



NÚCLEO
NORTE

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

VOLUME 10

► ORGANIZADORES

Aline Maria Meiguins de Lima
Paulo Sergio de Sousa Gorayeb

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

Volume 10

*Panorama do conhecimento geológico por ocasião do
14º Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Marabá-Pará,
no período de 27 de setembro a 1º de outubro de 2015.*

▶ ORGANIZADORES

Aline Maria Meiguins de Lima
Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais
Faculdade de Geologia

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte (SBG - Norte)

2017

Belém - Pará - Brasil

O trabalho dos editores deste livro consistiu na triagem de artigos submetidos, encaminhamento destes a pelo menos dos revisores, na revisão técnica e editorial, pré-diagramação do texto, composição, motivo e layout da capa.

Os conceitos expressos nos artigos são de responsabilidade exclusiva dos autores.

1ª edição - 2017

A edição original desta obra está publicada em português com partes em inglês, pela Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte (SBG-NN), Belém, sob o título "Contribuições à Geologia da Amazônia - Volume 10".

Organizadores

Aline Maria Meiguins de Lima
Paulo Sergio de Sousa Gorayeb

Editado por

Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte (SBG-NN)
Av. Dr. Freitas, 3645, Belém-PA, CEP: 66.095-904
Site: www.sbgeo.org.br / E-mail: nucleo-no@sbgeo.org.br

Revisão final

Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb
Aline Maria Meiguins de Lima

Editoração/Capa

Osimar R. Araújo

Revisão

Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb

Impressão

Imprensa Oficial do Estado

Contribuições à Geologia da Amazônia – Volume 10 / Organizadores, Aline Maria Meiguins de Lima e Paulo Sergio de Sousa Gorayeb. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2017, Vol. 10; 446p.: il.

Panorama do conhecimento geológico por ocasião do 14º Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Marabá, no período de 27 de setembro a 1º de outubro de 2015.

ISBN: 978-85-88692-12-1

I. Geologia - Amazônia, I. Lima, Aline Maria Meiguins de , Gorayeb, Paulo Sergio de Sousa.

CDD: 558.11

CDU: 551 (811)

A Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte disponibiliza mais uma edição do livro “**Contribuições à Geologia da Amazônia**” à vasta comunidade das Geociências da Amazônia e do Brasil, bem como aos demais profissionais das áreas afins e à sociedade em geral.

Esta publicação, de periodicidade bianual, que não tem similar dentre as jurisdições da Sociedade Brasileira de Geologia tem um papel e um compromisso especial de divulgar uma parte dos mais importantes resultados de pesquisas das Geociências desenvolvidas nos últimos anos na Região Amazônica.

O livro, nesta sua décima edição reúne 22 artigos que abordam diferentes temáticas, de diferentes partes da Amazônia, escritos por profissionais, professores, pesquisadores, estudantes de pós-graduação e técnicos de instituições dos vários estados da Federação que pesquisam a Região Amazônica.

O elenco de 31 avaliadores dos artigos, fizeram um trabalho cuidadoso de revisar criteriosamente os artigos, que ao apontar as inconsistências e fazer recomendações aos autores e editores deste volume levaram, certamente, à melhoria e qualificação dos artigos, compatível com o exigido atualmente por esta publicação pontuada no Qualis-Livro da CAPES.

Nesta oportunidade a Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo norte agradece especialmente aos seus associados que tem uma boa parcela para o sucesso desta publicação, considerando os alto custos e o exaustivo trabalho para editar este produto.

O agradecimento, especial aos revisores, é extensivo, também a todas as pessoas, órgãos e instituições, que direta ou indiretamente contribuíram para o sucesso de mais esta ação da SBG-Norte.

Belém, 17 de agosto de 2017.

Prof. Dr. Paulo Gorayeb
Diretor-Presidente da SBG-Norte

Adilson Viana Soares Junior (UNIFESP)
Aline Maria Meiguins de Lima (UFPA)
Amarildo Salina Ruiz (UFMT)
Anderson Conceição Mendes (UFOPA)
Andreia Cardoso Pereira (UFPA)
Carla Joana Santos Barreto (UFPE)
Clovis Wagner Mauriti (VALE)
Daniel Lima Sousa (UFPA)
Davis Carvalho de Oliveira (UFPA)
Evandro Luiz Klein (CPRM-DF)
Farid Chemale Júnior (UFRGS)
Gilmar José Rizzoto (CPRM-GO)
Jean Michel Lafon (UFPA)
João Carlos da Cruz (UFPA)
José de Arimatéia Costa de Almeida (UNIFESSPA)
José Francisco Berrêdo Reis da Silva (MPEG)
Lena Virgínia Soares Monteiro (USP)
Marcos Antônio Leite do Nascimento (UFRN)
Marcos Luís do Espírito Santo Quadros (CPRM-RO)
Maria de Lourdes Pinheiro Ruivo (MPEG)
Mario Ivan Cardoso de Lima (IBGE)
Marivaldo dos Santos Nascimento (UFSC)
Mauro César Geraldês (UERJ)
Oscar Jesus Choque Fernandez (IFPA)
Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (UFPA)
Raimundo Netuno Nobre Villas (UFPA)
Regis Munhoz Kras Borges (UFPA)
Sergio Pacheco Neves (UFPE)
Umberto Giuseppe Cordani (USP)
Valter Gama de Avelar (UNIFAP)
Wilson Teixeira (USP)



Equipe de geofísica em 1976 compilando e interpretando os dados geofísicos coletados pelo sistema INPUT em Conceição do Araguaia, Pará. Da esquerda para direita: Kiyoshi Kadekaru (DOCEGEO), Jens Hansen (GEOTERREX), Walter Hirata (DOCEGEO), Florivaldo Sena (DOCEGEO) e dois compiladores de dados, intérpretes de posicionamento de voo das aeronaves da GEOTERREX.

Kiyoshi Kadekaru (1946 - 2017) – *in memoriam*

Kiyoshi Kadekaru nasceu em 03 de agosto de 1946 em Marília, São Paulo, sendo um dos sete irmãos da família do imigrante japonês Shigueatsu Kadekaru. Viveu na região de Regente Feijó e Presidente Prudente e em 1966 prestou vestibular na USP vindo a se formar em 1969. Trabalhou nas empresas PROTEC, GEOPROSPECTORA, PERGEO PERFILAGEM E GEOFÍSICA e em 1972 ingressou na TERRASERVICE, que foi incorporada pela empresa Rio Doce Geologia e Mineração S/A – DOCEGEO, subsidiária da VALE onde permaneceu por 26 anos até 1998. Ao se aposentar da DOCEGEO criou a empresa KDK GEOFÍSICA em que permaneceu como consultor da VALE prestando serviços de consultoria em vários países como Perú, Guatemala, Mongólia e em Angola na empresa GEVALE na pesquisa de diamante, ouro e metais básicos.

Como recém-formado foi orientado pelo geofísico Carl Schwenk de quem se orgulhava ter sido discípulo. Logo que Schwenk deixou o Brasil Kiyoshi passou a ser o geofísico chefe da DOCEGEO, atuando em todas as fases dos projetos da exploração à avaliação. A partir da

década de 70 Kiyoshi passou a influenciar a DOCEGEO a contratar geofísicos como Florivaldo Sena, Raimundo Wilson S. Silva, Adalberto Dias, Edson Figueira, Cantidiano Freitas e Célio Barreira. Contratou consultores estrangeiros como George J. Palacky que estava na Universidade da Bahia e que havia desenvolvido modelos para interpretação do sistema eletromagnético INPUT (*Induced Pulse Transient*) para a Barringer Research no Canadá. Com o reconhecimento dos ambientes geológicos tipo *greenstone belts*, influenciou a DOCEGEO na aplicação destes sistemas no Brasil. Os sistemas eletromagnéticos foram utilizados no Vale do Rio Curaçá, em Santa Luz na Bahia e em Andorinhas no sudeste do Pará. Os resultados do sistema levaram a descoberta da mina de ouro em Santa Luz, Bahia. Kiyoshi foi o responsável pela introdução do uso rotineiro dos levantamentos aerogeofísicos na VALE que levaram a descoberta de vários depósitos de importância econômica, com destaque pela interpretação e seleção da anomalia magnética do depósito Alemão em Carajás.

No período 1978 a 1981 Kiyoshi foi aluno de Mestrado no Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica na Universidade Federal do Pará. Como funcionário da DOCEGEO, abriu as portas da Empresa para que alunos e professores pudessem dispor de toda estrutura logística para realização das atividades de campo envolvendo aquisição e interpretação de dados geofísicos elétricos e eletromagnéticos na região de Carajás. O Prof. Milton Porsani, da UFBA, escrevendo sobre o colega destaca: *“Somos muito gratos a nosso colega Kiyoshi que será lembrado sempre pela sua boa vontade e disposição em ajudar, pelo companheirismo, pela dedicação, amor e importante contribuição à geofísica de exploração mineral no Brasil”*.

Kiyoshi teve intensa atuação na contratação de levantamentos geofísicos terrestres nas minas de Camaquã, Caraíba, Boquira, Salobo, Serra Pelada, Carajás, Goiás, Minas Gerais e diversas partes do Brasil. Publicou com Palacky em 1979 o importante trabalho *“Effect*

of tropical weathering on electrical and electromagnetic measurements” no volume 44 da revista internacional *Geophysics*.

Foi conselheiro da SBGf e em 2001 recebeu o prêmio “Irnack Carvalho de Amaral” como destaque na área de mineração.

Casado com Yokico Shimabukuro com quem tiveram a filha Marina Yuri Kadekaru, estudante de Medicina, herdou dos pais o gosto pelos estudos. Com fluência em japonês e dedicação completa nos estudos e nos hospitais, acompanhou de perto o tratamento do papai Kiyoshi Kadekaru que deixa uma herança técnica, profissional, pessoal, ética e humana de valores inestimáveis.

Obrigado amigo Kiyoshi, descanse em paz!

Florivaldo Sena



Firmino Coutinho Correia Junior (1972-2016) – *in memoriam*

Paraense, nascido em Belém no dia 23 de setembro de 1972, Firmino Coutinho Correia Junior, filho de Firmino Coutinho Coreia e Marivanil da Costa Correia, iniciou suas atividades estudantis na Escola Militar Tenente Rego Barros, onde sempre foi muito popular, preservando amizades dessa época durante a vida adulta.

Ingressou na Universidade Federal do Pará em 1992, graduando-se Bacharel em Geologia em 1997 e Mestre em Geoquímica e Petrologia no ano de 2000 pela mesma instituição, com a dissertação intitulada “Gênese do depósito aurífero de Cuca/Tucumã-PA, com base nos fluidos hidrotermais e isótopos de Pb”, sob orientação do Prof. Dr. Marcio Dias Santos. Era associado da SBG – Núcleo Norte desde 2012.

Na vida profissional, atuou por cerca de oito anos em empresas de mineração como MSL Minerais, LTW Geologia, Mineração Onça Puma, Pará Pigmentos e IMERYS Rio Capim Caulim, com ênfase na implantação de projetos de pesquisa mineral e desenvolvimento de exploração em mina a céu aberto. Em 2010 ingressou na CPRM – Serviço Geológico do Brasil, através da Su-

perintendência Regional de Belém (SUREG-BE), motivado pelo grande amor que nutria pela família, pois, desta forma, poderia estar mais próximo deles, visto que no setor mineral privado a jornada de trabalho era em regime de campo, o afastando de casa por longos períodos.

Na CPRM atuou nas áreas de cartografia geológica, geoquímica, sedimentologia e recursos minerais, coordenando o projeto Fosfato Brasil, no âmbito da Superintendência de Belém. Foi membro da AGEN (Associação dos Geólogos e Engenheiros da CPRM), sendo um profissional atuante, que sempre procurou contribuir para o desenvolvimento e as melhores condições de trabalho dos empregados da empresa. De acordo com seus colegas da CPRM, Firmino era um profissional irretocável, comprometido e honesto. Uma missão assumida por ele era certeza de realização com sucesso. Tinha uma personalidade marcante, era inteligente, generoso e bastante educado, o que o tornava uma pessoa de fácil convivência.

Casou com Marcia Milene Matos Ribeiro em dezembro de 2004, também geóloga, formada pela UFPA, com quem iniciou o namoro em 1993, ainda nos tempos de graduação, construindo uma história de vida e companheirismo ao longo de 23 anos inseparáveis. Em seguida vieram os filhos, Rafael e Julia, nascidos em 2010 e 2013, respectivamente. Estes eram a razão da vida do casal, pois, como pai dedicado, Firmino estava sempre falando dos filhos e os levando para os mais diversos programas de família, como os famosos banhos de Igarapé, comuns na região. A paixão pela família era tão notória que, acompanhou o parto dos dois filhos, “insistindo” ao obstetra para cortar o cordão umbilical nas duas oportunidades, em ambas negadas pelo profissional da saúde, felizmente!!! Quando falava de Rafael e Júlia percebíamos nas palavras e no olhar a grande admiração e orgulho pelo desenvolvimento das crianças.

Firmino foi um filho maravilhoso, sempre presente e cuidadoso com os pais, marido dedicado e apaixonado. Era católico e também preocupado com a educação

espiritual dos filhos, ensinando e incentivando-os a prática do bem.

Na manhã de domingo do dia 22 de maio de 2016, Firmino deixou-nos subitamente e partiu precocemente, no exercício de sua função, após a descida em um poço de investigação em área de caulim, no município de Ipixuna do Pará, aos 43 anos de vida.

Sua partida repentina foi um choque para todos os amigos, e uma perda inestimável para Marcia e suas duas crianças. A única certeza é que não temos mais a presença física do grande amigo e excelente profissional; porém, Firmino sempre será lembrado por todos aqueles que tiveram a felicidade de compartilhar sua amizade.

**Homero Reis de Melo Junior &
Regina Célia Silva dos Santos**

SUMÁRIO

Contribuição à Paleobotânica: registro de madeira de Fabaceae na cobertura sedimentar Neógena da Bacia do Amazonas Adriana Cabral Kloster, Daniela de Moraes Bessa, Emílio Alberto Amaral Soares	1
Petrografia e mineralogia de espeleotemas em cavernas de Carajás, sudeste do estado do Pará, Brasil Alan Rodrigo Leal de Albuquerque, Daniele Freitas Gonçalves, Antônio Emídio de Araújo Santos Júnior	13
Influência da deposição atmosférica na composição química do solo na Floresta Nacional do Tapajós, Amazônia Bernardino Ribeiro Figueiredo, Alfredo Borges De-Campos, Rodrigo da Silva, Rômulo Simões Angélica, Nádia C. Hoffman	23
As lateritas nos tabuleiros dissecados da Ilha do Maranhão: ocorrências e exploração Ediléa Dutra Pereira¹, Sílvia Helena de Souza Arcanjo, Hugo Fernando Rodrigues Castro	33
Quantificação de Al em goethitas e hematitas de Salinópolis-PA e de perfis lateríticos de Carajás, Juruti e Rondon do Pará (Amazônia Oriental) Leonardo Boiadeiro Ayres Negrão¹, Marcondes Lima da Costa, Herbert Pöllmann, Daiveson Serrão Abreu, Aline Cristina Sousa da Silva, Pablo Henrique Costa dos Santos	41
Análise mineralógica, estrutural e tecnológica de caulins da Formação Alter do Chão na porção nordeste do Amazonas Weberton Luís Pereira, Raimundo Humberto Cavalcante Lima, Cláudia Cândida Silva	53
Assinatura isotópica Sr-Nd-Pb e proveniência de sedimentos de fundo do litoral paraense (Zona Costeira Amazônica) Elma Costa Oliveira, Jean Michel Lafon	65
Caracterização hidrogeoquímica e isotópica (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior nos municípios de Castanhal e Santa Maria do Pará, estado do Pará Igor Rafael Furtado da Silva, Marco Antonio Galarza	83
Avaliação hidroclimática da bacia do alto rio Branco, Roraima, segundo as condições de tempo de permanência de fluxo Carlos Sander Fábio Luiz Wankler, Thiago Morato de Carvalho, Nelson Vicente Lovatto Gasparetto, Manoel Luiz dos Santos	99
O Sistema Hidrotermal do Patrocínio, Província Mineral do Tapajós (PA): petrografia, geoquímica e idades U-Pb Lucas Villela Cassini, Caetano Juliani, Diego Felipe Gómez Gutierrez	109
Monitoramento geotérmico raso bianual, em Puraquequara (AM) João da Silva Carvalho, Alexandra Dias Gonçalves, Daniela de Moraes Bessa, Pâmella Matos da Silva, Nayara Caroline Soares Duailibe, Suelen Moraima Correa de Lucena, Luana Soares da Silva	127
Influência neotectônica na evolução geomorfológica e geológica da região de Marabá-PA Leonardo Brasil Felipe, Norberto Morales	145
Caracterização microestrutural e da alteração hidrotermal dos granitoides arqueanos próximos de vila Planalto - Canaã dos Carajás, Província Carajás Caio José Soares Mesquita, Gilmara Regina Lima Feio	163
Petrologia e Geocronologia U-Pb do Granito Tarumã: Batólito sin-tectônico da Orogenia San Ignácio - Terreno Paraguá, SW do Cráton Amazônico João Batista de Matos, Amarildo Salina Ruiz, Maria Zélia Aguiar de Sousa, Maria Elisa Fróes Batata, Gabrielle Aparecida de Lima, Jean Michel Lafon	181
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 João Marinho Milhomem Neto, Jean Michel Lafon, Marco Antonio Galarza	195
Novas ocorrências de granitos tipo A na Província Carajás Jully M. Lopes Afonso, Davis Carvalho de Oliveira, Fernando Fernandes Silva	209
Granitoides neoarqueanos (2,73 – 2,74 Ga) intrusivos e associados ao Diopsídio Norito Pium, Canaã dos Carajás, Província Carajás (PA) Marco Antonio Galarza, Davis Carvalho de Oliveira, Edson Alves Rodrigues, Arlete Neves dos Santos, Ana Cláudia Martins, Bhrenno Marangoanha	225

A sucessão vulcanossedimentar dos grupos Colíder e Beneficente no sudeste do Amazonas: estilos eruptivos, tipos composicionais e ambientes de sedimentação Matheus S. Simões, Raul E. Meloni, Paulo R. R. Benevides Filho, Tomas M. Lisboa, Antonia Railine C. Silva	247
Estudo de suscetibilidade magnética e minerais óxidos de Fe-Ti dos diques de Tucumã, Província Carajás Ramon Glazianne Barbosa Carvalho, Davis Carvalho de Oliveira, Fernando Fernandes Silva, Cláudio Nery Lamarão	267
Geocronologia Pb-Pb e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Alto Candeias (Rondônia), SW do Cráton Amazônico Luiza A. V. Queiroz, Moacir Macambira, Camila Cardoso Nogueira, Marcos L. do E. S. Quadros, Mauro C. Gerales	285
Geocronologia, petrografia e geoquímica do Granito Primavera em testemunhos de sondagem do embasamento da Bacia Bragança-Vizeu e correlação com granitoides do Cráton São Luís Paulo Sergio de Sousa Gorayeb, Lidiane Medeiros Maciel Costa, Elton Luís Dantas, Marco Antonio Galarza	307
U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas João Marinho Milhomem Neto, Jean Michel Lafon, Marco Antonio Galarza, Candido Augusto Veloso Moura ...	333

Contribuição à Paleobotânica: registro de madeira de Fabaceae na cobertura sedimentar Neógena da Bacia do Amazonas

Contribution to the Paleobotany: record of Fabaceae woods in the Neogene sedimentary cover of the Amazon Basin

Adriana Cabral Kloster¹, Daniela de Moraes Bessa², Emílio Alberto Amaral Soares²

RESUMO: Este estudo registra a ocorrência de vegetais fossilizados na cobertura sedimentar neógena da porção central da Bacia do Amazonas, no município de Itacoatiara. O material encontra-se inserido em camadas arenosas, provavelmente depósitos de barras fluviais da Formação Novo Remanso, aflorante na margem direita do rio Preto da Eva, afluente do Rio Amazonas. Dois fragmentos de madeira fóssil foram analisados e descritos, os quais foram associados à família Fabaceae. Os troncos mostram-se fragmentados, apresentam coloração marrom amarelada a marrom escuro, são compactos e retilíneos, além de exibirem bordas arredondadas. Associado as madeiras, ocorrem fragmentos vegetais com aparência de cascas fragmentadas e possíveis frutos (?). Anatomicamente, os troncos apresentam porosidade difusa, vasos solitários, pontuações intervaseculares alternas e ornamentadas, parênquima axial paratraqueal vasicêntrico, raios homogêneos uniseriados fibras septadas e ausência de estratificação, sendo então relacionados à subfamília mimosoideae. As amostras foram analisadas por microscopia óptica e eletrônica de varredura, além de ter sido realizada também análises químicas e mineralógicas. Apesar da ocorrência localizada, esse registro fossilífero contribui para a caracterização da paleoflora continental neógena da Amazônia Central e, em particular, reforça o paleoambiente deposicional fluvial já atribuído em diversos estudos a deposição desta unidade.

PALAVRAS-CHAVE: Neógeno; Angiosperma; Bacia do Amazonas.

ABSTRACT: This study reports the occurrence of fossilized plants in the Neogene sedimentary cover of the central portion of the Amazon Basin, in Itacoatiara. The material is found inserted in sandy layers, probably deposits of fluvial rods of the Novo Remanso Formation, outcropping in the right margin of the Rio Preto da Eva, tributary of the Amazon River. Two fragments of fossil wood were analyzed and described, which were associated with Fabaceae family. The trunks are fragmented, yellowish brown to dark brown, compact and rectilinear, and have rounded edges. Associated with the woods, there are fragments of plants with the appearance of fragmented barks and possible fruits (?). Anatomically, the trunks have diffuse porosity, solitary vessels, alternating and ornate intervessel pits, axial paratracheal parenchyma vasicentric, homogenous rays uniseriate septate fibers and absence of stratification, being then related to the mimosoideae subfamily. The samples were analyzed by optical and scanning electron microscopy, besides chemical and mineralogical analyzes. In spite of the localized occurrence, this fossiliferous record contributes to the characterization of the continental paleoflora of the central Amazonia and, in particular, reinforces the fluvial depositional paleoenvironment already attributed in several studies to the deposition of this unit.

KEYWORDS: Neogene; Angiosperm; Amazon Basin.

¹ Centro de Ecología Aplicada del Litoral-Área de Paleontología-Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CECOAL-CONICET) Ruta 5, Km 2,5. CP. 3400. Corrientes, Argentina. *Autor correspondente: klosterdri@gmail.com

² Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos, 6200, 69.077-000, Manaus – AM
E-mail: dani_bessa@hotmail.com, esoes@ufam.edu.br

INTRODUÇÃO

Em Manaus e arredores ocorrem rochas siliciclásticas, atribuídas informalmente a Formação Novo Remanso, recoberta nas áreas rebaixadas por extensos depósitos quaternários do sistema fluvial Solimões-Amazonas (Soares *et al.* 2010; Dino *et al.* 2012, Soares *et al.* 2015). Esta formação é constituída principalmente por arenitos, com pelitos e conglomerados subordinados, que constituem as fácies de canal fluvial, barra em pontal, planície de inundação e *crevasse splay*, característicos de um paleoambiente fluvial meandrante (Dino *et al.* 2012; Soares *et al.* 2015). Esses autores também definiram o posicionamento estratigráfico desta unidade com base em dados palinológicos obtidos de camadas pelíticas cinza, posicionando-a no Mioceno. Em função do aspecto arenoso e ferruginizado desta formação, poucos registros fossilíferos foram encontrados, destacando-se as ocorrências localizadas de camadas contendo troncos fragmentados e sementes, em alguns afloramentos das margens dos rios Negro (Oliveira 2006), Solimões (Soares 2007, Dino *et al.* 2012) e Amazonas (Lima *et al.* 2012, Kloster *et al.* 2013), na região entre os municípios de Manacapuru e Itacoatiara, Amazônia Central (Figura 1). Em função do estado de preservação, apenas amostras de madeira fossilizadas coletadas em um afloramento na margem do Rio Amazonas permitiram o estudo sistemático de Kloster *et al.* (2013) e Soares *et al.* (2017), onde foi identificada uma espécie pertencente a família Annonaceae. Este dado corrobora com a interpretação palinológica de um paleoambiente continental, com clima quente e úmido, atribuída a deposição da Formação Novo Remanso por Dino *et al.* (2012) e Soares *et al.* (2015).

Portanto, o presente estudo visa ampliar os registros paleontológicos e geológicos da Formação Novo Remanso na Amazônia Central, destacando uma nova ocorrência de madeiras e fragmentos vegetais fossilizados inseridos em um afloramento desta formação, na margem direita do Rio Preto da Eva (Figura 1, ponto 3). Neste estudo, a análise sistemática e a anatomia do xilema de dois exemplares de madeira fóssil permitiram sua associação com a família Fabaceae, enquanto dados sedimentológicos, químicos e mineralógicos complementares, corroboraram no entendimento dos processos de sedimentação e diagênese, aos quais esta formação foi submetida.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O relevo entre Manaus e Itacoatiara é sustentado por rochas siliciclásticas atribuídas informalmente a Formação Novo Remanso (Neógeno), que ocorre sobreposta discordantemente a unidade cretácea (Formação Alter do Chão) (Soares *et al.* 2016). Dados geológicos e geofísicos das regiões de Manaus e Itacoatiara indicam que a Formação Novo Remanso é constituída predominantemente por arenitos com esparsas intercalações de

argilitos e siltitos, mostra-se contínua neste trecho e exibe espessura variada, entre 20 e 80 m. Esta nomenclatura litoestratigráfica é informal e foi utilizada por Roza *et al.* (2005), em função da localidade homônima, a leste de Manaus. Dados palinoestratigráficos de Dino *et al.* (2012) e Soares *et al.* (2015) permitiram posicioná-la no Mioceno Médio a Superior, com a definição de cinco litofácies: (i) Arenito conglomerático (Ac); (ii) Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa); (iii) Arenito com estratificação cruzada tabular (At); (iv) Arenito maciço (Am) e (v) Pelito laminado (Pl), característicos de um paleoambiente fluvial meandrante que se implantou na Bacia do Amazonas neste período.

Registros fossilíferos em afloramentos desta unidade são escassos, destacando-se os fragmentos de madeira fossilizados (substituídos por goethita) descritos pela primeira vez na localidade de Paricatuba, margem direita do Rio Negro por Oliveira (2006) (Figura 1). Novos registros de fragmentos vegetais fósseis, incluindo troncos e sementes, foram citados por Lima (2012), Kloster *et al.* (2013) e Soares *et al.* (2017), em camadas arenosas e pelíticas aflorantes na margem esquerda do Rio Amazonas, região de Itacoatiara (Figura 1) e, localmente, em afloramento na margem direita do Rio Solimões, região de Manacapuru (Soares 2007, Dino *et al.* 2012). Em geral, as camadas fossilíferas descritas são descontínuas e pouco espessas e estão dispostas próximo ao contato inferior desta unidade com a Formação Alter do Chão sotoposta. A zona de contato é bem marcada pela concentração de cimento ferruginoso.

MATERIAIS E MÉTODOS

As madeiras fossilizadas estudadas foram coletadas em camadas arenosas de um afloramento da Formação Novo Remanso (03°06'57"S, 59°20'05"W) localizado na margem direita do Rio Preto da Eva, próximo a sua confluência com o Rio Amazonas (Figura 1, ponto 3). No estudo do afloramento, foram confeccionadas seções panorâmicas e colunares, indicando as litologias e o posicionamento da camada fossilífera.

As descrições macro e microscópicas dos exemplares seguiram as recomendações da Associação Internacional de Anatomistas de Madeira (IAWA Committee 1989) e a partir de Metcalfe e Chalk (1950), Carlquist (2001) e o listado de espécies fósseis de Gregory *et al.* (2009). Para os vários elementos anatômicos estudados, pelo menos 20 medições individuais foram registradas, com os valores médio (mínimo-máximo), e seguindo as normas de Chattaway (1932). Foram feitos cortes petrográficos obedecendo aos três planos de cortes anatômicos: corte transversal (CT), corte longitudinal tangencial (LT) e corte longitudinal radial (LR). A sistemática de classificação taxonômica segue o APG III (2009). Os espécimes estão depositados na coleção do Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geociências (DE-GEO) da Universidade Federal do Amazonas (UFAM) sob as siglas EM-02-NR-B e EM-02-NR-H.

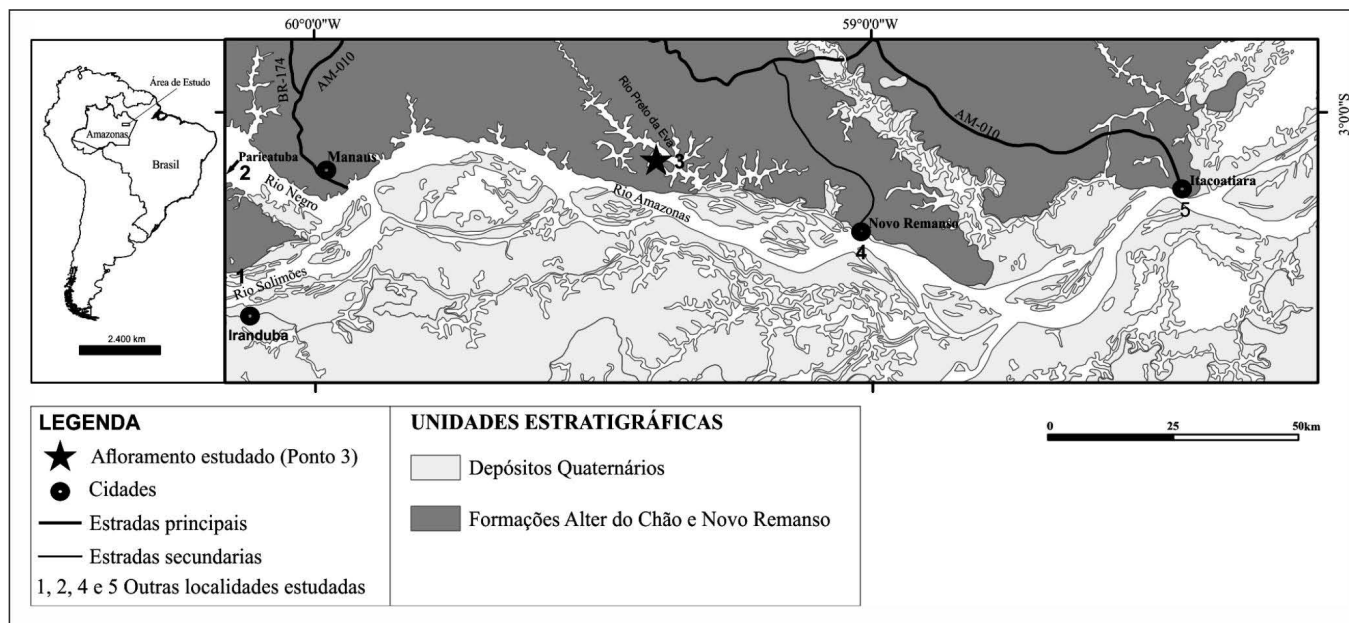


Figura 1 - Localização geográfica dos afloramentos fossilíferos estudados na Amazônia Central. Os números indicam as ocorrências descritas: 1 (Soares 2007, Dino et al. 2012); 2. (Oliveira 2006); 3. (afloramento estudado) e 4, 5 (Lima et al. 2012; Kloster et al. 2013; Soares et al. 2017). Mapa modificado da CPRM (2006).

As análises mineralógicas e de microscopia eletrônica de varredura foram efetuadas no Laboratório de Técnicas Mineralógicas do DEGEO - UFAM. A determinação mineralógica das madeiras foi efetuada por meio da difração de raios-X (DRX) no difratômetro modelo Shimadzu XRD-6000. As amostras foram secas, pulverizadas e quarteadas e, posteriormente, cerca de 1,8 g de cada amostra foi retirada para maceração e colocadas no porta amostra, cujo resultados permitiram a obtenção dos difratogramas, que foram tratados no *software* Origin. A análise por microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi efetuada no aparelho Modelo Quanta-250, que exibe espessura do feixe de elétrons variando entre 3 e 6 mm acoplado com analisador de espectroscopia por dispersão de raios-x (EDS-EDAX). Para esta análise foram retirados três fragmentos de aproximadamente 0,5 cm das duas amostras e fixados conforme os cortes axiais (transversal, longitudinal radial e longitudinal tangencial). As amostras foram metalizadas com ouro e as análises procederam sob o sistema de alto vácuo (aproximadamente $7,5 \times 10^{-6}$ torr) e com voltagens variando entre 15 e 20 keV. Foi realizada a aquisição de imagens dos fragmentos de troncos através do método dos elétrons secundários (BSE) e a confecção de mapas de composição elementar por meio de EDS.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Aspectos faciológicos do afloramento estudado

O afloramento estudado apresenta cerca de 12 metros de espessura aflorante, sendo constituído por camadas tabulares plano-paralelas, que exibem espessuras decimétricas a métricas (Figura 2). Na porção superior predominam camadas de material areno-siltico-argiloso, de coloração esbranquiçada a rosada, que exibem aspecto maciço e, por vezes, apresentam

estratificações cruzada (tabular e acanalada) com paleocorrentes para SE e SW. Na porção inferior, ocorrem camadas de arenito quartzoso fino a médio (por vezes grosso) com matriz argilosa, moderadamente selecionado, de aspecto maciço e coloração amarelada a alaranjada (ferruginizado), onde ocorrem concentrações irregulares de fragmentos vegetais fossilizados, localizados principalmente na camada basal do afloramento.

