos de graduação uma oportunidade de aprimorar sua formação acadêmica, a partir da confecção de maquetes, blocos

diagramas, recursos audiovisuais, jogos didáticos ampliando assim o horizonte da formação do discente e sua familiarização com a pesquisa, ensino e extensão, desse modo estará ainda mais preparado para atuar tanto em instituições acadêmicas e de pesquisa, quanto em funções profissionais não acadêmicas, além de popularizar os resultados dos trabalhos desenvolvidos.

As atividades realizadas promoveram a cultura científica na educação superior estimulando talentos na carreira científica dos alunos da UFOPA. Além de estimular o comprometimento do discente em disseminar o conhecimento e os projetos executados para a comunidade atendida, dando suporte para a resolução de problemas encontrados no dia a dia da população.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

As atividades na escola Santo André, foram desenvolvidas com as turmas de geografia do ensino fundamental, nos horários de aula da professora Andrea Rabelo com apresentação de dos bolsistas IC do projeto, na ocasião se deu início as atividades de educação ambiental de fato com a discussão de temas pertinentes a área geográfica da escola, sua proximidade da APA, da Serra e dos problemas ambientais e urbanos vivenciados pela população diariamente. Temas como desmatamento, ocupação desordenada de vertentes, lixões à céu aberto, erosão de solos, enxurradas, formação de ravinas e voçorocas, mapeamento de áreas de risco, geologia ambiental e Urbana e Educação ambiental foram pouco a pouco sendo introduzidas nas comunicações realizadas pelos discentes do curso de geologia aos alunos de ensino fundamental, de maneira simples e interessante, caracterizando a popularização das geociências seguindo as recomendações de Bezzi (1999), que afirma que os geocientistas e educadores das ciências da Terra têm a grande responsabilidade de transformar a educação em Geociências em um processo que deve ir além do mero ensino e aprendizagem dos fatos, leis e teorias; deve envolver a compreensão da natureza e suas relações com a sociedade.

Segundo Ernesto et al. (2018), o estudo das Geociências não está baseado em generalizações abstratas, mas se concentra em particularidades concretas da natureza; portanto, os conceitos são de muito mais fácil assimilação para os estudantes expostos a esses conteúdos.

A 2 ª e 3ª intervenções de extensão que constaram do GEOCINE com apresentação de filmes sobre a formação do universo e de nosso planeta, além de vídeos didáticos confeccionados pelos bolsistas de IC do projeto, com temas de “O que são bacias sedimentares” e “Geologia e Geomorfologia de Santarém”. A 3ª intervenção constou de amostra de minerais e rochas e material de trabalho do geólogo (Fig. 02a). O contato dos discentes de geologia com os alunos de ensino fundamental auxilia no processo de formação de ambos os níveis de estudantes e promove uma melhora do panorama de ensino de Geociências. King (2008) verificou que as Geociências aparecem como uma pequena parte obrigatória de um currículo nacional de ciências, em sua análise concluiu que a Educação em Geociências progredirá mais eficazmente por intermédio da extensão da aprendizagem a todas as crianças e na orientação a professores quanto a efetiva implementação de novas iniciativas curriculares.

As atividades desenvolvidas em salas de aula denotam a importância da educação ambiental e ensino de geociências na educação básica haja vista que Werlang (2017) identifica uma fragmentação do ensino de geociências que ocorre nos componentes curriculares que usualmente tratam desses tópicos. O autor indica que um exemplo é o caso da disciplina Geografia, que nos

livros e textos, por vezes não apresentam uma perspectiva integradora, além de apresentarem erros conceituais, como os apontados por Santana e Barbosa (1993). Werlang (2017) afirma que considerando-se que as geociências também são uma "alfabetização na linguagem da natureza", percebe-se facilmente que praticamente inexistem reflexos da contribuição desse avanço na escola básica. Toledo (2005) credita esse avanço lento do ensino de geociências na Educação Básica, em parte, porque os geocientistas pouco se interessaram pelas questões de ensinoaprendizagem.



Fig. 02. a) Conhecendo amostras de Rochas e Minerais; b) Trabalhos manuais infantis
Fonte: Autor (2021).

A 4ª intervenção foi uma conversa sobre a serra, o tempo geológico, evolução da terra, evolução dos animais (devido elevado interesse, foi dado um enfoque para o tema dinossauros) e mudanças da superfície da terra do bairro em que estávamos. Foi proposto para as crianças que imaginassem a serra na época dos dinossauros e eles fizeram pinturas e esculturas em massinha de modelar. King (2008) menciona estudos que denotam o interesse das crianças em grandes eventos da Terra, assim como seu processo de evolução, tanto do passado geológico como do presente e do futuro, assim como nas mudanças ambientais atuais que têm implicações diretas para o futuro da humanidade. Claramente, portanto, estratégias eficazes de ensino das ciências da Terra estarão relacionadas aos interesses dessas crianças.

As crianças demostraram muita criatividade na criação de ambientes, organismos e formas de superfície baseadas nas informações trocadas entre os comunicadores e o público-alvo. Ficou clara a animação e fascínio pelo tema proposto nas coloridas pinturas realizadas, demostrando que a atividade de extensão foi bem assertiva na escolha das formas de comunicação infantil, alcançando seus objetivos. (Fig. 02b).

A 5ª intervenção foi direcionada as crianças menores e se baseou em uma oficina de confecção de dinossauros feitos de recortes de papel cartão e balão. O objetivo dessa interação era reforçar a relação de interdependência da Serra com a Vegetação e os animais que ali vivem, na atualidade. A 6ª intervenção foi definida por temas relacionados a formação de uma serra ou montanha e culminou com uma oficina de confecção de um vulcão feito de papel marché, vinagre, bicarbonato de sódio e corantes alimentícios, dentre outros. As crianças ficaram muito animadas com a interação de todas as atividades, especialmente com a realidade proposta do vulcão entrando em erupção. O objetivo dessa intervenção foi de demostrar a estreita relação dos processos geológicos internos da Terra com o modelamento da superfície terrestre, a for-

mação de minerais e rochas e como estas se relacionam com a formação de solos e nutrientes importantes para a manutenção das florestas. A última intervenção se deu na feira de ciências da escola Santo André. O projeto disponibilizou para as turmas de geografia trabalharem os temas "Cartografia" e "Geomorfologia da Serra do Saubal". Os alunos atendidos pelo projeto confeccionaram cartazes, maquetes, esquemas, dentre outras formas de comunicação didática demonstrando terem sido amplamente influenciados pelos temas tratados pelo projeto.

CONCLUSÕES

O projeto Saubal propiciou momentos muito desafiadores e de enriquecimento acadêmico e humanístico na área de educação ambiental durante o período conturbado imposto pela pandemia de COVID-19. Pode-se desenvolver 7 de 12 intervenções inicialmente previstas. A área da serra do Saubal tem sido estudada pela prefeitura do município para receber equipamentos turísticos, de lazer, saúde e segurança para a população santarena, e esse projeto de ensino, pesquisa e extensão foi importante para ratificar a importância que este espaço representa para a população dos bairros que o rodeiam.

Os trabalhos de campo, o desenvolvimento das pesquisas de IC e as intervenções de extensão foram ricas em troca de conhecimentos acadêmicos e populares, alcançando um público muito interessado e que possivelmente tenham pouca ou nenhuma oportunidade de estar em contatos com essas informações acadêmico-científicas importantes para o conhecimento acerca de nosso planeta e seu funcionamento, assim como o espaço geográfico que cerca essa população, caracterizando o principal objetivo deste projeto que visou e visa a educação ambiental e a popularização das geociências.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BEZZI, A. What is this thing called geoscience? Epistemological dimensions elicited with the repertory grid and their implications for scientific literacy. Science Education, v.83, p.675-700, 1999.

BROSE, M. (Org.). Metodologia participativa: uma introdução a 29 instrumentos. 2º Ed. Porto Alegre: Tomo Editorial. 2010.328p.

ERNESTO, M. et al. Perspectivas do ensino de Geociências. Estudos Avançados, v. 32, n. 94, p. 331-343, 2018.

GIL, A. C. Como elaborar projetos de pesquisa. 6º edição. São Paulo: Atlas. 2018.

KING, C. Geoscience education: an overview. Studies in Science Education, v.44, p.187-222, 2008.

MARTINS, S. E. M. O ensino, pesquisa e extensão universitária na popularização das geociências e a formação de multiplicadores do conhecimento geoambiental: cuidando da Apa da serra do Saubal, Santarém – PA. Relatório final de projeto. UFOPA, Santarém. 2021.

SANTANA, José C. B.; BARBOSA, Liana M. A realidade do ensino de geociências no 2º grau em Feira de Santana–Bahia. Rev. Bras. Geoc, v. 23, n. 1, p. 98-106, 1993.

SOUZA, M. L. Os conceitos fundamentais da pesquisa socioespacial. 3 Ed. Rio de Janeiro:

Bertrand brasil. 2016. 320p.

THIOLLENT, M. Metodologia da Pesquisa ação. 18ª ed. São Paulo: Cortez, 2011.

TOLEDO, Maria Cristina Motta. Geociências no ensino médio brasileiro-Análise dos Parâmetros Curriculares Nacionais. Geologia USP. Publicação Especial, v. 3, p. 31-44, 2005.

TOZZONI-REIS, M. F. C. Environmental education: theoretical references in higher education, Interface _ Comunic, Saúde, Educ, v.5, n.9, p.33-50, 2001.

WERLANG, R. B. Geoilhas: o ensino de geociências na educação básica articulado com a ilha interdisciplinar de racionalidade. 2017. 168 f. Tese (Doutorado em Educação em Ciências Químicas da Vida e Saúde UFSM - FURG) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017.

ELABORAÇÃO DE FERRAMENTAS DIDÁTICAS PARA AUXILIAR NO ENSINO E APRENDIZAGEM DE TEMAS RELACIONADOS À CRISTALOGRAFIA NA DISCIPLINA DE MINERALOGIA MACROSCÓPICA

Suellen Cristhina Queiroz Pereira, Unifesspa[1]; Anne Jamile Rocha dos Santos, Unifesspa[1]; Natália Gomes Alves de Souza, Unifesspa[1]

[1]Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará - UNIFESSPA

suellenq.pereira@yahoo.com.br, anne.jamile@unifesspa.edu.br, nataliagas@unifesspa.edu.br

RESUMO

Este trabalho apresenta duas ferramentas didáticas para o ensino da mineralogia macroscópica na Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA), sendo elas, a elaboração de formas cristalinas representativas das 32 classes cristalinas classificadas quanto ao grau de simetria e conforme as 14 redes de Bravais e a elaboração de uma apostila didática contendo temas relacionados à cristalografia para auxiliar os professores e monitores na construção de aulas práticas e teóricas sobre mineralogia, cristalografia, elementos de simetria e sistemas cristalinos. As ferramentas didáticas foram elaboradas em sete etapas, após a aplicação de um prova de conhecimentos sobre mineralogia e cristalografia, onde foi constatado as dificuldades dos alunos quanto ao conteúdo relacionados à cristalografia, assim, as ferramentas auxiliadoras são: levantamento bibliográfico; elaboração das formas cristalinas representativas das 32 classes cristalinas; descrição dos elementos de simetria, nomenclatura e catalogação das classes cristalinas; montagem dos mostruários das formas cristalinas e elaboração da apostila didática. A aplicação das ferramentas foi realizada em quatro etapas: exercício prático-expositiva com as formas cristalinas; aplicação de teste para verificação da aprendizagem; confecção das formas cristalinas pelos discentes e a produção da apostila pela monitoria para o laboratório de mineralogia macroscópica. A análise foi realizada através de questionário que visou avaliar a aprendizagem dos discentes que utilizaram as ferramentas didáticas. Com isso foi observado que o índice de acerto para questões associadas à cristalografia, elementos de simetria e nomenclatura das formas cristalinas aumentou consideravelmente, por outro lado as questões respondidas com maior erro contavam com conteúdo sobre projeção das faces dos cristais. A maior participação e interesse dos alunos são os principais resultados adquiridos na aplicação desta metodologia, sendo possível utilizar as formas cristalinas feitas pelos discentes nas próximas turmas da disciplina, com intuito de aprimorar a aprendizagem, dando suporte para os professores e monitores da disciplina de mineralogia macroscópica.

PALAVRAS-CHAVE: Mineralogia; Cristalografia; Classe Cristalina; Métodos Didáticos.

INTRODUÇÃO

A Cristalografia é uma ciência que se baseia em regras, as quais foram feitas para que diversas pessoas pudessem utilizar as mesmas orientações cristalográficas e nomenclaturas, sem alterar o entendimento. Assim, se cada um usasse regras diferentes para orientar os cristais e classificá-los, por exemplo, quanto ao grupo pontual, classe cristalina e sistema cristalino, a Cristalografia iria se tornar muito complexa (Atencio e Azzi, 2017).

Nesse contexto, uma importante área da cristalografia a ser estuda é a simetria e seus elementos que é a feição geométrica que expressa a simetria de um arranjo ordenado, tais elementos de simetria são os eixos de rotação, planos de reflexão, centros de simetria e eixos de simetria (Klein e Dutrow, 2012). Esses conceitos, apesar de estarem presentes na literatura, são difíceis de serem visualizados, exclusivamente pelas imagens expostas nos livros e trabalhos publicados.

A absorção do conhecimento sobre cristalografia tende a ser baixa, por se tratar de um tema que se distancia dos conteúdos estudados pelos discentes até o terceiro semestre do curso, dessa forma o presente trabalho propõe integrar dois diferentes métodos didáticos, fazendo que o discente possa aprender e compreender o conteúdo da mineralogia, cristalografia, classe cristalina e grau de simetria com mais facilidade.

O ensino de temas relacionados à cristalografia, por vezes, necessita de estratégias para auxiliar a construção de conceitos abstratos e complexos que se tornam difíceis de explicar somente através da teoria. Portanto, é necessário encontrar um método para ensinar e compreender o conteúdo administrado, assim como exposto por Sant'Anna e Menegolla (2002), o método é um modo de conduzir a aprendizagem, buscando o desenvolvimento integral do educando, através de uma organização precisa de procedimentos que favoreçam a consecução dos propósitos estabelecidos. Nesse contexto buscou-se proporcionar um método eficiente de observação dos sistemas cristalográficos através das análises e elaboração das 48 formas cristalográficas representativas das 32 classes cristalinas, contando com o auxílio de livros introdutórios de Cristalografia, como o Klein e Dutrow (2012).

Cada classe cristalina apresenta uma associação de elementos de simetria totalizando 32 possibilidades de combinações, no entanto, observar e identificar essas classes somente por imagens dos livros de mineralogia não é eficaz para o aprendizado dos discentes.

Dito isso, a utilização de metodologias didáticas interativas visa auxiliar os educadores a ministrarem os conteúdos da forma mais atrativa possível, assim, para Prado (2014) a necessidade de se conhecer as metodologias faz-se presente para que o processo de ensino preencha todas as lacunas da aprendizagem. Afinal existem alunos diferentes, que se encontra em momentos e níveis de aprendizagem diferenciados.

Desse modo, apesar da gama de conteúdos sobre cristalografia nos mais diversos livros de mineralogia, o presente trabalho propõe que os métodos de ensino aplicados nessa disciplina sejam readequados, a fim de possibilitar uma imersão prática por parte dos discentes na elaboração do material proposto, aperfeiçoando principalmente na identificação dos elementos de simetria e nomenclatura das classes cristalinas, introduzido assim novos meios de ensino e aprendizagem na disciplina em questão.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a elaboração deste trabalho, inicialmente foi realizado uma prova para os estudantes de mineralogia macroscópica, que foi aplicada após a realização de aulas expositivas sobre cristalografia, a partir do resultado avaliativo, foi feito uma pesquisa bibliográfica sobre formas cristalinas e suas características, que serviu de base para a confecção das formas cristalinas, em seguida, os 25 estudantes da disciplina de mineralogia macroscópica em parceria com a monitoria, elaboraram uma apostila contendo as imagens e todas as características das classes

cristalinas, incluindo ainda o conteúdo sobre projeções das formas cristalinas. Em vista disso, foi aplicado uma segunda avaliação, e por último, um questionário sobre o grau de aprendizado dos discentes, após o uso das ferramentas didáticas utilizadas durante a disciplina de mineralogia macroscópica, que foram analisados com intuito de averiguar o grau de aprendizagem dos estudantes e seu interesse pela disciplina de mineralogia e cristalografia.

RESULTADOS

Nessa perspectiva, entende-se que todo conteúdo acadêmico, precisa de um método pedagógico eficiente para que o desenvolvimento das ideias sejam melhores aproveitadas. Assim, inicialmente foi executada uma avaliação do conteúdo de cristalografia, a qual demonstrou a dificuldade dos discentes de compreenderem essa parte da disciplina.

Após a avaliação e diante do desempenho dos discentes, foi proposto uma metodologia que desenvolvesse uma atividade prática e interativa abordando cristalografia de maneira que os estudantes pudessem interagir diretamente com a classes cristalinas a partir da elaboração das formas cristalinas (Figura 1), visando melhorar a compreensão sobre a mineralogia, especialmente sobre a cristalografia e o grau de simetria.