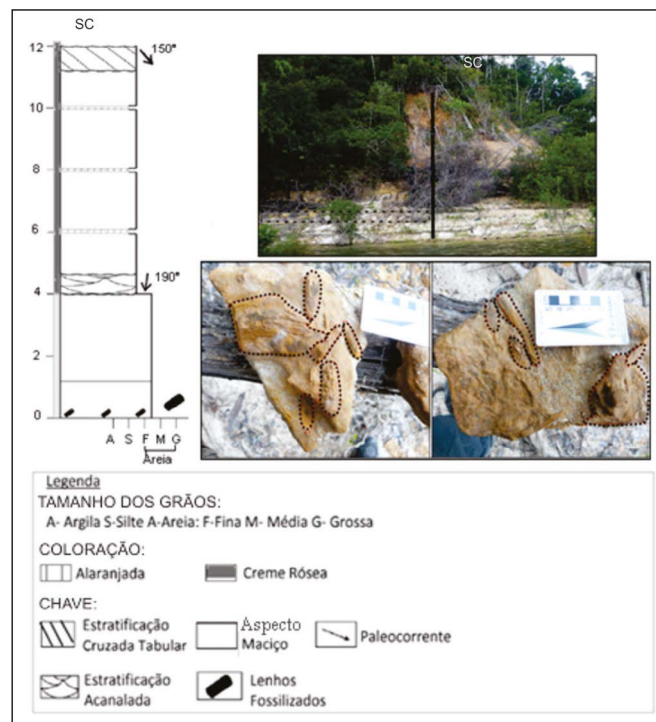


Figura 2 - Seções colunar (SC) e panorâmica do afloramento estudado da Formação Novo Remanso, na margem direita do rio Preto da Eva. A seção colunar mostra as litologias, o acamamento e a localização do principal nível de troncos fossilizados.

Os fragmentos foram classificados macroscopicamente como troncos, cascas e frutos (?). As madeiras, mais abundantes, são compactas, resistentes, alongadas e retilíneas, apresentam comprimento entre 7 a 17 cm e aproximadamente 8 cm de diâmetro (Figura 3A). Em geral, mostram-se fragmentadas, são elipsoidais, com bordas arredondadas e apresentam coloração superficial marrom amarelada a marrom escuro (Figura 3A). Os fragmentos vegetais, que variam de 4 a 10 cm

de comprimento, consistem principalmente de cascas compactas de cor marrom escuro (Figura 3B), com estruturas preservadas, como cerne (Figura 3C) e albarno (Figura 3D). De forma restrita, ocorrem formas vestigiais ovoides (2,43 cm de comprimento por 2,4 cm de largura) de coloração marrom, com aparência de baga, onde a parte interna é aparentemente composta por sementes numerosas, que podem ser interpretados como frutos (Figura 3 E, F).

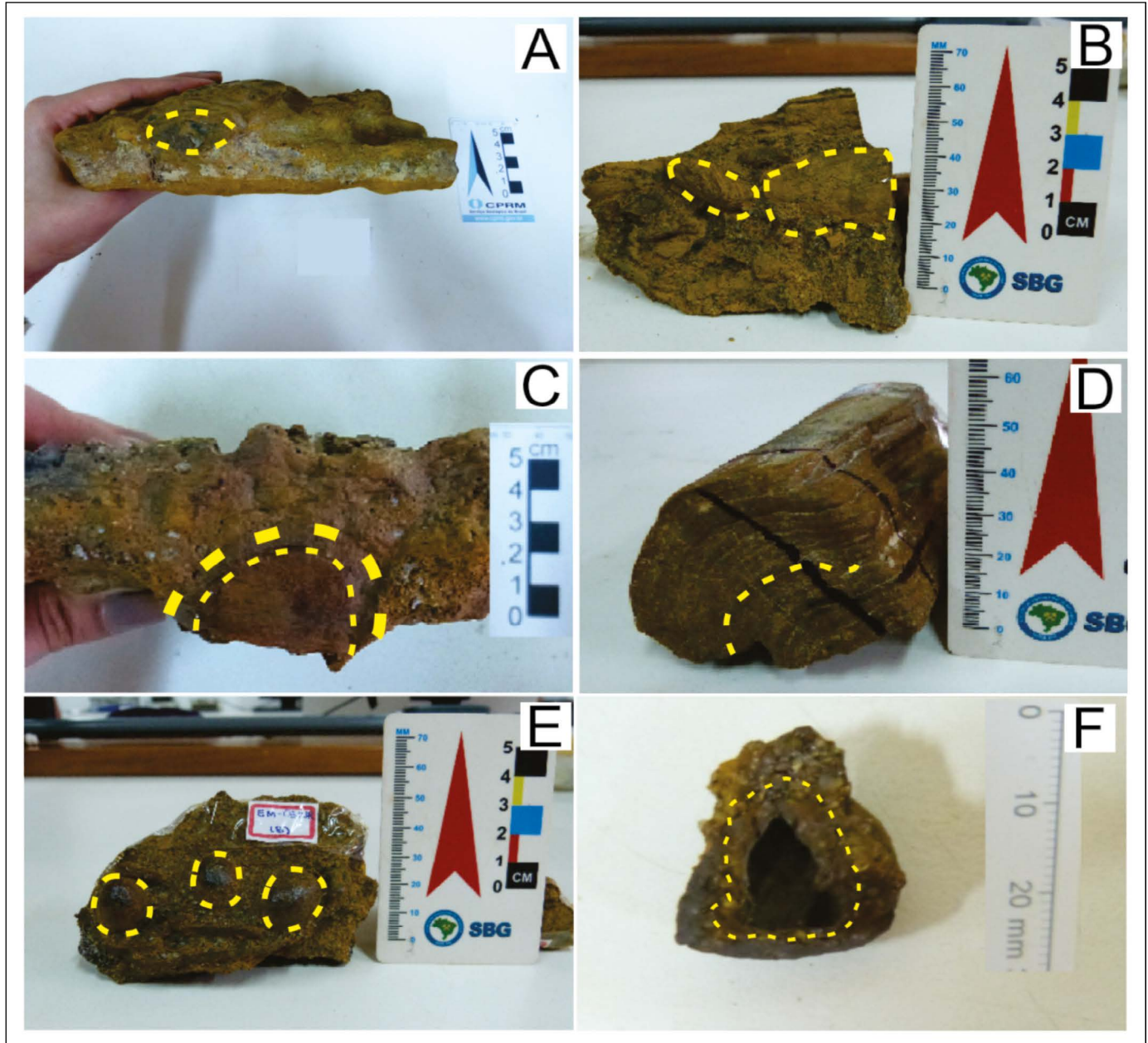


Figura 3 - Amostras de troncos, cascas e frutos, onde os limites e estruturas foram delimitados por linhas tracejadas amarelas. A) Tronco fóssil alongado e retilíneo, exibindo contorno elipsoidal. B) Fragmentos de cascas de troncos. C) Seção transversal do tronco, destacando o cerne. D) Seção tangencial do tronco, indicando falsos anéis de crescimento. E) 3 frutos com porção externa (epicarpo). F) Detalhe na porção interna (endocarpo) do fruto, que aparentemente indicam sementes numerosas.

SISTEMÁTICA PALEOBOTÂNICA

Orden Fabales Bromhead 1838
 Família Fabaceae Lindley 1836

Subfamília Mimosoideae Lindley 1836

Figuras (4-6)

Parentesco atual: *Cedrelinga catenaeformis* (Ducke) Ducke
 Materiais estudados. EM-02-NR (H) e EM-02-NR (B)
 Procedência estratigráfica. Formação Novo Remanso
 Procedência geográfica. Rio preto da Eva

DESCRIÇÃO ANATÔMICA

As amostras EM-02-NR (H) e EM-02-NR (B) apresentam as mesmas características. Anéis de crescimento ausentes ou não observados; porosidade difusa; vasos em maioria solitários (Figuras 4A e 5A); diâmetro tangencial dos vasos 100µm (50-200) (Figura 6A); média de 4 vasos por mm², os vasos apresentam um conteúdo escuro (Figuras 4A e 5A); elementos de vasos de tamanho mediano >= 350µm (Figura 6A); placas de perfuração simples (Figura 6A); pontuações intervasculares alternas ornamentadas e de tamanho (7-10) µm (Figura 6 B); parênquima axial paratraqueal de vasicêntrico de escasso a aliforme (Figuras 4A e 5A); raios homogêneos unisseriados (maioria) e alguns parcialmente bisseriados, em média de 7 células de altura (6-12), 150 µm de altura e 25 µm de largura, 10 (8-12) por mm linear (Figuras 4 B, C e 5 B,C). Fibras simples, septadas; ocasionais fibrotraqueides observadas (Figura 5 C), ausência de estratificação, cristais não observados, canais radiais e tubos ausentes (Figuras 4C, 5C e 6 C, D).

A FAMÍLIA FABACEAE

A presença de caracteres como porosidade difusa, vasos solitários e múltiplos, placas de perfuração simples, parênquima axial abundante, vasicêntrico, aliforme, confluyente e ou em bandas, pontuações intervasculares ornamentadas, raios homogêneos e fibras simples são característicos da família Fabaceae (Metcalf e Chalk, 1950; Cozzo, 1950, 1951; Wheeler e Baas, 1992). A família Fabaceae se divide em três subfamílias: Mimosoideae, Caesalpinoideae e Papilionoideae que juntas compreendem as plantas conhecidas como leguminosas. As duas amostras aqui estudadas apresentam relações estreitas com a subfamília Mimosoideae, caracterizada anatomicamente por: vasos solitários, múltiplos radiais e agrupados; placas de perfuração simples; pontuações intervasculares alternas e ornamentadas; parênquima vasicêntrico, aliforme e confluyente, fibras simples podendo conter septos ou não, raios podem ser de 1 a 3 seriados, alguns gêneros e espécies podem conter raios exclusivamente unisseriados, são do tipo homocelulares (formados por células procumbentes); estratificação geralmente é ausente nas Mimosoideae, diferentemente de Caesalpinoideae e Papilionoideae (Metcalf e Chalk, 1950; Cozzo, 1951; Tortorelli, 2009; Wheeler e Baas, 1992; Evans *et al.* 2006; León, 2008).

Evans *et al.* (2006), agruparão os integrantes da subfamília Mimosoideae nas seguintes tribos: *Mimoseae*, *Ingeae*, *Acacieae* e *Mimozyantheae*.

De acordo com Evans *et al.* (2006), as madeiras analisadas estão classificadas dentro da tribo *Ingeae*, pertencente a aliança *Inga* pelos seguintes caracteres: parênquima vasicêntrico, aliforme e confluyente, formando bandas irregulares, pontuações intervasculares

alternas pequenas e ornamentadas, depósitos de goma/resina pode estar presentes nos raios homocelulares unisseriados e unisseriados, parcialmente bisseriados, fibras simples não septadas. Não exibe estratificação.

Atualmente a tribo *Ingeae* é a mais numerosa dentro da subfamília Mimosoideae e inclui cerca de 10 gêneros e 300 espécies. A maioria dos gêneros que compreendem a aliança *Inga* apresentam raios unisseriados e homogêneos; parênquima axial vasicêntrico, confluyente, às vezes formando bandas irregulares e ausência de estratificação, algumas vezes irregularmente estratificados. Os cristais de oxalato de cálcio podem ser encontrados em câmaras, nas fibras ou no parênquima (Evans *et al.* 2006). De acordo com estes autores, os gêneros se classificam em dois grupos: Grupo I - com fibras septadas (*Inga* e *Cedrelinga*) e Grupo II- com fibras não septadas (*Archidendron*, *Calliandra*, *Cojoba*, *Marmaroxylon* e *Zygia*).

Os exemplares estudados apresentam caracteres especialmente similares a estes gêneros neotropicais atuais, mais precisamente com o gênero *Cedrelinga* Ducke pela distribuição e tipo de parênquima, diâmetro tangencial dos vasos, fibras septadas, estratificação ausente, raios homogêneos, unisseriados e unisseriados parcialmente bisseriados e ausência de cristais.

COMPARAÇÕES COM GÊNEROS FÓSSEIS

Os principais gêneros fósseis referidos a Mimosoideae são: *Acacioxylon* Schenk, 1883, *Adenanthoxylon* Prakash e Tripathi, 1968, *Albizinium* Prakash, 1975, *Albizioxylon* Nikitin, 1935, *Dichrostachyoxylon* Müller-Stöll e Mädél, 1967, *Eucacioxylon* Müller-Stöll e Mädél, 1967, *Ingoxylon* Müller-Stöll e Mädél, 1967, *Menendoxylon* Lutz, 1979, *Metacacioxylon* Gros, 1981, *Mimosoxylon* Müller-Stöll e Mädél, 1967, *Mimosaceoxylon* Lakhnupal e Prakash, 1970, *Paraalbizioxylon* Gros, 1992 diagnose emendada por Matínez, 2014. *Paracacioxylon* Müller-Stöll e Mädél, 1967, *Piptadenioxylon* Suguio e Mussa, 1978, *Tetrapleuroxylon* Müller-Stöll e Mädél, 1967, *Anadenanthoxylon* Brea *et al.* 2001, diagnose emendada por Franco, 2011, *Microlobiusxylon* Franco e Brea, 2010 e *Zygiaxylon* Kloster *et al.* 2015 (Tabela 1).

Dos gêneros presentes na (tabela 1), os gêneros fósseis que mais se aproximam do material estudado seriam *Microlobiusxylon* e *Zygiaxylon* por conta dos raios unisseriados e parcialmente bisseriados, no entanto, diferem bastante das amostras estudadas por conta dos tipos de parênquima abundante e tipos de fibras. Até o presente momento não existe nenhum gênero fóssil que agrupe todas as características apresentadas pelas amostras estudadas, à maioria dos gêneros fósseis pertencentes à subfamília mimosoideae apresentam raios numerosos e distintos tipos de parênquima, geralmente abundante. Portanto, faz se necessário que futuramente sejam feitos mais estudos comparativos acerca da taxonomia dos gêneros fósseis e, se necessário, a criação de um novo gênero e espécie pode ser realizada.

COMPARAÇÃO COM ESPÉCIES ATUAIS

Mimosoideae é a subfamília menos numerosa dentro das Fabáceas. Segundo Mabberley (1990) inclui cerca de 60 gêneros e mais de 3000 espécies atualmente distribuídas pelos trópicos (Figura 7). León (2008) ao estudar a anatomia de 31 espécies de Mimosoideae da Amazônia Venezuelana exhibe vários caracteres que permitem distinguir as espécies entre si, como o tipo e parênquima, tamanho do diâmetro tangencial dos vasos, tipos e tamanhos de raios e presença ou ausência de cristais. Das 31 espécies estudadas por León (2008), a que mais apresenta semelhança com os fósseis estudados é a espécie *Cedrelinga catenaeformis*, ele destaca o diâmetro tangencial dos vasos como grandes, a pouca quantidade de parênquima axial vasicentrico, raios unisseriados a parcialmente bisseriados, e a ausência de cristais, características estas comparáveis às amostras aqui descritas.

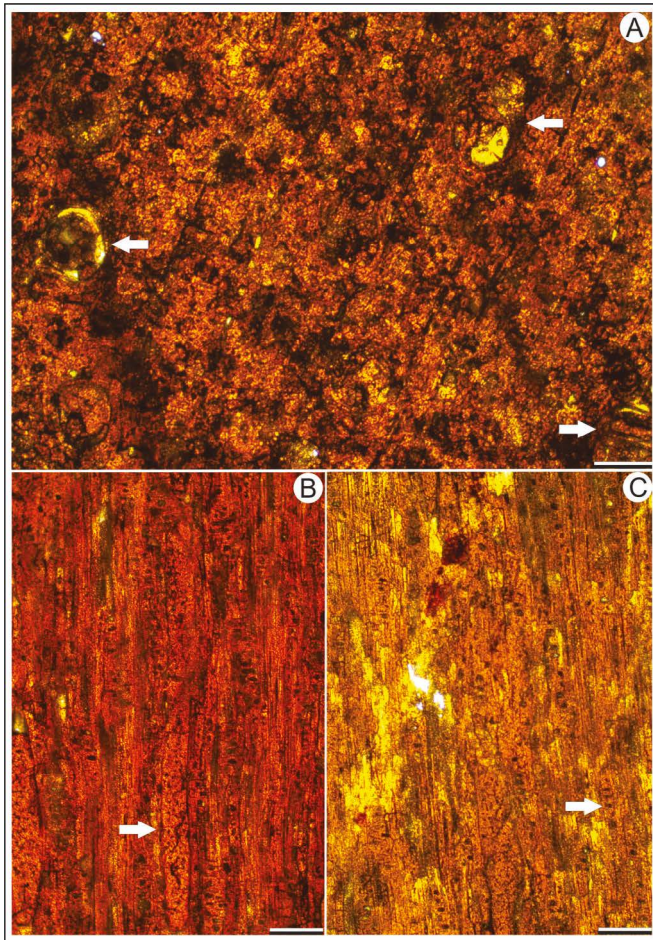


Figura 4 - Amostra EM-02-NR (B). Fotos de Microscopia ótica. A) Corte Transversal. Anéis de crescimento não observados, vasos solitários (setas), parênquima escasso. Escala 100μm. B) Corte longitudinal radial, elementos de vasos (seta) $\geq 350\mu\text{m}$. Escala 100μm. C) Corte longitudinal tangencial onde são visíveis os raios (seta) unisseriados e fibras septadas. Escala 100μm.

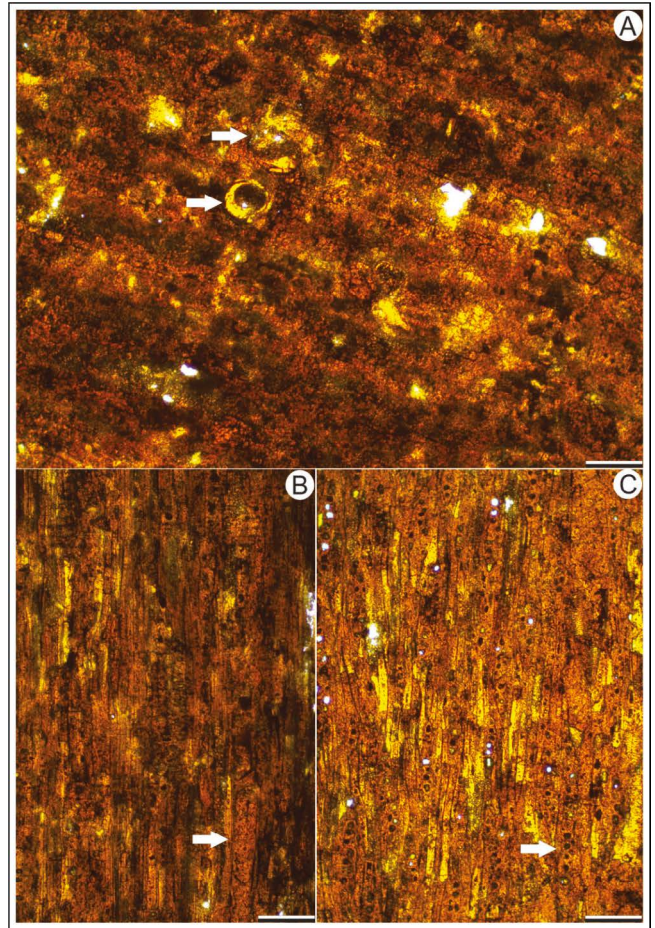


Figura 5 - Amostra **EM-02-NR** (H). Fotos de microscopia ótica. A) Corte Transversal. Anéis de crescimento não observados, vasos solitários (setas), parênquima escasso. Escala 100μm. B) Corte longitudinal radial, elementos de vasos (seta) $\geq 350\mu\text{m}$. Escala 150μm. C) Corte longitudinal tangencial onde são visíveis os raios (seta) unisseriados e alguns unisseriados parcialmente bisseriados, além das fibras septadas. Escala 150μm.

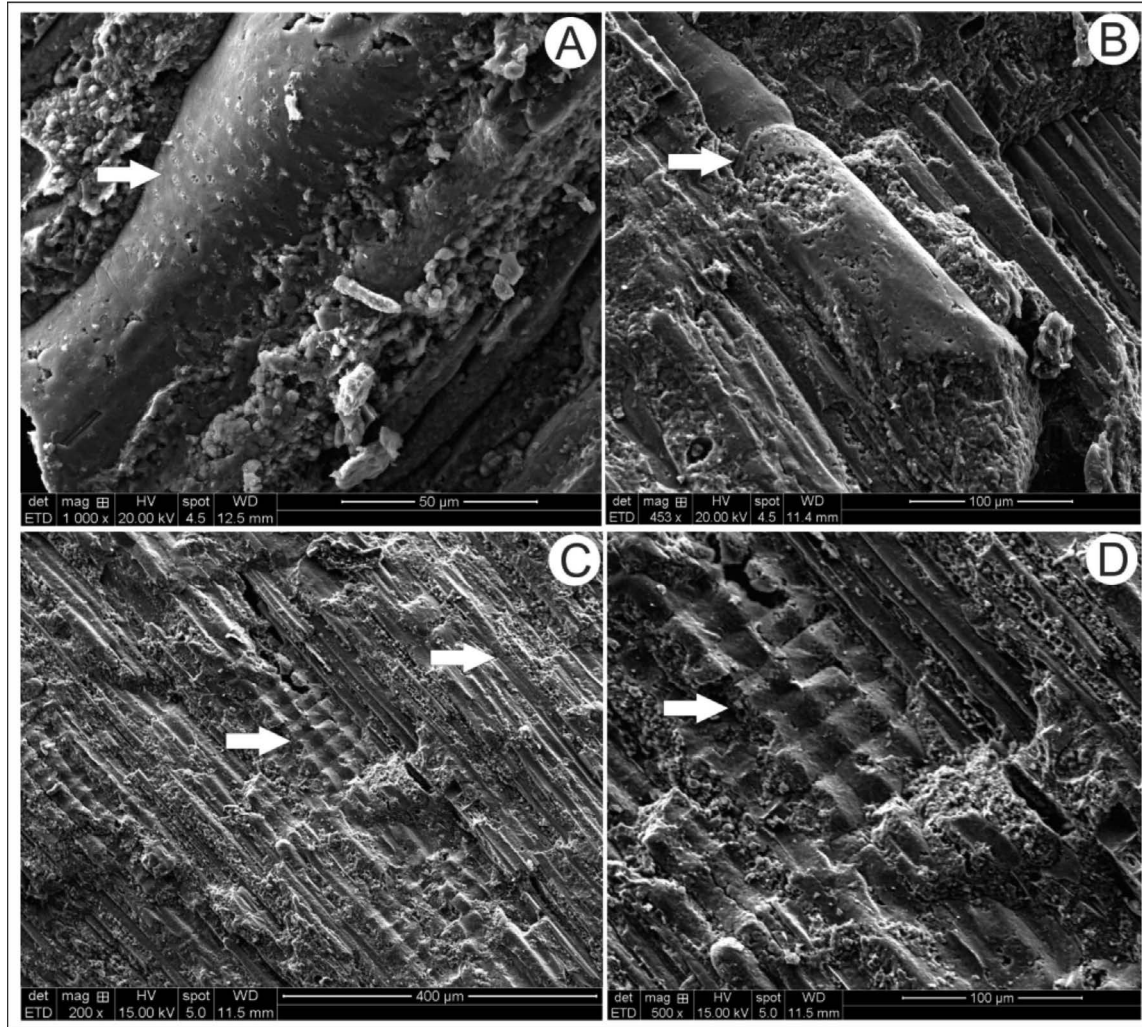


Figura 6 - Amostras **EM-02-NR (H)** e **EM-02-NR (B)**. Fotos de Microscopia eletrônica de varredura (MEV). A) Elemento de vaso com pontuações intervasculares alternas (seta). B) Detalhe das pontuações intervasculares alternas com ornamentação. Escala 20µm. C) Visão radial de um raio (seta branca), e fibras simples (seta preta). D) Detalhe de um raio (seta).

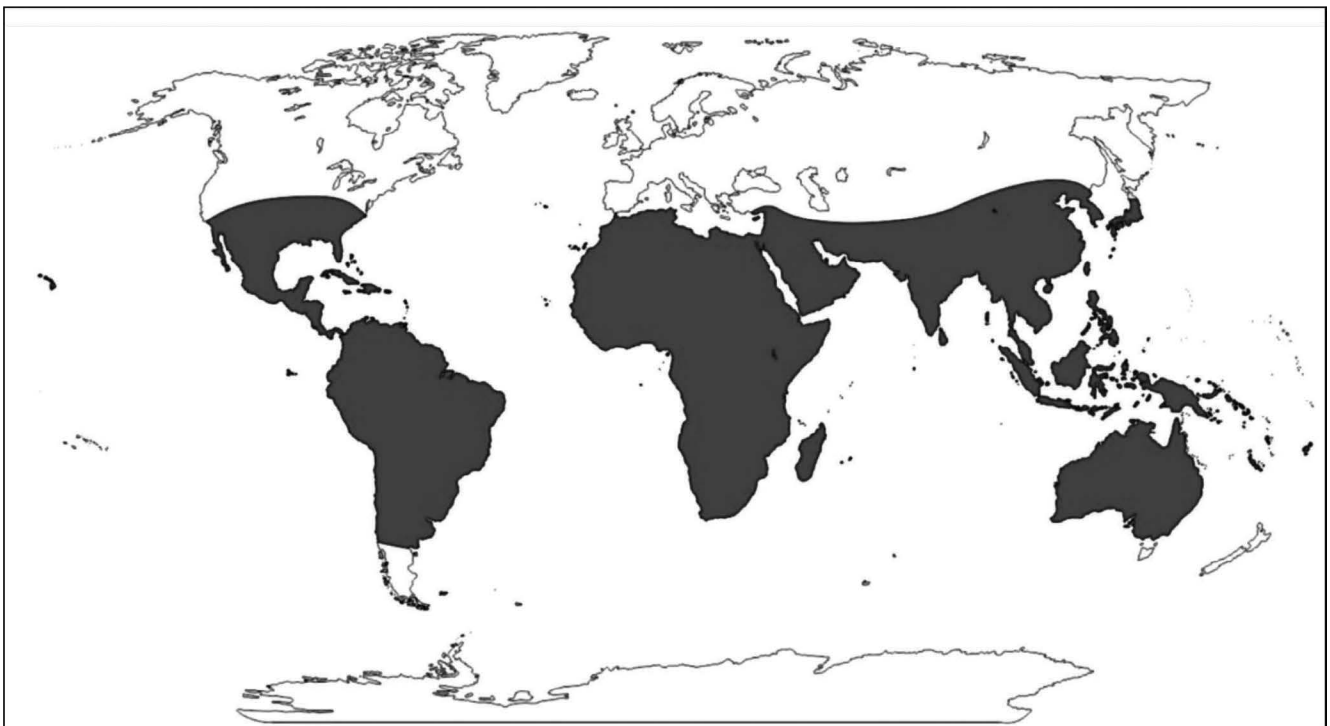


Figura 7 - Mapa de distribuição atual da subfamília Mimosoideae. (Fonte: Kloster 2015).

Tabela 1 - Comparação entre gêneros fósseis da subfamília Mimosoideae. Adaptada de Gros (1992).

Gêneros fósseis	Vasos	Pontuações tamanho	Raios	Parênquima	Fibras
Acacioxylon Schenk 1883	predominam solitários	—	homogêneos 1-3 seriados	paratraqueal, em bandas	—
Adenanteroxylon Prakash e Tripathi 1968	predominam solitários	—	homogêneos 1-3 seriados	difuso, vasicentrico aliforme e confluyente	não septadas
Albizzinium Prakash 1975	predominam solitários	médio	homogêneos 1- 4 seriados	difuso, vasicêntrico a aliforme, ocasional confluyente	septadas
Albizzioxylon Nikitin 1935	solitários e grupos	—	—	paratraqueal	—
Dichrostachyoxyton Müller-Stöll e Mädél 1967	solitários e grupos	médio	homogêneos heterogêneos 1-10 seriados	vasicentrico, aliforme, e confluyente	não septadas
Euacacioxyton Müller-Stöll e Mädél 1967	solitários e grupos	médio	homogêneos 1-10 seriados	aliforme a confluyente e bandas tangenciais	não septadas
Ingoxyton Müller-Stöll e Mädél 1967	solitários e grupos	médio	homogêneos 1-5 seriados	vasicentrico a aliforme, e confluyente	septadas
Menendoyton Lutz 1979	solitários e grupos	pequenas a medianas	homogêneos/heterogêneos 1-3 seriados	vasicentrico, aliforme bandas curtas	não septadas
Metacacioxyton Gros 1981	solitários e grupos	médio	homogêneos 1-18 seriados	vasicentrico a aliforme, e bandas	não septadas
Mimosoxyton Müller-Stöll e Mädél 1967	solitários e grupos	pequenas a medianas	homogêneos 1-3 seriados	vasicentrico aliforme e confluyente	não septadas
Mimosaceoxyton Lakhanpal e Prakash 1970	solitários e múltiplos	médio	homogêneos 1-9 seriados	paratraqueal e difuso	—
Paraalbizzioxylon Gros 1992	solitários e grupos	pequenas a medianas	homogêneos 1-6 seriados	Paratraqueal confluyente	septadas ou não
Paracacioxyton Müller-Stöll e Mädél 1967	solitários e grupos	médio	homogêneos 1-10 seriados	vasicentrico, confluyente formando bandas	septadas
Piptadenioxyton Su-guio e Mussa 1978	solitários e grupos	pequenas	homogêneos 2-3 seriados	paratraqueal, vasicentrico e em bandas	não septadas
Tetrapleuroxyton Müller-Stöll e Mädél 1967	solitários e grupos	medianas	homogêneos 1-5 seriados	vasicentrico a aliforme, e confluyente	não septadas
Anadenantheroyton Brea et al. 2001	solitarios e múltiplos	pequenas	homogêneos 1-3 seriados	vasicentrico e confluyente	—
Microlobiusxyton Franco e Brea 2010	solitários e grupos	pequenas	homogêneos 1-2 seriados	vasicentrico, aliforme, e confluyente bandeado	não septadas
Zygiaxyton Kloster et al. 2015	solitários e grupos	pequenas	homogêneos 1-2 seriados	vasicentrico, aliforme, e confluyente bandeado	não septadas
EM-02-NR (H) e EM-02-NR (B) Este trabalho	solitários e múltiplos	medianas	homogêneos 1-2 seriados	vasicentrico escasso a aliforme	septadas

DADOS DE DRX E MAPA QUÍMICO

Os difratogramas de DRX das 2 amostras analisadas mostram picos de intensidade concordantes com os picos da goethita (FeOOH) (Figura 8A e B). A amostra EM-02-NR-B, representativa do tronco, indicou somente goethita em sua composição, enquanto a amostra EM-02-NR-H, representativa da zona de contato entre o tronco e arenito quartzoso que o envolve, mostrou

também picos de intensidade característicos do quartzo (SiO₂) (Figura 8B). A análise do mapa de distribuição de elementos químicos das 2 amostras, obtido por análises de MEV com EDS (Figura 9A), indica que o Fe (azul) (Figura 9B) é o elemento predominante em relação ao C (vermelho) (Figura 9C). A quantidade de oxigênio presente na amostra é representada pela cor verde (Figura 9D) podendo estar associada tanto ao óxido de ferro, quanto ao resíduo de matéria orgânica original.

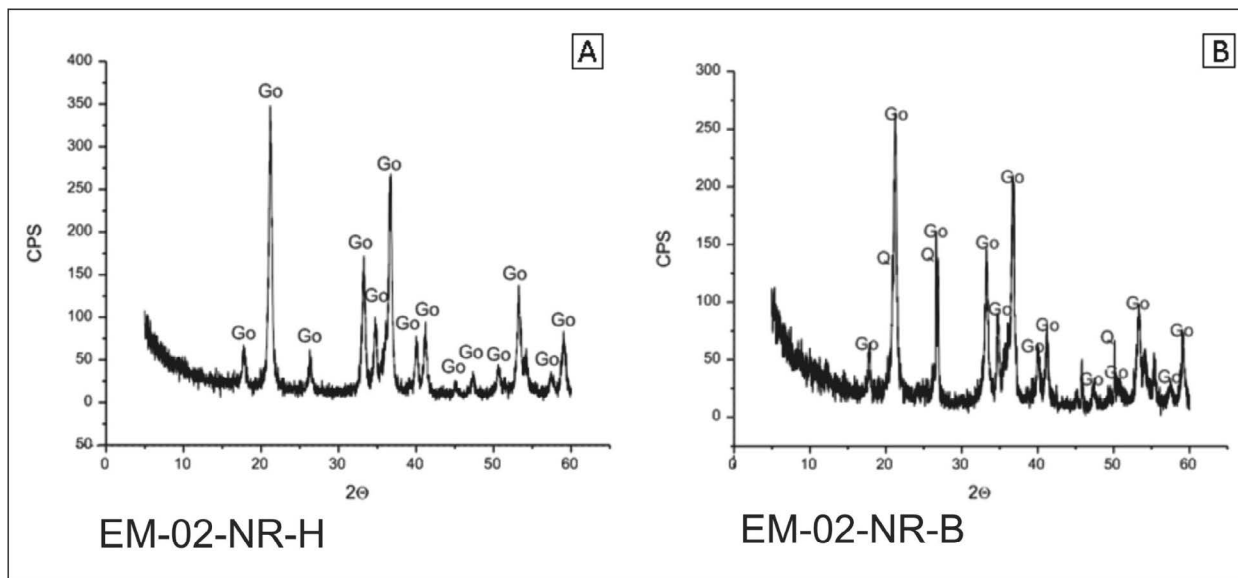


Figura 8 - A) Presença de goethita (Go) no difratograma de raios-X da amostra EM-02-NR-B. B) Presença de goethita (Go) e quartzo (Q) no difratograma de raios-X da amostra EM-02-NR-H.