Diante disso, a turma de Mineralogia Macroscópica (Figura 1) foi dividida em grupos de 5 pessoas e utilizando papel cartão, construíram 32 formas principais que nomeiam as classes cristalinas. Essa etapa foi desenvolvida a partir de três aulas práticas, onde além da elaboração das formas cristalinas, os estudantes identificaram cada classe e seus elementos de simetria, além da sua nomenclatura, podendo assim aprimorar o aprendizado sobre o tema abordado.

Utilizando as formas cristalinas associadas às informações da apostila elaborada, os discentes da disciplina de mineralogia macroscópica da UNIFESSPA puderam esclarecer suas dúvidas, aperfeiçoar seu conhecimento e principalmente melhorar o desempenho nas avaliações que foram aplicadas, como ficou constatado pela análise do questionário (Tabela 1) que resultou na avaliação do nível de aprendizagem dos estudantes.

Perguntas	Sim	Não
Anterior ao uso das formas cristalinas didáticas, você identificava a classe cristalina ao observar o mineral?	4	21
Após o uso das formas cristalinas, você consegue identificar a classe cristalina de um mineral?	25	0
Você compreende o que é simetria, elementos de simetria e grau de simetria?	25	0
O seu interesse por mineralogia e cristalografia aumentou?	25	0
Suas notas nas provas, após uso das formas cristalinas e da apostila de cristalografia, aumentaram?	25	0
Possui interesse em desenvolver uma iniciação científica dentro da área de cristalografia?	18	7
Possui interesse em participar da monitoria na área de mineralogia macroscópica nos semestres seguintes?	24	1
Você tem interesse em participar de eventos que aborde o tema da mineralogia e cristalografia?	25	0
Total em percentual aproximado	+ 97%	3%

Tabela 1. Percentual de respostas quanto ao aproveitamento e interesse dos estudantes em relação a mineralogia e cristalografia.

Fonte: Autoras.

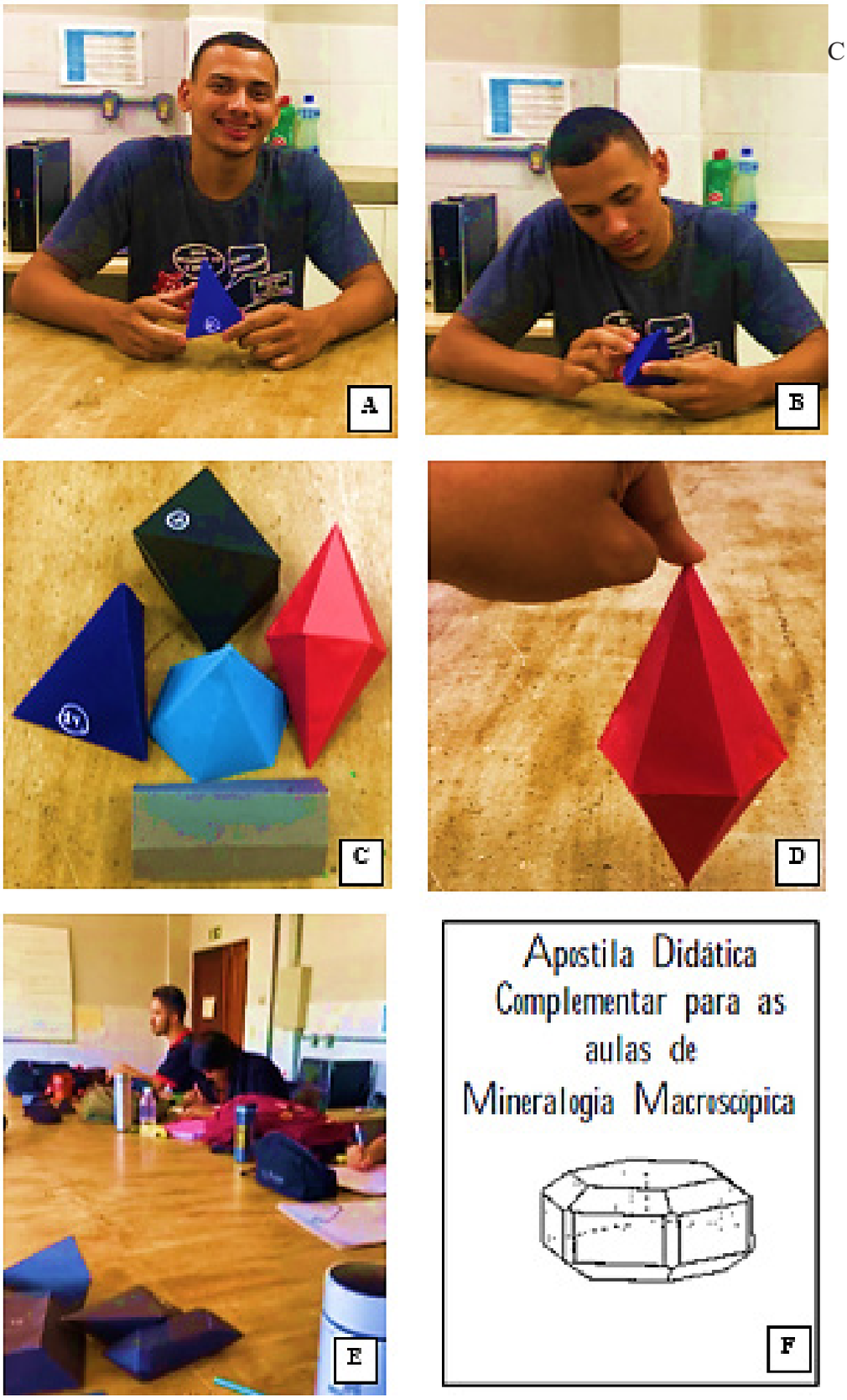


Figura 1. Estudante da disciplina de mineralogia macroscópica observando os elementos de simetria a partir da forma cristalina, durante aula prática de mineralogia (A e B). Formas cristalinas representativa de classes cristalinas (C e D). Aula prática de mineralogia macroscópica (E). Apostila didática (F). Fonte: Autoras (Figuras A, B, C, D e F) e Turma de Geologia Macroscópica (2023) (Figura E).

CONCLUSÕES

O desenvolvimento da disciplina de mineralogia macroscópica utilizando ferramentas didáticas como a elaboração das figuras geométricas e a partir delas, aulas práticas associadas com o conteúdo da apostila didática, possui relevância por tratar de métodos acessíveis, que facilita a difusão do conhecimento da cristalografia que é uma das principais áreas da mineralogia.

Com o objetivo melhorar o desempenho dos estudantes da turma de mineralogia da UNIFESSPA, essas ferramentas didáticas foram aplicadas resultando numa melhoria das notas em trabalhos e provas, como constatado após a correção dessas avaliações e análise do questionário final aplicado no final da disciplina.

Foi possível observar o interesse dos alunos durante as aulas práticas, assim como pelas atividades desenvolvidas em sala de aula, fator considerado como positivo, pois o desempenho desses estudantes foi gradativo, com a elevação considerável nas notas avaliativas.

Também foi verificada, ao longo da disciplina, que outros estudantes que já haviam sido avaliados na disciplina de mineralogia macroscópica em turmas anteriores, desenvolveram um interesse na área da cristalografia a partir do material didático interativo, interagindo com os alunos que ainda cursavam, expandido assim o conhecimento.

Diante disso, as próximas turmas podem usufruir dos materiais aplicados na turma de Geologia Macroscópica do ano de 2023, utilizando e aprimorando esse material didático, bem como as ferramentas didáticas podem ser estendidas e aplicadas, até mesmo, para outras áreas das geociências que necessitem da compreensão da mineralogia e cristalografia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Atencio D., Azzi A.A. 2017. Sistemas cristalinos: nomenclatura e convenções.Terra e Didática, 13 (3): 279- 285.

Klein C., Dutrow B. 2012. Manual de ciências dos minerais. 23ed., Bookman. 716p.

Prado, K. Universidade Tecnológica Federal do Paraná. Diretoria de pesquisa e pós-graduação especialização em ensino de ciências metodologias didáticas no ensino de ciências do município de Céu Azul - PR. Monografia de especialização medianeira.

Sant'Anna, I. M.; Menegolla, M. Didática aprender a ensinar. São Paulo, Loyola, 2002.

ROCHAS CARBONÁTICAS DOS CALÇAMENTOS HISTÓRICOS DE BELÉM: CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E IMPORTÂNCIA PARA EDUCAÇÃO PATRIMONIAL

Tayana S. Saraiva[1,4]; Joelson L. Soares [2,4]; Stéfani S. Cardoso [2,4]; Ailton S. Brito[3]; Milene M. da Silva[4]; Daniel Emerson P. Vilhena[4,5]

[1]BolsistaPIBEX,UniversidadeFederaldo Pará-UFPA;[2] Programa PET Geologiada UFPA; [3]Universida de Federal do Piauí-UFPI; [4]Universidade Federal do Pará-UFPA; [5]Bolsista PIBIC, Universidade Federal do Pará-UFPA;

tayanasarmento348@gmail.com;jlsoares@ufpa.br

RESUMO

A cidade de Belém é conhecida pelo seu rico patrimônio histórico e cultural que registra os principais períodos de colonização da Amazônia brasileira. Recentemente, a caracterização mineralógica e petrográfica das edificações históricas de Belém têm produzido diversos trabalhos acadêmicos, científicos e educativos. Contudo, pouco ou quase nenhum destaque é dado para os calçamentos que ocorrem no entorno da maioria destas construções e em algumas ruas antigas da cidade. Este trabalho tem por objetivo fazer a caracterização macroscópica das rochas carbonáticas que compõem estes calçamentos e discutir o seu potencial para educação patrimonial. A descrição foi feita com base nas características texturais macroscópicas, conteúdo fossilífero e estruturas. Foram identificados 10 tipos diferentes de rochas calcárias nos calçamentos que ocorrem no Complexo Feliz Lusitânia e ruas do centro de Belém. Assim, foram identificadas variações das microfácies *Mudstone*, *Wackestone*, *Grainstone*, *Floatstone*e *Rudstone*. Estas rochas não existem nas proximidades de Belém o que significa que estes calcários chegaram na cidade provenientes de outras regiões. Historicamenteestes calcários são ditos como provenientes de Portugal, principalmente o Lioz, mas a diversidade de rochas demonstra quea história pode ser um pouco diferente e se faz necessária uma investigação mais detalhada da proveniência deste material. Esta discussão abre oportunidades de pesquisa nos campos da petrografia, paleontologia e mineralogia. A diversidade de rochas e fósseis e o fácil acesso a este material possibilita ações de ensino e educação patrimonial na cidade de Belém.

PALAVRAS-CHAVE: Patrimôniohistórico; Calcários; Divulgação científica.

INTRODUÇÃO

As calçadas de muitas ruas antigas de Belém exibem as mais diferentes feições petrográficas e composições mineralógicas e paleontológicas, geralmente não notadas pelo público em geral e, até mesmo por alguns geólogos. Estes calçamentos correspondem a rochas carbonáticas que apresentam aspecto maciço e cores variadas, mas que também exibem diversas evidências biológicas, como fósseis e icnofósseis, ainda pouco estudados. Historicamente estas rochas, denominadas de forma genérica de Pedra de Lioz, tinham amplo aproveitamento nos séculos XVII e XVIII, sendo utilizadas como lastros nos navios, ornamentação de igrejas, compondo fachadas, escadarias e passeios públicos (Silva 2019, Martins 2013). Geralmente o calçamento

(tanto antigamente como atualmente) costuma ser construído com rochas obtidas em jazidas próximas e a disponibilidade dosmateriais utilizados é condicionada a diversidade geológica local. No caso de Belém, a maioria do calçamento antigo da cidade era composto de rochas calcárias provenientes de Portugal ou de arenitos ferruginosos da Formação Barreiras. No caso de Belém, o uso quase restrito destes materiais pétreos se deve ao fato da cidade não possuir boas jazidas de rocha em regiões próximas.

Os calçamentos históricos de Belém são tombados desde 02 de julho de 1982 pela SECULT e integram o patrimônio histórico do município conforme a Lei 7.709 de18 de maio de 1994. Contudo, as organizações públicas e privadas dão maior atenção para as construções históricas. Neste cenário, há pouco ou nenhum interesse no estudo ou preservação de pavimentações históricas o que resulta um certo desinteresse em sua conservação, salvaguarda e preservação. Dessa forma, apresentamos as primeiras descrições detalhadas deste material, utilizando nomenclatura clássica para rochas carbonáticas e identificação de algunsfósseis. O trabalho teve por objetivo, além de caracterizar o material, despertar um maior interesse pela geohistória da cidade tentando informar e conscientizar a sociedade em geral da importância geológica e paleontológica registradas nos calçamentos calcários. Mesmo sendo um patrimônio tombado pelo IPHAN nota-se claramente um descaso com sua conservação, não é raro caminhar pela cidade e ver muito deste material destruído pelos processos naturais e principalmente ação antrópica. No sentido de que é preciso conhecer para preservar (ou conservar) se faz necessário que as pessoas que convivem com este patrimônio, reconheçam sua importância, ainda que não seja pelo seu valor científico (Castro *et al.* 2015).

MATERIAISEMÉTODOS

Asdescriçõesdasrochasforamfeitasapartirdeobservaçõesdasfeiçõesmacroscópicas e de um microscópio portátil devido a impossibilidade de coletar amostras por ser um patrimônio tombado pelo IPHAN. As rochas foram classificadas conforme a nomenclatura de Dunham (1962) e suas modificações posteriores (Embry e Klovan 1971; Lokier e Al Junaibi 2016). A caracterização das microfácies carbonáticas e guiuas recomendações de Flügel (2004).

RESULTADOS

As rochas calcárias descritas exibem características texturais, petrográficas e paleontológicas muito diversas. A maioria são calcários finos, maciços que podem conter macrofósseis de bivalves, ostras erudistas, localmente são observados gastrópodes, icnofósseis, estratificações cruzadas e estilólitos. Os moluscos bivalves são diversificados nos calcários estudados sendoencontrados ostras, rudistase outrosmoluscosnão identificados. Assim, para evitar confusões as ostras e rudistas permanecem com sua denominação, enquantoas conchas aragoníticas de outros moluscos bivalves indeterminados que foram substituídas por calcita serão denominadas aqui somente de bivalves. Nesta primeira etapa da pesquisa, foram individualizadas 10 microfácies carbonáticas que são descritas abaixo (Figura 1).

***Mudstone* bioturbado:** calcário fino de cor marrom esbranquiçado que exibe bioturbações e localmente estilólitos. As bioturbações foram classificadas como *Thalassinoides* que formam galerias em forma de Y ou com padrão *boxwork*, em alguns calçamentos eles ocorrem isolados. O preenchimento das bioturbaçõesé caracterizado por material carbonático de cor amarela, maciça era rosfósseis. Localmente são observados *Pala e ophycus*, gastrópodes e bioclastos indeterminados.

***Mudstone*maciço:** calcário fino com cores que variam entre o rosa, creme e cinza, sem estruturas ou fósseis visíveis.

***Mudstone* fossilífero compactado:** calcário fino de cor rosa a laranja esbranquiçada, maciça, apresenta abundantes planos de estilólitos e algumas conchas fragmentadas e desarticuladas. A maiorias dos fósseis observados macroscopicamente são conchas de moluscos bivalves (geralmente substituídos por calcita espática) e fragmentos retangulares de fósseis indeterminados substituídas por calcita espática. Estes fósseis ocorrem dispersos em uma matriz calcítica fina compondo menos de 10% do arcabouço da rocha.

***Wackestone* fossilífero de formado:** calcário fino a médio de cor cinza aamarelado com estruturas de forma das semelhantes alaminações convolutas. O arcabouço da rocha é sustentado por uma matriz micrítica deformada, onde os bioclastos constituem de 30 a 50% do arcabouço e são caracterizados por conchas fragmentadas e desarticuladas disseminadas de forma caótica. ***Wackestone* fossilífero e comoncoides**: calcário cinza esbranquiçado com porções irregulares de cor amarelada. O arcabouço é sustentado por uma matriz fina, cinza, maciça e em algumas porções por calcita espática de cor amarelada. Os grãos aloquímicos constituem 40% a 60% do arcabouço e são caracterizados por conchas de bivalves (muitos ainda apresentado os pares articulados e raros desarticulados) e oncoides.

***Grainstone* maciço fossilífero:** calcário grosso de cor creme a marrom, maciço e com aspecto superficial áspero. Constituída predominantemente por grãos, sendo observado pontualmente cimento espático. Os grãos são na maioria fragmentos de conchas de bivalves, gastrópodes, rudistas e ostras, ocorrem também ooides e bioclastos indiferenciados.

***Grainstone* fossilífero com estratificação**: calcário médio a grosso de cor creme com estratificação cruzada, alguns calçamentos exibem estratificação cruzada acanalada. O arcabouço dar o cha é sustentado por bioclastos muito fragmentados, sendo possível identificar apenas algumas conchas de bivalves e ostras, e grãos ovalados semelhantes ao oidesepisóides. Pontualmente é possível observar cimento espático.

***Floatstone* com bioclastos de ostras**: calcário fino maciço com grãos aloquímicos centimétricos. Rocha sustentada por uma matriz fina de cor rosa clara com bioclastos articulados e desarticulados de ostras.Alguns dos bioclastos exibem cimento de calcita espática na porção entre os pares articulados.