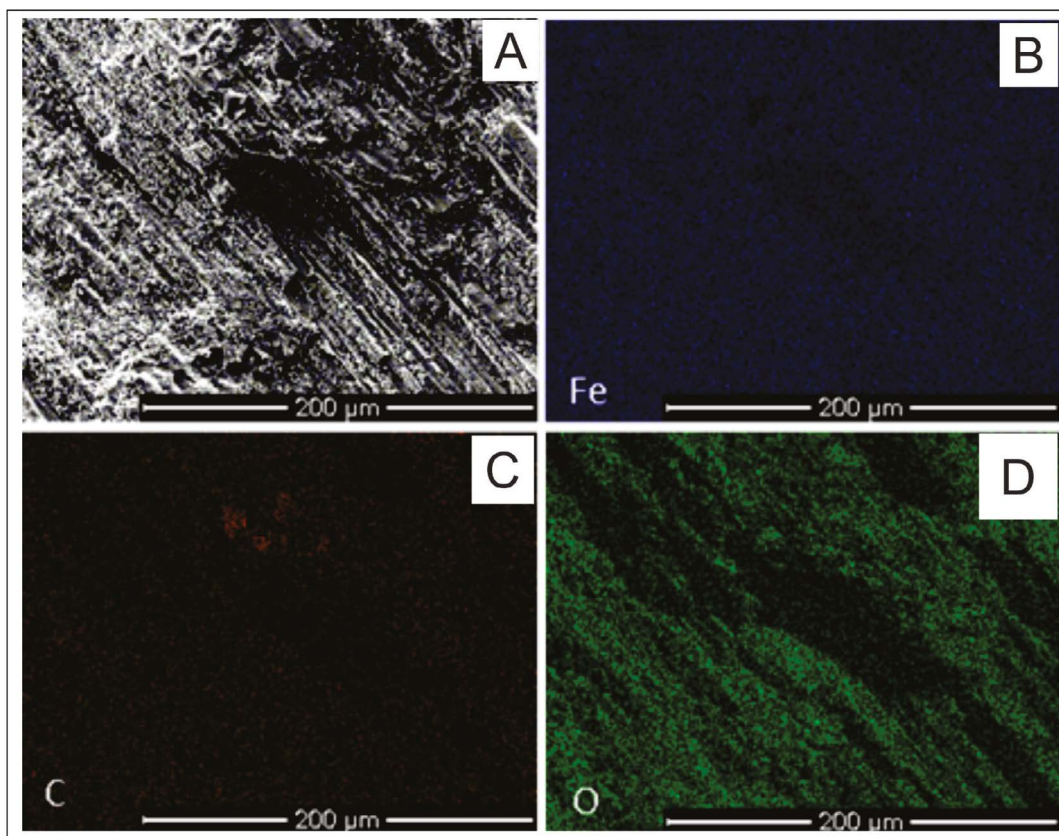


Figura 9 - Mapa composicional das amostras EM-02-NR-A e EM-02-NR-B. Em cinza, imagem ERE. Cada quadro em cor representa a composição EDS de um elemento específico: Fe- ferro, O-oxigênio, C- carbono.

CONCLUSÕES

O presente trabalho descreve vegetais fósseis inseridos em camadas da Formação Novo Remanso, aflorante na margem direita do Rio Preto da Eva (Amazônia Central). Nos exemplares analisados, predominam fragmentos de madeiras e cascas. A presença da família Fabaceae no registro fóssil da Amazônia Central, somada aos registros prévios de Annonaceae por Kloster *et al.* (2013) e Soares *et al.* (2017) para a mesma região e Kloster *et al.* (2015) e Kloster (2015) para a amazônia ocidental é um importante dado que contribui para o conhecimento das paleofloras da América do Sul, sendo que as características anatômicas presentes nas madeiras fósseis estudadas se mostram similares as dos espécimens presentes hoje na Amazônia. No entanto, os estudos ainda são insuficientes e fragmentados para demonstrar os processos biogeográficos envolvendo a diferenciação e diversificação da floresta Amazonica, do Neógeno até o presente.

No local estudado, a Formação Novo Remanso é constituída de camadas de arenitos e pelitos de coloração rosada a amarelada, com intensa ferruginização, indicativa de processos pedogenéticos superimpostos. Estes processos provavelmente produziram alterações mineralógicas e obliteraram parte das estruturas sedimentares, dificultando a identificação de fácies sedimentares. Apesar das limitações, as camadas arenosas maciças e com estratificações cruzadas descritas no afloramento, podem ser associadas às fácies arenosas de barras em pontal do paleossistema fluvial meandrante atribuído por Dino *et al.* (2012) e Soares *et al.* (2015) para a deposição da referida formação.

O aspecto fragmentado e bordas subarredondadas do material fóssilífero (troncos e cascas), imersos na camada arenosa, pode ser associado ao padrão de sazonalidade dos rios amazônicos no Neógeno, possivelmente relacionado às enchentes e vazantes sazonais, semelhante ao sistema atual. Durante o desenvolvimento inicial deste sistema, a sazonalidade dos rios

permitia que no período de vazante, uma vegetação de pequeno a médio porte (evidente pelo diâmetro centimétrico dos troncos) se implantasse sobre as barras fluviais arenosas expostas e, durante a enchente, parte da barra era retrabalhada por fluxos aquosos de alta energia, que fragmentaram, arredondaram e soterraram rapidamente os vegetais. O transporte aparentemente causou abrasão parcial da superfície dos vegetais mas não foi suficiente para apagar vestígios da textura externa como sulcos e fibras. Com a evolução do sistema fluvial, as camadas foram rapidamente soterradas (mas não atingiram grandes profundidades) e submetidas a leve compactação mecânica, evidente pelo achatamento de algumas madeiras.

Dados de difração de raios-X indicaram que a goethita (FeOOH) predominou no processo de substituição dos troncos, como a principal fase mineral portadora de ferro, substituindo a estrutura vegetal primária e preservando parte das estruturas anatômicas dos fragmentos vegetais. Apesar da camada fóssilífera estudada não estar vinculada a um nível estratigráfico específico de correlação regional da Formação Novo Remanso, existe similaridade morfológica e química (goethização) dos troncos fossilizados estudados no afloramento do Rio Preto da Eva com os níveis fóssilíferos desta mesma formação, identificados por Oliveira (2006) e Soares *et al.* (2017) nas margens dos rios Negro e Amazonas, respectivamente.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao geólogo Felipe J. da Cruz Lima pela ajuda na coleta das amostras, ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Sede Manaus, pela confecção das lamina delgadas e ao Laboratório de Técnicas Mineralógicas do DEGEO - UFAM pelas análises mineralógicas, de microscopia eletrônica de varredura e de difração de raios-X. Agradecemos também aos revisores deste trabalho pelas valiosas sugestões.

REFERÊNCIAS

- APG III. 2009. An update of the Angiosperm Phylogeny Group classification for the orders and families of flowering plants: APG III. *Botanical Journal of the Linnean Society* 161: 105-121.
- Chattaway, M., 1932. Proposed standards for numerical values used in describing woods. *Tropical Woods*. 29, 20-28.
- Cozzo, D. 1950. *Anatomía del leño secundario de las leguminosas Papilionoideas Argentinas silvestres y cultivadas*. Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales y Museo Argentino Bernardino Rivadavia, Ciencias Botánicas. Buenos Aires. Tomo I: 224-361.

- Cozzo, D. 1951. *Anatomía del leño secundario de las Leguminosas Mimosoideas y Cesalpinoideas Argentinas silvestres y cultivadas*. Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales y Museo Argentino Bernardino Rivadavia, Ciencias Botánicas. Buenos Aires. Tomo II: 63-146.
- CPRM. 2006. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas*, Programa Geologia do Brasil. Brasília: Ministério de Minas e Energia/CPRM/Serviço Geológico do Brasil. p. 125
- Dino, R., Soares, E. A. A., Antonioli, L., Riccomini, C., Nogueira, A. C. R. 2012 Palynostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 61-80 p.
- Evans, J.A., Gasson, P. E. y Lewis, G. P. 2006. *Wood anatomy of the Mimosoideae (Leguminosae)*. IAWA Journal Supplement 5. P. 117.
- Gregory, M., Poole, I. y Wheeler, E.A. 2009. *Fossil dicot wood names: an annotated list with full bibliography*. IAWA Journal Supplement 6. p.220.
- Gros J.P. 1992. *A synopsis of the fossil record of Mimosoid legume wood*. En: P. Herendeen & D.L. Dilcher (ed), *Advances in legume systematics 4*. The fossil record. The Kew Royal Botanic Gardens. p. 69-83.
- Iawa Committee. 1989. List of microscopic features for hardwood identification. *IAWA Journal*, 10 (2): 219-332.
- Kloster, A. C.; Soares, E. A. A.; Riker, S.; Lima, F.; Mota, M. B.; Gnaedinger, S. 2013. Primeiro Registro Fóssil de *Annonaceae* na Formação Novo Remanso, Mioceno da Bacia do Amazonas, Brasil. In: *Boletim de resumos do XXIII Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Edição especial, outubro Gramado, RS. ISSN 1516-1811
- Kloster, A. C. 2015. *Xilotafofloras de la Formación Solimões (Neógeno) estado de Acre, oeste de Amazonia, Brasil*. PhD Thesis. Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba Capital, Argentina. 216 p.
- Kloster A; Gnaedinger S; Adami-Rodrigues K; Urban C. 2015. New Record of Fabaceae fossil woods from the Solimões Formation (Miocene), Acre Basin, Amazon, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*. 18(3): 391-402.
- León, W. J. H. 2008. Anatomía de madera en 31 especies de la subfamilia Mimosoideae (Leguminosae) en Venezuela. *Revista Colombia Forestal*. II: 113-135.
- Lima, F. J. C.; Motta, M. B.; Riker, S. R. L. 2012. Lenhos Fósseis na Formação Novo Remanso, Município de Itacoatiara-AM. In: *46º Congresso Brasileiro de Geologia e 1º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa*, Santos/SP.
- Mabberley, D. 1990. *The Plant Book*. Cambridge University Press. New York.
- Metcalfe, C.R., Chalk, L., 1950. *Anatomy of the Dicotyledons*. Clarendon Press. Oxford. I. p. 731.
- Nogueira, A. C. R.; Absy, M. L.; Maizatto, R. 2006. *Cronostratigrafia e Paleocologia da Formação Solimões (Mioceno) na Região de Coari, Bacia do Solimões, AM*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus.
- Oliveira, S. B. 2006. *Madeira Fossilizada por Goethita em Depósitos Pós-Cretáceos da Região de Paricatuba, Amazonas*. Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus.
- Rozo, J. M. G., Nogueira, A. C. R., Horbe, A. M. C., Carvalho A. S. 2005. Depósitos Neógenos da Bacia do Amazonas. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 4 (2): 201-207.
- Soares, E. A. A.; Kloster, A. C.; Gnaedinger, S. C.; Riker, S. R.; Lima, F. J. da Cruz; Motta, M. B. 2017. First record of Annonaceae wood for the Neogene of South America, Amazon Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(1): 95-108. DOI: 10.1590/23174889201720160085
- Soares, E. A. A. 2007. *Depósitos Pleistocenos da Região de Confluência dos Rios Negro e Solimões, Porção Oeste da Bacia do Amazonas*. PhD Thesis – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 205 p.
- Soares, E. A. A.; Tatumí, S. H.; Riccomini, C. 2010. OSL Age Determinations of Pleistocene Fluvial Deposits in Central Amazonia. *Academia Brasileira de Ciências*, 82(2): 14-9.
- Soares, E. A. A.; Dino, R.; Soares, D. P.; Antonioli, L.; Silva, M. A. L. 2015. New Sedimentological and Palynological Data From Surface Miocene Strata in the Central Amazonas Basin Area. *Brazilian Journal of Geology*, 45(3): 337-357.
- Soares, E. A. A.; Wahnfried, I. D.; Dino, R. 2016. Estratigrafia de Subsuperfície da Sequência Sedimentar Cretácea Neógena das Regiões de Manaus e Itacoatiara, Amazônia Central. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, São Paulo, 16(1): 2-4.
- Tortorelli, L.A. 2009. *Maderas y Bosques Argentinos*. 2ª edición, Buenos Aires. Orientación Gráfica Editora, p. 576.
- Wheeler, E. y Baas, P. 1992. *Fossil Wood of the leguminosae: A case study in xylem evolution and ecological anatomy*. In: Herendeen y D. L. Dilcher (ed). *Advances in Legume Systematics. Part 4. The fossil Record*, The Royal Botanic Gardens. Kew, p. 207-223.

Petrografia e mineralogia de espeleotemas em cavernas de Carajás, sudeste do estado do Pará, Brasil

Petrography and mineralogy of speleothems in Carajás' caves, southeast of the Pará, Brazil

Alan Rodrigo Leal de Albuquerque¹, Daniele Freitas Gonçalves²,
Antônio Emídio de Araújo Santos Júnior³

RESUMO: A região de Carajás, sudeste do estado do Pará, integra uma das maiores unidades espeleológicas do Brasil e está desenvolvida sobre crosta laterítica e saprólito de rochas metavulcânicas e jaspilito do Grupo Grão Pará. Nessa região, estudos petrográficos e mineralógicos de espeleotemas ainda são escassos. Com o intuito de contribuir com o entendimento das condições genéticas dessas feições, o presente trabalho realizou análises petrográficas e mineralógicas de espeleotemas nas cavidades naturais subterrâneas N4E-0008 e N4WS-0072 de Serra Norte, Carajás. Os métodos utilizados foram: Microscopia Ótica, Difração de Raios-X (DRX) e Microscopia Eletrônica de Varredura/Espectroscopia de Energia Dispersiva (MEV/EDS). Foram estudados dois tipos de espeleotemas: coralóide e crosta. Os coralóides, de coloração marrom avermelhada, ocorrem sobre o jaspilito, exibe hábito botroidal e constituem-se de sílica amorfa, quartzo, goethita, hematita, alunite e clastos de jaspilito. A crosta, de coloração amarelada, ocorre como revestimento sobre a crosta laterítica e constitui-se de leucofosfita, esfeniscidita, strengita e fosfosiderita. A gênese dos coralóides foi atribuída a processos de exsudação da água que circulam lenta e descontinuamente através dos poros da formação ferrífera. A crosta fosfática está relacionada à interação da crosta laterítica com o produto de lixiviação do guano de morcego, em um ambiente úmido e pH ácido.

PALAVRAS-CHAVE: Jaspilito; Cavidades naturais subterrâneas; Espeleotemas; Fosfatos; Carajás.

ABSTRACT: Carajás region is located throughout southeast Pará State. This region represents one of largest Brazilian speleological units developed along of lateritic crust, and saprolite of metavulcanic and jaspilite rocks of the Grão Pará Group. In this region, petrographic and mineralogical studies of speleothems are scarce. In order to contribute with the understanding of the genetic conditions these features, this research realized petrographic and mineralogical analyzes of speleothems in the N4E-0008 and N4WS-0072 caves of the Serra Norte, Carajás. The methods used were: Optical Microscopy, X-ray Diffraction (XRD) and Scanning Electron Microscopy/Energy Dispersive Spectroscopy (SEM/EDS). Two types of the speleothems were studied: coraloid and crust. Brown reddish coraloid occurs on jaspilite, which shows botroidal habit and is constituted of the amorphous silica, quartz, goethite, hematite, alunite and jaspilite fragments. Yellowish crust occurs as a coating on the lateritic crust and consists of leucophosphite, spheniscidite, strengite and phosphosiderite. The genesis of coraloid was attributed to exudation, where water circulate slowly and discontinuously through the lateritic crust's pores. The phosphatic crust was associated to interaction between lateritic crust and bat guano's leaching product, in wet e acid environment.

KEYWORDS: Jaspilite; Cave; Speleothem; Phosphate; Carajás.

¹ Universidade Federal do Pará, 2Vale S.A, 3Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará.
Rua Augusto Corrêa, 01 - Guamá. CEP 66075-110, Belém, Pará, Brasil.

E-mail: alanleal@ufpa.br, alanalbuquerquegeo@gmail.com
(94) 981319758, (91) 993715028

¹ alanalbuquerque16@hotmail.com, ²daniele.freitas.goncalves@vale.com, ³emidiosantos@unifesspa.edu.br

INTRODUÇÃO

Existem atualmente no Brasil duas regiões que comportam uma grande quantidade de cavidades naturais subterrâneas situadas em crosta laterítica e sapróli-

to de Formação Ferrífera Bandada (BIF); o Quadrilátero Ferrífero, estado de Minas Gerais; e Serra dos Carajás, sudeste do Pará, onde localiza-se a Unidade Geomorfológica Serra Norte, área de estudo (Simmons 1963; Tolbert *et al.* 1971; Maurity & Koutshoubey 1995; Auler & Piló 2005) (Figura 1).

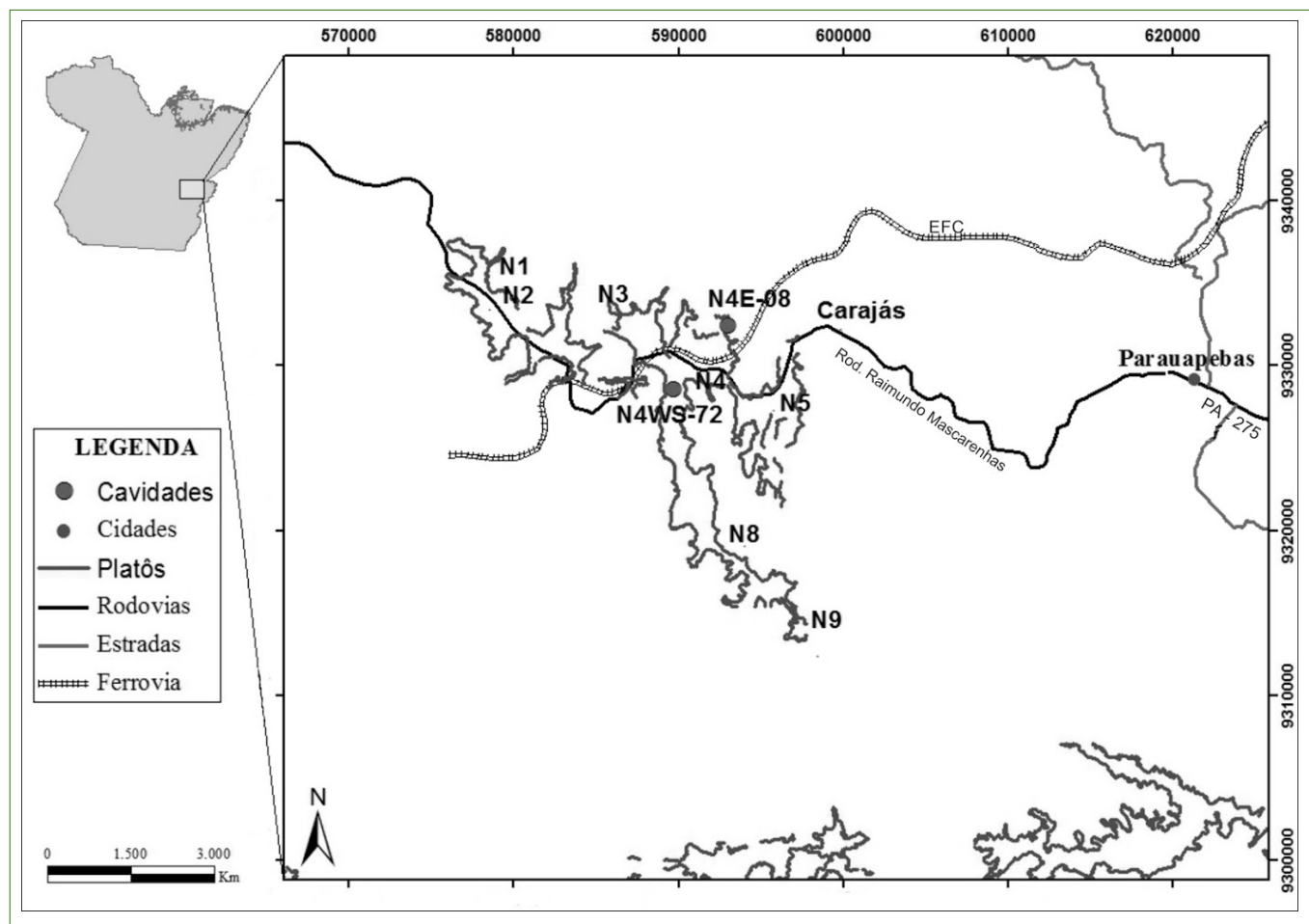


Figura 1 - Mapa de localização e acesso da Unidade Geomorfológica Serra Norte, na qual estão inseridas as cavidades naturais subterrâneas N4E-008 e N4WS-0072.

Apesar dos numerosos levantamentos geoespeleológicos realizados em Carajás, estudos mineralógicos e petrográficos ainda são escassos. Este fato tem impossibilitado análises mais consistente a respeito dos depósitos químicos formados no interior das cavidades subterrâneas, as quais ocorrem ao longo da interface do saprólito de jaspilito com a crosta laterítica (Simmons 1963; Maurity & Kotschoubey 1995; Piló & Auler 2009).

Os espeleotemas - depósitos cristalinos gerados no interior de cavidades subterrâneas a partir de precipitação de soluções aquosas (White 1976; Auler & Zogbi 2011) - foram encontrados na região de Carajás, especialmente na Unidade Geomorfológica Serra Norte, sob diferentes composições e morfologias, entretanto, neste trabalho, foram descritos apenas os espeleotemas coraloide e crosta, oriundos das cavidades subterrâneas naturais N4E-0008 e N4WS-0072, respectivamente. O objetivo principal deste trabalho foi realizar o estudo petrográfico e mineralógico destes espeleotemas, visando o entendimento genético e evolutivo dos mesmos.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A Unidade Geomorfológica Serra Norte faz parte do maciço residual da Serra dos Carajás, integrante do Planalto Dissecado do Sul do Pará (Boaventura *et al.* 1974). Esta unidade é sustentada por uma espessa cobertura laterítica, formada sobre as rochas metavulcânicas e Formação Ferrífera Bandada (FFB) do tipo jaspilito do Grupo Grão Pará, o qual está inserido no Supergrupo Itacaíunas (Tolbert *et al.* 1971; DOCEGEO 1988; Maurity & Kotschoubey 1995; Lopes 1999; Macambira 2003; Zucchetti 2007) (Figura 2). A cobertura laterítica mostra comumente feições pseudocársticas (cavidades naturais subterrâneas), que ocorrem normalmente na interface do saprólito de jaspilito com a crosta laterítica, sugerindo origem por intemperismo/degradação destes litotipos (Tolbert *et al.* 1971; Araujo & Maia 1991; Maurity & Kotschoubey 1995; Macambira 2002; Macambira 2003; Piló & Auler 2009).

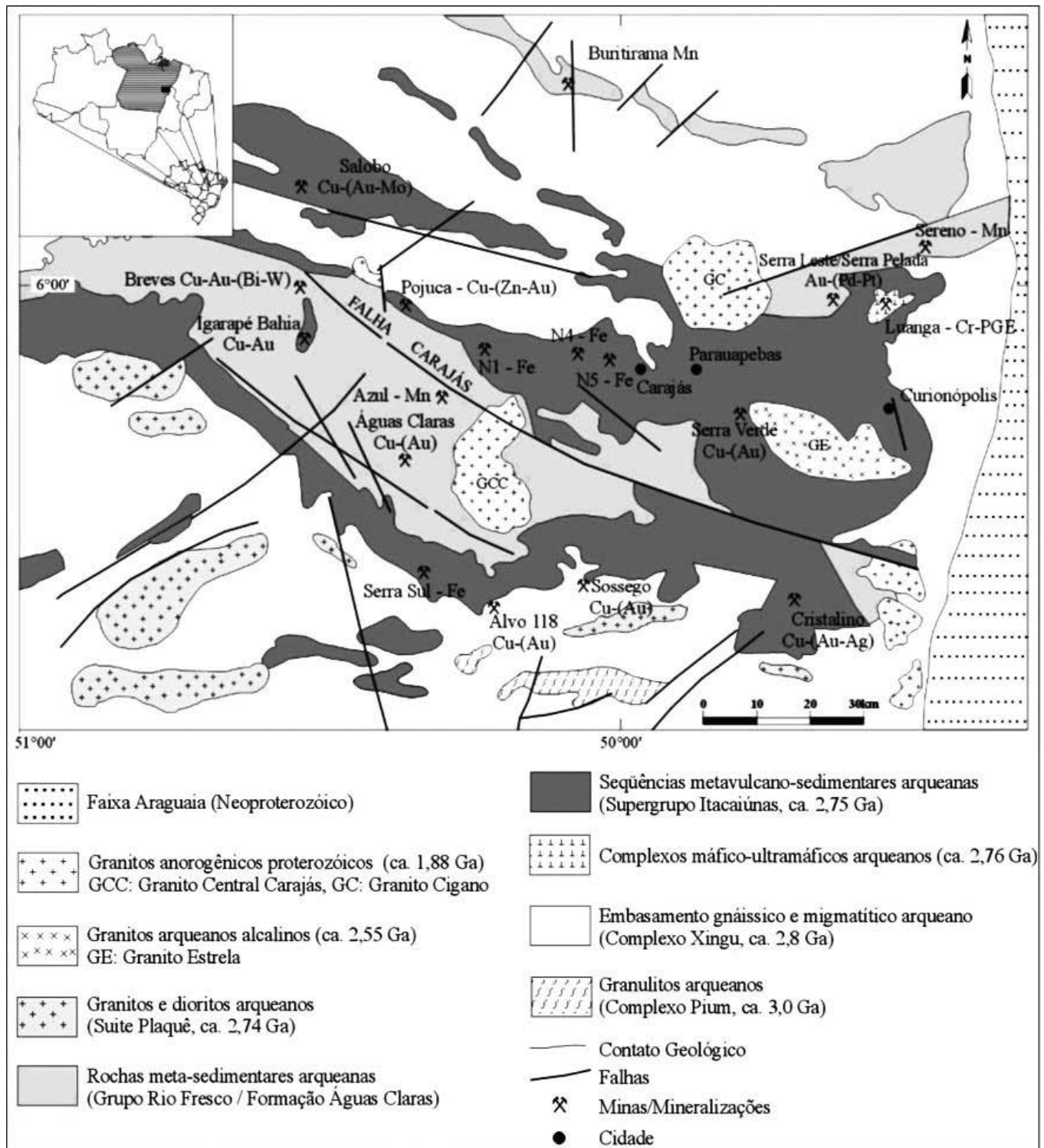


Figura 2 - Mapa geológico da Carajás (Tallarico et al. 2000).

MATERIAS E MÉTODOS

Os métodos utilizados foram: Difração de Raios-X (DRX), Microscopia Óptica (MO) e Microscopia Eletrônica de Varredura/Espectroscopia de energia dispersiva (MEV/EDS). A DRX foi utilizada na identificação das fases mineralógicas dos espeleotemas e dos substratos (jaspilito e crosta laterítica); a MO foi realizada em lâminas delgadas e polidas para identifi-

cação textural e mineralógica; o MEV foi aplicado em fragmentos de jaspilito, crosta laterítica e espeleotemas para obtenção de imagens micromorfológicas dos minerais; também foram realizadas análises químicas semiquantitativas por microanálise pontual por EDS em lâminas delgadas e polidas. Estas análises foram realizadas em laboratórios da Universidade Federal do Pará (UFPA) e da Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA).

RESULTADOS

Os estudos envolveram a caracterização mineralógica e petrográfica das cavidades N4E-0008 e N4WS-0072.

Cavidade natural N4E-0008

A cavidade N4E-0008, a 649 m de altitude, ocorre no saprólito do jaspilito, no próprio minério de ferro. Este saprólito preserva, ainda, o acamamento reli-

quiar da rocha fonte. Esta cavidade apresenta padrão planimétrico esponjiforme, caracterizado por formas irregulares, com condutos geralmente globulares de tamanho variado, que se interconectam por passagens estreitas (Figura 3). Esta cavidade exibe feições hidrológicas resultantes de gotejamento, condensação e empoçamento, contendo espeleotemas coraloide, crosta de óxido-hidróxido, crosta branca, escorrimento e microtravertino. Porém, neste trabalho, apenas o espeleotema coraloide foi estudado, o mesmo desenvolve-se sobre o saprólito de jaspilito.

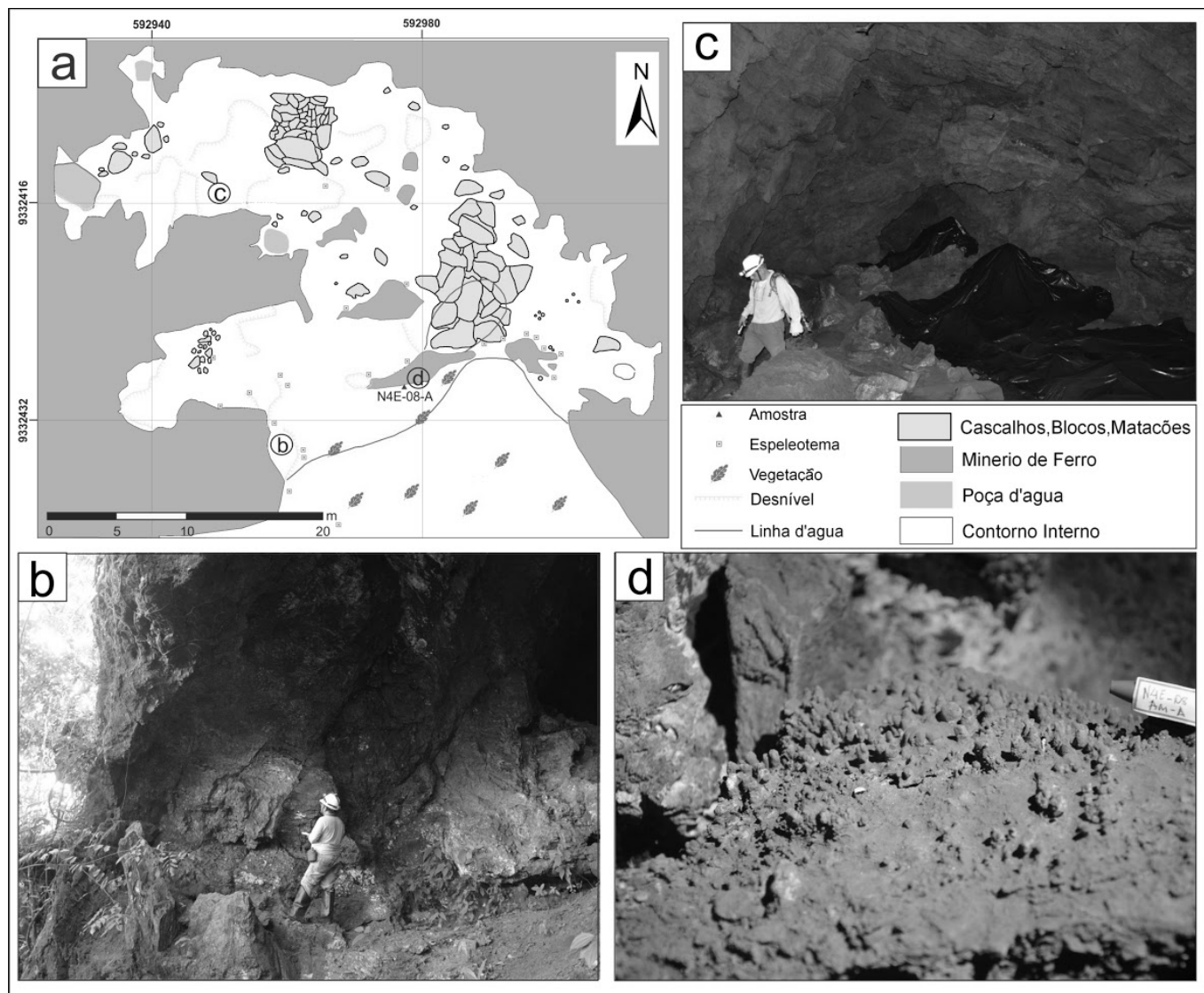


Figura 3 - Aspectos geológicos da cavidade natural N4E-0008; a) Planta baixa da cavidade N4E-0008, com padrão planimétrico esponjiforme e indicação das imagens obtidas; b) Vista da entrada da cavidade; c) Interior da cavidade com parede e teto de saprólito do jaspilito; d) Espeleotemas coraloide que ocorre em um apêndice na parede da cavidade N4E-0008.

O espeleotema coraloide tem como substrato o saprólito do jaspilito (minério de ferro) da Formação Carajás e ocorre em apêndices nas paredes da cavidade N4E-0008. Macroscopicamente exibe coloração marrom-avermelhado e hábito botroidal (Figura 4). Sob MO, o coraloide apresenta zoneamento marcado pela alternância na concentração de sílica e ferro nas bandas amorfas, ora castanho-rosada, ora avermelhada. Texturalmente, apresenta sílica amorfa envolvendo grãos su-

bangulosos a subarredondados de hematita (Fe_2O_3), goethita ($FeO(OH)$), alunita ($K(Al_3(SO_4)_2(OH)_6)$) e quartzo (SiO_2), que variam entre 0,1 a 0,2 mm (Figura 5). Exibe ao longo de toda a estrutura, aspecto poroso, mostrando vazios com bordas e contornos irregulares (Figura 5). Ao MEV, caracteriza-se por uma massa amorfa de sílica com aspecto esponjoso que incorpora partículas minerais de alunita, hematita e goethita, comprovados por análises químicas semiquantitativas de EDS (Figura 5).