***Floatstone* bioturbado:** calcário fino de cor rosa a bege claro com bioclastos centimétricos disseminados na rocha e que exibe bioturbações de cor amarela clara. A matriz é um calcário muito fino e maciço que sustenta um arcabouço com bioclastos de gastrópodes maiores que 5cm e raros bivalves desarticulados. As bioturbações são caracterizadas por tubos e galerias com paredes irregulares preenchidas por uma calcário fino de cor amarelada.

***Rudstone* maciço com rudistas:** calcário muito grosso de corrosa a bege, maciço, com abundantes bioclastos de bivalves rudistas e raros intraclastos que compõem um empacotamento fechado com formação de estilólitos entre os bioclastos. Entre os grãos é possível observar tanto uma matriz micrítica como cimento espático.

DISCUSSÕES

A caracterização de materiais pétreos utilizados em construções históricas é uma importante etapa no processo de conservação do patrimônio material. Comumente o material utilizado em obras como os calçamentos são os que estão disponíveis em regiões próximas. No caso de Belém os calçamentos antigos, principalmente aqueles colocados próximos a construções

religiosas, são de rochas carbonáticas que exibem características diferentes dos calcários encontrados na região nordeste do Pará. Os calcários mais próximos de Belém são da Formação Pirabas, que com exceção de alguns poucos locais litorâneos, são inconsolidados e impróprios para calçamento. Dessa forma,o material utilizado eram os calcários provenientes de Portugal que chegavam no lastro de navios que vinham buscar mercadorias no Brasil (Del Lama 2021). Quando retornavam abarrotados dos produtos da colônia as pedras eram deixadas na cidade portuária (Del Lama 2021), algumas vinham por encomenda para construção de edifícios e jazigos (Sanjad *et al.* 2021). A diversidade de tipos de calcários encontrados nos calçamentos e sua diferença para o calcário de Lioz utilizado em diversos edifícios históricos de Belém, sugerem que nem todas chegavam ao Brasil por encomenda.

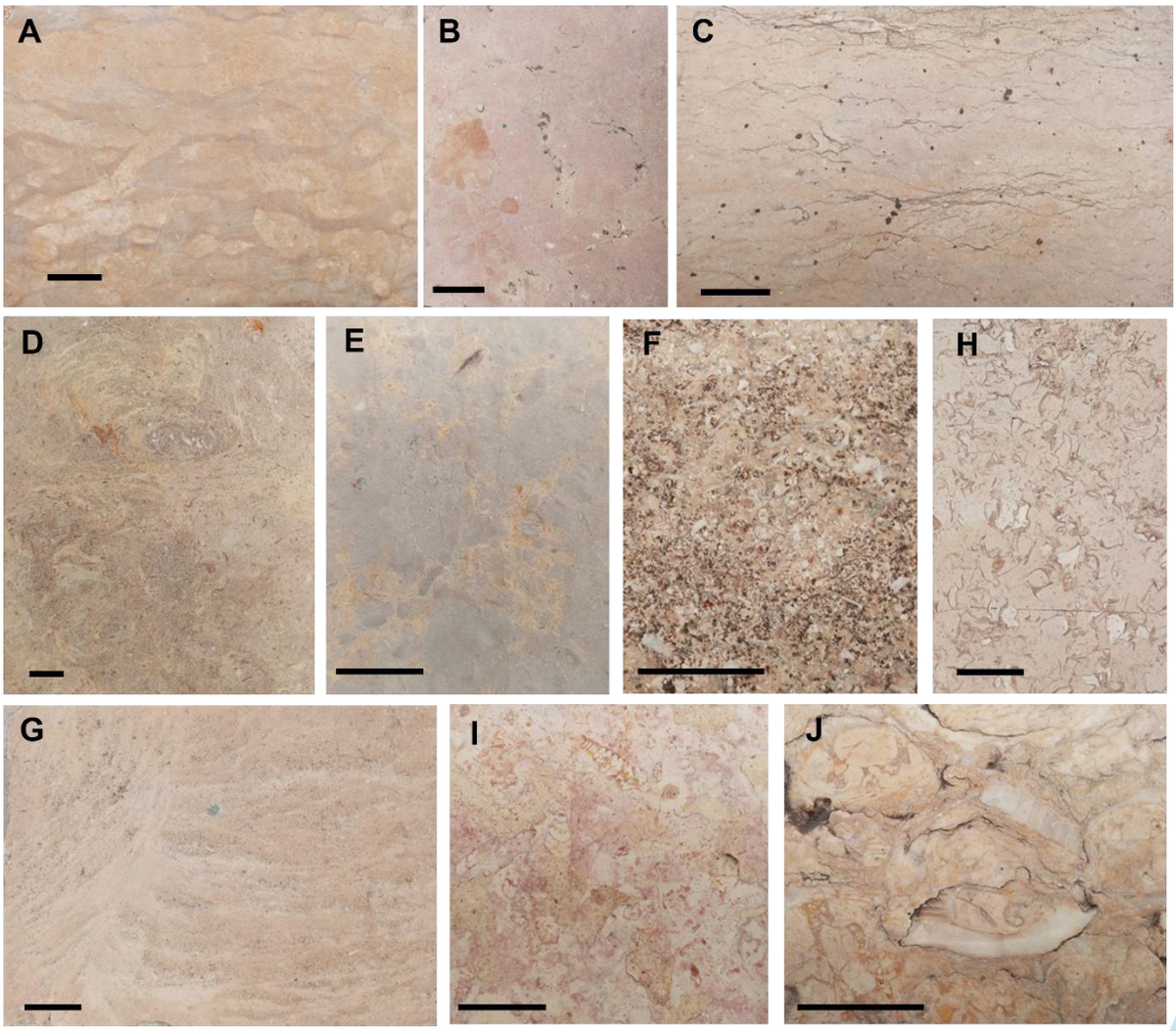


Figura 1. Rochas dos calçamentos. (A) *Mudstone* bioturbado. (B) *Mudstone* maciço. (C) *Mudstone*fossilífero compactado. (D) *Wackestone* fossilífero deformado. (E) *Wackestone* fossilífero e com oncoides. (F) *Grainstone* maciço fossilífero. (G) *Grainstone* fossilífero com estratificação. (H) *Floatstone* com bioclastos de ostras. (I) *Floatstone* bioturbado. (J) *Rudstone* maciço com rudistas.

Tornou-se comum na cidade de Belém chamar os calçamentos antigos de calcário todos de Lioz.Contudo,o Lioz era uma pedra cara para ser utilizada nos calçamentos e devia vir para o Brasil somente por meio da encomenda de famílias abastadas ou para grandes empreendimentos. Segundo Silva (2019), o Lioz é um calcário fossilífero microcristalino de cor marfimou rosaclaro

(podendo apresentar outras cores como amarelo escuro, cinza claro e vermelho arroxeado escuro), seus fósseis são bivalves rudistas do Cretáceo e sob microscópio são todos bioesparitos e microesparitos. As rochas descritas com estas características seriam apenas o *Mudstone* maciço rosa e cinza, *Floatstone* bioturbado e *Rudstone* maciço com rudistas. Assim, fica a questão da finalidade das outras rochas, pois se elas não vieram por encomenda para ornamentar edifícios e jazigos então pode ser que serviam apenas para lastro e foram reaproveitadas nos calçamentos da cidade. Outra questão em aberto é se seriam todas de Portugal ou poderiam ter outras regiões, já que existem evidências de rochas também vindas da Itália (Sanjad *et al*. 2021). Esta discussão abre oportunidades de novas pesquisas e pode ser uma ferramenta de divulgação científica e histórica do patrimônio belenense.

CONCLUSÕES

Nesta primeira análise de detalhe dos calçamentos de rocha calcária realizado no Complexo Feliz Lusitânia e em algumas ruas da cidade de Belém foi possível identificar texturas, estruturas e conteúdo paleontológico que permitiu individualizar 10 tipos diferentes de rochas calcárias, com possibilidade de aumentar o número de tipos com a continuidade da pesquisa e utilização de outras técnicas. Constatou-se que nem todas as rochas que formam o calçamentodecalcárioexibemasfeiçõestípicasdaPedradeLiozoqueabreoportunidadepara novas pesquisas relacionadas a procedência e finalidade destas rochas. O potencial para educação patrimonial com a divulgação da importância histórica, social e científica deste material pode auxiliar na sua conservação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Del Lama E. A. 2021. Ou soda Pedra. In: Del Lama E. A. (org.). Patrimônio em Pedra. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, p. 13-20.

Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W.E. (ed.). Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists, 1, Tulsa, p. 108-122.

Castro A.R.S.F., Mansur K.L., Carvalho I.S. 2015. Diagnóstico da relação da comunidade com o patrimônio geológico por meio de instrumento de coleta de dados. *Terrae Didatica*, **11**(3):162-172.

Embry A.F. e Klovan J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**:730-781.

Flügel E. 2004. Microfacies of carbonaterocks: analysis, interpretation, and application.Berlin, Springer, 976 p.

Lokier S.W. e Al Junaibi M. 2016. The petrographic description of carbonate facies: are we all speaking the same language? *Sedimentology*, **63**:1843-1885.

Martins M. M. 2013. Domara oultramar: a transmigração do lioz português para São Luís do Maranhão.

RevistadeHistória daArteeArqueologia,**19**:101-115.

Sanjad T.A.B.C., Silva P.A.V., Nascimento R.S., Derenji J.S., Costa M.L. 2021. As rochas no patrimônio cultural edificado da cidade que é porta de entrada na Amazônia, Belém (PA). In: Del Lama E.A. (org.). Patrimônio em Pedra. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, p. 98-117.

Silva Z. C. G. 2019. Lioz–a Royal Stone in Portugal and a Monumental Stone in Colonial Brazil. *Geoheritage*, **11**:165-175.

INVENTÁRIO DE LOCAIS DE INTERESSE GEOLÓGICO DA PORÇÃO BRASILEIRA DA BACIA SEDIMENTAR DO TACUTU, RORAIMA

Thiago Alves Evangelista[1]; Maria da Glória Motta Garcia[2]; Pâmella Moura[1,2,3]; Elizete Celestino Holanda4

[1]Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Ceará-UFC;[2] Núcleo de Apoio à Pesquisa em Patrimônio Geológico e Geoturismo (GeoHereditas), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP; [3]Universidade Estadual do Ceará, [4]Universidade Federal de Roraima - UFRR

talvesevangelista27@gmail.com; mgmgarcia@usp.br; pamella.moura@uece.br; elizete.holanda@gmail.com

RESUMO

A geologia do Estado de Roraima tem carência de estudos envolvendo a temática geoconservação, sobretudo na localidade da Bacia Sedimentar do Tacutu, município de Bonfim, Roraima. O presente trabalho teve como objetivo principal a realização de um inventário e à avaliação de locais de interesse geológico na Bacia Sedimentar do Tacutu, com vistas aos potenciais usos educativos e turísticos e à elaboração do material de divulgação científica baseado nos sítios de interesse geológicos definidos. A metodologia do trabalho fez o uso da divisão dos locais de interesse geológico em categorias temáticas (ou *frameworks*) e também de avaliações de caráter qualitativo levando em consideração parâmetros como valor científico (representatividade, integridade, raridade e conhecimento científico); uso educativo (potencial didático, variedade de elementos geológicos, acessibilidade e segurança); uso turístico (aspectos cênicos, potencial interpretativo, acessibilidade e segurança); e risco de degradação (deterioração dos conteúdos, proteção legal, fragilidade e vulnerabilidade). Tendo como base informações levantadas durante as pesquisas bibliográficas, as categorias temáticas escolhidas para a confecção do inventário foram: a) Pré-rifte; b) Rifte; c) Pós-riftee d) Evolução Quaternária,englobando um total de 12 locais de interesse geológicos, sendo11 geossítios e 1 sítio da geodiversidade.

PALAVRAS-CHAVE: Bacia do Tacutu; Geoconservação; Inventário.

INTRODUÇÃO

A Bacia Sedimentar do Tacutu corresponde à porção central do Estado de Roraima, queligaosmunicípios de BoaVista e do Bonfim, em Roraima, e se estende até o país vizinho, a Guiana. As sequências vulcânicas e sedimentares da Bacia do Tacutu podem ser divididas em três fases segundo Vaz, Vanderlei Filho e Bueno (2007): i) Pré-rifte, (Fm. Apoteri); ii) Rifte (Fm. Tacutu e Serra do Tucano); e iii) Sinéclise (Fm. Boa Vista).

O desconhecimento das informações e relevância dos afloramentos por parte da população faz com que ocorram degradações, sejam por conta de obras de infraestruturas ou retirada de material para a construção civil. Neste sentido, este trabalho teve como objetivo a realização do inventário de locais de interesse geológico (LiGs) da Bacia Sedimentar do Tacutu, Roraima, com vistas à elaboração de material de divulgação científica que possa auxiliar no processo de conservação e popularização do patrimônio geológico.

MATERIAIS E MÉTODOS

De acordo com Lima (2008), a divisão dos locais de interesse geológico em categorias temáticas (ou *frameworks*) é um método que se mostra adequado, uma vez que permite que os locais fiquem organizados levando em consideração o contexto geológico no qual estão inseridos. Para tanto, as categorias temáticas foram definidas com base nas informações levantadas durante as pesquisas bibliográficas,

Para a realização do inventário, os LiGs foram avaliados conforme Brilha (2016), levando em consideração parâmetros como valor científico (representatividade, integridade, raridade e conhecimento científico); uso educativo (potencial didático, variedade de elementos geológicos, acessibilidade e segurança); uso turístico (aspectos cênicos, potencial interpretativo, acessibilidade e segurança); e risco de degradação (deterioração dos conteúdos, proteção legal, fragilidade e vulnerabilidade).

RESULTADOS

O inventário foi elaborado levando-se em consideração o potencial para divulgação científica dos afloramentos, selecionados em função do seu potencial científico e de uso educativo, além de representarem diferentes estágios da Bacia do Tacutu.Foram definidas quatro categorias temáticas correspondentes aos estágios de evolução da bacia: **a) Pré-rifte; b) Rifte; c) Sinéclise e d) Evolução Quaternária,** representadas por um total de **12** locais de interesse geológicos, sendo **11** geossítios e **1** sítio da geodiversidade (Figura 1).

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A construção de um inventário é uma ferramenta importante para a organização de informações geológicas de uma determinada área. De acordo com Brilha (2005), esta representa a etapa inicial de uma estratégia de geoconservação, por meio da qual é possível fazer um diagnóstico considerando a análise do uso potencial, as características físicas do local e as potenciais ameaças, as necessidades de conservação dos geossítios e sítios da geodiversidade de uma determinada área (Reynard e Brilha 2018). Segundo Nascimento, Mansur e Moreira (2015), o inventáriose mostra uma ferramenta que pode ser utilizada tanto para o meio natural, quanto para o construído, material ou imaterial. Além disso, esta ferramenta é fundamentada por meio de bases técnico-científicas e utiliza artigos científicos, pareceres e pesquisas para validar a relevância dos bens listados.

Aporção brasileira da Bacia do Tacutu é uma região importante no estado de Roraima, tanto por sua localização estratégica em termos de acesso como por ser uma região que já é utilizada em atividades de campo do curso de geologia da UFRR e da UFAM. Outro fator para a seleção da área foi o fluxo de pessoas que passam na BR-401 (que liga os municípios de Boa Vista e Bonfim) devido a atrativos como a Fazenda Buritizal Grosso (área particular e aberta ao público onde as pessoas podem tomar banho e passar o final de semana) e a cidade de Lethem, na Guiana (onde muitas pessoas realizam compras de eletrônicos, roupas, calçados, etc.). As próximas etapas do trabalho estão centradas na avaliação quali e quantitativa dos locais de interesse geológico que compõem o inventário e na confecção do material de divulgação científica.

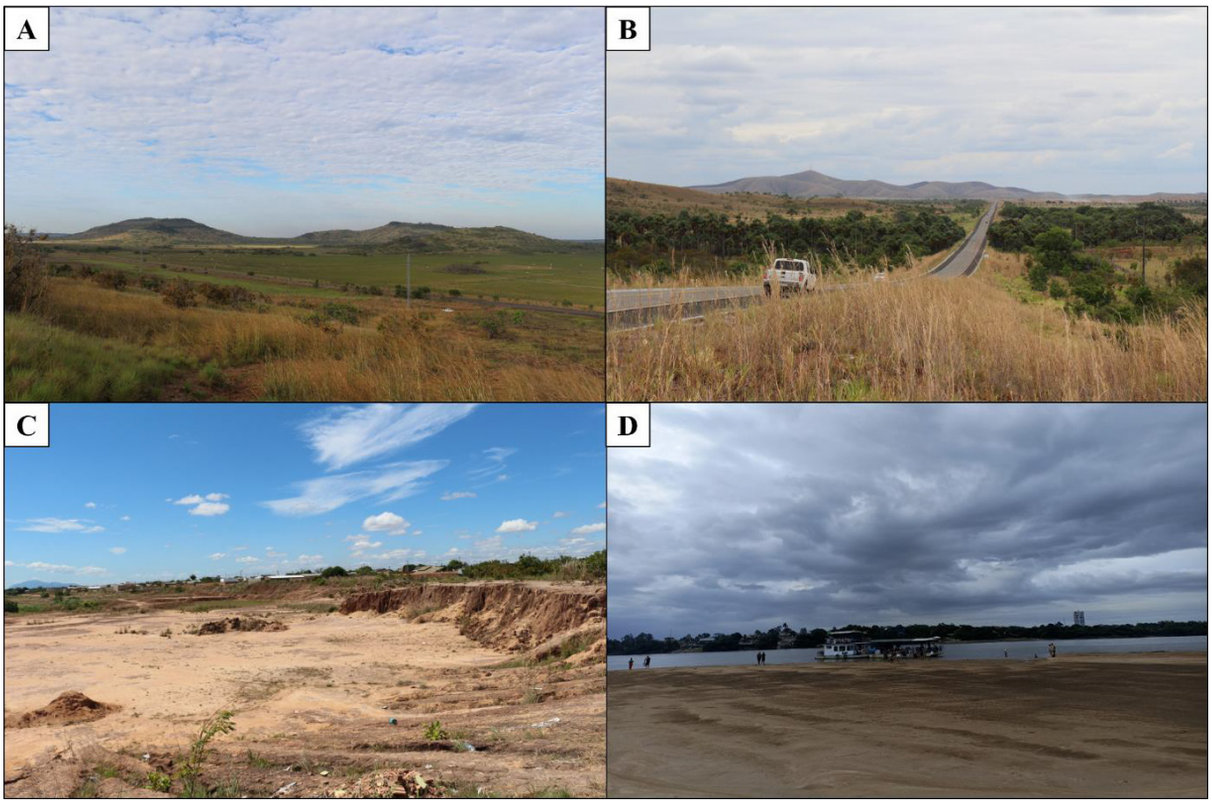


Figura 1. Afloramentos. (A) Geossítio Basaltos da Nova Olinda, categoria pré-rifte; (B) Geossítio Ocorrências fossíliferas da Serra do Tucano, cetgoriarifte; (C) GeossítioVale dos Carvões de BoaVista, categoria sinéclise; e (D) Geossítio Praia Grande do Rio Branco, categoria evolução quaternária, o local já é utilizado como atrativo turístico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRILHA, J. B. **Património geológico e geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica**. Palimage, 2005.

BRILHA, J. **Inventory and quantitative assessmentof geosites and geodiversitysites: areview**. Geoheritage, p. 1-16, 2016.

LIMA, F. F. **Proposta Metodológica para a Inventariação do Patrimônio Geológico Brasileiro**. Braga, 94p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Patrimônio Geológico e Geoconservação, Escola de Ciências, Universidade do Minho. 2008.

NASCIMENTO, M.; MANSUR, K. L.; MOREIRA, J. C. **Bases conceituais para entender geodiversidade, patrimônio geológico, geoconservação e geoturismo.** Revista do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Piauí. v.4, ed. 2, 2015.

REYNARD, E.; BRILHA, J. ***Geoheritage: assessment, protection and management***. Amsterdam, Elsevier, 450p. 2018.

VAZ, P. T.; WANDERLEY FILHO, J. R.; BUENO, G. V. Bacia do Tacutu. **Boletim de Geociências da Petrobrás,** Rio de Janeiro, v. 15, p. 289-297, 2007.

40 ANOS DO LABORATÓRIO PARÁ-ISO E 50 ANOS DO PPGG-UFPA

GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO COMO FERRAMENTA DE INVESTIGAÇÃO DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

Candido A V Moura[1]; Luisa Cardoso Marinho[2]; Camila Vilar de Oliveira[2]; Afonso C R Nogueira[1]; João Marinho Milhomem Neto[1]; Clauber R F Assis[2]

[1]Universidade Federal do Pará - UFPA; [2] Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica - UFPA

candido@ufpa.br; lcmgeologia@gmail.com; kmilaviol@hotmail.com; anogueira@ufpa.br; milhomem@ufpa.br; clauber.r.assis@gmail.com

RESUMO

Neste trabalho apresentamos dois exemplos de datação de grãos detríticos de zircão na investigação de proveniência sedimentar, destacando os estudos realizados em quartzitos da Faixa Araguaia e arenitos da sucessão mesodevoniana-eocarbonífera da Bacia do Parnaíba. No primeiro caso, a predominância de idades do Mezoproterozoico sugere que as áreas fontes dos sedimentos da bacia precursora do orógeno Araguaia situavam-se a leste. Curiosamente, a contribuição do Cráton Amazônico pode ser mínima apesar do cinturão bordejar este cráton. No segundo exemplo, a datação de zircão detrítico foi aplicada conjuntamente com o estudo detalhado das associações de fácies da sucessão mesodevoniana-eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, interpretadas como indicativas de ambiente com influência glacial. Com isso, foi possível relacionar as áreas fontes dos depósitos glaciais ao retrabalhamento das rochas de cinturões orogênicos que circundavam esta bacia, como por exemplo, o cinturão oeste do Congo-Araçuai e áreas adjacentes, transportados por uma pequena calota de gelo.

PALAVRAS-CHAVE: U-Pb em zircão; Proveniência Sedimentar; Faixa Araguaia; Bacia do Parnaíba

INTRODUÇÃO

A datação de grãos detríticos de zircão pelo método U-Pb é uma ferramenta fundamental no estudo de proveniência sedimentar, pois permite identificar com maior exatidão as possíveis áreas fontes dos sedimentos. Quando utilizada conjuntamente com estudos faciológicos detalhados de sucessões sedimentares, o potencial dessa ferramenta aumenta sensivelmente permitindo a reconstrução paleogeográfica mais confiável das áreas de suprimento da bacia sedimentar. A datação de grãos detríticos de zircão tem sido aplicada no Laboratório de Geologia Isotópica (Laboratório Pará-Iso) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA) para investigar a proveniência de rochas metassedimentares pré-cambrianas e de sucessões sedimentares fanerozoicas. Inicialmente, esses estudos foram realizados utilizando a técnica de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Moura *et al.* 2008). Atualmente, essas análises são efetuadas com um espectrômetro de massa com fonte de plasma (*Inductively Couples Plasma Mass Spectrometer-ICPMS*) conectada a uma microssonda de ablação a laser (*Laser Ablation Microprobe-LAM*). Esse procedimento analítico possibilita a análise *in situ* de zircão permitindo selecionar os melhores locais do cristal para determinar a sua idade, evitando porções metamíticas, fraturas ou inclusões. Paralelamente, possibilita a datação de um número significativo de zircão,

em um período bem reduzido. Neste trabalho apresentamos dois exemplos da aplicação dessa ferramenta realizada em quartzitos da Faixa Araguaia e na sucessão mesodevoniana-eocarbonífera da Bacia do Parnaíba.

MATERIAL E MÉTODOS

Na Faixa Araguaia a amostragem foi realizada em quartzitos da Formação Morro do Campo que, em geral, se apresentavam friáveis. Na Bacia do Parnaíba foram amostrados arenitos representativos dos ambientes pré-glacial, glacial e pós-glacial. As amostras foram desagregadas, peneiradas em frações inferiores a 0,25 mm, que foram bateadas e tiveram os minerais magnéticos separados. A concentração dos grãos de zircão foi obtida com o microbateamento com álcool (96%). Os grãos de zircão foram coletados aleatoriamente e fixados em fita dupla face, para posterior confecção das pastilhas com resina epóxi. Imagens dos grãos de zircão foram realizadas com o Microscópio Eletrônico de Varredura Zeiss modelo SigmaVP, do Laboratório de Microanálises do IG/UFPA. A análise U-Pb *in situ* dos grãos de zircão foram realizadas no Laboratório Pará-Iso (IG/UFPA), utilizando o ICP-MS com multicoletores, modelo Neptune da marca Thermo Finnigan, conectado à LAM modelo LSX 213 fabricado pela Cetac. Foram analisados entre 100 e 150 grãos de zircão de cada amostra para a definição das diferentes populações de idade. Os parâmetros utilizados no laser para análise *in situ* foram: fluxo de gás hélio: 430-450 mL/min; diâmetro do feixe de laser de 25 μm (*spot size*); frequência de 10 Hz e potência de 50-55%. O procedimento analítico envolve leituras de brancos (*background*), e de material de referência (GJ-1) para as devidas correções dos dados, e do zircão Blue Berry para verificação da reprodutibilidade do método. Os dados analíticos brutos foram processados em planilhas Excel, com correção de chumbo comum segundo Stacey & Kramers (1975). No cálculo das idades U-Pb foi usado o programa Isoplot/Ex (Ludwig 2003). O tratamento estatísticos dos dados foi realizado nos grãos de zircão com até ± 10% de concordância. O programa IsoplotR, Vermeesch, 2018, gerou os histogramas de Estimativa de Densidade Central (*Kernel Density Estimates – KDE*).

RESULTADOS

Faixa Araguaia

A Faixa Araguaia é uma unidade geotectônica que bordeja a porção leste Cráton Amazônico, e sua formação é relacionada à amalgamação do Gondwana Ocidental, durante o ciclo orogênico Brasiliano/Pan-Africano. Esta orogênese originou o seguimento crustal denominado de Provincia Tocantins (Almeida *et al.,* 1981), formado pelas faixas Araguaia, Paraguai e Brasília, o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás (Pimentel *et al.,* 2000). Os quartzitos estudados da Faixa Araguaia pertencem à Formação Morro do Campo que, no segmento norte desse cinturão, desenha as estruturas dômicas em cujo núcleos afloram ortognaisses arqueanos e paleoproterozoicos do embasamento (Moura e Gaudette, 1999; Dias *et al.,* 2017; Assis *et al.,* 2021). Foram analisadas quatro amostras dos quartzitos coletadas nas estruturas dômicas de Xambioá, Grota Rica, Cantão e Colméia (de norte para sul), abrangendo uma distância de quase 300 km.

No quartzito da estrutura de Xambioá foram identificadas uma população de idade estateriana/orosiriana (62%) e três populações secundárias de idades sideriana/neoarqueana (21%), calimiana (12%) e riaciana/sideriana (5%). A função KDE define dois picos com tendência central situados

em 1700 Ma (principal) e 2600 Ma (secundário). No quartzito da estrutura de Grota Rica foram identificadas uma população de idade estateriana/orosiriana (42%) e três populações secundárias do Neo-Mesoarqueano (25%), Ectasiano/Calimiano (24%) e Orosiriano/Riaciano (9%). A função KDE sugere a presença de quatro populações de idades distintas, com destaque para um pico principal com tendência central próximo de 1700 – 1800 Ma, e um secundário com idade 2700 – 2800 Ma. No quartzito da estrutura de Cantão uma população de idade ectasiana/calimiana (54%) e três populações secundárias de idade estateriana/orosiriana (29%), esteniana/ectasiana (11%) e toniana (5%) estão presentes. Todavia, a função KDE define uma curva unimodal com tendência central em 1500 Ma. Na estrutura de Colmeia uma população de idades toniana/esteniana/ectasiana destaca-se fortemente (81%), com claro predomínio de grãos de idade esteniana. Duas populações bem menos expressivas, mesoarqueana (10%) e orosiriana/riaciana (9%), estão presentes. Também foram identificados grãos detríticos de zircão com idade criogeniana e toniana (790 e 894 Ma). A função KDE define uma curva principal com tendência central em 1100 – 1200 Ma, e picos bem menos expressivos próximos a 1900 e 2900 Ma.

Bacia do Parnaíba

A sucessão mesodevoniana-eocarbonifera da Bacia do Parnaíba (Grupo Canindé) compreende as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. O sistema petrolífero principal inclui as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá (Góes e Feijó, 1994), onde quatro associações de fácies podem ser reconhecidas: a) folhelhos ricos em matéria orgânica e arenitos com estratificação cruzada *hummocky*; b) arenitos com estratificação cruzada sigmodal e plano-paralela e pelitos subordinados; c) diamictitos conglomeráticos foliados e arenitos com estratificação plano-paralela e camadas com marcas de sola; d) folhelhos ricos em matéria orgânica e arenitos grossos a conglomeráticos com estratificação cruzada *hummocky* e *mega-ripples*. Essas associações de fácies são interpretadas como indicativas de ambiente plataformal a costeiro com influência glacial relacionadas com a glaciação Fameniana-Tournasiana da LPIA (*Late Paleozoic Ice Age*; Algeo e Scheckler, 1998). Na Bacia do Parnaíba foram coletadas 8 amostras, sendo 3 na porção leste e 5 na oeste.

Os arenitos costeiros influenciados por ambiente glacial estão situados entre depósitos plataformais rasos a marinhos profundos pré-glaciais e pós-glaciais. Os arenitos arcoseanos e quartzosos da sucessão pré-glacial apresentam predominância de grãos detríticos de idades toniana-cambriana (56% e 43%, respectivamente). Três amostras coletadas em diferentes níveis da frente deltaica distal têm distribuições de idade semelhantes. O agrupamento dessas amostras indica o predomínio de grãos deríticos de zircão com idade esteniana-toniana (45%). As idades dos zircões detríticos de três tilitos de alojamento coletados nos depósitos subglaciais mostram, na porção leste da bacia, grãos de idade esteniana-toniana (32%) e subordinadamente orosiriana (21%). Na porção oeste da bacia, o nível de tilito basal apresenta grãos detríticos de zircão com predomínio de idades toniana e criogeniana (32%). Em contraste, o nivel de tilito sobrejacente tem o intervalo Riaciano-Orosiriano como predominante (35%) com grãos estenianos e tonianos subordinados (17%). Por sua vez, um conglomerado com arcabouço fechado representando os depósitos pós-glaciais na porção oeste, fornece idades de zircão, majoritariamente, do Estateriano-Toniano (60%). Um subarcóseo coletado na borda leste da bacia forneceu idade de zircão detrítico no intervalo Esteniano-Criogeniano (48%) e subordinadamente Orosiriano-Estateriano (24%).

DISCUSSÕES

As idades obtidas nos zircões detríticos nos quartzitos da Faixa Araguaia revelaram a existências de diferentes populações, embora haja uma certa semelhança nas idades de zircão detrítico dos quartzitos das estruturas de Xambioá e Grota Rica, que registram contribuições importantes de grãos de idade paleoproterozoica e, secundariamente, arqueana. Por sua vez, nos quartzitos das estruturas de Cantão e Colméia, situadas mais a sul do cinturão, predominam zircões detríticos do Mesoproterozoico, sendo a contribuição de zircão estenianos bem expressiva na estrutura de Colmeia. Os histogramas de estimativa de densidade central (KDE) mostrando distribuição unimodal (Cantão) e quase unimodal (Colméia) sugerem fontes relativamente próximas. Assim, as áreas fontes dos grãos detríticos de zircão de idade mesoproterozoica nos quartzitos das estruturas de Cantão e Colméia, devem estar relativamente próximas e situadas a leste/sudeste do Faixa Araguaia, uma vez que os terrenos do Mesoproterozoico no Cráton Amazônico estão bastante distantes. Esta hipótese havia sido indicada por Moura *et al.* (2008) com base em idades-modelo Sm-Nd das rochas metassedimentares deste cinturão, situadas em torno de 1,7 Ga, sugerindo uma idade de mistura com contribuição de terrenos mais jovens. Dessa forma, as possíveis fontes dos sedimentos para a bacia precursora do orógeno Araguaia, seriam terrenos relacionados ao Maciço de Goiás e ao Arco Magmático de Goiás, e o prolongamento destes terrenos no embasamento da Bacia do Parnaíba.

Para a sucessão mesodevoniana-eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, as idades dos zircões detríticos permitem sugerir duas hipóteses para explicar as fontes de aportes glaciais de sedimentação: a) grande manto de gelo, justificado por correlações de amostras glaciogênicas, emanando dos terrenos das Terras Altas da Tanzânia; e b) grãos retrabalhados contidos em sistemas orogênicos (por exemplo, cinturão oeste do Congo-Araçuai e áreas adjacentes), carregados por uma pequena calota de gelo. Ambos os modelos também sugerem importante contribuição sedimentar proximal provinda dos cinturões orogênicos Brasilianos ao redor da Bacia do Parnaíba. Todavia, as medições das estruturas glaciotectónicas e do pavimento estriado, documentado na porção leste da bacia (Caputo e Ponciano, 2010), corroboram à sugestiva vergência da direção do fluxo de gelo para N-NW. Assim, o segundo modelo seria o mais plausível para os depósitos glaciais estudados.

A significativa abundância de zircão detrítico de idade esteniana nos quartzitos situados mais a sul da Faixa Araguaia chama atenção. Esse fato sugere a proximidade de rochas formadas nesse período geológico, possivelmente na Província Tocantins e adjacências. Assim, investigar a origem desses zircões estenianos permitirá avançar no entendimento da evolução paleogeográfica do Gondwana Ocidental.

CONCLUSÕES

A datação de grãos detríticos de zircão em quartzitos da Faixa Araguaia sugere que as fontes dos sedimentos para a bacia precursora do orógeno Araguaia situavam-se, principalmente a leste/sudeste, tratando-se possivelmente de terrenos relacionados ao Maciço de Goiás e ao Arco Magmático de Goiás. Por sua vez, os sedimentos glaciais da sucessão mesodevoniano-eocarbonífera da Bacia do Parnaíba podem ter origem no retrabalhamento das rochas dos cinturões orogênicos que circundavam a sinéclise (por exemplo, cinturão oeste do Congo-Araçuai e áreas adjacentes), carregados por uma pequena calota de gelo. A expressiva abundância de grãos detríticos de zircão de idade esteniana em quartzitos da porção sul da Faixa Araguaia sugere a proximidade de terenos formados nesse período. O entendimento da evolução paleogeográfica do Gondwana Ocidental implica na identificação desses terrenos.