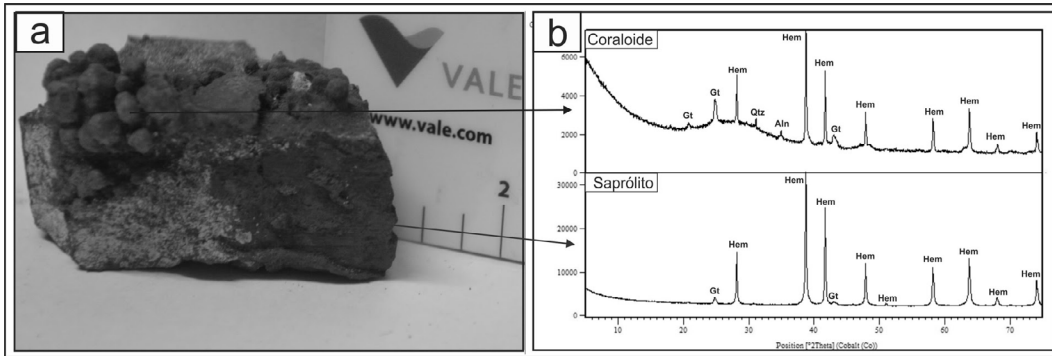


Figura 4 - Aspectos texturais e mineralógicos do espeleotema coraloide e do saprólito; a) Espeleotema coraloide e substrato de saprólito do jaspilito coletado da parede da cavidade N4E-0008; b) Difratoograma correspondente a composição mineralógica do coraloide com aspecto amorfo e do saprólito com fases minerais com bom grau de ordenamento cristalino (Aln: alunita, Gt: goethita, Hem: hematita, Qtz: quartzo).

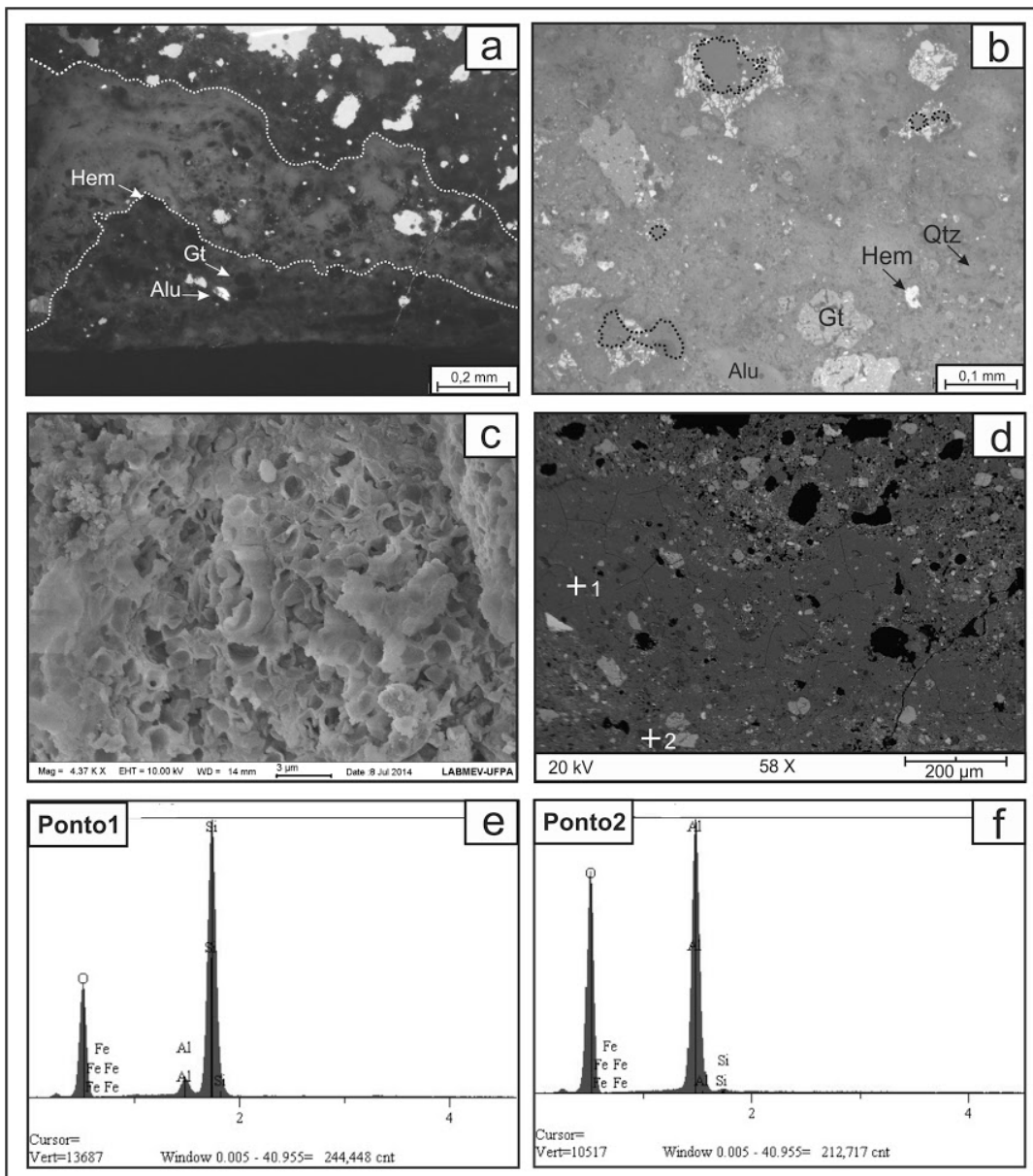


Figura 5 - Fotomicrografias, imagens de MEV e análises de EDS do espeleotema coraloide; a) Coraloide constituído por sílica amorfa com aspecto zonado, englobando fragmentos de quartzo (Qtz), alunita (Alu), goethita (Gt) e hematita (Hem), e substrato de saprólito do jaspilito (luz transmitida, LP); b) Massa amorfa de sílica com partículas detríticas e em destaque vazios com bordas e contornos irregulares (luz refletida, LN); c) Aspecto esponjoso do coraloide (MEV); d) Coraloide com os respectivos pontos analisados quimicamente por EDS e) Análise de EDS correspondente ao ponto 1 da imagem d, a qual apresenta composição silicosa da massa amorfa que compõe o coraloide; f) Análise de EDS da composição química do ponto 2, relacionado a alunita.

O saprólito de jaspilito preserva ainda a estrutura primária do jaspilito, caracterizada pela alternância de bandas silicosas e bandas de minerais opacos, com até 0,25mm de espessura (Figura 6). As bandas silicosas são constituídas essencialmente por jaspe e as bandas

opacas por hematita. Vazios com contornos irregulares ocorrem ora paralelos, ora perpendiculares ao bandamento reliquiar, apresentando aspectos cavernosos e preenchidos por particulas sílticas de alunita, quartzo, goethita, hematita, bem como sílica amorfa (Figura 6).

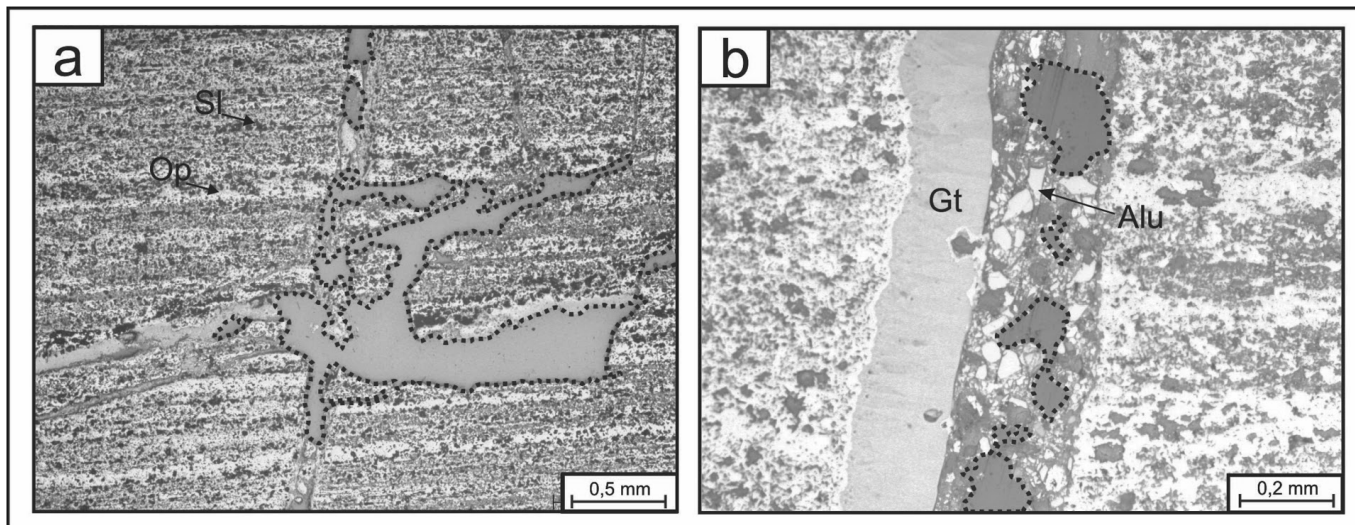


Figura 6 - Fotomicrografias do saprólito do jaspilito; a) Saprólito com laminações reliquiarias plano-paralelas marcadas pela alternância de bandas silicosas (Sl) e bandas de minerais opacos (Op), e fraturas com pares conjugados em destaque (luz refletida, LN); b) Em destaque espaços vazios associados a fratura perpendicular a laminação reliquiar do jaspilito, os quais são preenchidos por goethita (Gt) e hematita, bem como particulas sílticas de alunita (Alu) (luz refletida, LP).

Cavidade natural N4WS-0072

A cavidade N4WS-0072 desenvolveu-se na interface do saprólito de jaspilito com a crosta laterítica a 631 m de altitude. Exibe padrão planimétrico retilíneo, sendo caracterizado por condutos simples, com direção preferencial, geralmente orientada por fraturas, juntas ou planos inclinados do bandamento reliquiar do jaspilito (Figura 7). As feições hidrológicas encontradas nessa cavidade são: gotejamento, condensação e infiltração. Além disso, existe uma grande quantidade de morcegos que colonizam a cavidade. Foram identificados os seguintes espeleotemas: crosta, coraloide, escorrimento, crosta óxido-hidróxido, microtravertino, estalactite, estalagmite e coluna. Nesse estudo, entretanto, mostra apenas a caracterização da crosta, a qual foi desenvolvida sobre a crosta laterítica.

O espeleotema crosta ocorre sobre a cobertura laterítica, com espessura de aproximadamente 0,4 mm. É constituída por cristais de leucofosfita ($KFe_2(PO_4)_2 \cdot OH \cdot 2H_2O$), esfeniscidita $Fe_2(NH_4)(OH)(PO_4)_2 \cdot (H_2O)_2$, estrengita $Fe(PO_4) \cdot 2(H_2O)$ e fosfiderita (polimorfo da estrengita). Esses cristais exibem birrefringência baixa a moderada, textura colóide e por vezes laminados. Ao MEV, a crosta exibe hábito tabular e é constituída por agregados cristalinos de composição fosfática conforme comprovado por análises de EDS (Figura 8).

A cobertura laterítica exibe macroscopicamente coloração marrom avermelhada e constitui-se essencialmente por hematita (Fe_2O_3) e goethita ($FeO(OH)$) (Figura 9). Sob MO, a crosta laterítica apresenta aspecto brechoide, composta por clastos de jaspilito (-1,5 mm), contendo cristais de pseudomagnetita (0,1 a 0,5 mm), os quais mostram-se angulosos, hexagonais e parcialmente martitizados, com bordas de hematita cinza esbranquiçada e centro de magnetita cinza azulada. A cobertura laterítica exibe aspecto cavernoso a irregular, com espaços vazios superimpondo-se a laminação da rocha original (jaspilito). Os espaços vazios interconectados são preenchidos parcialmente ou totalmente por oólitos (0,1 mm), massa amorfa de óxido/hidróxido de ferro e minerais fosfáticos (Figura 9).

DISCUSSÃO

O espeleotema coraloide e crosta desenvolveram-se em zonas porosas e permeáveis, na interface do saprólito de jaspilito com a crosta laterítica, através da ação conjunta de soluções percolantes ricas em Fe, Si, Al e P. Os processos de dissolução, seguidos por precipitação, geraram os espeleotemas supracitados, os quais são constituídos de sílica, óxido-hidróxidos de ferro e fosfatos de ferro (Simmons 1963; Maurity & Kotschoubey 1995).

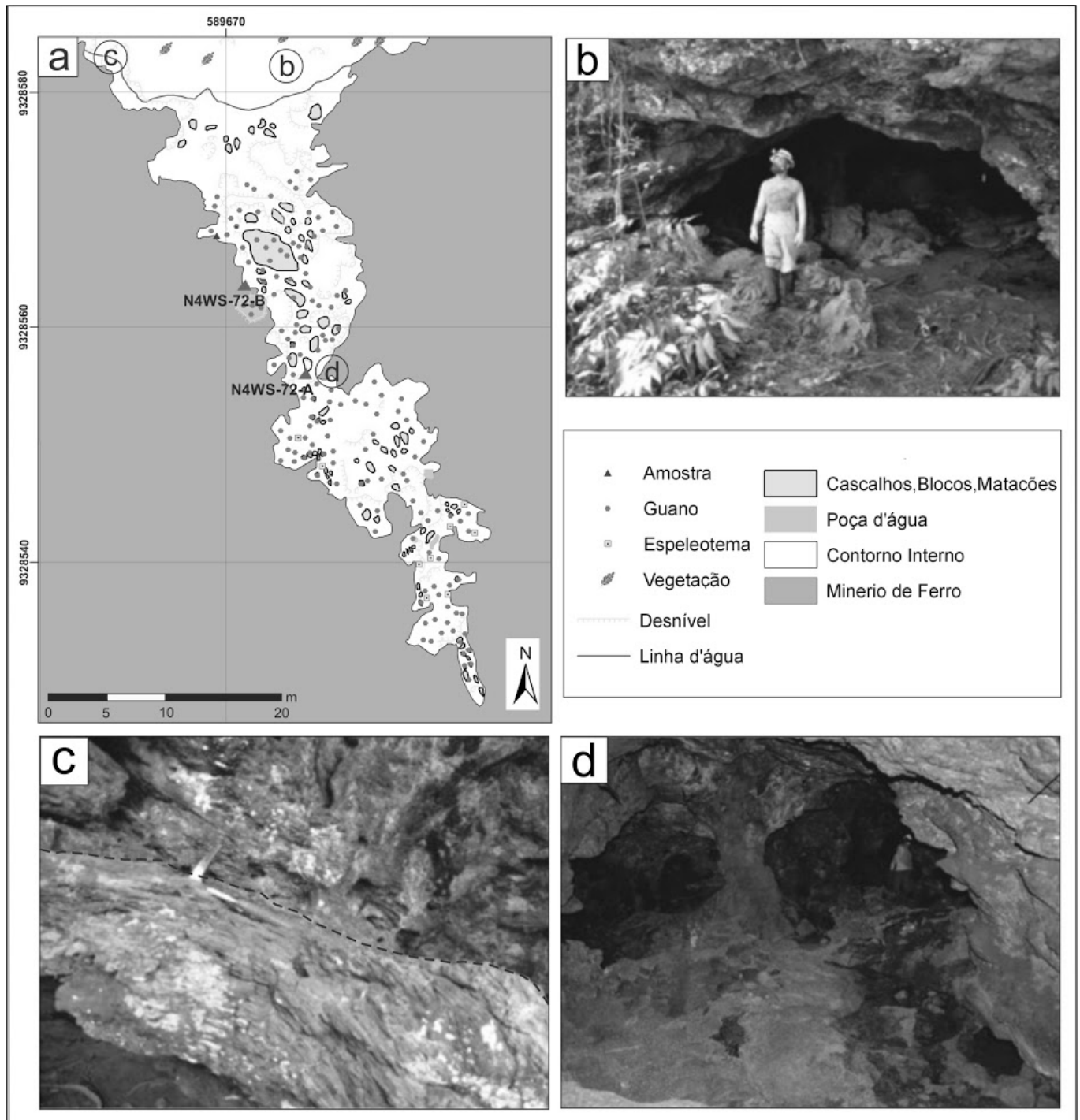


Figura 7 - Aspectos geológicos da cavidade natural N4WS-0072 mostrando o posicionamento das amostras (N4WS-72-A teto e N4WS-72-B parede) e das imagens obtidas; a) Planta baixa da cavidade, com padrão planimétrico retilíneo; b) Imagem da entrada da cavidade; c) Detalhe do contato entre o saprólito de jaspilito e a crosta laterítica, onde a cavidade está inserida; d) Interior da cavidade com salões relativamente amplos e piso irregular.

A alternância de períodos de saturação e de estagnação da água, com períodos de percolação livre, controlado por mudanças climáticas sazonais, desempenhou papel relevante na destruição dos minerais, sobretudo dos silicosos, devido às variações nas condições de pH do meio laterítico (Maurity & Kotschoubey 1995). Sendo assim, o espeleotema coraloide advém de material autogênico, representado por sílica amorfa, minerais de goethita, hematita, quartzo, bem como fragmentos

de jaspilito, os quais foram gerados pela degradação da própria formação ferrífera.

O desenvolvimento destes coraloídes foi ocasionado por processo de exsudação de água do saprólito e/ou da crosta laterítica, onde soluções aquosas, por capilaridade, circularam lenta e descontinuamente através de poros gerados ao longo de fraturas, planos de acamamento e vazios inter e intracristalino das rochas (Bigarella *et al* 1994).

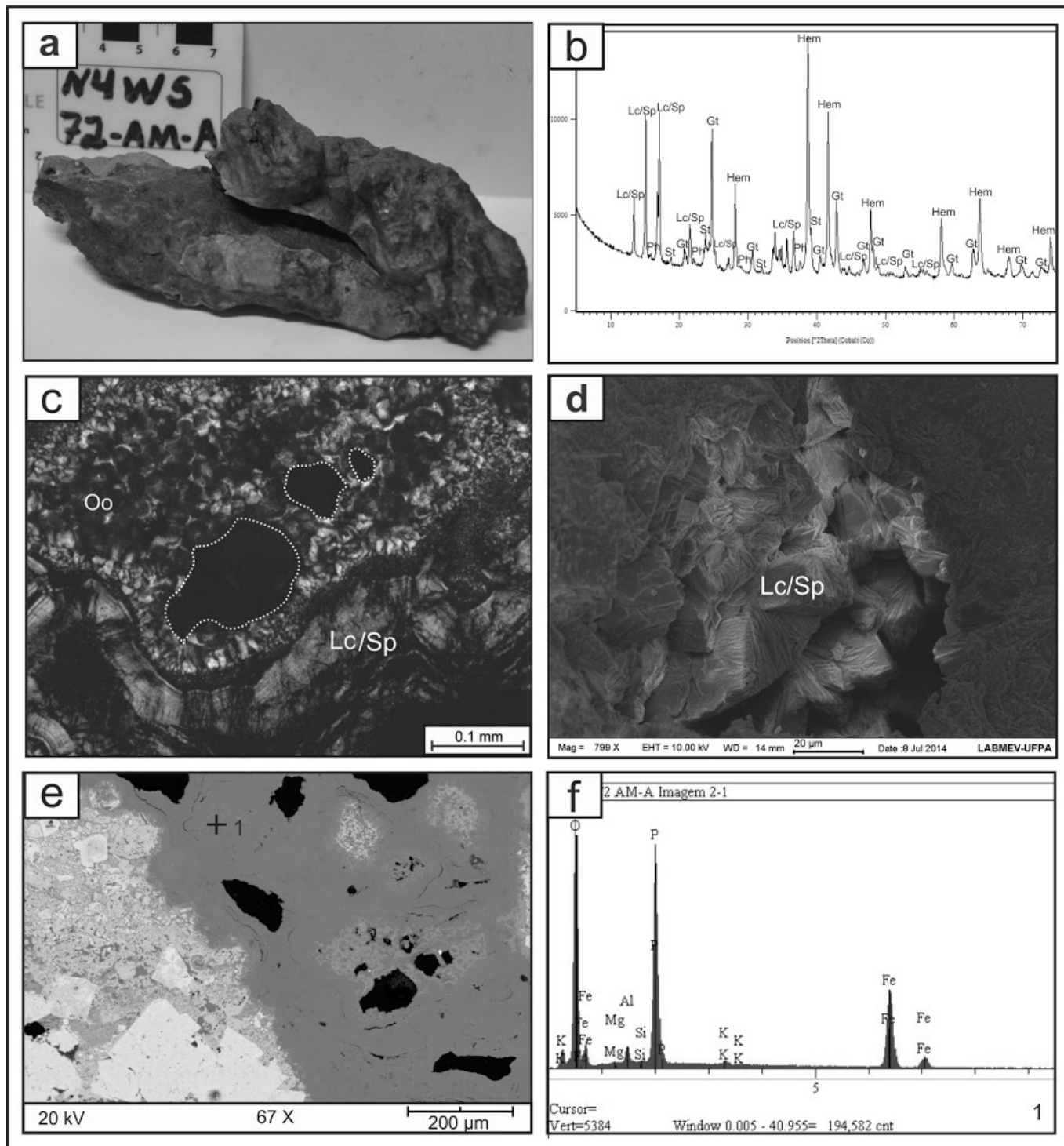


Figura 8 - Características texturais, mineralógicas e químicas do espeleotema crosta e da cobertura laterítica; a) Cobertura laterítica com aspecto brechoide e revestida por crosta fosfática amarelada; b) Composição mineralógica total da cobertura laterítica e do espeleotema crosta (Hem: hematita, Gt: goethita, Lc/Sp: leucofosfita/esferisidita, St: strengita, Ph: fosfosiderita); c) Vazios com bordas irregulares preenchidos por leucofosfita/esferisidita com hábito coliforme e oólitos de fosfato de ferro (luz transmitida, LP); d) Crosta com leucofosfita/esferisidita tabular (MEV, fragmento); e) Crosta com ponto analisado quimicamente por EDS; f) Análise de EDS da composição química do ponto 1, correspondente a fosfato de ferro.

A solução, aquosa ao exsudar, perdeu H_2O e depositou um gel silicoso com impregnação de ferro, incorporando finas partículas minerais como quartzo, hematita, goethita e alunita, os quais foram originadas pela ação mecânica da água na formação ferrífera/laterítica (Bigarella *et al* 1994; Maurity & Kotschoubey 1995; Auler & Zogbi 2011).

Os coraloides não necessariamente cresceram ao

longo de linhas verticais, uma vez que as partes individuais apresentaram desenvolvimento para cima, obliquamente e para baixo. Na sua formação, as gotas aparentemente desafiaram a gravidade, pois a água não infiltrou-se em quantidades suficientes para proporcionar o gotejamento, existindo apenas para manter a estrutura úmida e formar pequenas gotículas, similar a orvalho (Bigarella *et al* 1994).

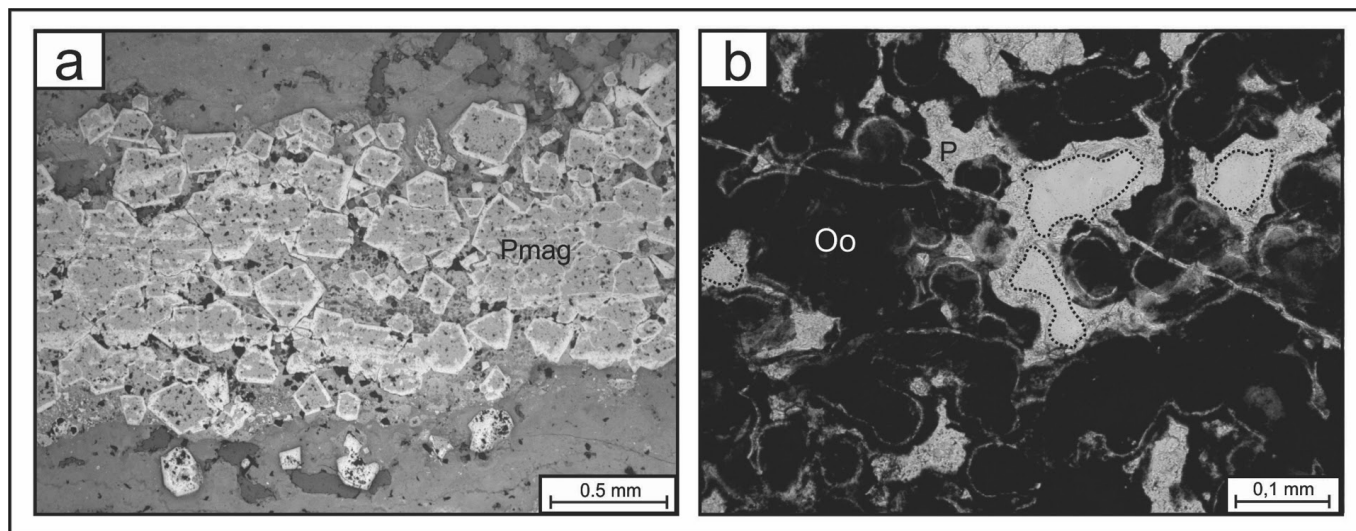


Figura 9 - Fotomicrografias da cobertura laterítica. a) Crosta laterítica com clasto de jaspilito constituído essencialmente por pseudomagnetita (Pmag) (luz refletida, LP); b) Oólitos (Oo) preenchendo os espaços vazios e revestidos por material fosfático (P), destaque para os vazios (luz transmitida, LN).

Já o espeleotema crosta é um depósito essencialmente alógeno, admitindo-se origem coprogênica como o principal fornecedor de fósforo para a formação dos complexos fosfáticos, haja vista que a crosta residual sobre a formação ferrífera da Serra Norte apresenta teores de P_2O_5 inferior a 1% em peso (Beisiegel 1982; Kronberg *et al.* 1982; Coelho 1986; Souza; 1993).

Embora o meio laterítico apresente teores mensuráveis de fósforo, dificilmente pode ser considerado como fonte deste elemento para formação dos espeleotemas fosfáticos. Deste modo os expressivos depósitos de guano de morcego, encontrados no interior das cavidades, poderiam estar geneticamente relacionados à gênese espeleotemas fosfáticos. Os minerais de fosfato de ferro, que compõe o espeleotema crosta, foram formados através da reação entre H_3PO_4 derivado da lixiviação do guano e óxi-hidróxidos de ferro advindo da formação ferrífera, sob condições húmidas, pH ácido (pH-6) e temperatura ambiente (Simmons 1964; Hill & Forti 1986; Wilson & Bain 1986; Hill & Forti 1997; Medrano & Piper 1997; Sauro *et al.* 2014;).

CONCLUSÕES

Os estudos dos espeleotemas coraloide e crosta, por meio de análises de petrografia convencional, DRX

e MEV/EDS, permitiram tecer considerações a cerca da gênese e evolução destes depósitos:

✓ Espeleotema coraloide, constituído por sílica amorfa, minerais de goethita, hematita e alunita, bem como fragmentos de jaspilito, foi gerado por processos de exsudação da água do saprólito de jaspilito através dos vazios desenvolvidos nos planos de bandamento, fraturas e poros da rocha;

✓ O espeleotema crosta, constituído por cristais de leucofosfita, esfeniscidita, estrengita e fosfosiderita, apresenta relação genética coprogênica, com o guano de morcego como a principal fonte de fósforo. Esses fosfatos de ferro teriam originado-se sob condições húmidas e pH ácido, com interação de soluções advindas da lixiviação do cobertura laterítica e da decomposição do guano de morcego.

AGRADECIMENTOS

Agradecimentos ao grupo de pesquisa “Levantamento Geoespeleológico de Cavidades Naturais da Unidade Espeleológica de Carajás, Província Mineral de Carajás (PROCAV)” e à VALE na pessoa da Daniele Freitas Gonçalves pela oportunidade de conhecer e estudar as cavidades naturais, bem como Carlos Teles e Rafael Guimarães.

REFERÊNCIAS

- Araujo O.J.B., Maia R.G.N. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000.* Brasília, DNPM-Serviço Geológico do Brasil, 136 p.
- Auler A.S, Piló L.B. 2005. Introdução às cavernas em minério de ferro e canga. *O Carste*. 17(3): 70-72.
- Auler A., Zogbi A. (eds) 2011. *Espeleologia: noções básicas.* São Paulo, Redespeleo Brasil, p.11-34.
- Beisiegel V.R. 1982. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, *Anais*, Belém, SBG, p.21-46.
- Bigarella J.J., Becker R.D., Santos G.F. 1994. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais: Fundamentos geológicos-geográficos, alteração química e física das rochas. Relevo cárstico e dômico. Florianópolis: Ed. UFSC, 01:308-342.

- Boaventura R.S., Rennó C.V., Marita C., Franco E.M.S., Boaventura F.M.C., D'Ávila L.M., Ventura L.M. 1974. *Geomorfologia da Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins*. Rio de Janeiro, RADAM, 4:111-129.
- Coelho C.E.S. 1986. *Depósito de ferro da Serra dos Carajás*. Brasília, DNPM, 2:29-64.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anais*. v. 35, p. 11-56.
- Hill C.A., Forti P. 1986. *Cave Minerals of the World*. first edition: Huntsville, Ala., National Speleological Society, 238 p.
- Hill C.A., Forti P. 1997. *Cave Minerals of the World*. (2nd ed.). National Speleological Society, Huntsville, Alabama, 464 p.
- Kronberg B.I., Fyfe W. S., Mc Kinnon B. J., Counston J. F., Stilianidi Filho, B., Nash, R. A. 1982. Model for bauxite formation: Paragominas (Brazil). *Chem. Geol.* (3/4): 311-320.
- Lopes C.M. 1999. *As lateritas em Carajás*. Belém, DOCEGEO, 29 p.
- Macambira J.B., Schrank A. 2002. Químico-estratigrafia e Evolução dos Jaspilitos da Formação Carajás (Pa). *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4):567-578.
- Macambira J.B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 217 p.
- Maurity C.W., Kotschoubey B. 1995. Evolução Recente da Cobertura de Alteração no Platô NI-Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7:331-362.
- Medrano M.D., Piper D.Z. 1996. Fe-Ca-phosphate, Fe-silicate, and Mn-oxide minerals in concretions from the Monterey Formation. *Chemical Geology*, 138:9-23.
- Piló L.B., Auler A. 2009. Geoespeleologia das cavernas em rochas ferríferas da Região de Carajás, PA. In: Congresso Brasileiro de Espeleologia, Montes Claros, MG. *Anais*. v. 30, p. 181-186.
- Sauro F., Waele J., Onac B. P., Galli E., Dublyansky Y., Baldoni E., Sanna L. 2014. Hypogenic speleogenesis in quartzite: The case of Corona'e Sa Craba Cave (SW Sardinia, Italy). *Geomorphology*. 211:77-88.
- Simmons G.C. 1963. Canga caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *The National Speleological Society Bulletin*. 25:66-72.
- Simmons G.C. 1964. *Leucophosphite, a new occurrence in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. U. S. Geological Survey, Berea, Kentucky, 49:377-386.
- Souza C.I.J. 1993. *Estudo da cobertura laterítica ferro-aluminosa da aba norte da Serra dos Carajás (Pará)*. Dissertação (Mestrado em Geociências) Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Belém, 152 p.
- Tallarico F.H.B., Oliveira C.G., Figueiredo B.R., 2000. A descriptive model for the Igarapé Bahia Cu-Au hypogene mineralization, Carajás Province Brazil. In: International Geological Congress. Rio de Janeiro, *Abstracts*. SBG: CD-ROM.
- Tolbert G.E., Tremaine J.W., Melcher G.C., Gomes C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, northern Brazil. *Economic Geology*, 66:985-994.
- White W.B. 1976. Cave minerals and speleotems. In: Ford T. D., Cullinfor C. H. D. (eds). *The science of Speleology*. London, Academic Press, cap.8.
- Wilson M.J., Bain D.C. 1986. Spheniscidite, a new mineral from Elephant Island, British Antarctic Territory. *Mineralogical Magazine*, 50:291-293.
- 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, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 125 p.

Influência da deposição atmosférica na composição química do solo na Floresta Nacional do Tapajós, Amazônia

Influence of atmospheric deposition on the chemical composition of soil in the Tapajós National Forest, Brazilian Amazon

Bernardino Ribeiro Figueiredo^{1,2}, Alfredo Borges De-Campos¹, Rodrigo da Silva², Rômulo Simões Angélica³, Nádia C. Hoffman¹

RESUMO: Estudos geoquímicos de solo foram realizados na porção norte da Floresta Nacional do Tapajós, região oeste do Estado do Pará, Amazônia, com o objetivo de avaliar a influência da deposição atmosférica na composição química do solo. Nessa área foram coletadas amostras de solo em onze perfis, a diferentes profundidades, e uma amostra da rocha-mãe. As composições mineralógica e química de solo e rocha foram determinadas por DRX e FRX, respectivamente. O pH do solo e o seu conteúdo de matéria orgânica foram determinados por ensaios específicos. Caulinita, Al-goethita, quartzo e anatásio são as fases minerais dominantes no solo. Fatores de enriquecimento de todos os elementos químicos em relação às concentrações de alumínio em rocha e solo foram calculados. Foi observado enriquecimento relativo de Na, K, Mn, Sr, fosfato e enxofre em direção ao topo dos perfis. O pH do solo varia de 5,2 a 4,4 e o conteúdo de matéria orgânica de 15 a 75 g/dm³, em direção à superfície. Apenas os teores de fosfato e enxofre apresentaram correlação estatística significativa com o conteúdo de matéria orgânica no solo. Baixos coeficientes de correlação foram obtidos entre as concentrações de metais e os valores de pH do solo. Estes dados indicam que na formação do solo, além dos processos de intemperismo, deve ter ocorrido o aporte de material atmosférico, via deposição úmida e deposição seca. Estes resultados são também coerentes com outros estudos sobre a composição isotópica do solo e sobre a composição química de material particulado atmosférico, desenvolvidos na mesma região oeste do estado do Pará.