Este trabalho é uma contribuição do Programa de Apoio a Núcleos de Excelência - PRONEX/FAPESPA/CNPq 062/2020, intitulado “Geoquímica Isotópica Aplicada a Estudos Ambientais, Paleoambientais, Metalogenia e Evolução Crustal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Algeo, T.J., Scheckler, S.E., 1998. Terrestrial-marine teleconnections in the Devonian: links between the evolution of land plants, weathering processes, and marine anoxic events, Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences, **353**: 113–130

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Sci. Rev. **17**: 1–29.

Assis, C.R.F. Moura, C.A.V., Milhomem Neto, J.M., Gorayeb, P.S.S., Dias, A.N.C., 2021. Zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope systematics of the Araguaia Belt basement Rocks: Evidence of links with the southeastern Amazonian Craton, Brazil. Precambrian Research **356**: 106090

Caputo, M.V., Ponciano, L.C.M.O., 2010. Striated Pavement of Calembre, Brejo do Piauí, State of Piauí - Record of 360 million years old continental glaciers in Northeastern Brazil In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S.; Berbert-Born, M.; Sallun Filho, W.; Queiroz, E.T.; (Eds.) Brazilian Commission of Geological and Palaeobiological Sites, (http://sigep.cprm.gov.br/sitio052/sitio052.pdf).

Dias, A.N.C., Moura, C.A.V., Milhomem Neto, J.M., Chemale Jr., F., Girelli, T.J., Masuyama, K.M., 2017. Geochronology and thermochronology of the gneisses of the Brasiliano/Pan-African Araguaia Belt: Records of exhumation of West Gondwana and Pangea break up. J. South Am. Earth Sci. 80, 174–191.

Góes, A.M., Feijó, F.J., 1994. Parnaíba basin. Boletim de Geosciencias da Petrobras. **8**: 57-67.

Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.0 a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publications, Berkeley, p. 4.

Moura, C.A.V., Gaudette, H.E., 1999. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: Sinha, A.K. (Ed.), Basement Tectonics 13, Proceedings of the International Conferences on Basement Tectonics. Springer, Dordrecht. pp. 155–178.

Moura, C.A.V., Pinheiro, B.L.C., Nogueira, A.C.R., Gorayeb, P.S.S., Galarza, M.A., 2008. Sedimentary provenance and paleoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the paleogeographical evolution of the Araguaia Belt and Assembly of West Gondwana. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., de Brito Neves, B.B., De Wit, M., (Eds.), West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publications, v. 294, pp. 173–196.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M., 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goia´s Magmatic Arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Filho, A.T., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America. SBG, Rio de Janeiro, pp. 195–229.

Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planet. Sci. Lett. **26**: 207–221.

Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers,* **9:** 1479-1493.

ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS APLICADOS A ESTUDOS AMBIENTAIS NA AMAZÔNIA ORIENTAL

Jean-Michel Lafon[1]

[1]Laboratório de Geologia Isotópica, Universidade Federal do Pará-UFPA

lafonjm@ufpa.br

RESUMO

Neste trabalho apresentamos alguns exemplos relevantes de uso de isótopos de Pb, Sr e Nd como traçadores radiogênicos aplicados em estudos ambientais de diversas áreas da Amazônia Oriental, realizados no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). Um primeiro estudo mostra a utilização de isótopos de Pb como traçador da influência antrópica no sistema hidrográfico da região metropolitana de Belém, distinguindo entre fontes geogênicas de Pb e identificando contribuições antropogênicas. Um segundo estudo mostra o potencial dos isótopos de Pb, Sr e Nd no estudo da hidrodinâmica do baixo curso do rio Amazonas, identificando a sua influência em sedimentos de fundo de seus tributários (rios Tapajós e Xingu).

PALAVRAS-CHAVE: Isótopos de Sr-Nd-Pb; sedimentos de fundo; hidrodinâmica fluvial; chumbo antropogênico.

INTRODUÇÃO

Isótopos radiogênicos têm adquirido cada vez mais importância em todas as áreas das Geociências, sendo os mais utilizados isótopos de Sr, Pb e Nd. São isótopos decorrentes do decaimento de elementos radioativos e, ao contrário dos isótopos estáveis, como O, H e C, não sofrem fracionamento de massa durante os processos físico-químicos que ocorrem em material geológico, mesmo aqueles em condições de altas pressão e temperatura. Por esse motivo, eles se tornam excelentes traçadores de fontes e de processos de mistura, contaminação ou assimilação. Eles têm sido utilizados com sucesso em pesquisas tão diversificadas quanto modelagem petrogenética, estudos dos processos de geração e retrabalhamento de crosta continental, composição e evolução do manto terrestre, fontes de minérios, proveniência de sedimentos recentes ou antigos, estratigrafia química e estudos de contaminação ambiental (Banner 2004, Faure e Mensing, 2005, Komárek et al. 2008, Miller et al. 2015 e referências inclusas). Desde a sua criação, o Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA – Pará-Iso, tem utilizado isótopos radiogênicos como traçadores, iniciando com isótopos de Sr e, em seguida, com isótopos de Pb e Nd. Neste trabalho serão apresentados dois exemplos relevantes de aplicação de isótopos radiogênicos de Pb, Sr e Nd em estudos ambientais desenvolvidos pelo Pará-Iso na Amazônia Oriental. O primeiro exemplo mostra a aplicação de isótopos de Pb em estudos ambientais no sistema hidrográfico da região metropolitana de Belém e o segundo exemplo apresenta a utilização de isótopos de Sr e Nd em estudos da hidrodinâmica no baixo curso do rio Amazonas e seus tributários (rios Tapajós e Xingu).

MATERIAIS E MÉTODOS

No caso dos exemplos apresentados, foram utilizados principalmente sedimentos de fundo. Os protocolos analíticos envolvem a dissolução total ou parcial (lixiviação) das amostras com diversos ácidos dependendo de sua natureza e dos objetivos do estudo. Em seguida, os elementos de interesse (Sr, Pb e Nd) são concentrados e purificados em sala de química ultralimpa por técnica de cromatografia de troca iônica. As análises isotópicas são realizadas por espectrometria de massa por termo-ionização (espectrômetros de massa Finnigan MAT262 e Thermo Fischer Triton Plus) ou de fonte plasma (espectrômetro de massa Thermo Finnigan Neptune). Os protocolos analíticos detalhados foram descritos em Oliveira (2017). As razões isotópicas são as razões atuais e, no caso da assinatura isotópica de Nd, utiliza-se a notação ε_{Nd}.

RESULTADOS

Isótopos de Pb no sistema hidrográfico da região metropolitana de Belém (RMB)

Os primeiros estudos da assinatura isotópica de Pb no sistema hidrográfico de Belém foram realizados por Moura et al. (2004) em sedimentos de fundo do principal manancial de água da cidade de Belém (Lago Água Preta), no furo Maguari e no rio Aura, nas proximidades do aterro sanitário de Belém. Ao longo do furo Maguari, a concentração do chumbo nos sedimentos de fundo diminui e a razão $^{206}Pb/^{207}Pb$ aumenta de 1,164 até valores de 1,19-1,20 na sua desembocadura na Baia do Guajará, maior corpo hídrico do sistema hidrográfico da RMB. Os sedimentos de fundo do Lago Água Preta mostraram valores $^{206}Pb/^{207}Pb$ de 1,20 até 1,164 para as áreas mais próximas da atividade urbana. Por sua vez, os sedimentos de fundo da área do aterro sanitário do Aurá e entornos apresentaram valores da razão $^{206}Pb/^{207}Pb$ de 1,193 a 1,174.

Oliveira et al. (2013) investigaram organismos benticos (oligoquetas e poliquetas) e sedimentos de fundo da orla de Belém e do rio Guamá. No rio Guamá uma razão média $^{206}Pb/^{207}Pb$ de 1,193 foi obtida. Na baía do Guajará, uma amostra da desembocadura do canal do Una, principal canal de drenagem da RMB, apresentou um valor de 1,167 e uma amostra do terminal do Miramar forneceu um valor de 1,188, podendo estar relacionado a derivados de petróleo do Porto Petrolífero de Miramar. As oligoquetas da baía do Guajará e do rio Guamá refletiram a assinatura isotópica de Pb do seu ambiente, revelando-se como bons bioindicadores em relação ao Pb.

No rio Guamá e na baía do Guajará, concentrações e assinaturas isotópica de Pb para sedimentos de fundo foram também determinadas por Santos et al. (2012). A concentração média de Pb em amostras da margem esquerda do rio Guamá foi de 18 mg. kg^{-1} com razão $^{206}Pb/^{207}Pb$ de 1,196. A margem direita do rio apresentou variações locais da assinatura isotópica $^{206}Pb/^{207}Pb$ entre 1,186 e 1,192, próximo ao rio Aurá que desagua no rio Guamá. Em relação à baía do Guajará, foi encontrada uma anticorrelação entre concentração e composição isotópica ($28\ mg.kg^{-1} < [Pb]_{total} < 46\ mg.kg^{-1}$; $1{,}173 < ^{206}Pb/^{207}Pb < 1{,}186$). As assinaturas isotópicas mais baixas estão localizadas na porção sul da baía. O trabalho realizado por Oliveira et al. (2016a) confirmou os dados de Santos et al. (2012) e ampliou a área de estudo para o rio Carnapijó, mais afastado da RMB. A assinatura isotópica média $^{206}Pb/^{207}Pb$ dos sedimentos do rio Carnapijó foi de 1,196, com concentração de $20.5 \pm 4.5\ mg\ kg^{-1}$, similares aos valores da margem esquerda do rio Guamá. Por sua vez, o material em suspensão da orla leste de Belém forneceu uma razão $^{206}Pb/^{207}Pb = 1{,}188$ e na margem oeste da baía do Guajará (região das Ilhas), uma razão $^{206}Pb/^{207}Pb = 1{,}174$.

O trabalho mais recente foi realizado em amostras de sedimentos de fundo, material particulado em suspensão e fragmentos de casco e tintas de navios de estaleiros da orla de Belém e da foz do furo Maguari, localizadas na margem leste da baía do Guajará (Barra 2020). Variações nos teores de Pb biodisponível (~11 a 25 $mg.kg^{-1}$) foram identificadas nas amostras de sedimento de fundo. Para aquelas do setor norte da orla de Belém e da Ilha da Barra, na baia do Guajará, um intervalo de 1,189–1,204 para a razão isotópica $^{206}Pb/^{207}Pb$ foi encontrado. Sedimentos de fundo de uma área denominada de "cemitério de embarcações", localizada no furo Maguari, possui uma razão $^{206}Pb/^{207}Pb$ = 1,183. Os sedimentos de fundo da porção sul da orla de Belém, próximos à estaleiros e desembocadura do Canal do Una, tem razões $^{206}Pb/^{207}Pb$ de 1,163 e 1,178.

Em complemento, na região de Barcarena, vizinha da RMB, o estudo de Oliveira et al. (2016b) apontou diferenças significativas de assinatura isotópica nos sedimentos de fundo dos diversos corpos hídricos investigados (Rio Murucupi – $(^{206}Pb/^{207}Pb)_{média}$ = 1,186; Furo do Arrozal – $(^{206}Pb/^{207}Pb)_{média}$ = 1,193; Rio Pará - $(^{206}Pb/^{207}Pb)_{média}$ = 1,204).

Isótopos de Sr-Nd-Pb em sedimentos de fundo nos cursos inferiores do rio Amazonas e seus tributários (rios Tapajós e Xingu)

As assinaturas isotópicas de Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$), Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$) e Pb ($^{206,207}Pb/^{204}Pb$) foram determinadas para amostras de sedimentos de fundo recentes dos cursos inferiores do rio Amazonas e de alguns de seus afluentes (e.g. rios Tapajós, Xingu), além do rio Pará, na foz do rio Amazonas, junto com as texturas e composições mineralógicas e geoquímicas (Medeiros Filho et al. 2016; Teódulo, 2017). O objetivo foi avaliar a influência do rio Amazonas nos sedimentos de fundo depositados no curso inferiores dos tributários e identificar as prováveis áreas fontes desses sedimentos.

As amostras do rio Tapajós têm razões isotópicas de Pb ($19,67 < ^{206}Pb/^{204}Pb < 20,02$; $15,87 < ^{207}Pb/^{204}Pb < 15,91$) mais radiogênicas das dos sedimentos de fundo encontrados no rio Amazonas ($18,84 < ^{206}Pb/^{204}Pb < 19,29$; $15,67 < ^{207}Pb/^{204}Pb < 15,74$). Na zona de confluência, as razões têm valores intermediários ($18,69 < ^{206}Pb/^{204}Pb < 19,53$; $15,65 < ^{207}Pb/^{204}Pb < 15,83$). Os sedimentos do rio Tapajós têm valores de ε_{Nd} mais baixos ($-21 < \varepsilon_{Nd} < -19$) e razões isotópicas de Sr mais radiogênicas ($^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0,792$) do que os sedimentos do rio Amazonas ($-8 < \varepsilon_{Nd} < -11$ e $0,712 < ^{87}Sr/^{86}Sr < 0,720$). As amostras do rio Xingu apresentam também razões isotópicas de Pb ($19,61 < ^{206}Pb/^{204}Pb < 19,99$; $15,88 < ^{207}Pb/^{204}Pb < 16,01$), Sr ($0,742 < ^{87}Sr/^{86}Sr < 0,788$) e Nd ($-26 < \varepsilon_{Nd} < -21$), diferentes daquelas encontradas no rio Amazonas. Na zona de confluência, as razões são similares às do rio Amazonas ($18,69 < ^{206}Pb/^{204}Pb < 19,53$; $15,65 < ^{207}Pb/^{204}Pb < 15,83$; $0,713 < ^{87}Sr/^{86}Sr < 0,720$; $-10 < \varepsilon_{Nd} < -7$).

Por fim, no rio Pará, as assinaturas isotópicas de Pb, Sr e Nd também estão dentro do intervalo dos sedimentos de fundo do rio Amazonas ($^{206}Pb/^{204}Pb = 19,18$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,73$; $0,716 < ^{87}Sr/^{86}Sr < 0,717$; $-9 < \varepsilon_{Nd} < -8$).

DISCUSSÕES

Isótopos de Pb no sistema hidrográfico da região metropolitana de Belém (RMB)

A compilação dos dados isotópicos de Pb obtidos nos últimos 20 anos, desde o trabalho pioneiro de Moura et al. (2004) permitiu estimar um valor de ≈1,20 (oscilando entre 1,189 e 1,204) para a razão isotópica $^{206}Pb/^{207}Pb$ do Pb de origem natural (geogênica) do sistema hidrográfico da RMB, com teor de background em torno de 20 $mg.kg^{-1}$. Valores mais baixos, de até 1,16 ou ainda menores, são interpretados como retratando uma contribuição antropogênica ligada à ação antrópica. Essa contribuição aparenta ser de fontes difusas provenientes principalmente de efluentes municipais e industriais que utilizam produtos à base de chumbo. Os sedimentos da margem oeste da baía do Guajará (região das Ilhas) apresentam uma acumulação de chumbo antropogênico, no entanto essa é incipiente e tem se tornado mais eficiente apenas nos últimos 10 anos, provavelmente devido ao crescimento populacional na RMB. A assinatura isotópica dos sedimentos em suspensão sugere que eles funcionam como um meio eficiente no transporte de chumbo para a margem oeste da baía de Guajará, por conta das correntes fluviais e de maré na confluência com o rio Guamá.

Isótopos de Sr-Nd-Pb em sedimentos de fundo nos cursos inferiores do rio Amazonas e seus tributários (rios Tapajós e Xingu)

Junto com os dados geoquímicos e mineralógicos, os dados isotópicos sugerem que o rio Amazonas influencia os sedimentos do rio Tapajós, mas que essa influência se limita à zona de confluência. O acúmulo de sedimentos lamosos no curso inferior do rio Tapajós é resultado da influência do Amazonas, que retém a descarga de seu afluente gerando condições favoráveis para a deposição dos sedimentos mais finos provenientes do rio Tapajós, sem aporte significativo de sedimentos do próprio rio Amazonas.

Para o rio Xingu, as assinaturas isotópicas Pb-Sr-Nd, junto com evidências, mineralógicas e geoquímicas permitiram identificar a influência do rio Amazonas nos sedimentos de fundo do seu curso inferior. A modelagem por mistura entre dois componentes (Rio Amazonas – rio Xingu) no diagrama isotópico $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ permitiu estimar um percentual da ordem de 30% de participação dos sedimentos do rio Amazonas nos sedimentos do rio Xingu até uma distância de cerca de 35 km rio adentro.

A similaridade das composições isotópicas Sr-Nd-Pb dos sedimentos de fundo do rio Amazonas e da zona de confluência dos rios Tapajós e Xingu com aquelas dos sedimentos em suspensão dos rios Solimões e Amazonas e dos sedimentos de fundo do estuário do rio Amazonas, sugere que não houve contribuições significativas dos tributários que percorrem o cráton Amazônico para o rio Amazonas no seu curso inferior, como apontado em estudos prévios.

Os valores de ε_{Nd} (e idades modelo Nd-T_{DM}) e da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ e os dados geoquímicos dos sedimentos de fundo dos rios Tapajós e Xingu indicam uma origem essencialmente pela erosão das unidades félsicas paleoproterozoicas das respectivas províncias e domínios geotectônicos (Tassinari e Macambira 2004) da porção oriental do Cráton Amazônico atravessados por esses rios: Domínios Iriri-Xingu, Bacajá e Carajás (rio Xingu); províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena (rio Tapajós).

CONCLUSÕES

O estudo isotópico de Pb em sedimentos de fundo do sistema hidrográfico da região metropolitana de Belém demonstrou o potencial de usar a assinatura isotópica de Pb como uma ferramenta prospectiva para a indicação de atividade humana e futura contaminação de sedimentos de fundo, mesmo em um ambiente hidrodinâmico complexo dentro de uma área que atualmente ainda é apenas minimamente impactada por ação antrópica.

Nos sedimentos de fundo dos cursos inferiores dos rios Amazonas, Tapajós e Xingu, o estudo mostrou o potencial das assinaturas isotópicas de Pb, Sr e, sobretudo, Nd em sedimentos de fundo, junto com caraterísticas mineralógicas e geoquímicas, para mensurar a influência do rio Amazonas nos tributários do seu baixo curso bem como para evidenciar e, eventualmente, quantificar processos de mistura entre diferentes sistemas fluviais e identificar as possíveis fontes de sedimentos.

Este trabalho é uma contribuição do Programa de Apoio a Núcleos de Excelência - PRONEX/FAPESPA/CNPq 062/2020, intitulado “Geoquímica Isotópica Aplicada a Estudos Ambientais, Paleoambientais, Metalogenia e Evolução Crustal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Banner, J.L. Radiogenic isotopes: systematics and application to earth surface processes and chemical stratigraphy. 2004. *Earth-Science Review,* **65:** 141-194.

Barra, I.S.S. 2020. *Assinatura isotópica de Pb em sedimentos da margem leste da baía do Guajará (orla de Belém) e rio Maguari*. MS Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 82 p.

Faure, G., Mensing, T.M. 2005. *Isotopes. Principles and applications*. John Willey, New York. 897p.

Komárek, M., Ettler, V., Chrastný, V., Mihaljevič, M. 2008. Lead isotopes in environmental sciences: A review. *Environment International*, **34**: 562-577.

Medeiros Filho, L. C., Lafon, J. M., Souza Filho, P. W. M. 2016. Pb-Sr-Nd isotopic tracing of the influence of the Amazon River on the bottom sediments in the lower Tapajós River. *Journal of South American Earth Sciences,* **70**: 36-48.

Miller, J. R., Mackin, C., Orbock Miller, S. M. 2015. *Application of geochemical tracers to fluvial sediment*. Spinger Internacional Publishing: Dordrecht, Netherland 2015, 148p.

Moura, C.A.V., Gaudette H.E., Carvalho, M.C., Morales, G.P. 2004. The use of lead isotope composition as a tool to investigate the anthropogenic impacts on the environment in the metropolitan region of Belém (PA). *Terrae*, **1**(1):16-25.

Oliveira, E.C. 2016. *Geoquímica elemental e isotópica Pb-Sr-Nd dos sedimentos de fundo do sistema estuarino de Belém e do litoral paraense*. Tese. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 219 p.

Oliveira, E.C., Lafon, J.M., Corrêa, J.A.M., Carvalho, J.H.S. 2016a. Distribution and isotopic composition of lead in bottom sediments from the hydrographic system of Belém, Pará (western margin of Guajará Bay and Carnapijó River). *Brazilian Journal of Geology*, **46** (1): 197-208.

Oliveira, D.C., Lafon, J.M., Lima M.O. 2016b. Distribution of trace metals and Pb isotopes in bottom sediments of the Murucupi River, North Brazil. *International Journal of Sediment Research*. **31**(3): 226-236.

Oliveira S.P., Moura, C.A.V., Rosa Filho, J.S. 2013. Avaliação de Oligochaeta (Tubificinae) e Polychaeta (Namalycastis abiuma) como bioindicadores da composição isotópica de Chumbo: exemplo do estuário guajarino, Belém (PA), Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 40 (2): 141-146,

Santos S.N., Lafon J.M., Correa J.A.M., Babinski M., Dias F.F, Taddei M.H.T. 2012. Distribuição e assinatura isotópica de Pb em sedimentos de fundo da foz do Rio Guamá e da baía do Guajará (Belém-Pará). *Química Nova*, **35** (2): 249-256.

Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B (Eds.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 471-485.

Teódulo, M.J.R. 2017. *Geoquímica elemental, mineralogia e isótopos de Sr, Nd e Pb em sedimentos de fundo no baixo curso do rio Amazonas e tributários: considerações sobre proveniência e mistura de sedimentos*. Tese. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 209 p.

QUARENTA ANOS DE CONTRIBUIÇÃO DO LABORATÓRIO PARÁ-ISO À GEOLOGIA ISOTÓPICA DA AMAZÔNIA

Moacir Macambira

Universidade Federal do Pará - UFPA

moamac@ufpa.br

RESUMO

O Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso) produziu seu primeiro resultado em 1983. Iniciou com uma equipe pequena e apenas um espectrômetro de massas, infraestrutura que se multiplicou e modernizou ao longo das décadas. Atualmente conta com cinco espectrômetros e seis professores-pesquisadores. Em relação à geologia do Cráton Amazônico, o Pará-Iso contribuiu fornecendo resultados por diversos métodos isotópicos para várias regiões do cráton, que permitiram detalhar propostas de compartimentação anteriormente apresentadas e introduzir modificações. Destaca-se a proposta de entendimento do cráton como tendo evoluído a partir de províncias geocronológicas-estruturais com base nos princípios da tectônica de placas. Elas iniciaram com núcleos arqueanos, que formam parte da Província Amazônia Central ou foram aglutinadas na Província Maroni-Itacaiúnas, no Riaciano. Na sequência, na borda sudoeste do proto-cráton, foram acrescidas as províncias Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena (ambas de natureza juvenil), Rondoniana-San Ignácio e Sunsas (essas, produto de retrabalhamento crustal), com a conclusão da evolução do Cráton Amazônico se dando em cerca de 1,0 Ga. Esse resumo é uma contribuição ao projeto PRONEX/FAPESPA/CNPq, termo de outorga 062/2020. O autor é detentor de Bolsa de Produtividade em Pesquisa do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq.

PALAVRAS-CHAVE: Laboratório Pará-Iso; Geologia Isotópica; Amazônia; Pré-cambriano.

INTRODUÇÃO

Em 2023, o Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso) completa quarenta anos de produção, como o segundo laboratório de sua natureza na América do Sul. O objetivo deste resumo, além de historiar a criação e evolução do Pará-Iso, é relatar a sua contribuição para o conhecimento da Amazônia, em especial do Cráton Amazônico. Embora seu primeiro equipamento (espectrômetro de massa TIMS *VG-54E*, FNDCT) tenha sido instalado em 1981, que ficou sob a supervisão do professor Koji Kawashita/USP, somente com a chegada do professor Ariel Provost/França, que veio se juntar ao professor Thomas Scheller/Alemanha, foi possível dar início às atividades analíticas integralmente realizadas no laboratório. Com a inclusão do bolsista de DCR/CNPq, Moacir Macambira, oriundo da UFPA, o grupo deu início à produção de dados pelo método Rb-Sr em colaboração com pesquisadores da UFPA e de outras instituições, iniciando pela datação do Granito Serra do Acari (Jorge João et al. 1985). O grupo se fortaleceu com a entrada na equipe do professor Candido Moura e, em seguida, do professor visitante Jean-Michel Lafon/França, que instalou o método Pb-Pb em rocha total, enquanto Macambira e Moura

partiam para o doutorado na França e EUA, respectivamente. Com o regresso dos dois em 1992, foi possível instalar o método de evaporação de Pb em zircão, com o auxílio do professor Henri Gaudette/EUA. Em 1996, adquiriu-se um novo TIMS (*Finnigan MAT262*, FINEP), que permitiu evoluir com a datação de zircão e implantar o método Sm-Nd. O laboratório ampliou com um espectrômetro de isótopos estáveis *Finnigan MAT 252* (CTPETRO) em 2000, que veio abrir o espectro analítico e atender um maior número de usuários. Em 2003, o laboratório recebeu a visita do pesquisador visitante Robert Krymsky/Rússia que, dispondo de salas de química ultra-limpas, implantou o método U-Pb em minerais acessórios (zircão, apatita, rutilo e badaleita), além do método de evaporação de Pb em partículas de ouro. A aquisição, em 2009, com verba da Rede Geochronos, do MC-ICP-MS *Neptune* com uma sonda laser acoplada, permitiu um avanço para análises *in situ* (U-Pb e Lu-Hf) em minerais acessórios, como zircão. Em seguida, dois outros equipamentos foram adquiridos: um TIMS *Triton Plus* e um Q-ICP-MS *iCAP Q*, esse com uma sonda laser. Um conjunto de salas ultra-limpas com diversos equipamentos acessórios completam a infraestrutura do Pará-Iso, que conta hoje com mais dois professores especialistas em geologia isotópica (Marco Galarza e João Milhomem Neto).

MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir o nível atual de conhecimento sobre a geologia do Cráton Amazônico inúmeros pesquisadores, instituições e empresas têm se dedicado ao longo de décadas. Merece destaque os estudos feitos pelo Projeto RADAM, que realizou o primeiro levantamento sistemático cobrindo a parte brasileira do cráton, com esparsas datações pelos métodos Rb-Sr e K-Ar realizadas no CPGeo/USP. A partir delas, Amaral (1974) esboçou a primeira compartimentação do cráton, seguida de Cordani et al. (1979), que interpretaram tectonicamente o quadro.

Na sequência, um número significativo de dados isotópicos foi adicionado ao cráton, por variadas metodologias, produzidos em diversos laboratórios nacionais e do exterior. Seguiram-se os dados Pb-Pb e Sm-Nd em rocha total. Depois, os métodos U-Pb e evaporação de Pb em zircão e outros minerais acessórios além de, mais raramente, Ar-Ar e Re-Os. Por fim, nos últimos anos, dados Lu-Hf em zircão têm sido produzidos de forma crescente.

RESULTADOS

Os dados isotópicos produzidos no Pará-Iso ao longo dos seus 40 anos vieram contribuir, de forma significativa, para o modelo de evolução tectônica proposto para o Cráton Amazônico, inicialmente por Cordani et al. (1979), seguidos por Teixeira et al. (1989), Tassinari e Macambira (1999, 2004) e Macambira et al. (2020). Neste capítulo, serão apresentados alguns desses resultados distribuídos ao longo do cráton, das regiões mais antigas para as mais jovens. Logicamente, para sua adequada interpretação, esses dados necessitaram do apoio de informações obtidas por outras disciplinas, como geologia regional, tectônica, geofísica, petrologia, bem como dados de geologia isotópica obtidos por outros autores.

As três regiões dominantemente arqueanas do Cráton Amazônico são os domínios Carajás, Amapá (Brasil) e Imataca (Venezuela). Na região de Rio Maria, sul do domínio Carajás, Macambira e Lancelot (1996) estabeleceram o período de ca. 150 M.a. (3,00 a 1,86 Ga) para a

formação do embasamento o que, posteriormente, foi comprovado para a parte norte do domínio. Na mesma região, dados Sm-Nd mostraram que os granitos do Orosiriano, como o Granito Jamon, são produto da fusão de rochas sanukitoides de cerca de 2,87 Ga (Dall'Agnol et al. 2005). Enquanto a parte sul ficou estável no Neoarqueano, a região da Serra dos Carajás foi palco da deposição de sequências vulcanosedimentares portadoras de Fe, Cu e Au, posteriormente afetadas por cisalhamento oblíquo. Análises isotópicas de zircão, sulfetos e ouro permitiram comprovar que os minérios são contemporâneos ao vulcanismo em ca. 2,75 Ga (Galarza et al. 2008). No Amapá, o bloco arqueano mostrou uma evolução diferente da de Carajás, mas que, da mesma forma, foi circundado por terrenos paleoproterozoicos (Rosa-Costa et al. 2006; Milhomem Neto e Lafon 2019).

A Província Maroni-Itacaiúnas abrange as regiões norte e nordeste do Cráton Amazônico e tem, como evento principal, o ciclo Transamazônico, do Riaciano. No domínio Bacajá, esse ciclo englobou rochas do Meso, Neoarqueano e Sideriano (Macambira et al. 2009).

A Província Amazônia Central apresenta um conjunto vulcano-plutônico orosiriano predominante félsico. A assinatura arqueana indicada pelos isótopos de Nd levou Tassinari e Macambira (1999) a separar dessa província, a Província Ventuari-Tapajós. Adjacente, a oeste, ocorre a Província Rio Negro-Juruena, de natureza dominantemente juvenil seguida, no extremo sudoeste do cráton, pelas províncias Rondoniana-San Ignácio e Sunsas, essas produto de retrabalhamento crustal (Tassinari e Macambira 1999). Na evolução dessas províncias, blocos mais antigos foram englobados, como o terreno Paraguá (p.ex. Nalon et al. 2013).

DISCUSSÃO

A tectônica de placas, como mecanismo de nucleação e crescimento do Cráton Amazônico, foi proposta pela primeira vez por Cordani et al. (1979), seguidos por Almeida et al. (1981), que introduziram o termo *Amazonian craton*, que une os escudos das Guianas e Brasil Central, bem como o terreno Rio Apa, no extremo sul do último escudo. Contudo, não se tem certeza se esse regime tectônico agiu durante toda a história do cráton, especialmente porque os grandes blocos arqueanos estão bastante afetados por eventos posteriores. Exceção é a região de Rio Maria, sul do domínio Carajás. Nessa região, durante o Mesoarqueano, parece ter dominado uma tectônica vertical, típica da sagdução (Leite et al. 2004), feição que na região de Carajás foi obliterada por cisalhamentos e deformação durante o Neoarqueano.

Na sequência, durante o Riaciano e o Osoriano, volumosos cinturões acreacionários foram soldados ao proto-cráton, por vezes aglutinando micro-continentes arqueanos, mas que apresentam uma significativa proporção de material juvenil. O mais importante está representado pela Província Maroni-Itacaiúnas, cujo principal evento é o ciclo Transamazônico, mas que engloba também cinturões mais jovens (Orocaima, Cauarane-Curuni e Rio Urubu) (Macambira et al. 2020). Essa província circunda a Província Amazônia Central em suas bordas norte e nordeste e tem continuidade com os terrenos birimianos da África. Em seguida, a Província Ventuari-Tapajós margeia a Província Amazônia Central em sua borda oeste e, juntamente com parte dessa (o domínio Iriri-Xingu), tem seu embasamento coberto e cortado por uma importante associação vulcano-plutônica denominada de SLIP Uatumã. Com o acúmulo de dados Sm-Nd observou-se que a parte norte da Província Amazônia Central (domínio Erepecuru-Trombetas) apresenta

idades modelo menores que 2,5 Ga, à semelhança da Província Ventuari-Tapajós e diferente da parte sul dessa província. Tal evidência levou Macambira et al. (2020) a propor que o domínio Erepecuru-Trombetas represente uma continuidade da Província Ventuari-Tapajós.

No Estateriano, formou-se a Província Rio Negro-Juruena, que circunda a borda oeste da Província Ventuari-Tapajós. Novos dados Sm-Nd confirmam a natureza juvenil de seu embasamento e sua aglutinação à borda sudoeste da Província Maroni-Itacaiúnas. Encerando o crescimento do cráton, em sua borda sudoeste, se aglutinaram as províncias Rondoniana-San Ignácio e Sunsas, com grande proporção de material crustal retrabalhado. Por fim, magmatismos fissurais entre 1,4 e 1,0 Ga marcaram o final da evolução do Cráton Amazônico (Lima et al. 2019).

CONCLUSÕES

Apesar do enorme progresso no conhecimento geológico do Cráton Amazônico, várias e importantes questões permanecem;

Contudo, é consenso que o cráton cresceu pela soldagem de várias províncias, do Arqueano ao Mesoproterozoico;

Os terrenos mais antigos estão em Carajás, Imataca e Amapá, enquanto os mais jovens estão no sudoeste do cráton, marcando o sentido da acrescão;

Algumas áreas-chave devem ser selecionadas para estudo e, assim, ajudar no entendimento da evolução geológica do cráton;

Isótopos são muito úteis nesses estudos, mas métodos de investigação tradicionais não podem ser esquecidos para uma interpretação integrada dos dados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.

Amaral G. 1974. *Geologia Pre-Cambriana de Região Amazônica*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 212 p.

Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *II Cong. Geol. Chileno*, Arica, 4:137–148.

Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämo¨O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajas metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80: 101-129.

Jorge João X.S., Santos C.A., Provost A. 1985. Granito Serra do Acari – geologia e implicação metalogenética (Folha Rio Mapuera – NW do estado do Pará. *II Simp. Geol. da Amazônia*, Belém, p. 73-92.

Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do terreno granito greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**: 447-458.