PALAVRAS-CHAVE: Deposição Atmosférica; Geoquímica de solo; Floresta Nacional do Tapajós; Amazônia; Brasil.

ABSTRACT: Soil geochemical studies aimed at assessing the influence of atmospheric deposition on forest soil, were carried out in the northern portion of the Tapajós National Forest, in the west region of Para State, Amazon, Brazil. In the study area eleven soil profiles were sampled at different depths as well as the parental rock. The mineral and chemical compositions of those samples were determined by XRD and XRF, respectively. Soil pH and the organic matter (OM) content were assessed by specific essays. Kaolinite, Al-goethite, quartz and anatase are the dominant mineral phases in soil. Enrichment factors for chemical elements related to aluminum concentration in soil and rock were calculated. Enrichment for Na, K, Mn, Sr, phosphate and sulfur was observed towards the top of soil profiles. Soil pH values vary from 5.2 to 4.4 and OM contents ranged from 15 to 75 g/dm³ towards the surface. Only phosphate and sulfur concentrations exhibited significant statistical correlation with OM contents. Low correlation indices were obtained for metal concentrations and soil pH values. Overall, these results indicate soil formation as a combination of weathering of bedrock and inputs of atmospheric matter by wet and dry deposition. In addition, these results are in agreement with other studies on isotope compositions of soil and, on the chemical composition of atmospheric particulate matter carried out in the same region of Para State.

KEYWORDS: Atmospheric Deposition; Soil Geochemistry; Tapajós National Forest; Amazon; Brazil.

¹ Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP – Rua João Pandiá Calógeras, 51, Cidade Universitária Zeferino Vaz, CEP 13083-870, Campinas, SP. (Tel. 19-35214572 e 19-996259346)

² Instituto de Engenharia e Geociências, Universidade Federal do Oeste do Pará - UFOPA

³ Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA

E-mail: berna@ige.unicamp.br, acampos@ige.unicamp.br, rodrigo.silva@ufopa.edu.br, angelica@ufpa.br, nadiachoffman@gmail.com

INTRODUÇÃO

Esta pesquisa foi realizada na porção norte da Floresta Nacional do Tapajós (FNT) com o objetivo de avaliar a provável influência da deposição de material particulado atmosférico na composição química do solo superficial. A FNT é uma área de preservação ambiental de aproximadamente 6.000 Km² situada entre o Rio Tapajós e a rodovia BR 163 (Santarém-Cuiabá), na região oeste do Estado do Pará (Figura 1). A floresta funciona como um anteparo parcial aos ventos que transportam material particulado de várias origens. Material par-

ticulado atmosférico (MPA) é formado por partículas sólidas e líquidas em suspensão na troposfera com dimensões inferiores a 100 µm (Seinfeld & Pandis, 2006; Baird & Cann M., 2011). Na região, o MPA pode conter poeira de solo, solo alterado de áreas agrícolas e de pastagem, emissões veiculares, material fino originado de queima de biomassa, aerossóis marinhos e particulados finos de origem remota. Na área de estudo, as direções predominantes de vento são as direções de leste (E) e de sudeste (SE) como demonstrado por Arbage et al. (2011) e indicado em vários estudos posteriores (Gonçalves et al., 2015).

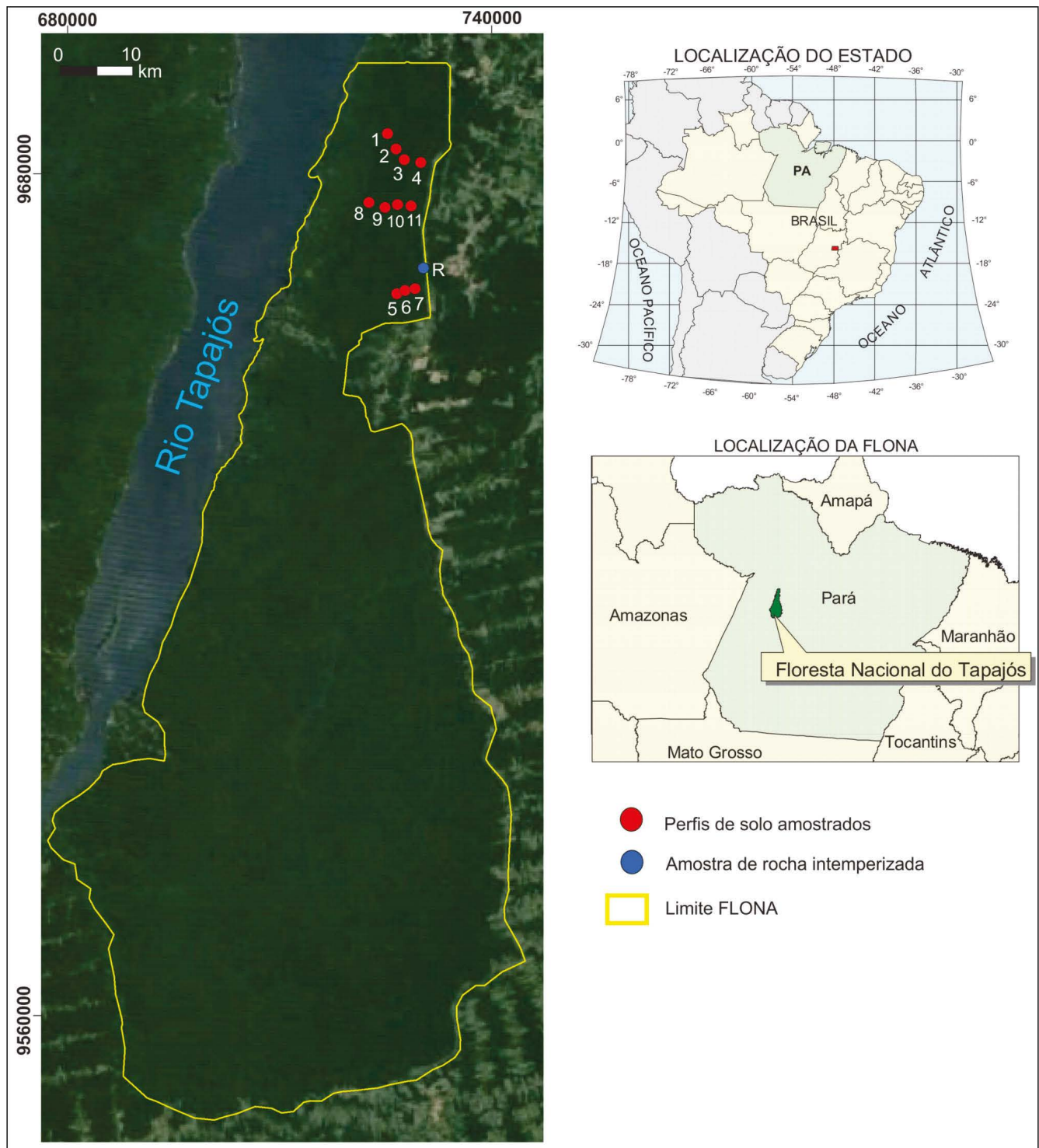


Figura 1 - Localização da área de estudo e dos pontos de amostragem

Embora a literatura científica sobre MP na Amazônia seja muito vasta, são ainda raros os estudos de solos que indaguem sobre a influência da deposição atmosférica na composição química desses materiais. Derry & Chadwick (2007) estimam que o fluxo global de poeira possa superar em até 10% o fluxo de sedimentos fluviais na Terra. Para esses autores a deposição atmosférica de aerossóis marinhos e minerais pode ter um impacto significativo na geoquímica e biogeoquímica dos solos.

Um volume significativo de informação sobre materiais particulados atmosféricos na Amazônia encontra-se disponível em trabalhos de Artaxo et al. (2002, 2005, 2010), Martin et al. (2010), Gonçalves & Figueiredo (2015), Gonçalves et al. (2015), Gonçalves et al. (2016). Entende-se que há diferenças significativas nas propriedades físicas e químicas dos particulados atmosféricos dependendo das fontes de origem, da ocorrência em áreas mais preservadas ou modificadas pelo uso da terra e ainda dependendo das estações do ano (seca ou chuvosa).

Nesses estudos é postulado que as partículas derivadas de fontes biogênicas podem apresentar uma série de elementos associados como Na, Mg, P, S, K, Ca, Zn e Rb, além dos compostos orgânicos. Em áreas mais setentrionais da Amazônia podem ser detectados aerossóis provenientes das nuvens de poeiras transoceânicas muito finas, com origem nos desertos norte-africanos, que atingem as máximas concentrações no continente sul-americano nos meses de março e abril em áreas acima da Zona de Convergência Intertropical. Também é destacada a contribuição de aerossóis marinhos e de material biológico. As partículas de origem marinha são detectadas até mesmo nas áreas mais centrais da bacia amazônica, como indicado em Martin et al. (2010) e registrado por Gonçalves et al. (2016) em Alenquer (região Oeste do Pará).

De acordo com Oliveira Júnior (2006), material proveniente de área agrícola influencia a composição do solo da Floresta Nacional do Tapajós a partir de transporte pelo vento, águas de chuva e de lavagem de elementos (*throughfall*). Esse material pode conter cálcio, magnésio, potássio, sódio, cloreto, nitrato e fosfato. Especialmente na estação seca, a poeira de solo, eventualmente alterada pela adição de agroquímicos e o material resultante da queima de biomassa, representam contribuição significativa de fontes locais ou remotas às massas de particulados na região (Gonçalves et al., 2016).

Composições isotópicas de chumbo, estrôncio e neodímio de amostras de solo e da rocha-mãe (diabásio), provenientes de Monte Alegre (região oeste do Estado do Pará) revelaram provável influência de deposição de material particulado atmosférico na composição do solo (Figueiredo et al. 2016). As razões isotópicas de chumbo e de estrôncio das amostras de solo mais su-

perficiais são mais radiogênicas do que as amostras de solo mais profundas e da rocha-mãe. A variação entre os valores de ϵNd calculados para amostras de rocha e solo também indicam que as amostras do topo do perfil do solo representam provável mistura com material particulado atmosférico, proveniente de outras fontes e com residência mais longa na Crosta.

A composição química desse material pode ser inferido a partir das análises químicas de amostras de material particulado coletado por Gonçalves et al. (2016) em Alenquer, área também localizada na região oeste do Estado do Pará. Os íons Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} e NO_3^- predominaram em ambos os períodos de coleta, nas estações seca e chuvosa, e um acréscimo nas concentrações de Na, K, Mn, Fe e Al foi observado no material coletado na estação seca. Nesse material particulado, a porcentagem de carbono total variou de 27 a 21 % com origem predominantemente biogênica e também relacionada à queima de biomassa. Em conjunto, a ocorrência desses elementos e as retrotrajetórias de massas de ar indicaram contribuição de várias fontes, a saber: aerossol marinho, ressuspensão de poeira de solo, queima de biomassa e emissão biogênica.

Especificamente em área de floresta, o material particulado pode ser incorporado ao solo da floresta por meio da ação secular das chuvas periódicas e lavagem das árvores (*throughfall*), entre outros processos naturais. No presente estudo, dados de composição química de solo e floresta foram reunidos com a intenção de examinar a provável influência da deposição atmosférica em solo superficial. Estes dados representam também uma contribuição inédita aos diversos estudos do meio físico e biológico que vêm se intensificando na porção norte da Floresta Nacional do Tapajós nas últimas décadas.

METODOLOGIA

As amostras de solo foram coletadas em 11 perfis, a profundidades de A (0-5 cm), B (5-10 cm), C (10-20 cm) e D (30-40 cm), num total de 44 amostras. Esses perfis situam-se ao longo de três travessas de direção geral E-W a altura dos quilômetros 67, 72 e 83 da rodovia BR-163 (Santarém-Cuiabá) a diferentes distâncias dessa rodovia. Foi também coletada uma amostra da rocha-mãe (arenito argiloso da Formação Alter-do-Chão). A localização das amostras de solo e rocha é indicada na Figura 1.

Na área de estudo predominam o latossolo amarelo distrófico (argiloso a muito argiloso), argilossolo vermelho eutrófico e o neossolo quartzênico órtico (IBGE, 2008) que se desenvolveram em terrenos de rochas sedimentares da Formação Alter-do-Chão, formada por arenitos, argilitos e conglomerados, com intercalações de horizontes ferruginosos, do Cretáceo Superior (Vas-

quez, Souza e Carvalho, 2008). O clima local é caracterizado pela alternância de períodos secos (agosto a dezembro) e chuvosos (janeiro a julho) com temperaturas médias 27-26 °C, a umidade variando de 70 a 80% e a precipitação anual em torno de 2000 mm.

As amostras de solo foram expostas à temperatura ambiente para secagem e peneiramento. Apenas a fração granulométrica menor que 2 mm foi conservada para análises posteriores.

A amostra de rocha e as amostras de solo de um dos perfis foram analisadas em Difrátômetro de raios-x modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60), da PANalytical, com Goniômetro PW3050/60 (Theta/Theta) e com tubo de raios-x cerâmico de anodo de Cu ($K\alpha_1 = 1,5406 \text{ \AA}$), modelo PW3373/00, foco fino longo, 2200W, 60kv. O detector utilizado é do tipo RTMS, X'Celerator e a aquisição de dados ocorreu em condições de rotina implantada no laboratório DRX-IG-UFPA. A identificação dos minerais foi feita por meio da comparação do difratograma obtido com padrões do banco de dados do ICDD-PDF (*International Center for Diffraction Data - Powder Diffraction File*).

As composições químicas das amostras de rocha e solo foram determinadas por FRX (Philips, PW 2404), em pastilha prensada, no LGA-IG-UNICAMP. Foram medidas as concentrações de 10 óxidos maiores e de 17 elementos traço, além da perda ao fogo a 105 e 1000 °C. Os elementos maiores e menores (exceto Na_2O e CaO) foram determinados no programa Uniquant e os demais elementos foram determinados no programa Solo2013 - Superq. A qualidade dos resultados foi controlada por meio da análise simultânea de materiais de referência certificados (GSS-2 e GSS-5). As condições experimentais do método não asseguram precisão na determinação das concentrações de enxofre cujos resultados possuem apenas valor informativo. Um subgrupo de

28 amostras de solo foi selecionado para determinação do pH do solo (método da água, EMBRAPA 1997) e do conteúdo de matéria orgânica (método colorimétrico segundo Van Raij et al., 2001).

Fatores de enriquecimento (FE) foram calculados para todos os elementos e para todas as amostras de solo tomando-se como referência a composição química da rocha-mãe e assumindo-se a imobilidade do alumínio durante a formação do solo. Foi utilizada a expressão:

$$FE = [C_i_s / Al_s] / [C_i_r / Al_r]$$

onde C_i_s e C_i_r são concentrações dos elementos químicos nas amostras de solo e rocha, e Al_s e Al_r são as concentrações de alumínio nas amostras de solo e de rocha, respectivamente. Também foi calculada a matriz de correlação de Pearson para os dados de concentração dos elementos em solo e demais parâmetros de qualidade de solo.

RESULTADOS

As amostras de solo são bastante semelhantes em quase todos os perfis e se caracterizam como latossolo argiloso, amarelo avermelhado. As amostras do topo dos perfis exibem cor mais escura indicando a maior presença de matéria orgânica. Não foram encontrados horizontes de concreção laterítica em nenhum dos perfis de solo. As amostras de um perfil de solo (ponto 4), selecionadas para análise de DRX, exibem composição mineralógica bastante semelhante, consistindo de caulinita de baixa cristalinidade, seguida de Al-goethita, quartzo e anatásio. A amostra de rocha-mãe também apresenta composição mineralógica semelhante, distinguindo-se, porém por apresentar conteúdo de quartzo mais elevado (Figura 2).

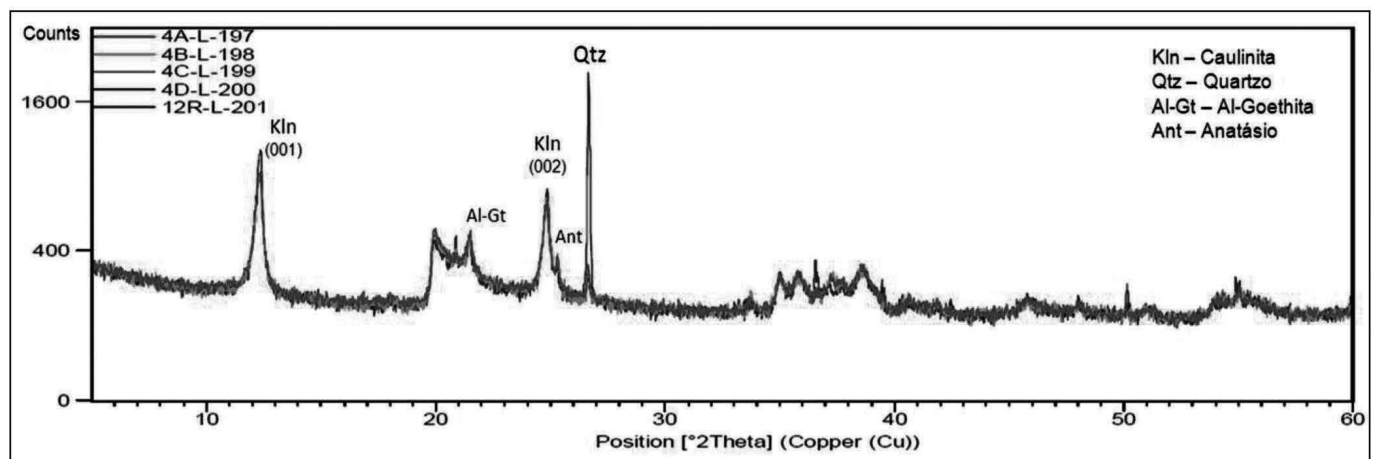


Figura 2 - Difratogramas de raios X superpostos das amostras de solo no ponto 4 e da amostra de rocha (12R) em destaque por apresentar concentração de quartzo mais alta.

Os dados de composição química e demais parâmetros de qualidade de solo são exibidos na Tabela 1. Nessa tabela não constam os teores de Pb e Rb que são inferiores aos respectivos limites de detecção (3 e 2 ug/g) na maioria das amostras. O solo na área de estudo é ácido com pH variando de 4,4 a 5,2 decrescendo em direção à superfície. Os conteúdos de matéria orgânica no solo variam de 15 a 75 g/dm³ com os valores mais altos nas amostras de topo dos perfis.

Com respeito à composição química, as amostras de solo exibiram características muito distintas das demais em dois pontos de amostragem. As amostras do ponto 1 foram coletadas às proximidades de uma antiga área experimental de plantação de seringueira (*Hevea brasiliensis*) e apresentou na amostra do topo do perfil concentração de cálcio (0,38% CaO) muito discrepante da média, provavelmente, devido à calagem do solo. Já as amostras do solo no ponto 5 representam uma variedade de solo arenoso com altas concentrações de SiO₂ (69-75%) ao longo do perfil. Esses dois perfis de solo não foram considerados para comparação dos fatores de enriquecimento (FE).

Os padrões de variação dos fatores de enriquecimento, calculados para as amostras de solo e para to-

dos os elementos, em função da profundidade, foram avaliados em detalhe. Os elementos Fe, As e V exibem empobrecimento em direção ao topo dos perfis de solo. Um grupo de metais traço (Ni, Zn, Cu) não apresenta um padrão definido, os seus fatores de enriquecimento relativo aumentam em direção à superfície em alguns perfis de solo e, em outros, diminuem. Finalmente, outros óxidos e elementos como K₂O, Sr, Na₂O e MnO apresentam enriquecimento relativo em direção ao topo dos perfis de solo.

Na Figura 3 são exibidas as variações dos fatores de enriquecimento com a profundidade para K₂O, Sr, Na₂O, MnO, P₂O₅ e S em alguns dos perfis de solo. Nesses diagramas, os pontos em FE=1 correspondem à rocha-mãe que ocorre a uma profundidade de alguns metros, não determinada. Já os demais pontos das curvas se referem às amostras de solo analisadas. Observa-se que para o K₂O a amostra mais profunda apresenta um enriquecimento em relação à rocha de aproximadamente 100% e a amostra do topo apresenta enriquecimento de 10% em relação à amostra mais profunda de solo. Para o estrôncio essas percentagens situam-se em torno de 15 e 19%, para o Na₂O, as razões são 14 e 24% e para o MnO, 33 e 44%, respectivamente.

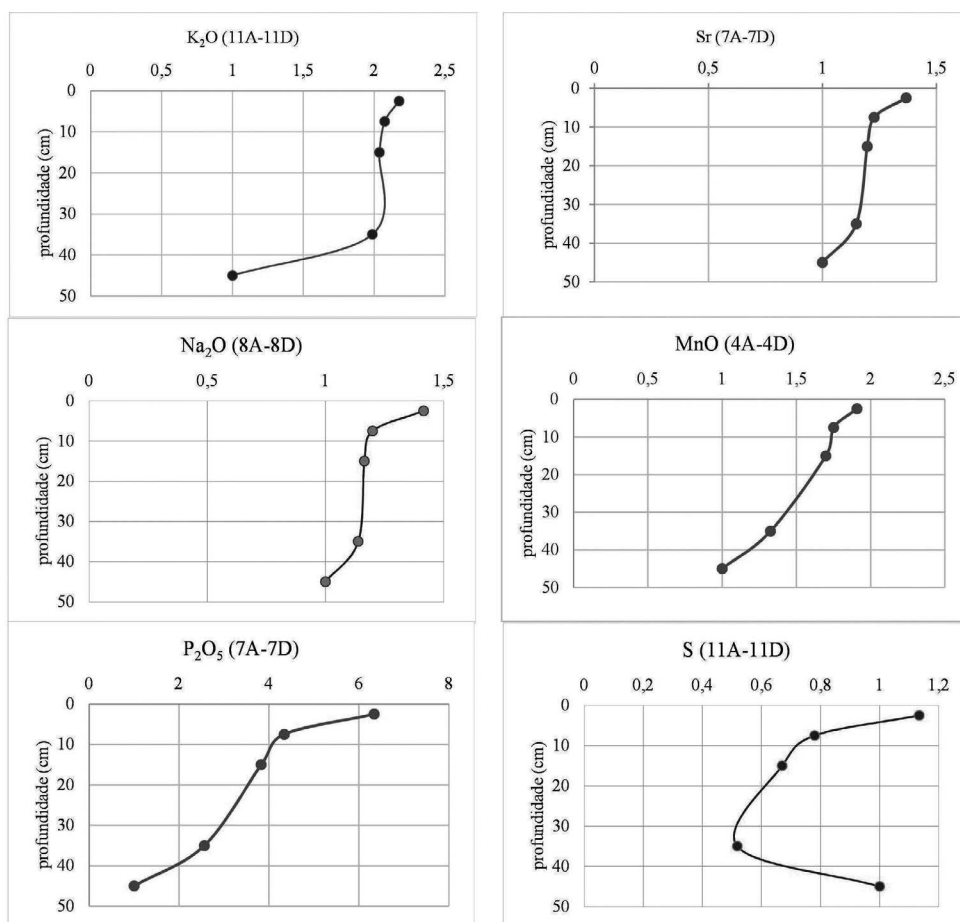


Figura 3 - Variação dos fatores de enriquecimento de K₂O, Sr, Na₂O, MnO, P₂O₅ e S com as profundidades das amostras: 0-5 cm (A), 5-10 cm (B), 10-20 cm (C) e 30-40 cm (D) em perfis de solo (indicados pelos números) na porção norte da Floresta Nacional do Tapajós. Os pontos em FE=1 correspondem à rocha-mãe a uma profundidade desconhecida.

As amostras de solo exibem enriquecimento muito alto em fósforo em relação à rocha e também da base em direção ao topo do perfil. Esses índices no perfil do ponto 7 (Figura 3) situam-se em torno de 150% mas podem alcançar até 1000% em alguns pontos. O enxofre nas amostras de solo apresenta um comportamento diferente, provavelmente, também devido à imprecisão analítica. As amostras de solo exibem empobrecimento de até 50% de enxofre na parte média do perfil em relação à rocha, porém, as amostras do topo do perfil apresentam enriquecimento de 60 a 136% de enxofre em relação às amostras da base dos perfis. Entre todos os elementos, apenas as concentrações de P_2O_5 e S apresentam correlação estatística alta com o conteúdo de matéria orgânica, apresentando coeficientes de correlação 0,88 e 0,93, respectivamente. Foram obtidos, por outro lado, baixos coeficientes de correlação entre pH de solo e os conteúdos de óxidos e elementos no solo.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

São muitos os processos que intervêm na formação dos solos, Entre os fatores que contribuem nesses processos são citados a natureza da rocha-mãe, a circulação de soluções e gases e a ação de seres vivos, além dos fatores climáticos e fisiográficos. Face à importância dos fluxos de material particulado atmosférico, em escalas local e global como sustentado por Derry & Chadwick (2007), é plausível considerar que as porções mais superficiais dos solos evoluam quimicamente sob a influência da deposição de MPA proveniente de fontes locais e remotas. Não obstante, a quantificação desse processo é muitas vezes difícil, especialmente quando o contraste geoquímico entre os materiais do solo e poeiras é pequeno (Derry & Chadwick, 2007).

Em ambiente de floresta existem, contudo, condições mais favoráveis para a deposição secular de material particulado atmosférico, que se acumula na vegetação durante os períodos secos e é incorporado à superfície do solo devido à ação das chuvas periódicas e a lavagem das árvores (throughfall) como indicado em Oliveira Júnior (2006). A correlação entre as composições de solo superficial e de particulado atmosférico é apenas indireta porque correspondem a períodos de tempo muito distintos.

Os resultados deste trabalho permitem entender a formação do solo de floresta tropical como uma combinação de processos pedogenéticos e o contínuo aporte atmosférico de certos elementos químicos como K, Na, Mn, Sr, P e S. Para os metais Ni, Zn e Cu os resultados não são suficientemente consistentes para afirmar enri-

quecimento ou empobrecimento em direção à superfície. O enriquecimento relativo em Ni e Zn nas amostras de topo de um perfil de solo, apontado por Figueiredo et al. (2015a) na mesma área de estudo, não foi reproduzido no presente estudo, muito provavelmente devido às baixas concentrações desses metais nos materiais analisados.

Em outro trabalho referente à mesma área, Figueiredo et al. (2015b) indicaram que o mercúrio também apresenta enriquecimento relativo em direção à superfície do solo. Esses autores atribuem esse enriquecimento aos processos de alteração da rocha-mãe e ao aporte de mercúrio atmosférico ao solo por meio de deposição seca, chuvas e decomposição de serapilheira.

Para o grupo dos elementos que apresentaram enriquecimento relativo na superfície do solo, os processos de intemperismo em condições de pH ácido devem favorecer a lixiviação e não a sua acumulação na superfície do solo. Esse é o caso especialmente do sódio, potássio e estrôncio. Admite-se então que o aporte de material atmosférico à superfície do solo de floresta deve estar ocorrendo de forma contínua por meio da deposição de material particulado. Por outro lado, os altos coeficientes de correlação também são sugestivos de enriquecimento de fósforo e enxofre nos horizontes ricos em matéria orgânica do solo.

Coincidentemente, vários desses elementos enriquecidos em solo de floresta (Na, K, P, Mn, Sr) também apresentam concentrações elevadas em material particulado coletado recentemente na mesma região (Gonçalves et al., 2016). As fontes desse material particulado situam-se a leste e sudeste da região pesquisada e incluem diferentes materiais, como, poeiras de solo e fertilizantes de áreas agrícolas vizinhas, materiais de emissão biogênica, aerossol marinho e ainda material fino originário de queimadas e de fontes distantes.

Estes resultados são coerentes com os estudos isotópicos (Pb, Sr e Sm) em solo e rocha, realizados em Monte Alegre, que sugerem o aporte de material com residência mais longa na Crosta à superfície do solo (Figueiredo et al., 2016).

Globalmente, os resultados desses estudos fortalecem a ideia de dar maior ênfase à influência das deposições atmosféricas nos estudos sobre a composição e evolução dos materiais terrestres como solo e água superficiais.

A base de dados de composição química de solo, disponibilizada neste trabalho, representa uma contribuição aos diversos estudos do meio físico e biológico que vêm se desenvolvendo na porção norte da Floresta Nacional do Tapajós nas últimas décadas.

Tabela 1 - Composição química das amostras de solo e valores de pH, matéria orgânica (MO) e perda ao fogo (PF). As letras indicam as profundidades de amostragem 0-5 cm (A), 5-10 cm (B), 10-20 cm (C) e 30-40 cm (D). A composição da rocha-mãe (12R) também é indicada. O acesso aos pontos de coleta ocorreu pelos quilômetros 67, 72 e 83 da rodovia BR-163 - Santarém-Cuiabá. (nd = não determinado).

Km 67	1A	1B	1C	1D	2A	2B	2C	2D	3A	3B	3C	3D	4A	4B	4C	4D
(%)																
SiO ₂ (%)	38,95	40,55	40,80	41,03	38,64	39,98	40,50	41,29	40,79	41,72	41,85	42,23	36,90	40,42	41,42	41,71
TiO ₂	1,65	1,75	1,74	1,66	1,64	1,68	1,73	1,75	1,56	1,63	1,64	1,66	1,37	1,54	1,57	1,57
Al ₂ O ₃	27,66	29,21	29,47	30,35	28,92	29,94	30,41	31,43	29,79	30,65	31,22	31,79	27,28	29,74	30,65	31,4
Fe ₂ O ₃	5,34	5,74	5,82	6,19	6,11	6,26	6,42	6,64	5,72	6,00	6,07	6,21	5,26	5,99	6,17	6,28
MnO	0,014	0,013	0,012	0,008	0,005	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,004
MgO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,07	nd	nd	0,08	0,08	nd	nd	nd	0,08
CaO	0,38	0,16	0,09	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,08	0,05	0,04	0,04
Na ₂ O	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07
K ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,104	0,088	0,075	0,055	0,034	0,032	0,022	0,017	0,042	0,030	0,021	0,016	0,048	0,033	0,023	0,015
PF 105°C	4,00	3,45	3,32	3,16	2,83	2,59	2,50	2,10	2,64	2,37	2,15	2,08	3,73	2,71	2,28	2,12
PF 1000°C	21,8	18,9	18,5	17,3	21,6	19,2	18,2	16,4	19,2	17,3	16,7	15,7	25,1	19,3	17,7	16,6
pH	nd	nd	nd	nd	4,5	4,4	5,1	5,1	4,6	5,0	5,0	4,9	4,4	4,6	5,0	4,6
MO (g/dm ³)	nd	nd	nd	nd	57	46	39	21	46	29	24	15	75	49	34	25
(µg g ⁻¹)																
As	6,0	6,2	6,9	6,7	7,0	6,4	7,7	7,7	5,8	7,3	7,2	7,2	6,0	6,5	7,3	7,2
Ba	26,9	24,6	33	18,8	16,3	17,6	27,6	19,9	21,5	22,4	18,2	17,8	21,3	24,6	22,7	20,2
Cr	93	97	99	100	99	100	103	108	96	102	102	105	86	95	100	99
Cu	8,3	7,0	8,3	9,0	4,8	6,1	5,5	4,9	5,3	5,3	5,0	5,6	5,4	5,1	4,9	4,8
Ga	39	41	41	45	42	46	46	48	44	45	45	47	40	43	44	45
Mo	5,6	5,5	5,9	5,1	5,7	6,0	5,5	5,7	5,1	5,4	4,9	5,3	4,1	5,2	5,3	5,2
Nb	55	55	54	54	54	55	56	56	50	52	53	52	49	51	51	51
Ni	4,8	5,1	5,1	5,9	6,1	6,0	6,6	8,0	6,4	6,5	8,2	6,8	4,6	5,7	6,5	6,9
*S	515	375	343	239	460	383	335	249	416	314	275	270	634	394	313	263
Sr	23,0	15,9	12,8	10,5	10,2	10,3	10,1	10,1	10,1	9,9	10,0	10,3	11,2	10,3	10,2	10
Th	65	65	63	61	59	59	60	58	57	60	59	61	53	58	55	57
V	103	105	108	114	112	113	121	122	111	116	118	113	107	111	115	115
Y	23,6	25,6	23,4	21,7	22,6	25,0	24,2	23,9	21,8	21,5	21,6	22,0	20,7	21,9	22,3	23
Zn	15,3	16,5	15,7	14,2	11,0	12,0	11,4	12,2	10,9	12,4	12,8	12,8	11,9	11,6	12,5	12,1
Zr	972	977	960	834	884	942	947	969	819	833	856	858	721	795	825	833

Km 83	5A	5B	5C	5D	6A	6B	6C	6D	7A	7B	7C	7D				12 R
(%)																
SiO ₂	70,47	69,03	74,91	74,92	46,37	48,04	47,06	46,94	42,90	43,91	43,61	43,46				46,21
TiO ₂	0,711	0,758	0,633	0,603	1,200	1,26	1,340	1,280	1,390	1,430	1,450	1,450				1,39
Al ₂ O ₃	19,27	20,00	15,78	16,07	26,96	28,25	29,54	30,48	29,57	30,25	31,02	31,69				31,24
Fe ₂ O ₃	2,51	2,75	2,46	2,40	5,25	5,60	6,00	5,94	5,30	5,50	5,65	5,68				6,68
MnO	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004				0,003
MgO	0,08	0,06	0,08	0,07	0,02	nd	nd	nd	nd	nd	0,08	0,08				0,08
CaO	0,08	0,05	0,05	0,04	0,06	0,009	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,04				0,05
Na ₂ O	0,07	0,07	0,06	0,06	0,08	nd	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07				0,06
K ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02				0,01
P ₂ O ₅	0,064	0,038	0,014	0,013	0,037	0,023	0,019	0,010	0,030	0,021	0,019	0,013				0,005
PF105°C	0,85	0,90	0,76	0,79	2,65	1,93	1,93	1,81	2,37	2,23	2,05	2,00				1,42
PF1000°C	5,90	6,36	5,31	5,09	17,28	14,67	13,89	13,34	18,18	16,41	15,90	15,40				12,7
pH	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd				nd
MO (g/dm ³)	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd				nd
(µg g ⁻¹)																

(Continua)

(Tabela 1 - Continuação)

Km 67	1A	1B	1C	1D	2A	2B	2C	2D	3A	3B	3C	3D	4A	4B	4C	4D
As	<3	<3	<3	3,2	4,9	5,1	5,1	5,7	5,5	6,0	6,1	6,7				6,7
Ba	16,9	18,5	21,8	17,8	23,8	19,4	18,1	20,6	21,0	24,5	21,9	18,7				12,3
Cr	93	42	36	38	67	71	75	82	82	84	88	87				93
Cu	2,8	2,1	<2	2,4	2,4	2,3	2,1	2,8	3,4	2,8	3,0	3,3				3,3
Ga	11,7	13,5	13,1	13,0	30	34	35	38	37	39	41	42				40
Mo	1,4	2,0	1,5	1,7	3,2	3,9	3,5	3,5	4,7	4,6	4,9	5,1				4,4
Nb	20,7	23,2	23,0	23,2	40	40	42	41	45	47	47	47				43
Ni	3,6	<3	3,0	<3	4,8	4,9	4,4	5,6	4,8	6,5	4,2	4,1				4,6
*S	380	270	164	112	501	330	254	231	397	294	257	195				395
Sr	6,9	8,3	7,4	7,7	9,0	8,1	7,8	8,1	11,0	10,1	10,1	9,9				8,5
Th	15,5	18,8	16,1	18,8	44	42	46	43	54	56	57	58				48
V	50	55	52	55	111	117	125	134	112	114	120	118				142
Y	5,6	7,3	7,4	8,4	16,5	17,1	18,1	20,0	19,4	21,1	21,0	22,4				22,5
Zn	4,1	5,4	7,3	5,0	6,4	7,0	7,1	7,8	9,1	8,6	9,3	8,7				6,2
Zr	234	314	264	310	540	578	612	645	705	761	777	808				760

Km 72	8A	8B	8C	8D	9A	9B	9C	9D	10A	10B	10C	10D	11A	11B	11C	11D
(%)																
SiO ₂	38,77	40,49	41,54	42,07	39,67	40,58	40,89	41,62	39,64	41,06	41,12	41,75	40,70	42,23	41,91	41,93
TiO ₂	1,600	1,720	1,720	1,770	1,64	1,700	1,710	1,690	1,620	1,700	1,720	1,650	1,470	1,520	1,57	1,61
Al ₂ O ₃	29,44	30,40	31,29	32,01	29,77	30,60	31,28	32,16	29,83	30,92	31,32	32,33	28,72	30,12	30,68	31,44
Fe ₂ O ₃	5,75	6,16	6,09	6,41	6,25	6,55	6,57	6,77	5,94	6,30	6,41	6,27	5,98	6,13	6,48	6,72
MnO	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,005	0,005	0,004
MgO	nd	nd	0,08	0,08	nd	nd	0,07	0,07	nd	nd	0,08	0,08	nd	nd	nd	0,08
CaO	0,06	0,05	0,04	0,04	0,01	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Na ₂ O	0,08	0,07	0,07	0,07	nd	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,07
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,045	0,034	0,022	0,016	0,038	0,031	0,027	0,014	0,034	0,020	0,018	0,015	0,025	0,019	0,02	0,013
PF105°C	2,78	2,33	2,04	1,79	2,57	2,53	2,23	1,88	2,68	2,27	2,17	1,88	2,83	2,34	2,23	2,11
PF1000°C	21,32	18,58	16,95	15,59	19,78	17,74	16,97	15,53	19,98	17,47	16,90	15,78	20,01	17,41	16,85	15,85
pH	4,7	5,2	4,8	4,7	4,6	4,8	4,9	4,6	4,6	4,8	5,1	4,8	4,4	5,1	4,8	4,6
MO (g/dm ³)	62	43	29	17	50	37	28	14	52	33	26	15	56	35	30	18
(µg g ⁻¹)																
As	6,5	6,7	7,0	7,5	7,2	7,1	8,0	8,2	7,1	7,4	7,7	7,5	6,2	6,9	7,1	7,4
Ba	18,9	21,9	18,7	25,4	20,0	27,1	15,7	31,6	15,1	17,2	25,6	16,0	22,4	13,9	23	18,2
Cr	95	98	101	107	100	101	106	110	101	103	105	105	88	91	96	99
Cu	5,3	4,7	5,2	5,3	5,5	5,1	5,4	5,0	4,7	5,2	5,3	5,0	3,9	2,9	3,6	4,4
Ga	45	45	44	49	46	47	48	50	44	47	48	52	40	44	44	44
Mo	5,0	6,0	6,3	6,3	5,3	5,7	5,8	5,7	5,4	5,7	5,5	5,5	4,9	5,5	5,2	5,3
Nb	53	54	53	55	54	53	55	51	53	55	53	52	51	49	52	52
Ni	6,1	6,1	7,2	7,8	7,0	6,7	7,8	6,7	5,7	7,0	5,4	7,5	5,1	4,5	5,4	7,7
*S	458	341	281	259	413	312	280	288	429	314	280	297	412	297	260	206
Sr	9,7	9,7	10,0	9,6	10,0	10,3	9,7	9,8	9,9	8,9	9,6	9,7	8,8	9,1	9,7	9,6
Th	64	65	62	62	60	60	61	60	60	61	63	57	55	48	55	58
V	118	120	126	124	115	119	123	125	119	125	126	131	122	127	127	128
Y	23,8	23,7	25,2	24,8	24,1	22,8	23,5	23,5	23,3	22,7	23,2	23,2	23,3	25,2	24,2	24
Zn	12,1	11,8	12,9	12,6	11,6	12,4	12,2	12,9	10,2	9,9	10,8	11,3	10,7	11,1	11,1	11,2
Zr	883	927	991	988	901	913	920	888	902	904	895	911	842	883	890	921

REFERÊNCIAS

- Arbage, M. C. A.; Figueiredo, B. R.; Da Silva, R.; Khader, C. A. M. 2011. Análise estatística descritiva da velocidade média e variabilidade da direção do vento na Floresta Nacional do Tapajós/PA. In: VII Brazilian Micrometeorology Workshop, Santa Maria, Anais.
- Artaxo, P.; Gatti, L.V.; Leal, A.M.C.; Longo, K.M.; Freitas, S.R.; Lara, L.L.; Pauliquevis, T.M.; Procópio, A.S.; Rizzo, L.V. 2005 Química atmosférica na Amazônia: A floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. *Acta Amazonica*, v. 35 (2): 185-196.
- Artaxo, P.; Martins, J. V.; Yamasoe, M. A.; Procópio, A. S.; Pauliquevis, T. M.; Andreae, M. O.; Guyon, P.; Gatti, L. V.; Cordova, A. M. 2002. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D20) 8.081–8.095.
- Artaxo, P.; Rizzo, L.V.; Paixão, M.; De Lucca, S.; Oliveira, P.H.; Çara, L.L.; Wiedemann, K.T.; Andreae, M.O.; Holben, B.; Schafer, J.; Correia, A.L.; Pauliquevis, T.M. 2010 Aerosol particles in Amazonia: their composition, role in the radiation balance, cloud formation, and nutrient cycles. In: M. Keller, M. Bustamante, J. Gash and P. Silva Dias (eds), *Amazonia and Global Change*, AGU, Washington, p. 233-250.
- Baird C.; Cann M. (Eds.) 2011. *Química Ambiental*. Bookman, Brasil, 4ªEd., 844 pp.
- Derry, L. A.; Chadwick, O. A. 2007 Contributions from Earth's atmosphere to soil, *Elements*, vol. 3: 333-338.
- EMBRAPA 1997 Manual de Métodos de Análise de Solo, 2ª ed., EMBRAPA-CNPS, Rio de Janeiro, 212 p.
- Figueiredo, B. R.; Da Silva, R.; Angélica, R. S.; Nascimento, F. S.; Oliveira, P. L. 2015a. Deposição atmosférica em solo da Floresta Nacional do Tapajós, Estado do Pará, In: Gorayeb, P. & Meiguins, A. (Orgs), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, Vol. 9, p: 217-223.
- Figueiredo, B. R.; De Campos, A. B.; Silva, R.; Hoffman, N. 2015b Mercúrio em solo de floresta tropical, Amazônia. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, XV, Brasília, SBGq, Anais, CD-Rom.
- Figueiredo, B.R.; Moura, C.A.V.; Angélica, R.S.; Nascimento, F.S. 2016 Geindicadores isotópicos da influência de deposição atmosférica em solo da Amazônia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 48, Anais, SBG, Porto Alegre.
- Gonçalves, C. V. M.; Figueiredo, B. R. 2015. Material particulado atmosférico da Amazônia - fontes e propriedades. , In: Gorayeb, P. & Meiguins, A. (Orgs), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, Vol. 9, p: 235-249.
- Gonçalves, C. V. M.; Figueiredo, B. R.; Alves, C.A.; Cardoso, A.A.; Silva, R.; Kanzawa, S.H.; Vicente, A.M. 2016. Chemical characterisation of total suspended particulate matter from a remote area in Amazonia. *Atmospheric Research*, Vol. 182, p: 102-113.
- Gonçalves, C. V. M.; Kanzawa, S. H.; Figueiredo, B. R.; Cardoso, A.A.; Silva, Rodrigo 2015. Caracterização química inorgânica do material particulado em Alenquer, região oeste do Pará – Amazônia. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, XV, Brasília, Anais, CD-Rom.
- IBGE 2008. Pedologia, Mapa Esquemático de Solos, Estado do Pará, Brasil, IBGE.
- Martin, S.T., Andreae, M.O., Artaxo, P., Baumgardner, D., Chen, Q., Goldstein, A.H., Guenther, A., Heald, C.L., Mayol-Bracero, O.L., McMurry, P.H., Pauliquevis, T., Pöschl, U., Prather, K.A., Roberts, G.C., Saleska, S.R., Silva Dias, M.A., Spracklen, D.V., Swietlicki, E., Trebs, I. 2010. Sources and properties of Amazonian aerosol particles. *Rev. Geophys.*, 48:RG2002.
- Oliveira Júnior, R.C. 2006. Quantificação e Caracterização Química da Água da Chuva e de Throughfall e Fluxos de Gases Traço em Floresta de Terra Firme na FLONA Tapajós, Belterra-Pará. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, 143 p.
- Seinfeld J. H.; Pandis S. N. (Eds.) 2006. *Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change*. Wiley, USA, 1191 pp.
- Van Raij, B., Andrade, B.J.C., Cantarella, H., Quaggio, J.A. (Eds) 2001 Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais, Campinas, Instituto Agrônomo, 285p.
- Vasquez, M. L., Sousa, C. S., Carvalho, J. M. A. (Eds) 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém.

As lateritas nos tabuleiros dissecados da Ilha do Maranhão: ocorrências e exploração

Laterites in dissected tablelands of the Maranhão Island: occurrences and exploration

Ediléa Dutra Pereira¹, Silvia Helena de Souza Arcanjo²,
Hugo Fernando Rodrigues Castro³

RESUMO: As lateritas ocorrem nas porções oeste e sudeste da Ilha do Maranhão, nos pacotes sedimentares do Grupo Itapecuru e Formação Barreiras. Os nódulos e blocos de concreções ferruginosas são encontrados frequentemente na base, média encosta e no topo dos tabuleiros e colinas intensamente dissecados. A exploração de laterita conta com um registro de 47 atividades minerárias no Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), além das informais, ambas com destinação para obras da construção civil, de forma manual ou mecanizada, resultando em elevado passivo ambiental, principalmente, no solo e na água. Neste trabalho, destacam-se as principais ocorrências de lateritas, as formas de extração, registro de atividades minerárias e os impactos socioambientais decorrentes dessas atividades.

PALAVRAS-CHAVE: Lateritas; Formação Barreiras; Ilha do Maranhão.

ABSTRACT: *The laterites occur in the western and southeastern portions of the Maranhão Island, in the sedimentary packages of the Itapecuru Group and the Barreiras Formation. Nodules and blocks of ferruginous concretions are often found at the base, mid slope, and at the top of heavily dissected tablelands and hills. Laterite exploration has a record of 47 mining activities in the National Department of Mineral Production (DNPM), in addition to the informal ones, both destined to civil construction works, either manually or mechanically, resulting in high environmental liabilities, mainly in the soil and water. In this work are stand out the main occurrences of laterites, the forms of extraction, recording of mining activities and the socio-environmental impacts resulting from these activities.*

KEYWORDS: *Laterite; Barreiras Formation; Maranhão Island.*

¹ UFMA, Deptº de Geociências, São Luís, MA,

² UFMA, Deptº de Oceanografia e Limnologia, São Luís, MA

³ Geógrafo autônomo

¹ UFMA, Deptº de Geociências, Campus do Bacanga, Av. dos Portugueses, 1966, São Luís, Maranhão, Brasil, CEP 65080-805, telefone 98 32563895
E-mail: edilea.dp@ufma.br

INTRODUÇÃO

A Ilha do Maranhão ocupa a parte setentrional do Golfão Maranhense, parte integrante da Bacia Costeira de São Luís com uma área de 834,79 Km² e está dividida nos municípios de São Luís, São José de Ribamar, Paço do Lumiar e Raposa (Figura 01). As lateritas presentes na Ilha estão associadas ao Grupo Itapecuru e Formação Barreiras, contribuindo com sua resistência aos processos erosivos na manutenção dos tabuleiros e colinas intensamente dissecados. A exploração mineral de laterita ocorre geralmente de forma clandestina, de emprego imediato na construção civil resultando em passivo ambiental elevado, principalmente, no solo e na água. Neste trabalho, destacam-se os principais locais de ocorrências das lateritas, quantitativo de registro formal junto ao órgão legislador, as formas de extração e os impactos socioambientais decorrentes dessas atividades.

MATERIAIS E MÉTODOS

O mapa de ocorrências de lateritas foi elaborado a partir de sucessivos trabalhos e integração das informações geológicas, geomorfológicas e de solos da Ilha do Maranhão, utilizando-se como ferramenta principal fotointerpretação detalhada associada ao controle de campo. O levantamento de campo contou com a descrição, georeferenciamento e registro fotográfico de 81 pontos estudados e descritos utilizando-se o método tátil-visual.

Foram observados os afloramentos de lateritas assim como as formações geológicas relacionadas e as unidades de relevo, destacando-se o cadastramento das informações de exploração mineral e os impactos ambientais advindos dessas atividades.

O PALEOAMBIENTE DA ILHA DO MARANHÃO

A Bacia Costeira de São Luís é uma bacia marginal formada por rifteamentos durante o Cretáceo (Eocretáceo-Albiano) e implantada na porção setentrional da Sinéclise Paleozoica do Parnaíba, como resultado de Reativação Wealdeniana da Plataforma Brasileira (Almeida 1967). Limita-se a norte por falhamentos da Plataforma Continental, a sul pelo Alto Estrutural Arco Ferrer - Urbano Santos, de orientação aproximada E-W, a leste pelo *Horst* de Rosário e a oeste pelo Arco do Tocantins que a separa da fossa do Marajó (Veiga Jr. 2000).

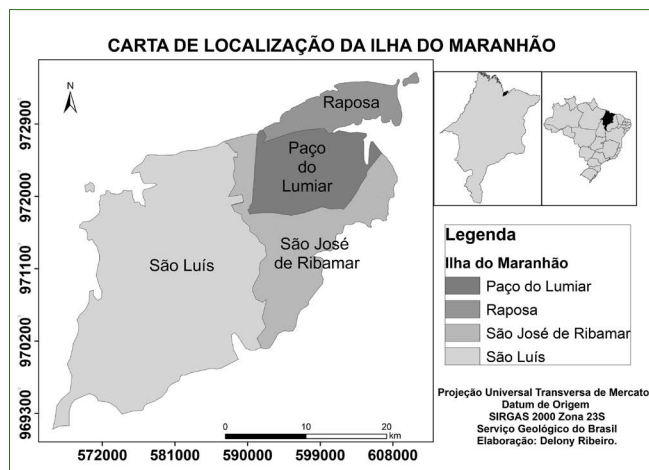


Figura 1 - Localização da Ilha do Maranhão-MA.

O preenchimento sedimentar é caracterizado pelo Mesozoico (Grupo Itapecuru), Cenozoico (Formação Pirabas, Barreiras e Depósitos Quaternários), sendo o termo Pirabas/Barreiras usado para referenciar o conjunto miocênico exposto nos estados do Pará e Maranhão, definido, na base e topo, por discordâncias com caráter erosivo e marcadas e/ou correlacionáveis com paleossolos lateríticos mapeáveis em escala regional. A Formação Barreiras repousa em discordância sobre a Formação Cujupe (Rossetti 2001a; Rossetti 2006; Sousa et al. 2012).

Costa (1991) usou o termo “laterito” para designar rochas formadas ou em fase de formação por meio de intenso intemperismo químico de rochas pré-existentes e lateritos antigos sob condições tropicais. Estas ocorrências estão relacionadas aos paleoambientes transicional marinho, de planície de maré que evoluíram sobre sedimentos de *shoreface* e plataforma rasa, demarcados por episódios de transgressão e regressão marinha (Rodrigues et al. 1994). A história de flutuações do nível do mar é consistente com dados levantados para o nordeste do Estado do Pará e várias outras áreas na América do Sul, conforme Rossetti (2001b). Rossetti e Santos Jr. (2004) reforçam ainda o caráter estuarino durante a deposição da Formação Barreiras no Mioceno, delimitando 3 unidades estratigráficas, sendo elas representadas por 1) um complexo de canal de maré estuarino interno com depósitos de maré; 2) depósitos de delta estuarino de baía / lagoa e de maré de inundação relacionados à foz do estuário e 3) canal de maré com barra de pontal, depósitos de maré (jazidas de sal) semelhantes aos da unidade 1. Toda esta arquitetura de fácies parece ter sido controlada pela tectônica, segundo os autores, em função da presença de falhas e fraturas deslocando a discordância basal, paleovalleys e a abundância de deformação em sedimentos moles. Rossetti (2004) reforça que além da tectônica na gênese desses depósitos, houve interação entre clima, deposição de sedimentos e erosão, resultando em uma complexa evolução das paisagens.

Os mapas geológicos disponíveis da região estão na escala 1:250.000, Folha São Luís SA.23-Z-A (Rodrigues et al. 1994), e na escala de 1:100.000 (Maranhão 1998), na escala 1:20.000 (Pereira 2006) e na escala 1:750.000 (Sousa et al. 2012).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A sedimentação na Bacia de São Luís iniciou-se com as rochas do Cretáceo do Grupo Itapecuru e do Neógeno com os arenitos da Formação Barreiras e, finalmente, pelos Depósitos Quaternários representados pelos aluvionares, de mangues e eólicos litorâneos (Figura 2). A estratigrafia é descrita conforme proposta (Sousa et al. 2012; Rossetti 2001a).

Figura 2 - Coluna estratigráfica da Bacia de São Luís.

Idade		Estratigrafia	
Quaternário	Pleistoceno / Holoceno	Depósitos Aluvionares Depósitos Mangues; Depósitos Eólicos Litorâneos Depósitos Litorâneos	
		NEÓGENO MIOCENO / PLIOCENO	Formação Pirabas/ Formação Barreiras
CRETÁCEO	Genomaniano/ Maastrichtiano	Formação Cujupe	
	Albiano	Neo	Formação Alcântara
		Meso	
		Eo	
Aptiano	Formações Codó e Grajaú		
Pré-Cambriano e Paleozóico		Embasamento	

Fontes: Sousa et al. (2012); Rossetti (2001a).

Na Ilha do Maranhão as maiores altitudes encontram-se a 60 metros com as ocorrências das lateritas nas rochas do Grupo Itapecuru e nos sedimentos da Formação Barreiras, nas porções oeste e sudeste da Ilha (Figura 3). A descrição estratigráfica se baseia em, Rossetti e Truckenbrodt (1997); Rossetti (2001a) e o mapa geológico apresentado é conforme Sousa et al. (2012) através dos trabalhos do Serviço Geológico do Brasil/CPRM.

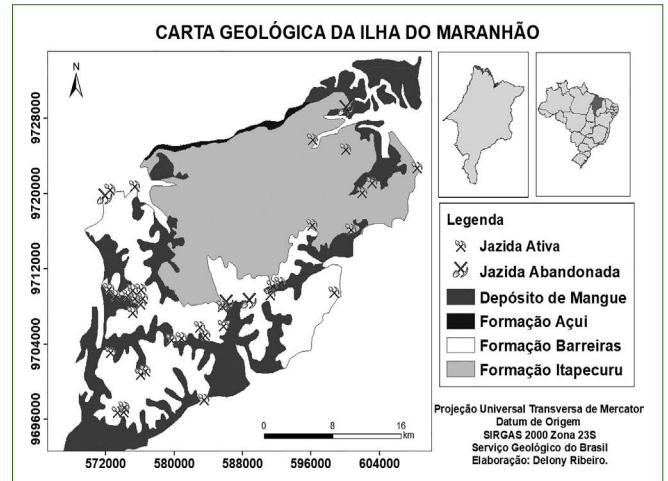


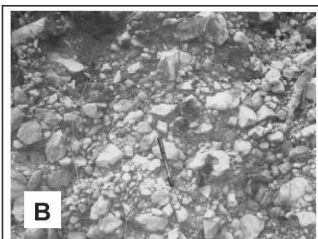
Figura 3 - Mapa de Ocorrências de lateritas na Ilha do Maranhão-MA. Fonte: Sousa et al. (2012)

O Grupo Itapecuru é composto litologicamente por arenitos finos a médio, bem selecionados, intercalados a argilitos e, subordinadamente, conglomerados. São reconhecidas estruturas sedimentares oriundas da ação de correntes de maré, como estratificação cruzada, acamamento maciço ou deformado, laminação plano-paralelas e microlaminação cruzada (Rossetti e Truckenbrodt 1997). As lateritas se encontram nas rochas argilosas e argilo-arenosas do Grupo Itapecuru na base dos tabuleiros e colinas intensamente dissecados, geralmente próximo dos mangues. Apresenta-se em nódulos e blocos de concreções lateríticas (ricas em ferro e alumínio e formadas pelo intenso intemperismo tropical), em formas de *stone lines*, formas angulosas a subangulosas e por vezes placosas (em áreas que exibem fraturamentos), em diferentes estágios de consistência (macia, dura, extremamente dura), com matriz areno-argilosa com espessuras centimétricas a métricas em concentrações por vezes descontínuas. As linhas de pedra são amplamente descritas por Costa (1991) entre os lateritos alóctones. Estão relacionadas intimamente à dissecação do relevo regional durante o Terciário e o Quaternário, submetidas inicialmente ao intemperismo químico e resultantes da erosão de corpos lateríticos à formação delas, com deposição dos fragmentos junto à área-fonte, através de avalanches, escorregamentos, erosão diferencial e transporte aquoso (Costa 1981).

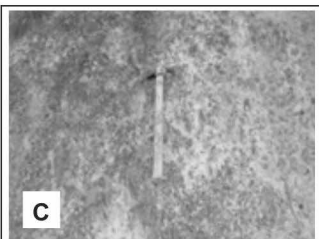
Sua gênese está relacionada a pequenas concentrações de óxido de ferro envolvido em cimento silicoso que com o passar do tempo geológico, sob a ação dos agentes intempéricos vai paulatinamente alcançando a consolidação. Os sedimentos da Formação Barreiras estão ainda em fase de consolidação, fato este exemplificado pela formação das lateritas em suas camadas (Figuras 4 a 6).



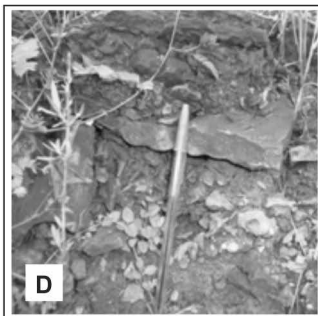
A



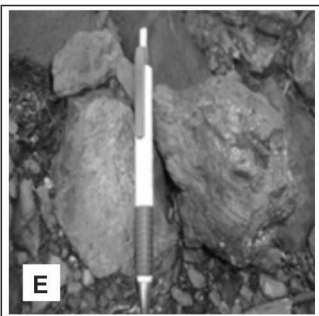
B



C



D



E

Figura 4 A, B, C, D, E - Evidências de processo de formação de laterita nos sedimentos da Formação Barreiras-São Luís-MA.

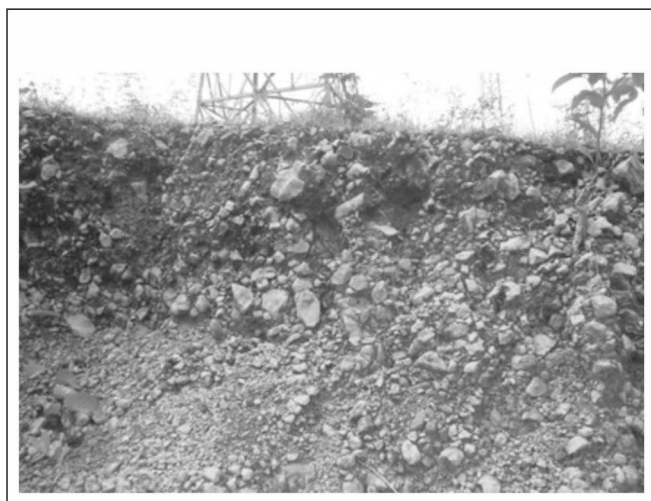


Figura 5 - Formas de apresentação das lateritas no topo dos tabuleiros - Parque Estadual do Bacanga - São Luís-MA.



Figura 6 - Afloramento com exposição de lateritas consolidadas e placosas - Vila Maranhão- São Luís-MA.

A Formação Barreiras, na Ilha do Maranhão, apresenta areia fina, areno-argilosa, areno-siltosa, creme a avermelhada-alaranjada e amarelada, bem selecionada, quartzosa, de consistência macia à dura. As lateritas têm formas similares de ocorrências às do Grupo Itapicuru, porém se encontram sustentando os topos dos tabuleiros, geralmente planos (0 - 2 %), média e baixa encosta dos mesmos e colinas, ambos intensamente dissecados. Os processos registrados são a alta suscetibilidade à erosão e rastejo. Nas encostas os sedimentos são arenosos, amarelados a avermelhados, ricos em concreções lateríticas (Figura 7) envolvidas em uma matriz arenosa a argilosa (Figura 8). Os solos presentes são os argissolos e neossolos.



Figura 7 - Vista parcial do solo da encosta com as concreções lateríticas - Bacia do Rio Maracanã - São Luís-MA.



Figura 8 - Vista parcial das nascentes das colinas com encostas brandas.

Registra-se que os topos dos tabuleiros dissecados representam as áreas de recargas do aquífero Barreiras que contribuem para manutenção dos rios, igarapés, nascentes e águas subterrâneas necessárias ao abastecimento doméstico da população da Ilha do Maranhão.

As lateritas são muito importantes não só para o mapeamento geológico como para a prospecção de jazidas minerais na Amazônia (Costa 1991). Associado a esse cenário tem-se, entre as principais explorações de recursos minerais na Ilha do Maranhão, que está intensamente urbanizada, a extração de laterita e areia, que conjuntamente têm causado a degradação de vários ecossistemas. As extrações de lateritas causam severas alterações na morfologia do terreno, intensificando o transporte de sedimentos e dinamizando os processos erosivos e de assoreamento dos rios (Figura 9).



Figura 9 - Extração de laterita na sub-bacia do Rio Maracanã-MA.

A exploração da laterita ocorre geralmente de forma manual, envolve duas ou três pessoas com o auxílio de um cavador e de sua percepção sensorial em ouvir o ruído do impacto do cavador no solo, até descobrir as áreas com lateritas em subsuperfície. Esse procedimento exige experiência e vivência na área.

A exploração na área conta com 47 processos ativos no DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral (base abril/2017), além das frequentes extrações ilegais. Essa atividade minerária promove severos impactos ambientais, considerando a formação de crateras de profundidades métricas, que após a retirada das lateritas, ficam expostas aos agentes intempéricos podendo desenvolver erosões e evoluir para voçorocas (Figura 10). Nas áreas com pequenas jazidas abandonadas, as crateras tornam-se verdadeiras “armadilhas” quando capeadas pela vegetação.

A falta de fiscalização das atividades minerárias implica em perdas aos municípios pela falta do pagamento do CEFEM – Compensação Financeira pela Exploração dos Recursos Minerais e perdas na biodiversidade, além do impacto socioambiental relacionado à força de trabalho manual geralmente desprovida de condições seguras de trabalho e com baixo pagamento de diárias. Na zona rural é comum encontrar amontoados de lateritas à venda (Figura 11).

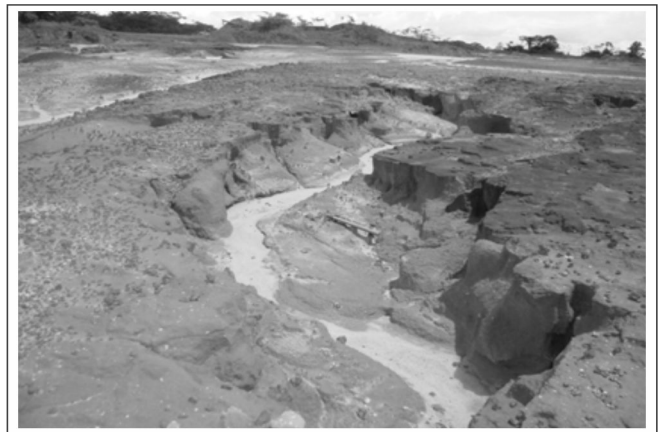


Figura 10 - Voçorocas nos sedimentos arenosos parcialmente capeados por lateritas – Vila Maranhão- São Luís-MA.



Figura 11 - Amontoado de blocos de laterita expostos à venda – Cajueiro – São Luís-MA.

A Ilha do Maranhão apresenta alto potencial mineral para exploração das lateritas, que são empregadas nas atividades da construção civil como mineral classe II. Este potencial supre o mercado da ilha, porém sua cubagem fica dificultada pela falta de continuidade das *stone lines* e de seu caráter errático no Grupo Itapecuru e Formação Barreiras.

O crescimento acentuado das extrações dos recursos minerais, principalmente aqueles de origem sedimentar como areia, argila e laterita é indicativo do potencial mineral na região. Os blocos ferruginosos da canga laterítica são utilizados também como brita e pedra lavrada para construção (pedra de cantaria), não havendo, entretanto, uma exploração organizada e sistemática.

A extração da areia é feita através de maquinários como chupadeiras (Figura 12 A e B), tratores e pás-carregadeiras. As “piçarreiras” são comuns em toda a área, porém a exploração é feita de forma intermitente. Servem como sub-base, base e revestimento e conservação para estradas pavimentadas e vicinais.

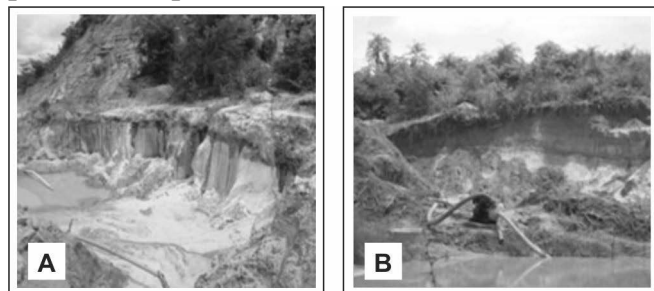


Figura 12 - A e B: Retirada de areia por maquinários em perfil capeado por laterita – Porto Grande – São Luís-MA.

A título de melhor detalhamento da atividade minerária, foi realizada uma investigação sobre as substâncias minerais com registro ativo no órgão legislador DNPM (Departamento Nacional da Produção Mineral), cuja listagem é apresentada nos Quadros 02 e 03. Esta pesquisa contou com o banco de dados disponibilizado através do Cadastro Mineiro/DNPM e aponta um total de 47 atividades minerárias na ilha, nos municípios de São Luís, São José de Ribamar e Paço do Lumiar, no período de 2013-2017. Resumidamente, a região detém os requerimentos de lavra para laterita, além de areia e argila e saibro. O saibro é a mistura de argila e areia grossa, usada no preparo de argamassa. Dessas 47 áreas, 20 encontram-se em fase de Autorização de Pesquisa, 6 em Licenciamento, 8 em Requerimento de Licenciamento e 13 em requerimento de Pesquisa. Ressalta-se que as empresas responsáveis pelas extrações ampliaram sua produção, em sua maioria, na informalidade. A extração de muitos destes materiais torna-se de difícil controle considerando que são vendidos geralmente sem identificação da procedência e do fornecedor.

Tabela 1 - Registro de requerimentos no DNPM em 27/04/2017 para São José de Ribamar e Paço do Lumiar-MA.

Processos em São José de Ribamar - Total 4		
Processo	Fase atual	Substâncias
806.012/2017	Reqto. de Pesquisa	areia, fosfato, argila, argila bentonita, laterita
806.106/2015	Reqto. de Lcto	laterita
806.061/2015	Reqto. de Lcto	cascalho
806.025/2013	Licenciamento	areia

Processos no Paço do Lumiar - Total 1		
Processo	Fase atual	substâncias
806.002/2016	Aut. de Pesquisa	areia, fosfato, argila, argila bentonita, laterita

Tabela 2 - Registro de requerimentos no DNPM em 27/04/2017 São Luís – MA.