Lima, G.A., Macambira M.J.B., Souza M.Z.A., Ruiz A.S., D'Agrella-Filho M.S. 2019. Fissural mafic magmatism on southwestern Amazonian Craton: Petrogenesis and 40Ar-39Ar geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **93**: 214-231.

Macambira M.J.B., Lancelot J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Int. Geol. Rev*., **38**:1134-1142.

Macambira M.J.B., Vasquez M. L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South America Earth Sciences*, **27**:235-246. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.02.001.

Macambira, M.J.B., Teixeira W., Vasquez M. L. 2020. O Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas: o legado de Umberto Cordani. In: Bartorelli A., Teixeira W., Brito Neves B.B. (Org.). *Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. São Paulo, Solaris, p. 47-62.

Milhomem Neto J.M., Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geoscience Frontier*, **10**: 1477-1506.

Nalon P.A., Sousa M.Z.A., Ruiz A.R., Macambira M.J.B. 2013. Batólito Guaporeí: uma extensão do Complexo Granitoide Pensamiento em Mato Grosso, SW do Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology,* **43**(1): 85-100.

Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the geodynamical evolution during Archean and Paleoproterozoic in the Southeast of Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*, **10**:277-300.

Tassinari C.C.G. e Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174–182.

Tassinari C.C.G. e Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B (Eds.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 471-485.

Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**:213–227. https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90012-0.

MÉTODOS ISOTÓPICOS APLICADOS A ESTUDOS DE EVOLUÇÃO CRUSTAL NA AMAZÔNIA ORIENTAL

João Marinho Milhomem Neto[1]

[1]Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará – Pará-Iso

milhomem@ufpa.br

RESUMO

Este trabalho apresenta uma síntese sobre a contribuição do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) no desenvolvimento de estudos voltados para a evolução crustal de algumas áreas chave da Amazônia Oriental, com a implantação e aplicação de métodos isotópicos utilizando-se de técnicas modernas de análises *in situ* em minerais acessórios. Na última década, buscando sempre a atualização instrumental e inovação científica, os integrantes do Pará-Iso voltaram suas pesquisas em grande parte para a implementação dos métodos isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircão, principalmente, mas também U-Pb em monazita e titanita, com análises pontuais na escala micrométrica por meio da espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado e sistema de ablação a laser (LA-ICP-MS). Os primeiros exemplos de aplicação geológica da metodologia integrada U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS foram desenvolvidos em amostras provenientes da região sudeste do Escudo das Guianas no Brasil (Bloco arqueano Amapá) e na sua fronteira com a Guiana Francesa (Paleoproterozoico), sendo apresentados em 2015. Na sequência (2017-2020), vários outros trabalhos importantes foram realizados nessa mesma região (Bloco arqueano Amapá e domínios riacianos Lourenço e Carecuru) e em outras áreas do leste do Cráton Amazônico, como no nordeste do Escudo Brasil Central (2019 a 2023; Província Carajás e Domínio Bacajá) e no embasamento arqueano e paleoproterozoico do Cinturão Araguaia (2017-2023). Os métodos U-Pb em monazita e titanita por LA-ICP-MS foram implantados mais recentemente (2022-2023) e já tem trazido avanços significativos para o entendimento de eventos metamórficos e magmáticos registrados nessas mesmas áreas.

PALAVRAS-CHAVE: U-Pb, Lu-Hf, minerais acessórios, LA-ICP-MS, Cráton Amazônico

INTRODUÇÃO

O Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) entrou em funcionamento em 1983 com a instalação de um espectrômetro de massa de ionização termal (TIMS), modelo *VG-54E*, adquirido em 1981. Durante as suas primeiras três décadas de funcionamento, os pesquisadores do Pará-Iso se dedicaram na implementação dos principais métodos isotópicos empregados em laboratórios e centros de pesquisa mundo afora e passíveis de serem aplicados com a utilização dos espectrômetros tipo TIMS. Assim, foram desenvolvidos os métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd em minerais e rochas total, além dos métodos U-Pb em zircão (titanita, apatita e rutilo) por diluição isotópica e de evaporação de Pb em zircão por TIMS. Tendo sempre o Cráton Amazônico e terrenos adjacentes como alvos de aplicação e estudo, especialmente aqueles voltados para o entendimento sobre a formação e evolução da crosta continental. Na última década, com a aquisição e instalação de dois espectrômetros de massa com fonte plasma e sistema de ablação

a laser (LA-ICP-MS), o laboratório iniciou uma nova fronteira nas análises isotópicas, com a possibilidade de realizar análises pontuais (*in situ*) em minerais, dentre vários outros campos e áreas de atuação possíveis. Assim, os métodos isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircão (Milhomem Neto et al., 2017a,b) e U-Pb em monazita (Ferreira, 2022) e titanita (Pinto, 2023) foram colocados em rotina no Pará-Iso. Neste trabalho será apresentado um resumo dos primeiros exemplos de aplicação geológica dos métodos isotópicos supracitados e suas principais implicações para a evolução crustal na Amazônia Oriental.

MATERIAIS E MÉTODOS

As análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf *in situ* em zircão são realizadas no Pará-Iso utilizando-se um espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução MC-ICP-MS da marca *Thermo Finnigan* modelo *Neptune*, equipado com nove coletores Faraday e seis contadores de íons, que podem ser combinados em diversas configurações. Uma microssonda a laser *Nd:YAG 213* nm modelo *LSX-213 G2* da marca *CETAC é* acoplada ao *Neptune*. As configurações, bem como os parâmetros instrumentais do laser e ICP-MS e todos os procedimentos analíticos são detalhados em Milhomem Neto et al. (2017a,b) e Milhomem Neto e Lafon (2019). Para o método U-Pb em monazita por LA-ICP-MS são utilizados os mesmos equipamentos e todos os procedimentos experimentais estão descritos em Ferreira (2022). As análises U-Pb em titanita são realizadas com um ICP-MS quadrupolo (Q-) modelo *iCAP-Q* da marca *Thermo Fischer Scientific*, equipado com a mesma sonda de ablação a laser descrita acima. A metodologia completa está detalhada em Pinto (2023).

EXEMPLOS DE APLICAÇÃO EM ESTUDOS DE EVOLUÇÃO CRUSTAL

Os primeiros exemplos de aplicação geológica da metodologia integrada U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS foram desenvolvidos em amostras provenientes da região sudeste do Escudo das Guianas no Brasil (Bloco arqueano Amapá) e sua fronteira com a Guiana Francesa (Paleoproterozoico), tendo sido apresentados durante o 14º Simpósio de Geologia da Amazônia (Milhomem Neto et al. 2015). Na sequência, com a consolidação destes métodos no Pará-Iso e com a recente implantação das análises U-Pb em monazita e titanita por LA-ICP-MS, vários outros trabalhos tem sido realizados no leste do Cráton Amazônico (Sudeste do Escudo das Guianas e nordeste do Escudo Brasil Central) e no Cinturão Araguaia.

SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

Os principais trabalhos desenvolvidos na região sudeste do Escudo das Guianas foram direcionados para o entendimento sobre a evolução crustal arqueana de rochas do embasamento do Bloco Amapá (Milhomem Neto e Lafon, 2019; Pinto et al., 2019) e sobre a influência dessa crosta arqueana na formação das rochas paleoproterozoicas (Riaciano) dos domínios Lourenço e Carecuru durante a orogenia Transamazônica (Milhomem Neto e Lafon, 2020; Vianna et al. 2020). Os dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircão obtidos foram fundamentais para a definição e/ou reavaliação da idade dos principais episódios magmáticos, para o estabelecimento dos períodos de extração mantélica e formação de crosta continental, bem como para constatar o predomínio dos processos de retrabalhamento crustal identificados. Tais informações corroboraram para um

melhor entendimento sobre o contexto geodinâmico de formação e fontes dos magmas. Além disso, os novos dados U-Pb em monazita (Ferreira, 2022, Milhomem Neto et al., 2022) e titanita (Pinto, 2023) obtidos para rochas metamórficas de alto grau da zona de transição entre o Bloco Amapá e o Domínio Lourenço (Migmatito do Complexo Tartarugal Grande) e do embasamento arqueano do Bloco Amapá (ortognaisses do Complexo Guianense), respectivamente, trouxeram idades robustas para o evento metamórfico do final do Riaciano e início do Orosiriano na região central do Amapá.

NORDESTE DO ESCUDO BRASIL CENTRAL

A Província Carajás e o Domínio Bacajá, no nordeste do Escudo Brasil Central, tem sido os principais terrenos em que a sistemática U-Pb e Lu-Hf em zircão vem sendo aplicada. Um dos primeiros trabalhos foi apresentado por Nogueira et al. (2019) que obtiveram os primeiros dados deste tipo para o magmatismo TTG precoce (Complexo Arco Verde) do sul do Domínio Rio Maria na região de Inajá. Os dados U-Pb obtidos definiram a idade de cristalização mesoarqueana (2,98 Ga) para esses granitoides e a assinatura de Hf demonstrou derivação mantélica (juvenil) a partir de fontes meso-paleoarqueanas (3,0 a 3,3 Ga). Já para o Domínio Carajás, Silva (2022) apresentou dados isotópicos Lu-Hf em zircão (obtidos no Pará-Iso) para granitoides mesoarqueanos da região de Ourilândia do Norte. Integrados a dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos (U-Pb em zircão), permitiram uma redefinição da estratigrafia local e um aprofundamento sobre a natureza das fontes magmáticas. As assinaturas isotópicas de Hf indicaram extração de crosta a partir do manto no Paleoarqueano. O Domínio Bacajá compreende terrenos mesoarqueanos e siderianos retrabalhados durante o ciclo transamazônico. Para a sua porção nordeste, Magalhães et al. (2023) apresentaram os primeiros dados combinados U-Pb e Lu-Hf em zircão obtidos para um ortognaisse arqueano (Complexo Aruanã) e granitoides riacianos (Complexo Bacajaí, Suíte Intrusiva Arapari **e Suíte Intrusiva Jorge João). Os dados permitiram definir os episódios magmáticos (Neoarqueano e Riacianos) e** as assinaturas isotópicas de Hf, que indicaram predomínio dos processos de retrabalhamento crustal de fontes mesoarqueanas para o ortognaisse e derivação mantélica com assimilação de crosta arqueana (mistura) para a gênese dos granitoides riacianos.

CINTURÃO ARAGUAIA

O embasamento arqueano e paleoproterozoico do Cinturão Araguaia tem sido estudado e reavaliado à luz dos novos dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS. Os ortognaisses das estruturas dômicas de Lontra, Cocalândia, Colméia e Cantão foram selecionados por Dias et al. (2017) para a datação U-Pb em zircão junto com a termocronologia por traço de fissão em zircão para identificar denudação e processos de aquecimento e resfriamento. Três episódios magmáticos mesoarqueanos (2,83, 2,87 e 2,90 Ga) e um paleoproterozoico (1,84 Ga) foram bem definidos, ratificando os estudos prévios por outras metodologias. Assis et al. (2021), objetivando estabelecer uma correlação entre essas rochas do embasamento do Cinturão Araguaia com aquelas da porção sudeste do Cráton Amazônico, empreenderam análises integradas U-Pb e Lu-Hf em zircão de sete amostras de ortognaisses e granitoides das porções norte e sul do Cinturão Araguaia. As assinaturas de Hf mostraram uma clara distinção entre as rochas do embasamento norte e sul do Cinturão, indicando derivação a partir de fontes com idades distintas. Além disso,

apontam para uma similaridade com as assinaturas das rochas da Província Carajás, tanto em idades de cristalização quanto em assinatura isotópica de Hf. Portanto, as rochas do embasamento que afloram no segmento norte do Cinturão Araguaia podem representar porções do Cráton Amazônico adjacente. Gorayeb et al. (2023) realizaram um estudo sobre a evolução riaciana de rochas metamórficas de alto grau do Complexo Granulítico de Porto Nacional-TO, com base em dados geocronológicos U-Pb-Hf em zircão e U-Pb em monazita. Os autores definiram as idades dos protólitos de ortogranulitos a partir da análises de núcleos de zircão (2,16 Ga), enquanto a borda forneceu a idade do metamorfismo (2,09 Ga). Idades obtidas em monazitas provenientes de paragnaisses aluminosos da mesma unidade indicaram metamorfismo entre 2,09 e 2,10 Ga, concordante com as idades obtidas em zircão para o evento de metamorfismo. As assinaturas isotópicas de Hf obtidas a partir de uma amostra de enderbito mostraram um amplo intervalo de idades-modelo e valores de épsilon Hf, denunciando processos de mistura entre fontes mantélicas e crustais.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os métodos isótopicos pontuais em rotina hoje no Pará-Iso e suas aplicações tem trazido grandes avanços para o entendimento dos processos de evolução crustal dos diferentes terrenos da Amazônia Oriental, como apresentados aqui brevemente. Apesar dos vários exemplos mostrados e considerando-se a vastidão do desconhecido território Amazônico, é ainda latente a carência de estudos detalhados com a abordagem voltada para a obtenção desse tipo dados. Assim, como o único laboratório de Geologia Isotópica em funcionamento na região norte do Brasil, o Pará-Iso tem contribuído ao longo dos seus 40 anos de existência com a comunidade geocientífica disponibilizando todos esses métodos isotópicos.

Este trabalho é uma contribuição do Programa de Apoio a Núcleos de Excelência - PRONEX/FAPESPA/CNPq 062/2020, intitulado “Geoquímica Isotópica Aplicada a Estudos Ambientais, Paleoambientais, Metalogenia e Evolução Crustal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Assis, C.R.F., Moura, C.A.V., Milhomem Neto, J.M., Gorayeb, P.S.S., Dias, A.N.C., 2021. Zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope systematics of the Araguaia Belt basement rocks: evidence of links with the southeastern Amazonian Craton, Brazil. Precambrian Research 356, 106090.

Dias, A.N.C., Moura, C.A.V., Milhomem Neto, J.M., Chemale Jr., F., Girelli, T.J., Masuyama, K.M., 2017. Geochronology and thermochronology of the gneisses of the Brasiliano/Pan-African Araguaia Belt: Records of exhumation of West Gondwana and Pangea break up. Journal of South American Earth Sciences 80, 174–191.

Ferreira, D.P.A. 2022. Implantação da metodologia U-Pb em monazita por LA-ICP-MS no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso): aplicação em rochas de alto grau metamórfico da região central do Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas (Master’s Thesis). Federal University of Pará-Brazil, 121 p (in Portuguese).

Gorayeb, P.S.S., Galarza, M.A., Menezes, E.O. 2023. Rhyacian evolution of high-grade metamorphic rocks of the Porto Nacional granulite complex, based on geochronological data U–Pb-Hf in zircon and U–Pb in monazite. Journal of South American Earth Sciences 121, 104093.

Magalhães, L.B., Macambira, M.J.B., Macambira, E.M.B. Ricci, P.S.F. 2023. Crustal growth in the northeast portion of the Rhyacian Bacajá domain, SE Amazonian craton, based on U-Pb, Lu-Hf, and Sm-Nd data. Brazilian Journal of Geology 53(2), 20220068.

Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., Galarza, M.A., 2015. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório PARÁ-ISO/UFPA: metodologia e exemplo de aplicação. In: 14º Simpósio de Geologia da Amazônia. Marabá. Anais.

Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A. 2017a. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e primeiro exemplo de aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas, estado do Amapá. Contribuições à Geologia da Amazônia 10, 195-208.

Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A., Moura C.A.V. 2017b. U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. Contribuições à Geologia da Amazônia 10, 333-346.

Milhomem Neto J.M., Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. Geoscience Frontiers, 10: 1477-1506.

Milhomem Neto J.M., Lafon J.M. 2020. Crustal growth and reworking of Archean crust within the Rhyacian domains of the southeastern Guiana Shield, Brazil: Evidence from zircon U-Pb-Hf and whole-rock Sm-Nd geochronology. Journal of South American Earth Sciences, 103: 102740.

Milhomem Neto, J.M., Lafon, J.M., Ferreira, D.P.A., Miranda, S.S., Dantas, E.L. 2022. High-grade metamorphism in the central region of Amapá, Northern Brazil: age constraints from in situ U-Pb dating of monazite and zircon. In: XII Interguiana Geological Conference, Georgetown, Guyana. The Tectonics & Resource Potential of NE South America.

Nogueira, B.K.C., Lafon, J.M., Milhomem Neto, J.M. 2019. Geocronologia U-Pb e Lu-Hf do granitoide mesoarqueano Arco Verde, região de Inajá, sul do Pará: implicações para a evolução crustal do Domínio Rio Maria, Província Carajás. In: 16º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus-AM. Geociências e Geopolítica na Amazônia. Belém-PA: SBG-NO.

Pinto, J.A.E; Milhomem Neto, J. M.; Lafon, J.M. 2019. Dados Isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircão de leucomonzogranito da porção leste do Bloco Amapá – AP: implicações para a evolução crustal arqueana. In: 16º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus-AM. Geociências e Geopolítica na Amazônia. Belém-PA: SBG-NO.

Pinto, J.A.E. 2023. U–Pb em titanita por LA-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação em rochas do sudeste do Escudo das Guianas e Província Borborema (Master's Thesis). Federal University of Pará-Brazil, 107 p (in Portuguese).

Silva, L.R. 2022. Petrogênese e história tectônica dos granitoides mesoarqueanos de Ourilândia do Norte (PA) – Província Carajás (Ph.D. Dissertation). Federal University of Pará, 302 p.