Processos em São Luís - Total 42		
Processo	Fase atual	Substâncias
806.036/2017	Reqto. de Pesquisa	areia, laterita
806.035/2017	Reqto. de Pesquisa	areia, laterita
806.025/2017	Reqto. de Pesquisa	areia
806.012/2017	Reqto. de Pesquisa	areia, fosfato, argila, laterita, argila bentonita
806.129/2016	Reqto. de Pesquisa	areia
806.097/2016	Licenciamento	Areia, laterita
806.087/2016	Reqto. de Pesquisa	Areia, laterita
806.081/2016	Reqto. de Pesquisa	areia
806.078/2016	Reqto. de Pesquisa	areia, fosfato, argila, argila bentonita, laterita
806.072/2016	Reqto. de Pesquisa	areia, laterita
806.055/2016	Aut. de Pesquisa	areia
806.053/2016	Aut. de Pesquisa	areia, laterita
806.034/2016	Reqto. de Pesquisa	areia, laterita
806.129/2015	Reqto. de Pesquisa	areia, argila, laterita
806.111/2015	Reqto. de Pesquisa	argila
806.092/2015	Reqto. de Pesquisa	areia, fosfato, laterita
806.076/2015	Reqto. de Pesquisa	areia, areia, laterita
806.061/2015	Reqto. de Pesquisa	cascalho
806.060/2015	Aut. de Pesquisa	areia, saibro, argila, laterita
806.036/2015	Aut. de Pesquisa	areia
806.008/2015	Aut. de Pesquisa	areia, fosfato, argila, argila bentonita, laterita
806.216/2014	Aut. de Pesquisa	cascalho
806.211/2014	Aut. de Pesquisa	areia
806.202/2014	Licenciamento	areia, cascalho
806.167/2014	Reqto. de Pesquisa	areia, cascalho

(Continua)

(Tabela 2 - Continuação)

806.136/2014	Reqto. de Pesquisa	areia, saibro, laterita
806.135/2014	Aut. de Pesquisa	areia
806.133/2014	Aut. de Pesquisa	areia
806.132/2014	Aut. de Pesquisa	areia, fosfato, laterita
806.129/2014	Aut. de Pesquisa	areia, fosfato, argila, argila bentonita, laterita
806.059/2014	Licenciamento	areia
806.253/2013	Licenciamento	areia, laterita
806.218/2013	Aut. de Pesquisa	areia, argila, laterita
806.217/2013	Aut. de Pesquisa	areia
806.152/2013	Aut. de Pesquisa	areia
806.151/2013	Aut. de Pesquisa	areia
806.131/2013	Licenciamento	areia, laterita
806.087/2013	Aut. de Pesquisa	areia, laterita
806.081/2013	Aut. de Pesquisa	areia, argila, laterita
806.079/2013	Aut. de Pesquisa	areia, saibro, laterita
806.072/2013	Aut. de Pesquisa	areia, saibro, laterita
806.063/2013	Reqto. de Pesquisa	areia, saibro, laterita

CONCLUSÕES

A laterita é uma rocha de coloração amarela avermelhada, rica em ferro e alumínio oriunda de enriquecimento supergênico, encontrada no Grupo Itapecuru e Formação Barreiras, na Ilha do Maranhão. Ocorre geralmente no topo dos tabuleiros, e nas colinas intensamente dissecadas próximas as áreas de mangues. Destaca-se que as laterita, na Formação Barreiras, se encontram em fase de consolidação, pois sua consistência varia de baixa a dura, sendo encontradas as variedades granulares e placosas.

A exploração minerária de laterita ocorre geralmente nas porções oeste e a sudeste da Ilha do Maranhão, porém sua ocorrência está relacionada concentrações geralmente descontínuas, formando *stone lines*, com destinação como agregado classe II para as obras da construção civil, geralmente de forma manual, gerando no final da exploração, áreas degradadas com elevado passivo ambiental, principalmente, no solo e na água, pois promove assoreamento dos rios e igarapés, redução do *habitat* de variadas espécies, perda da vegetação e modificação das formas do relevo. Os impactos socioambientais estão relacionados à força de trabalho manual, desprovida de condições seguras de trabalho e com baixos pagamentos das horas trabalhadas.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro. DNPM/DGM, Bol. 241. 36 p.
- Costa, M. L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências. 21(2): 146-160.
- Rodrigues, T. L. N., Araújo, C.C., Camozzato, E., Ramgrab, G.E. 1994. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: São Luís, Folha SA-23-Z-A, Cururu-pu Folha SA-23-X-C. Estado do Maranhão - escala 1: 250.000, Brasília: CPRM, 185 p.
- Pereira, E. D. 2006. Avaliação da vulnerabilidade natural à contaminação do solo e do aquífero do Reservatório Batatã – São Luís (MA). Tese Doutorado, Rio Claro: UNESP.
- Pereira, E.D. 2011. Projeto: Recuperação das áreas degradadas de recarga e descarga do Aquífero Barreiras da sub-bacia do Rio Maracanã, Convênio: CNPQ/UFMA, Relatório Final de Pesquisa.
- Veiga Júnior, J. P. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Luís NE/SE, Folhas SA.23-X e SA.23-Z. Estados do Maranhão e Piauí. Escala 1:500.000, Brasília: CPRM.
- Rossetti, D. F. 2001a. Arquitetura deposicional da bacia de São Luís-Grajaú. In: Dilce de Fatima Rossetti; Ana Maria Góes; Werner Truckenbrodt. (org.). O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. 1ed. Belém: Editora Museu Goeldi, 2001, v. 1, p. 31-46.
- Rossetti, D.F. 2001b. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. Journal of South American Earth Sciences, 14, 77-89.
- Rossetti, D.F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. Sedimentary Geology, 169, p. 151-174.

- Rossetti, D.F. & Santos JR., A.E.A. 2004. Facies architecture in a tectonically-influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, Northern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 17, 267-284.
- Rossetti, D. F. 2006. Evolução Sedimentar Miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 6, p. 7-18.
- Rossetti, D. F. & Truckenbrodt, W. 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do AlbianoTerciário Inferior (?) na Bacia de São Luís (MA), Norte do Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Belém, v. 9, p. 29-41.
- Sousa, C.S.; Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Lopes, E.C.S.; Teixeira, S.G.; Oliveira, J.K.M.; Moura, E.M.; Leão M.H.B. 2012. Mapa Geológico e Recursos Minerais do Estado do Maranhão. In: Klein, E.L. & Sousa, C.S. (organizadores) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Maranhão: Sistema de Informações Geográficas – SIG*, Escala 1:750.000. Belém: CPRM.

Quantificação de Al em goethitas e hematitas de Salinópolis-PA e de perfis lateríticos de Carajás, Juruti e Rondon do Pará (Amazônia Oriental)

Quantification of Al in goethites and hematites of Salinópolis-PA and lateritic profiles in Carajás, Juruti and Rondon do Pará (Eastern Amazon)

Leonardo Boiadeiro Ayres Negrão¹, Marcondes Lima da Costa²,
Herbert Pöllmann³, Daiveson Serrão Abreu⁴, Aline Cristina Sousa da Silva⁵,
Pablo Henrique Costa dos Santos⁶

RESUMO: O alumínio pode substituir o ferro na estrutura da goethita e hematita, formando uma solução sólida parcial com o diásporo e com o coríndon, respectivamente. Tal substituição afeta os parâmetros de célula unitária desses minerais, que podem ser obtidos pelo refinamento de suas estruturas cristalinas pelo método de Rietveld, usando a difração de raios-X, sendo assim possível calcular o teor de alumínio na estrutura desses minerais. Essas substituições Al-Fe provocam modificações dos aspectos micromorfológicos das goethitas e hematitas. Amostras de goethitas e hematitas procedentes de arenitos ferruginizados em Salinópolis, Nordeste do Estado do Pará e de perfis lateríticos da Serra dos Carajás, de Rondon do Pará e de Juruti (Baixo Amazonas), também no Estado do Pará, com contextos geológicos diferentes, foram refinadas pelo método de Rietveld. Seus teores de Al foram quantificados e variam na goethita, de 1,05% (mol) em Carajás a 33,65% (mol) em Rondon do Pará. Esses teores são mais baixos para a hematita, atingindo até 10,22% (mol) de Al em amostra de hematita de Juruti-PA. Goethitas mais férricas comumente apresentam hábito botrioidal e reniforme, sendo internamente aciculares milimétricas, enquanto as Al-goethitas formam massas de nanocristais em íntima associação com a caulinita. A quantificação de Al nesses minerais depende da qualidade do refinamento das estruturas cristalinas aplicado para obtenção dos parâmetros cristalográficos desejados.

PALAVRAS-CHAVE: Al-goethita; Al-hematita; Rietveld.

ABSTRACT: Aluminium can replace the iron in the structure of goethite and hematite, forming a partial solid solution with diasporite and corundum respectively. Such substitution affects the unit cell parameters of these minerals, which can be obtained mathematically by the Rietveld method using X-ray powder diffraction. Modifications in the micromorphological aspects of goethites and hematites are related to these Al-Fe substitutions. Goethites and hematites in samples from Salinópolis-PA and from lateritic profiles in Serra dos Carajás, Rondon do Pará and Juruti (Lower Amazon) with different geological contexts, were refined by the Rietveld method. Their Al contents for goethite and hematite were quantified and vary in goethite from 1.05% (mol) in Carajás, to 33.65% (mol) in Rondon do Pará. These contents are lower for hematite: up to 10.22% (mol) of Al in hematite of a sample from Juruti-PA. Ferric goethites commonly have botryoidals and reniform habits composed internally by millimetric acicular forms, while Al-goethites have nanometric size and are associated with kaolinite. The Al quantification in goethite and hematite depends on the quality of the applied Rietveld refinement to obtain the crystallographic parameters a and c.

KEYWORDS: Al-goethites; Al-hematites; Rietveld.

¹ Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências. Av. Augusto Correa 1, Guamá, 66075-900 Belém-PA, Brasil. E-mail: boiadeiro.negrao@gmail.com

² Universidade Federal do Pará. E-mail: mlc@ufpa.br.

³ Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von Seckendorffplatz 3 06120 Halle (Saale), Alemanha E-mail: herbert.poellmann@geo.uni-halle.de

⁴ Universidade Federal do Pará. Email: daiveson_abreu@hotmail.com

⁵ Universidade Federal do Pará. E-mail: alinecs.silva@hotmail.com

⁶ Universidade Federal do Pará. E-mail: pablo-santos@hotmail.com

INTRODUÇÃO

A substituição parcial de Fe por Al em goethitas e hematitas é bastante comum (Norrish & Taylor, 1961; Thiel, 1963; Schulze, 1984; Stanjek & Schwertmann, 1992; Schwertmann & Carlson, 1994; Li et al., 2006; Neumann et al., 2014) e tem sido frequentemente descrita em perfis lateríticos ferroaluminosos, incluindo bauxitas (Trolard & Tardy, 1989; Neumann et al., 2014; Costa et al., 2014). Várias propriedades dos óxi-hidróxidos de Fe mudam com a incorporação do Al na sua estrutura. O raio iônico de Al^{3+} é cerca de 16% menor que o de Fe^{3+} e, os parâmetros c e a da célula unitária dos membros extremos em Al- diásporo e coríndon, são menores do que os membros isoestruturais puros em Fe- goethita e hematita, respectivamente, em até 6%, o que causa variações das reflexões principais de difração de raios-X, geralmente utilizadas para calcular a substituição de Al por Fe na estruturas desses minerais (Schwertmann, 1990).

Thiel (1963) demonstrou que a substituição de Al por Fe na estrutura cristalina da goethita pode chegar a até 33%, formando uma solução sólida parcial com o diásporo ($(Fe_{1-x}Al_x)OOH$). Essa substituição (X_{Al} , em fração molar) de Al-Fe resulta em relações lineares com variações dos reflexos d_{111} , d_{130} , d_{140} e d_{021} da goethita e, também influencia o parâmetro c da célula unitária da goethita, segundo a Equação 1 (Schulze, 1984):

$$X_{Al} = 1730 - 572 \times c [\text{Å}] \quad (1)$$

Na estrutura da hematita o Al^{3+} substitui o Fe^{3+} formando uma solução sólida parcial com o coríndon, porém mais restrita. Stanjek & Schwertmann (1992) observaram que essa substituição exige também substituição acoplada de OH^- por O^{2-} , o que resulta na seguinte fórmula para hematitas aluminosas: $(Fe_{1-x}Al_x)_{2-z/3}(OH)_zO_{3-z}$. Segundo Schwertmann (1990), goethitas sintetizadas podem incorporar até duas vezes mais Al do que as hematitas, e ambos minerais podem coexistir na mesma amostra, no entanto a proporção pode variar de acordo com a temperatura em que ocorreu a síntese desses minerais. A substituição Al-Fe nas hematitas pode chegar a 15% e os parâmetros da célula unitária desse mineral (a , c e volume) se correlacionam com as concentrações de Al e com os valores de perda ao fogo de hematitas sintetizadas (Stanjek & Schwertmann, 1992). Neumann et al. (2014) modificaram as equações

de múltipla regressão obtidas por Stanjek & Schwertmann (1992), que consistem em correlacionar os sítios de ocupação do Fe, do Al e do OH (X_n , em fração molar) com os valores dos parâmetros de célula unitária a e c da hematita e obtiveram a seguinte relação (Equação 2) entre esses parâmetros e a ocupação do Al (X_{Al} , em fração molar):

$$X_{Al} = (6019.83338 - 1518.37137 * a + 4.66753 * a^2 * c) / 100 \quad (3)$$

As substituições Fe-Al podem ser quantificadas através da difração de raios-X, utilizando o método de refinamento de Rietveld (Rietveld, 1969), que consiste no cálculo de um perfil para o difratograma observado, para obter os parâmetros de célula unitária da hematita e da goethita. Este método é aplicado tanto na investigação dos aspectos cristalinos desse tipo de material, como na quantificação das fases minerais presentes (Antoniassi, 2010; König et al., 2012; Neumann et al., 2014; Paz, 2016).

Uma aplicação do método de Rietveld com vistas a investigar as substituições Al-Fe em goethitas e hematitas de diferentes locais e ambientes na Amazônia (Figura 1), assim como a caracterização micromorfológica desse material, é aqui apresentada e discutida.

MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras estudadas provêm de ambientes supergênicos com contextos geológicos distintos, porém ricos em oxi-hidróxidos de Fe e Al. São: uma amostra de película de Al-goethita (GAC) e uma de goethita botrioidal (GBC) sobre arenitos ferruginizados em perfil laterítico imaturo em Salinópolis-PA; quinze amostras de um perfil laterito-bauxítico em Juruti-PA, previamente estudadas por Costa et al. (2014); duas amostras ricas em goethita botrioidal (49A e 49B) de perfil laterítico ferruginoso obtido em furo de sondagem (524,5m) na jazida SIID, Serra Sul em Carajás; uma amostra de argila bauxítica (ABXR) e uma da Argila de Belterra (ABTR) de Rondon do Pará-PA situada no topo de perfil laterito-bauxítico.

As películas de goethita marrons ou negras foram separadas manualmente com auxílio de espátula e lupa de mão (20X). O material obtido foi descrito e analisado por microscopia eletrônica de varredura e por difração de raios-X.

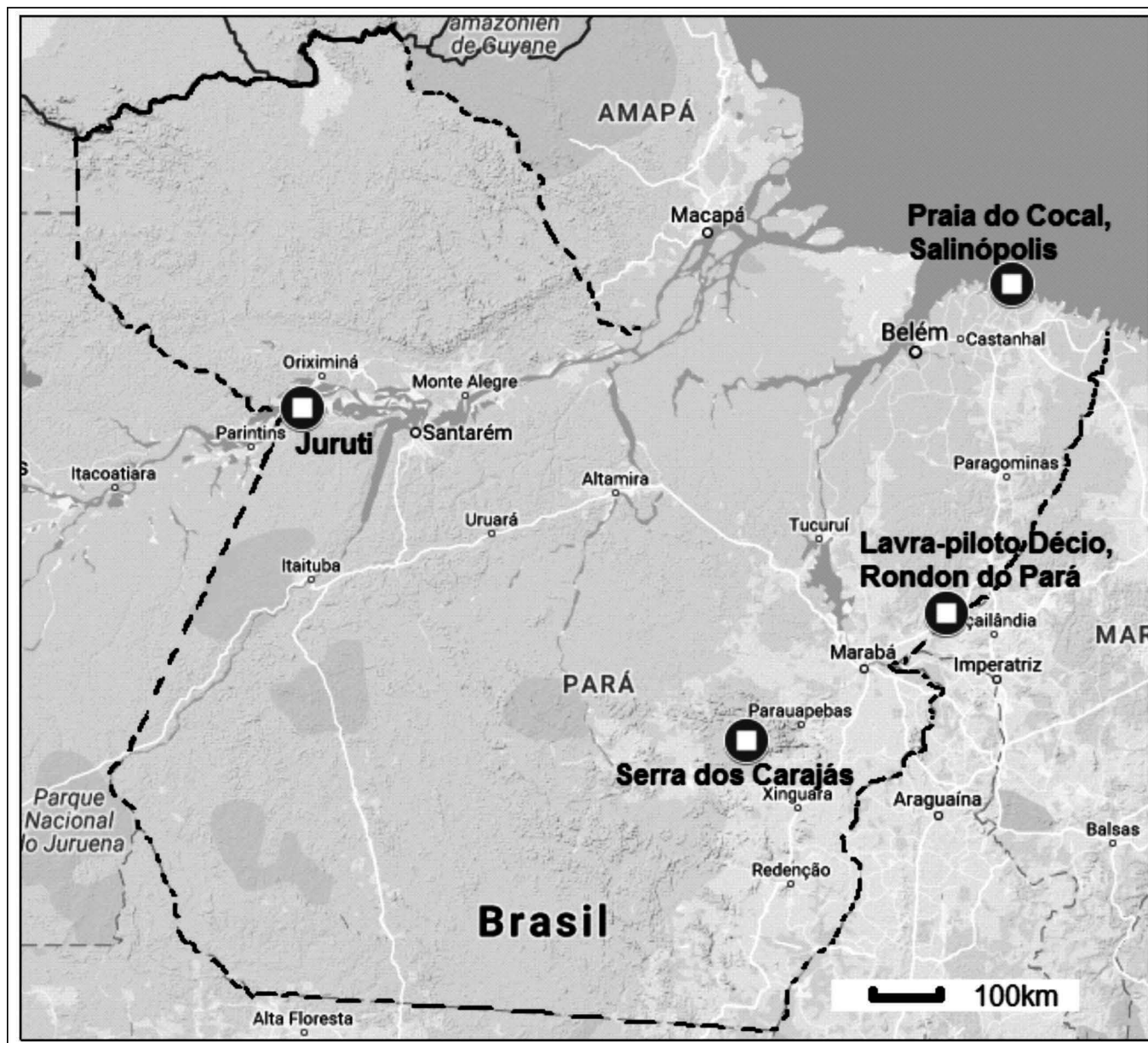


Figura 1 - Mapa do estado do Pará com a localização das amostras estudadas.

Uma alíquota desses materiais foi previamente pulverizada em gral de ágata e analisada por difração de raios-X (DRX). O carregamento dos porta-amostras seguiu a metodologia *back loading*. As análises por DRX das amostras de Juruti-PA foram realizadas na Universidade Martin-Luther-Halle-Wittenberg, na Alemanha, em um difratômetro X'Pert Pro MPD (PW 3040/60) da PANalytical, enquanto as demais por um difratômetro D2 PHASER da Bruker, do Laboratório de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (LAMIGA), no Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA). As condições de análise empregadas em cada equipamento estão discriminadas na Tabela 1.

Tabela 1 - Condições de análise por DRX

	X'Pert Pro MPD (PW 3040/60) PANalytical	Bruker D2 PHASER
Faixa angular	5-70,007°	5-70°
Passo	0,01°	0,01°
Tempo/passos	20s	1s
Tempo total	1200s	7004s
Fenda	0,2°	0,2°
Potência	1800w	300w

A caracterização mineralógica e o refinamento de Rietveld foram realizados com o *software* HighScore Plus 3.0.5, da Panalytical, auxiliado por banco de dados PDF-4 + 2012 (ICDD, 2012). As estruturas cristalinas, necessárias ao refinamento foram obtidas no website da FIZ Karlsruhe, com acesso provido pelo portal “Bases de Estruturas Cristalinas” da CAPES. Os parâmetros de célula unitária *a*, *b* e *c* obtidos no refinamento mineralógico foram organizados e utilizados para o cálculo das substituições iônicas de Al por Fe segundo o mé-

todo de Schulze (1984) para goethita, e o de Neumann et al. (2014), de acordo com as equações de Stanjek & Schwertmann (1992), para as hematitas.

Aliquotas dos materiais in natura foram também observados em microscópio eletrônico de varredura modelo TM 3000 da Hitachi, do Laboratório de Mineralogia, Geoquímica e Aplicações (LaMiGA), assim como em microscópio LEO-1430 da Zeiss, do Laboratório de Microanálises do IG-UFPA.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

ASPECTOS GEOLÓGICOS

Perfil laterito-bauxítico de Juruti-PA

O perfil laterito-bauxítico de Juruti foi descrito junto à mina de bauxita (Figura 2) explorada pela

ALCOA, como parte do platô Capiranga. Esse perfil e os depósitos de bauxita de Juruti se desenvolveram durante o Paleoceno-Eoceno a partir das rochas sedimentares da formação Alter-do-Chão (Cretáceo) (Costa et al., 2014). O perfil laterito-bauxítico consiste em um horizonte mosqueado em sua base, seguido por horizonte bauxítico composto predominantemente por gibbsita e caulinita, uma crosta ferruginosa onde hematita e goethita dominam, um horizonte com nódulos ferruginosos e um horizonte com nódulos bauxíticos envoltos por matriz argilosa. Sobre esta sequência se sucede uma espessa cobertura argilosa (15,5 m), correspondente a Argila de Belterra (Sombroek, 1966), provavelmente de idade miocênica (Costa et al., 2014).

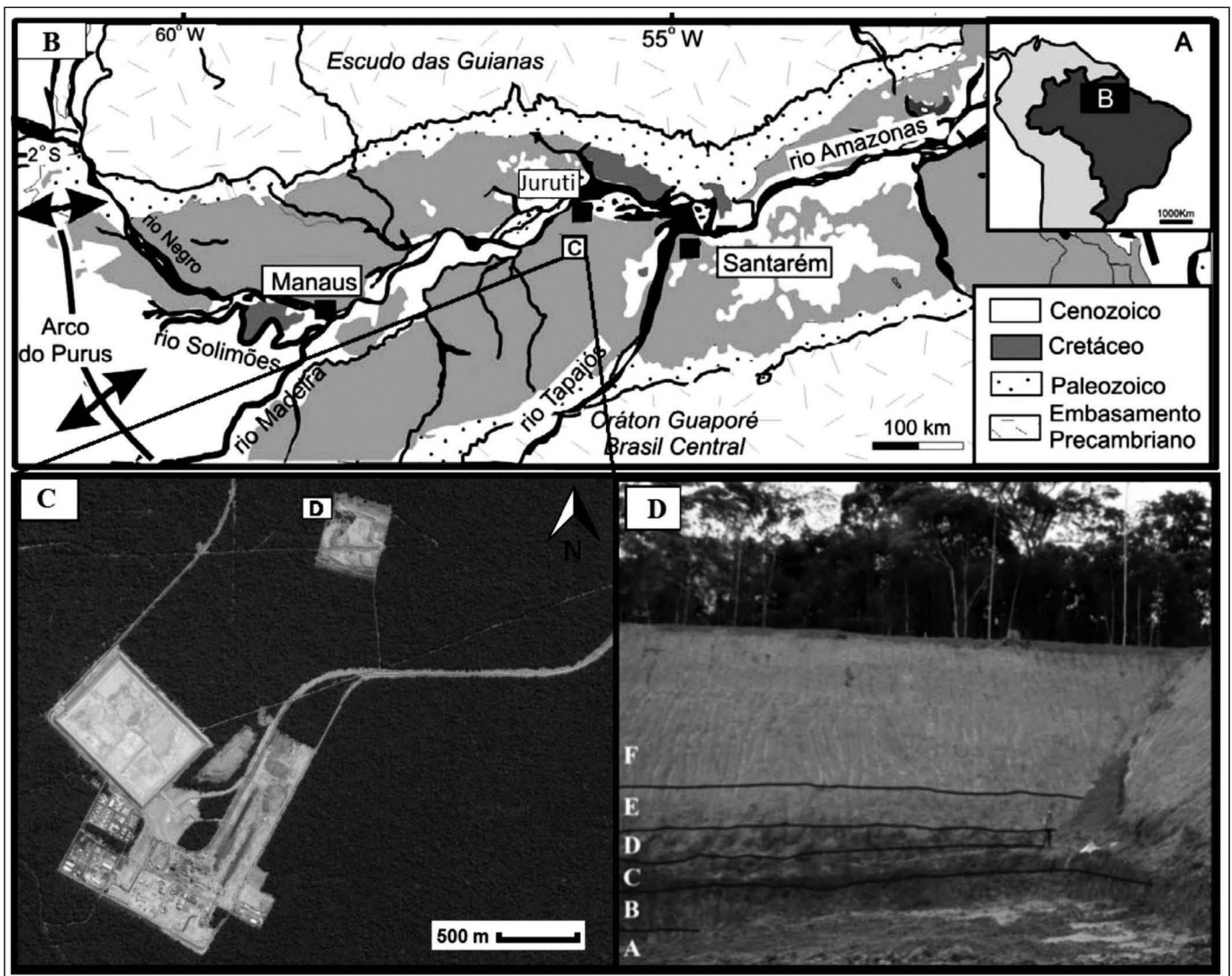


Figura 2 - Localização dos depósitos bauxíticos de Juruti-PA (A). Aspectos geológicos da Bacia do Amazonas onde estão os depósitos de bauxitas de Juruti (B); Mina de bauxita da ALCOA em Juruti (C); Trincheira no platô Capiranga com diferentes horizontes do perfil laterito-bauxítico e cobertura argilosa (D). Modificado de Mendes et al. (2012), Google Maps (2014) e Costa et al. (2014).

Quartzarenitos ferruginizados da Praia do Cocal, Salinópolis-PA

Ao longo da Praia do Cocal em Salinópolis-PA (Figura 3-A), junto à base de suas falésias, ocorrem seixos e blocos de quartzarenitos ferruginizados encontrados ao longo de perfil laterítico imaturo deriva-

do da formação Barreiras (Costa & Horbe, 1995), que comumente aflora em falésias costeiras, barrancos de rios, praias e cortes de estrada nesta região (Tatumi et al., 2008). Nas cavidades desenvolvidas nessas rochas ocorrem películas de goethita marrom e, mais raramente, de goethita negra com morfologia botrioidal (Figura 3).

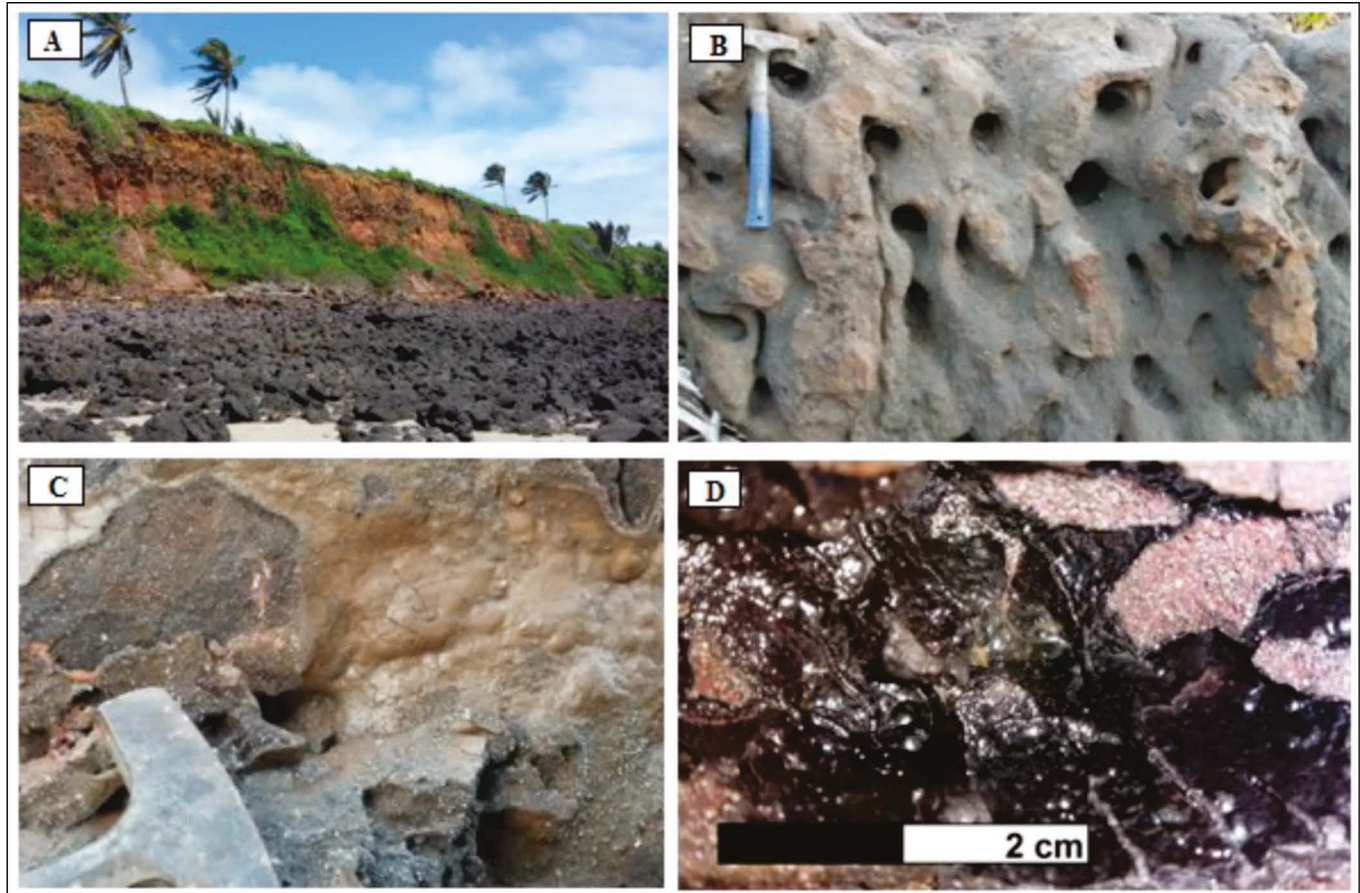


Figura 3 - Praia do Cocal (A); bloco de quartzarenito ferruginizado (B) e; películas de goethita marrom (C) e de goethita negra botrioidal (D).

Perfil Laterítico Ferruginoso da Serra Sul, Serra dos Carajás-PA

O perfil laterítico ferruginoso da Serra Sul, Serra de Carajás, é aqui representado por um furo de sondagem de 524,5 m locado na jazida SIID. O perfil laterítico localizado na serra Sul de Carajás possui em sua base intercalações de formações ferríferas bandadas (BIF's) e basaltos (524 a 475 m). Sobre estas intercalações ocorre um saprólito grosso (474 a 225 m) onde essas rochas se tornam parcialmente alteradas, com formação de cavidades preenchidas parcialmente por goethita negra com morfologia botrioidal (Figura 4). Sobre este está um saprólito fino (224 a 40 m), onde as rochas estão progressivamente mais alteradas, com mudanças texturais mais expressivas evidenciadas por matriz argilosa e terrosa envolvendo fragmentos maciços de BIF. Por

fim ocorre uma crosta ferruginosa (~40m ao nível base) composta essencialmente por hematita e goethita.

Goethita da Cobertura do perfil laterito-bauxítico de Rondon do Pará

O perfil laterito-bauxítico do Platô Rondon Sul, aqui representado pela lavra-piloto Décio (Figura 5 A), é constituído pelos horizontes argiloso bauxítico na base, sucedido pelo bauxítico, crosta ferroaluminosa, crosta ferroaluminosa dismantelada, horizonte esferolítico ferroaluminoso e bauxita nodular. Como em Juru-ti, sobre ele se encontra a Argila de Belterra. Segundo Oliveira et al. (2016) os depósitos de Rondon do Pará se formaram durante o Paleoceno-Eoceno e foram retrabalhados no Mioceno.