Vianna S. Q., Lafon J. M., Milhomem Neto J. M., Silva D. P. B., Barros C. E. M. 2020. U-Pb geochronology, Nd-Hf isotopes, and geochemistry of Rhyacian granitoids from the Paleoproterozoic Lourenço domain (Brazil), southeastern Guiana Shield. Journal of South American Earth Sciences, 104: 102937.

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO IG-UFPA: 50 ANOS DE PESQUISA E FORMAÇÃO DE RECURSOS HUMANOS NA AMAZÔNIA

Davis Carvalho de Oliveira[1,2]; Cláudio Nery Lamarão[1,2,]; Carlos Marcello Dias Fernandes[1,2]

[1] Universidade Federal do Pará - UFPA; [2] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica;

davis@ufpa.br; lamarão@ufpa.br; cmdf@ufpa.br

RESUMO

O Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA), foi criado em 1976 a partir de desmembramento do Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas (CPGG), instalado em 1973. Ao longo desses 50 anos, o PPGG tornou-se um programa de referência em pesquisas em geociências na Amazônia e adjacências e tem pautado sua atuação na formação e qualificação de profissionais em níveis de Mestrado e Doutorado. Após readequações ao longo dos anos, o PPGG alcançou uma estrutura produtiva que conta com 28 professores-pesquisadores distribuídos em cinco Linhas de Pesquisa: (1) Geologia Marinha e Costeira; (2) Análise de Bacias Sedimentares; (3) Mineralogia e Geoquímica; (4) Evolução Crustal e Metalogênese; e (5) Geocronologia e Geoquímica Isotópica. O crescimento expressivo na produção cientifica reflete o importante papel que o Programa representa para o desenvolvimento científico e de formação de recursos humanos qualificados da região Amazônica. Prova disto, é que na última avaliação quadrienal (2017–2020) o programa foi avaliado com conceito máximo (7) pela CAPES. Apesar de ser um programa consolidado, o PPGG ainda enfrenta muitos desafios para se manter como um programa de excelência, tais como: aumentar o número de doutores e de artigos publicados em periódicos internacionais; manter a política de credenciamento de novos docentes; fortalecer os grupos e linhas de pesquisa; continuar buscando recursos junto às agências financiadoras, dentre outros. Este planejamento permitirá que o PPGG continue a desenvolver pesquisas de qualidade e inovadoras; a formar profissionais capacitados para ocuparem postos de trabalho em universidades, empresas públicas e privadas e a contribuírem para o desenvolvimento da Amazônia e do Brasil na totalidade.

PALAVRAS-CHAVE: PPGG; Geologia; Geoquímica; Pós-graduação.

HISTÓRICO E CONTEXTUALIZAÇÃO DO PROGRAMA

O Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA), foi criado em 1976 como uma necessidade de desmembramento do então, já em pleno desenvolvimento, Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas (CPGG), instalado ainda em 1973 nesta mesma IES. Ao longo de sua existência, o PPGG tem pautado sua atuação na formação e qualificação de profissionais nos níveis de Mestrado e Doutorado, a base para formação de pesquisadores e profissionais de alto nível.

O PPGG é um programa referência em pesquisas em geociências na Amazônia e regiões adjacentes (Faixa Araguaia, Bacia do Parnaíba, Cráton São Luis e Província Borborema). Sua ampla cooperação científica com instituições do Norte, de outras regiões do Brasil e do exterior, bem como a formação elevada de mestres e doutores e uma produção científica relevante, o credenciaram como o primeiro programa *stricto sensu* em geociências de toda a Amazônia legal e o primeiro de toda a região Norte a alcançar o conceito 6 pela CAPES em 2004, bem como ingressar no seu programa PROEX. Na última avaliação quadrienal (2017–2020), o programa foi avaliado com conceito máximo. É a primeira vez que um programa de Geociências da Amazônia é avaliado com conceito 7, indicando a sua maturidade e a excelência de nível internacional.

Após adequações e modernizações ao longo dos anos em termos de número de linhas de pesquisa e docentes permanentes e colaboradores, o PPGG chegou ao final de 2020 com uma estrutura enxuta, equilibrada e produtiva: 5 Linhas de Pesquisa onde atuam 28 professores-pesquisadores, sendo 24 permanentes, 3 colaboradores e 1 visitante. Desses, 18 são bolsistas de produtividade do CNPq, com as seguintes classificações: 1A (3), 1B (3), 1C (1), 1D (3) e PQ-2 (8). Dos 24 docentes permanentes, 17 são do quadro atual do Instituto de Geociências da UFPA, 3 são aposentados (2 continuam como professores voluntários do IG e 1 é pesquisador do Instituto Tecnológico Vale), 1 é do Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG) e 1 do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará (IFPA), 1 da Faculdade de Engenharia Química e 1 do curso de Engenharia de Exploração e Produção de Petróleo (UFPA-Salinas).

Os 24 docentes permanentes que atuam no PPGG estão assim distribuídos, em termos de formação de origem: 18 são geólogos, 2 oceanógrafos, 2 biólogos e 2 engenheiros químicos. Dos 3 docentes colaboradores: 1 é geólogo, 1 oceanógrafo e 1 geógrafo. O prof. visitante é engenheiro cartográfico de formação. O Programa possui uma boa articulação-atualização entre suas áreas de concentração (Geologia e Geoquímica) e as suas cinco Linhas de Pesquisa, constituídas por: (1) Geologia Marinha e Costeira; (2) Análise de Bacias Sedimentares; (3) Mineralogia e Geoquímica; (4) Evolução Crustal e Metalogênese; e (5) Geocronologia e Geoquímica Isotópica.

PRODUÇÃO DE TESES E DISSERTAÇÕES

O PPGG é uma liderança em pesquisas em geociências voltadas para os problemas amazônicos e atua em cooperação com instituições da Amazônia Legal, de outras regiões do Brasil e do exterior. Tem se empenhado, ao longo dos anos, na ampliação da formação qualificada de doutores e mestres. Para isso, tem atraído tanto profissionais de empresas quanto professores e pesquisadores de instituições públicas e particulares, assim como discentes estrangeiros, principalmente de países vizinhos. O fluxo de doutores e mestres no PPGG vem aumentando nas últimas avaliações da CAPES. Na avaliação trienal (2004–2006) o PPGG formou 13 doutores e 65 mestres; em (2007–2009) foram 9 doutores e 49 mestres; em (2010–2012) foram formados 24 doutores e 71 mestres; no quadriênio (2013–2016), foram 26 doutores e 88 mestres. No último quadriênio (2017–2020), foram concluídos 32 doutorados (6 a mais que no quadriênio anterior) e 104 mestrados (16 a mais que no quadriênio anterior). Neste seu período de existência (1976–2023), o PPGG já promoveu a formação de 655 mestres e 158 doutores, totalizando 813 dissertações e teses.

PRODUÇÃO CIENTÍFICA

Sua produção científica também tem crescido nos últimos anos, tanto em qualidade quanto em número de artigos publicados. Considerando o novo *Qualis* CAPES, os docentes permanentes do PPGG publicaram no último quadriênio (2017–2020), 294 artigos, distribuídos da seguinte forma:

- Em 2017: 71 artigos, sendo 58 em revistas *Qualis* A (18A1, 10A2, 27A3 e 3A4) e 13 em *Qualis* B (7B1, 5B2 e 1B4);
- Em 2018: 67 artigos, sendo 53 em revistas *Qualis* A (15A1, 13A2, 21A3, 4A4) e 14 em *Qualis* B (1B1, 8B2 e 5B4);
- Em 2019: 72 artigos, sendo 62 em revistas *Qualis* A (24A1, 18A2, 18A3, 2A4) e 10 em *Qualis* B (4B1, 5B2 e 1B4);
- Em 2020: 84 artigos, sendo 76 em revistas *Qualis* A (34A1, 18A2, 22A3, 2A4) e 8 em *Qualis* B (4B2 e 4B4).

No biênio 2021–2022 foram publicados 195 artigos em *Qualis* A e 28 *Qualis* B. Assim, a qualidade do ensino e pesquisa desenvolvidos no PPGG tem sido reconhecida pela CAPES que, nas últimas avaliações trienais (2004–2006; 2007–2009, 2010–2012) e quadrienal (2013–2016), lhe concedeu o conceito seis (6), mantendo este como o único Programa de Excelência em Geociências da Amazônia. O reflexo deste crescimento, sobretudo na produção cientifica, está na última avaliação quadrienal (2017–2020) onde o programa atingiu conceito máximo (7). Esses dados refletem, portanto, o importante papel que este Programa representa para o desenvolvimento científico, tecnológico e de formação de recursos humanos qualificados da região Amazônica.

INFRAESTRUTURA DISPONÍVEL

As atividades de ensino e pesquisa desenvolvidas por docentes e discentes do PPGG se beneficiam da ampla e diversificada infraestrutura laboratorial instalada no IG da UFPA, a qual inclui vinte (20) laboratórios modernos e, em sua maioria, com forte natureza multiusuária que atende pesquisadores e pós-graduandos do Brasil e do exterior, além de duas (2) oficinas de preparação de amostras, todos coordenados por docentes do PPGG, descritos a seguir:

a) Lab. de Petrografia (microscópios e estereoscópios);
b) Lab. de Análises Químicas–via úmida (espectrofotômetro UV-Visível);
c) Lab. de Metalogênese (platina microtermométrica Linkam THMSG600 e microscópios);
d) Lab. de Análise Térmica e Espectrometria infravermelho;
e) Lab. de Cromatografia Iônica (cromatógrafo de íons DX-120, DIONEX);
f) Lab. de Caracterização Mineral–Difração e Fluorescência de Raios-X;
g) Lab. de Geologia Isotópica (espectrômetros de massa: TIMS e ICP-MS);
h) Lab. de Análise de Imagens do Trópico Úmido (PCs e licenças do software);
i) Lab. de Hidroquímica (pH-Meter, condutivímetros, oxímetros, espectrofotômetro);
j) Lab. de Microanálises (MEVs - Zeiss e Microssonda Eletrônica JEOL JXA-8230);
k) Lab. de Petrologia Magnética (medidores de ASM MFK1-A e de curvas termomagnéticas);
l) Lab. de Gemologia e Mineralogia (Analisador de partículas e espectrômetros Raios-X e IR);

m) Lab. de Palinologia (micropaleontologia);
n) Lab. de Petrografia Sedimentar (microscópio Axioskop 40 e Axiolab da Zeiss);
o) Lab. de Catodoluminescência (microscópio–Leica e estação ótica);
p) Lab. de Geotecnologia (microcomputadores, software diversos e plotter);
q) Lab. de Dinâmica Costeira (microscópio, microcâmera e espectrofotômetro);
r) Lab. de Análises Mineralógicas (MEV-Hitachi, cromatografia e espectrofotômetro);
s) Lab. de Carbono 14 (cintilador líquido TRICARB 3110TR e Síntese de Benzeno);
t) Lab. de Sedimentologia e Minerais Pesados (centrífugas, ultrassom e moinho de bola).

O PPGG tem proporcionado manutenções corretivas e preventivas de seus equipamentos de pequeno, médio e grande porte devido à capacidade de seu corpo docente permanente em captar recursos financeiros por meio de agências públicas (CNPq, CAPES, FAPESPA e FINEP) ou privadas, que está demonstrada nos vinte e três (23) projetos de pesquisa desenvolvidos ou em execução. Além disso, o PPGG trabalha em sintonia com o planejamento estratégico da UFPA por meio, principalmente, de editais e programas ofertados pela PROPESP (UFPA), como o PAMEP (Programa de Apoio à Manutenção de Equipamentos de Pesquisa), que visam o desenvolvimento futuro, adequação e modernização de infraestrutura dos PPGs.

PERFIL PROFISSIONAL

Os mestres e doutores do PPGG (UFPA) estão capacitados para enfrentarem diferentes desafios profissionais nas áreas da geologia e geoquímica, atuando dentro de cinco linhas de pesquisa do PPGG. Estes possuem competência e habilidades para desenvolver trabalhos com equipes multidisciplinares e participar de projetos de pesquisa, dentre as quais destacam-se:

a) Realizar pesquisas multidisciplinares em modelagem de depósitos de metais raros e de base, habilitando-os a interagir com a indústria mineral e centros de pesquisa;
b) Analisar a tectônica e sedimentação de bacias sedimentares visando a interpretação de sistemas e sequências deposicionais, da proveniência e paleontologia estratigráfica;
c) Desenvolver atividades na indústria do petróleo e gás definindo rochas geradoras e reservatório de sistemas petrolíferos com base nas análises de testemunhos de sondagem, reconstrução paleoambiental, datação paleontológica, e do potencial de exploração;
d) Caracterizar minerais por diferentes métodos analíticos avançados e sintetizar minerais e novos materiais a partir de distintas matérias-primas;
e) Contribuir com estudos de impacto ambiental em programas de monitoramento e salvamento de patrimônio geológico e paleontológico;
f) Identificar os principais processos responsáveis pela formação da litosfera continental e crescimento crustal a partir de dados geofísicos, geoquímicos e de modelagem;
g) Participar de estudos geoquímico-ambientais;
h) Interpretar dados cartográficos e temáticas afins com ferramentas de geoprocessamento;
i) Determinar as composições isotópicas de elementos em diversos materiais (sólido e líquido);
j) Atuar como profissionais de ensino-pesquisa em universidades e institutos;
k) Elaborar artigos e relatórios acadêmico-científicos.

OUTRAS INFORMAÇÕES E PLANEJAMENTO FUTURO

Apesar de ser um programa consolidado e conceito 7 na CAPES, O PPGG ainda enfrenta muitos desafios para se manter como um programa de excelência na Amazônia. Aumentar o número de doutores e diminuir a diferença em relação ao número de mestres formados é, sem dúvida, uma das metas que já vem sendo realizada pelo Programa. Na Avaliação (2004–2006) o PPGG formou 13 doutores e 65 mestres; em (2007–2009) foram 9 doutores e 49 mestres; em (2010–2012) 24 doutores e 71 mestres; em (2013–2016) 26 doutores e 88 mestres e na avaliação (2017–2020) foram formados 32 novos doutores e 104 mestres. Apesar de mostrar aumentos no número de doutores formados, o Programa possui capacidade técnico-científica, laboratorial e cooperações nacional e internacional suficientes para alcançar uma formação mais expressiva de doutores. Um dos fatores que, de certa forma, limitavam esse aumento era a quantidade de bolsas de doutorado disponíveis no Programa. Até 2019, o PPGG possuía 14 bolsas de doutorado da CAPES. Em março de 2020, recebeu 10 bolsas a mais, todas já implementadas. Em fevereiro de 2021, após nova redistribuição feita pela CAPES, recebeu mais 5 bolsas. Assim, o Programa agora tem 45 bolsas de doutorado, sendo 29 da CAPES e 16 do CNPq, as quais permitirão um aumento significativo no número de doutores formados nos próximos anos. No biênio 2021–2022 foram homologadas 9 teses e para os anos 2023–2024 estão previstas 27 defesas, sendo que 2 teses já foram homologadas e estão previstas ainda 13 defesas de doutorado até o final do ano. Apesar do aumento do número de bolsas, o número de teses homologadas nos anos 2021 e 2022 está abaixo da média de anos anteriores, certamente como reflexo de um período pós-pandemia. O desafio do PPGG nos próximos dois anos é recuperar e manter as perspectivas em termos de aumento do número de doutores para o quadriênio atual. Por outro lado, a formação de mestres deve se manter em torno de 25 a 28 por ano; atualmente o PPGG possui 26 bolsas da CAPES e 22 do CNPq.

O planejamento futuro do PPGG conta com algumas metas e objetivos traçados que se configuram como ações estratégicas integradas e envolvem e discussões entre todos que compõem o Programa, a Instituição através de suas Pró-Reitorias e colaboradores externos nacionais e internacionais: (i) intensificar as atividades voltadas à internacionalização por meio de projetos e cooperações com a participação de pesquisadores e instituições estrangeiras, assim como aumentar o credenciamento de estrangeiros no Programa; (ii) aumentar a relação entre doutores e mestres formados pelo PPGG com vistas ao desenvolvimento de pesquisas inovadoras; (iii) aumentar a quantidade de artigos publicados em periódicos internacionais de nível A do *Qualis* CAPES; aumentar a participação de discentes e egressos nos artigos publicados pelo corpo docente do Programa; (iv) manter a política de credenciamento de novos docentes com perfil compatível com o de um Programa nível 7 da CAPES e dar espaço a recém-doutores com potencial para pesquisa; (v) fortalecer os Grupos e Linhas de Pesquisa menos produtivos buscando a homogeneidade no desempenho acadêmico e científico dos mesmos; (vi) continuar buscando recursos junto às agências financiadoras e à Instituição para a compra de novos equipamentos, manutenções e melhoraria da infraestrutura.

Desta forma, considerando as exposições e considerações acima, o PPGG continuará a desenvolver pesquisas de qualidade e inovadoras, bem como formará profissionais com nível de excelência e cada vez mais capacitados e motivados para ocuparem postos de trabalho em universidades, centros de pesquisas, empresas públicas e privadas e a contribuírem para o desenvolvimento científico, humano e econômico da Amazônia e do Brasil.