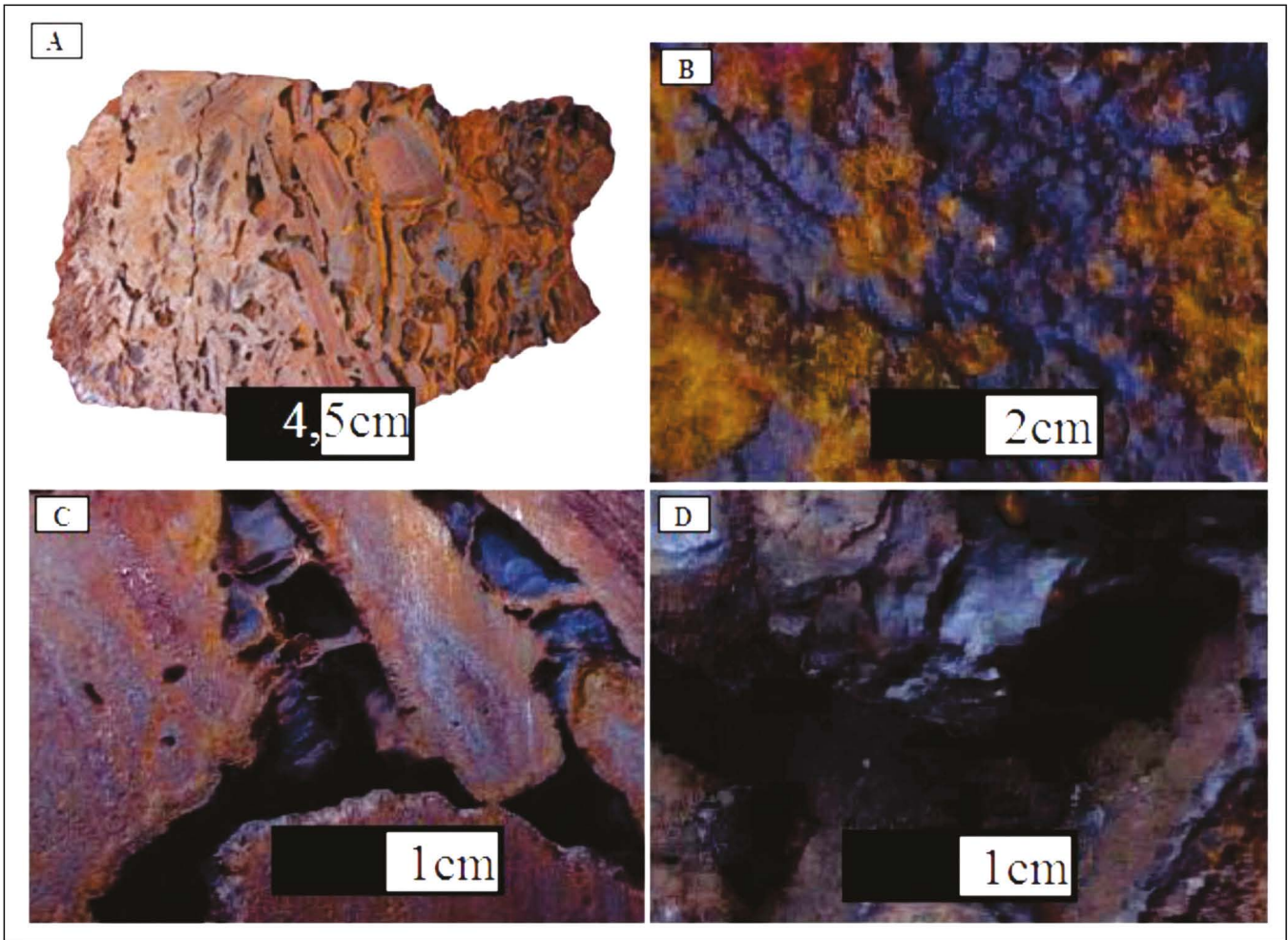


Figura 4 - Amostra 49A (466,5m) do furo de sondagem em Carajás (A); detalhe da morfologia botrioidal (B); formas botrioidais em meio a cavidades na amostra 49B (C e D).

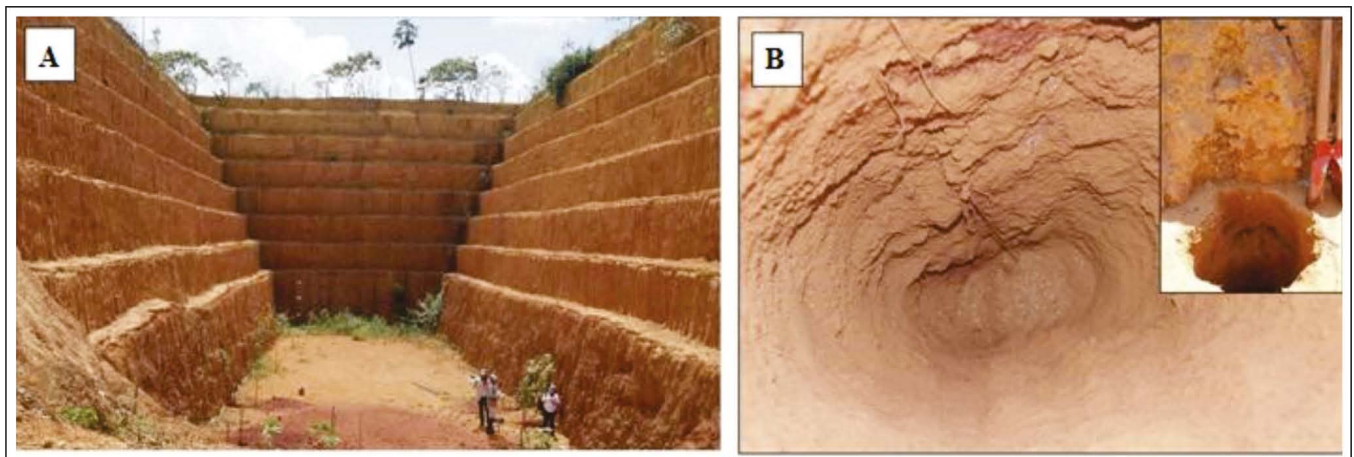


Figura 5 - Lavra-piloto Décio, expondo a sequencia laterito-bauxítica do Platô Rondon Sul e cobertura argilosa tipo Argila de Belterra (A); horizonte argiloso bauxítico exposto por furo de trado manual na mesma lavra (B).

QUANTIFICAÇÃO DAS SUBSTITUIÇÕES Fe-Al E MICROMORFOLOGIAS DAS GOETHITAS E HEMATITAS

Além da goethita e hematita, minerais como quartzo, caulinita, anatásio e criptomelana foram identificados nas amostras investigadas por DRX. Para a aplicação do método de refinamento de Rietveld, as estruturas desses minerais foram inseridas no refinamento. Conforme observado por Toby (2006) a escolha de estruturas cristalinas adequadas é fundamental para se obter um refina-

mento de boa qualidade. Essa qualidade do refinamento é avaliada principalmente pelo ajuste entre o perfil calculado e o observado e, pelos índices de refinamento *Good of fitness* (GOF) e *R weighted profile* (Rwp) (Toby, 2006). Assim como no difratograma da goethita da amostra GAC, todos os outros tiveram um bom ajuste para a goethita (Figura 6), com índices GOF e Rwp satisfatórios. Para tanto, foi utilizada a estrutura da goethita aluminosa código ICSD 109411 de Deyu et al. (2006), que refinou a estrutura, incluindo a posição atômica do Fe e Al, de goethitas sintetizadas com diferentes concentrações de Al.

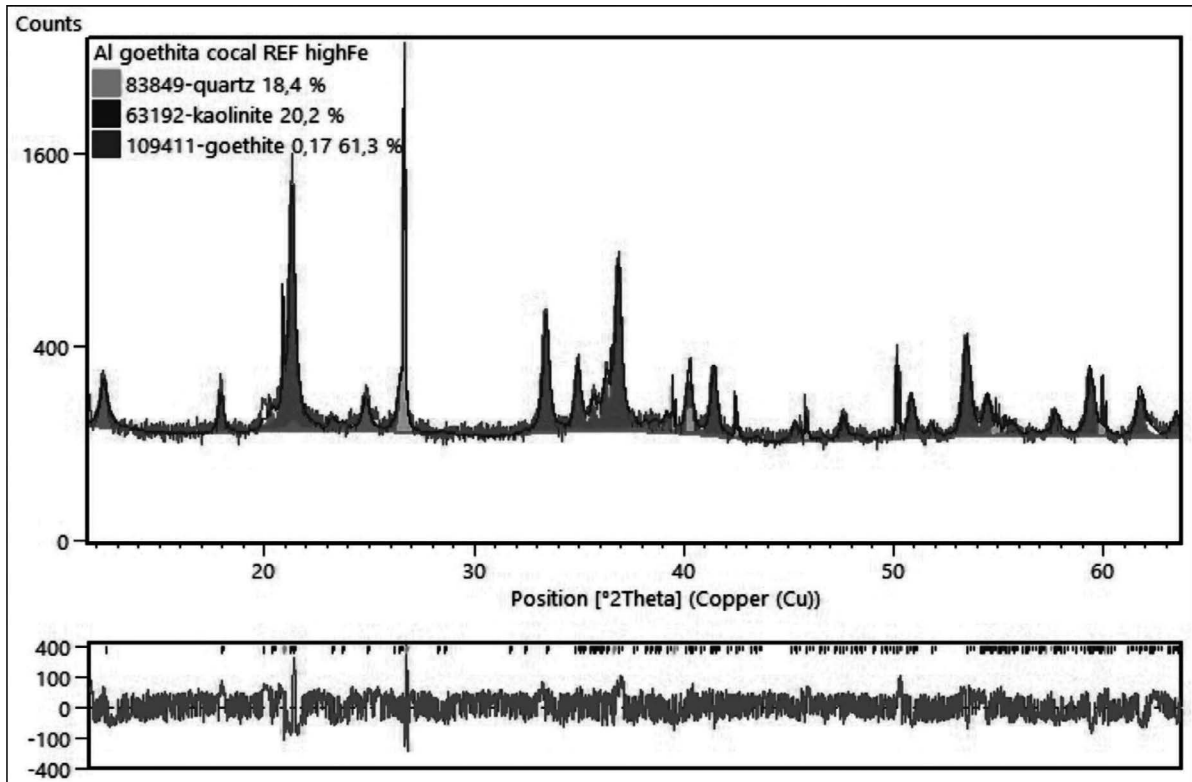


Figura 6 - Difratoograma refinado da amostra de película de goethita, da Praia do Cocal, composta por goethita, caulinita e quartzo, e a diferença entre o perfil observado e o calculado abaixo. Em vermelho perfil observado e, em azul perfil calculado.

Conforme observado por Thiel (1963) a substituição de Fe por Al nas goethitas causa o deslocamento dos picos deste mineral para a posição de maior ângulo 2Theta. O pico (301) da goethita foi escolhido como o mais adequado para observar este deslocamen-

to, pois não é sobreposto por picos de outras fases minerais. A Figura 7 ilustra o deslocamento deste pico associado aos teores de Al (mol%) quantificados para as goethitas.

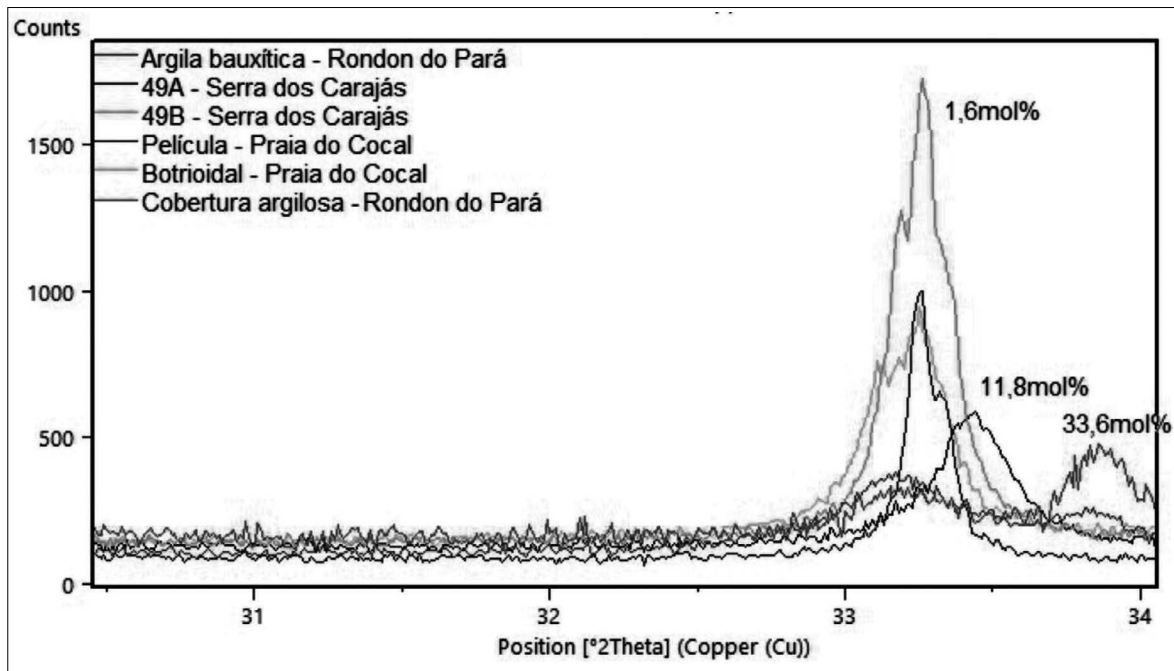


Figura 7 - Variação da reflexão (301) da goethita, creditada à substituição Al-Fe na estrutura cristalina deste mineral e o respectivo teor de Al (mol %).

Os teores de substituição de Al (mol %) na estrutura da goethita mostrados na Tabela 2 dizem respeito aos calculados pelo método proposto por Schulze (1984). Esses teores variam nas amostras estudadas, atingindo seu máximo na cobertura argilosa do perfil laterítico-bauxítico de Juruti 27,7% (mol). As goethitas desse perfil são menos aluminosas no horizonte nodular ferruginoso, com até 11,35% (mol) de Al como parte da matriz muito fina que é dominada por caulinita, goethita e anatásio (Figura 8), todos nanométricos.

Tabela 2 - Teores de Al (mol%) nas goethitas, obtidos segundo Schulze (1984).

Local	Amostra	Parâmetro c da célula unitária	Al (mol%), método de Schulze (1984)
Juruti	CB 0,5	2,977551	26,84
	CB 1,0	2,976117	27,66
	CB 3,0	2,978322	26,39
	CB 3,5	2,978468	26,31
	CB 5,0	2,978509	26,29
	CB 9,5	2,975171	28,20
	CB 7,5	2,977402	26,92
	CB 11,5	2,977883	26,65
	CB 13,5	2,97740	26,92
	CB 15,5	2,977215	27,03
	BX nodular topo	2,977254	27,01
	BX nodular meio	2,980664	25,06
	BX nodular base	2,980676	25,05
	Nódulos Ferruginosos meio	3,006173	10,46
Nódulos Ferruginosos base	3,004626	11,35	
Praia do Cocal	Película marrom (GAC)	3,003818	11,82
	Película negra botrioidal (GBC)	3,020885	2,05
Serra dos Carajás	49A - botrioidal	3,022607	1,07
	49B - botrioidal	3,021576	1,66
Rondon do Pará	Argila bauxítica (ABXR)	2,966070	33,41
	Cobertura argilosa (ABTR)	2,965644	33,65

As amostras ABXR e ABTR, de Rondon do Pará, possuem goethitas com 33,41% (mol) e 33,65% (mol), respectivamente, de Al em sua composição. Valores próximos ao máximo de 36% (mol) de Al, obtido por

Schwertmann & Carlson (1994) em amostras naturais. Os cristais de goethita nessas amostras são nanométricos e ocorrem com caulinita e anatásio.

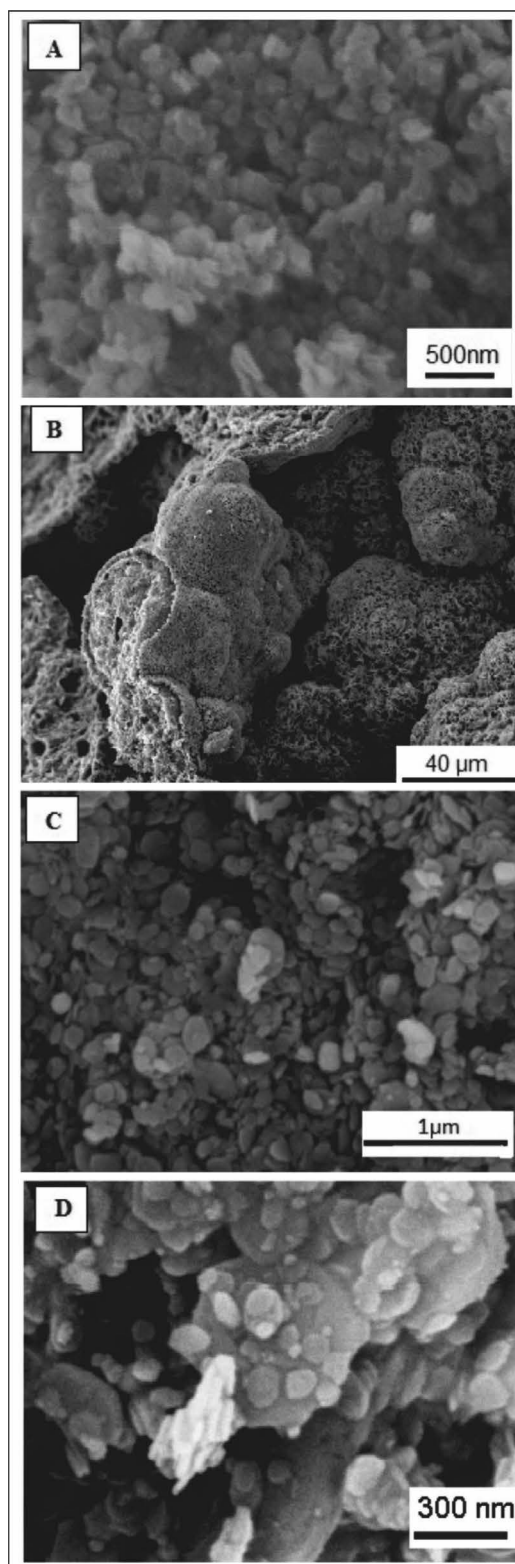


Figura 8 - Imagens de MEV: material da cobertura argilosa de Juruti mostrando os cristais nanométricos de caulinita (A); dos nódulos ferruginosos de Juruti (B); de agregados de hematita placosa subesféricos; da cobertura argilosa de Rondon do Pará (C); de cristais nanométricos de caulinita; da argila bauxítica de Rondon do Pará com cristais placosos maiores de gibbsita (D) e cristais menores de caulinita.

Com teor de 11,82 % (mol) de Al na estrutura da goethita, as películas marrons encontradas da amostra GAC da Praia do Cocal, em Salinópolis-PA, se apresentam como uma massa composta por goethita e caulinita, com grãos de quartzo em sua superfície. Já as películas negras com morfologia botrioidal são constituídas

por goethita essencialmente férrica (com apenas 0,08 % mol de Al) formando agregados aciculares paralelos a radiais, com terminação em formas delineadas por microfaces sugestivas de formas romboédricas ou rômbricas que, em conjunto, dão origem aos hábitos reniformes, subsféricos e botrioidais.

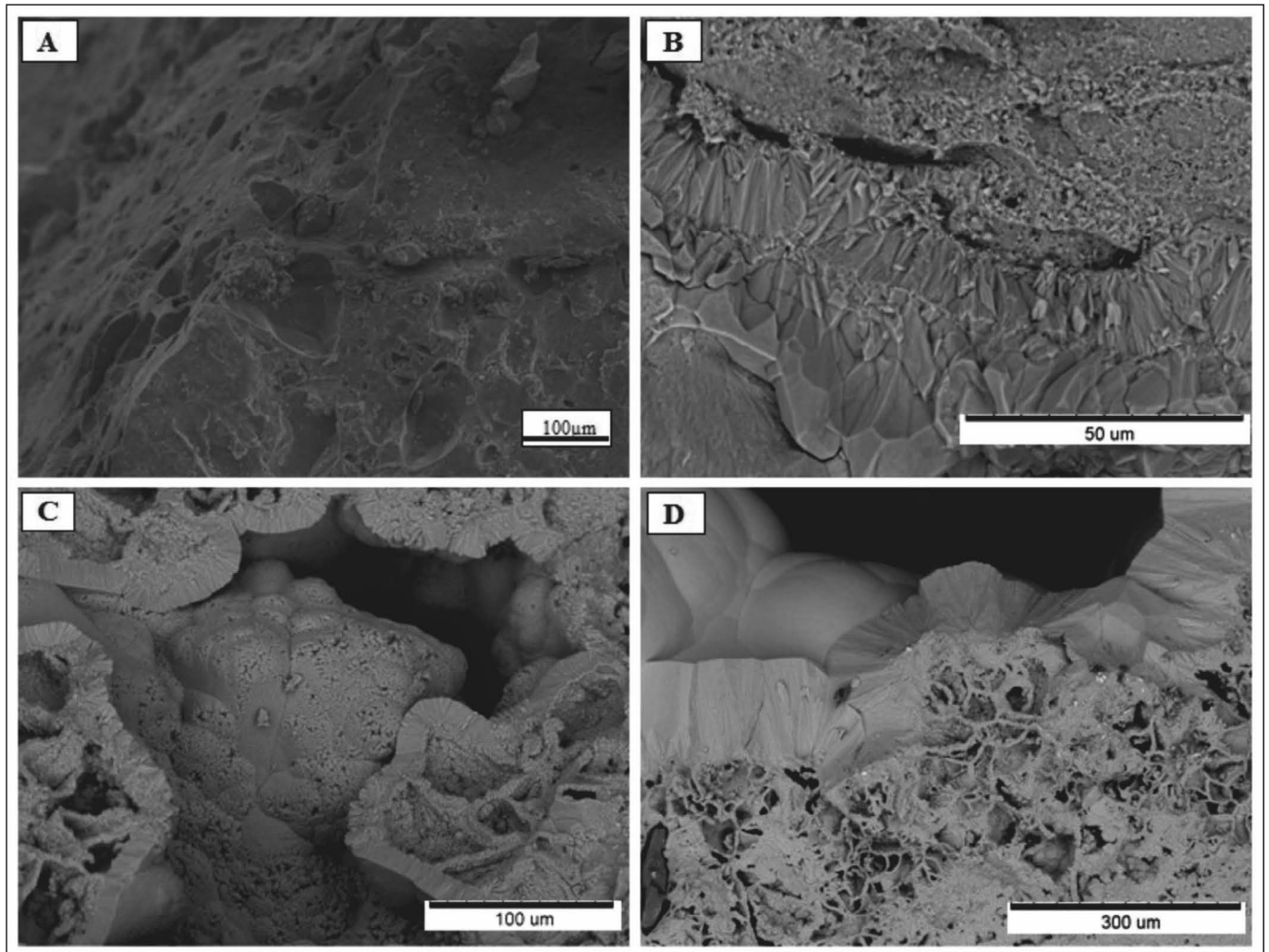


Figura 9 - Imagens de MEV das amostras da Praia do Cocal, em Salinópolis-PA. Película marrom de Al-goethita com cavidades, algumas preenchidas por quartzo (A); goethita negra, exibindo prismas de goethita com terminações rômbricas (B); agregados botrioidais e reniformes (C e D).

As goethitas refinadas, das amostras 49A e 49B, de Carajás, apresentaram 1,07% e 1,66% (mol) de Al, respectivamente. A morfologia botrioidal é desenhada por agregados radiais aciculares. Como observado por MEV (Figura 10), os agregados desenvolveram localmente faces na base, onde as acículas tendem a assumir formas cristalinas, quando são mais espessas, delineando linhas de crescimento entre elas. Cavidades entre essas linhas de crescimento são comuns e dentro delas é possível observar cristais milimétricos placosos de hematita. Em outra amostra do mesmo furo de sondagem, cristais aciculares de criptomelana foram identificados.

A morfologia botrioidal formada por agregados

aciculares das goethitas menos aluminosas (com até 2% mol de Al) corrobora com as observações de Schwertmann & Cornell (2000) em amostras sintéticas. Segundo os autores, goethitas puras (essencialmente férricas) normalmente desenvolvem feições aciculares alongadas ao longo do eixo *a*, enquanto que, o aumento da substituição de Fe por Al proporciona o encurtamento dessas formas, o que reflete em goethitas aluminosas com cristaltos menores e mais deformados (Schulze, 1984). Além da presença de Al, outros elementos (Mn, Ni, Cr, Co e Si) e fatores incluindo o pH e a temperatura, podem influenciar a morfologia dos cristais de goethita (Ford et al., 1997).

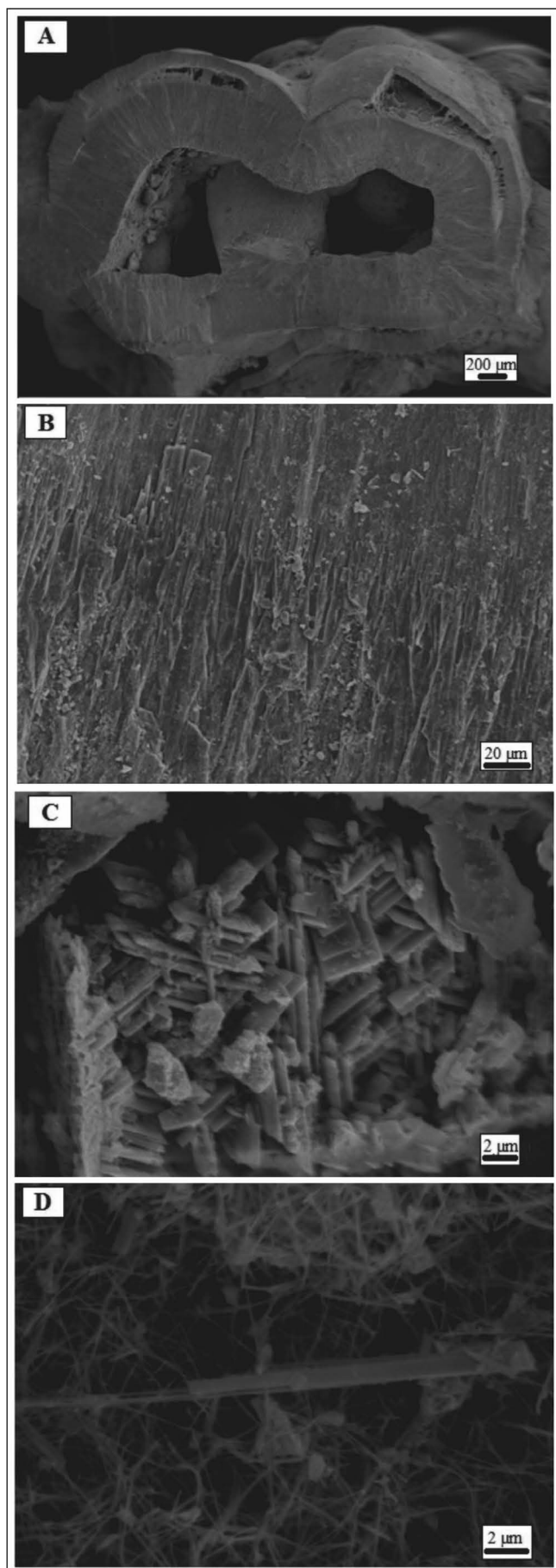


Figura 10 - Imagens de MEV das amostras da Serra dos Carajás. Morfologia botrioidal formada por cristais aciculares (A); detalhe dos cristais mais grossos na base (B); hematita placosa ocorrendo em cavidades (C); cristais de criptomelana da amostra 49B (D).

A substituição de Fe por Al nas hematitas é comumente menor do que nas goethitas (Schwertmann, 1990). Para as amostras estudadas, esta substituição nas hematitas foi estimada entre 2,82 e 10,22% (mol) (Tabela 3) utilizando a equação de Stanjek & Schwertmann (1992). Os valores mais elevados ocorrem nas amostras do perfil laterito-bauxítico de Juruti, chegando a 10,22% (mol) na bauxita. Já na amostra 49B da Serra dos Carajás, de um ambiente caracteristicamente menos aluminoso, o teor de Al calculado é de 2,98% (mol).

Tabela 3 - Teores de Al (mol%) nas hematitas, calculados segundo de acordo com o método de Stanjek e Schwertmann (1992), derivado por Neumann (2014).

Local	Amostra	Parâmetro a da célula unitária	Parâmetro c da célula unitária	Al (mol%) nas hematitas
Juruti	Nódulos Ferruginosos topo	5,029379	13,77477	9,67
	Nódulos Ferruginosos meio	5,031023	13,78555	9,51
	Nódulos Ferruginosos base	5,03086	13,77914	7,27
	Bauxita	5,013206	13,77068	10,22
Carajás	49B	5,034515	13,75606	2,98
Praia do Cocal	Película negra botrioidal (GBC)	5,033391	13,79429	8,48
Rondon do Pará	Bauxita argilosa (ABXR)	5,034371	13,75783	2,94
	Cobertura argilosa (ABTR)	5,026765	13,75019	9,05

CONCLUSÕES

As substituições do Fe por Al nas goethitas e nas hematitas podem ser quantificadas a partir de difratogramas de raios-X utilizando o método de Rietveld para obtenção dos parâmetros de célula unitária. Entretanto, os resultados obtidos dependem da qualidade do refinamento mineralógico aplicado para obtenção dos parâmetros de desejados.

O conteúdo de Al calculado para a goethita chega a 33,65% (mol) em amostra da Argila de Belterra de Rondon do Pará, enquanto o menor valor aqui determinado é de 1,07% (mol) na amostra 49A da Serra de Carajás. Já para as hematitas a substituição de Fe por Al parece ser mais restrita, sendo calculada em até 10,22% (mol) em amostra da bauxita de Juruti e 2,98% (mol) em amostra associada a formações ferríferas bandadas de Carajás.

A presença estrutural de Al nas goethitas de fato modifica a morfologia externa de seus cristallitos e agregados cristalinos. As goethitas essencialmente férricas estudadas constituem cristais aciculares e formas rômbricas milimétricas, comumente botrioidais. Já as goethitas aluminosas estão normalmente associadas à caulinita, são nanométricas e não formam cristais distinguíveis nas amostras observadas.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Vale pelas amostras concedidas da Jazida SIID na Serra dos Carajás, à ALCOA pelo acesso a sua mina de bauxita em Juruti e coleta das amostras, e, à Votorantim Metais por permitir a coleta das amostras em sua área de pesquisa em Rondon do Pará. Ao suporte financeiro concedido pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) através do INCT-GEOCIAM/CNPq e do Processo nº 304.519/2009-0; 477.411/2012-6, que permitiram a realização deste trabalho.

REFERÊNCIAS

- Antoniassi L.J. 2010. A difração de raios x com o método de Rietveld aplicado a bauxitas de Porto Trombetas, PA. (Master Thesis) *Escola Politécnica da Universidade de São Paulo*, III p.
- Costa M.L. & Horbe A.M.C. 1995. Pedras de ferro de interface areia-argila no perfil laterítico da Ilha de Mosqueiro (Região Norte, Brasil). *Caderno de Geociências*, 14:61-68.
- Costa M.L., Silva Cruz G., Faria H.F.A., Poellmann H. 2014. On the geology, mineralogy and geochemistry of the bauxite-bearing regolith in the lower Amazon basin: Evidence of genetic relationships. *Journal of Geochemical Exploration*, 146:58-74.
- König U., Angélica R.S., Norberg N., Gobbo L. 2012. Rapid X-ray diffraction (XRD) for grade control of bauxites. IN: *ICSOBA Belém. Proceedings*, BX 12-T, 11p.
- Lucas Y. 1997. The bauxite of Juruti. In: Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A.J., Lucas, Y. (Eds.), *Brazilian Bauxites*. USP/FAPESP/ORSTOM, São Paulo, 107-133.
- Mendes A.C., Truckenbrodt W., Nogueira A.C. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 42.
- Neumann R., Avelar A.N., Costa, G.M. 2014. Refinement of the isomorphic substitutions in goethite and hematite by the Rietveld method, and relevance to bauxite characterization and processing. *Minerals Engineering*, 55:80-86.
- Norrish K. & Taylor R.M. 1961. The isomorphous replacement of iron by aluminum in soil goethites. *Journal of Soil Science*, 12:294-306.
- Oliveira S.B., Costa M.L., Prazeres Filho H. 2016. The Lateritic Bauxite Deposit of Rondon do Pará: A New Giant Deposit in The Amazon Region, Northern Brazil. *Economic Geology*, III:1277-1290.
- Paz S.P.A. 2016. Desenvolvimento e método de otimização de controle de qualidade e de processo de beneficiamento para bauxitas gibbsíticas tipo-Paragominas. Tese (Doutorado), Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (USP), Departamento de Engenharia de Minas e Petróleo, 202 p.
- Rietveld H.M. 1969. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *Journal of Applied Crystallography*, 2:65-71.
- Schulze D.G. 1984. The influence of aluminum on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays and Clay Minerals*, 32:36-44.
- Schwertmann U. 1990. Some properties of soil and synthetic iron oxides. In: de Boer ME Hayes MHB, Herbillon A, editors. *Soil colloids and their associations in aggregates*. New York: Plenum Pr. p 57-103.
- Schwertmann U. & Carlson L. 1994. Aluminum influence on iron oxides: XVII. Unit-Cell parameters and aluminum substitution of natural goethites. *Soil Science Society of America Journal*, 58:256-261.
- Schwertmann U. & Cornell R.M. 2000. Goethite in Iron Oxides in the Laboratory: Preparation and Characterization, Wiley-VCH Verlag GmbH, Weinheim, Germany.
- Stanjek H. & Schwertmann U. 1992. The influence of aluminum on iron oxides; Part XVI, Hydroxyl and aluminum substitution in synthetic hematites. *Clays and Clay Minerals*, 40:347-354.
- Tatumi S.H., Silva L.P., Pires E.L., Rossetti D.F., Góes A.M. 2008. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38:514-524.
- Thiel R. 1963. Zum System α -FeOOH- α -AlOOH. *Z. Anorganische Allgemeine Chemie*, 326:70-78.
- Toby H.B. 2006. R factors in Rietveld analysis: How good is good enough? *Powder Diffraction*, 21:67-70.

Análise mineralógica, estrutural e tecnológica de caulins da Formação Alter do Chão na porção nordeste do Amazonas

Mineralogical, structural and technological analysis kaolins of the Alter do Chão formation in the Amazon northeast portion

Weberton Luís Pereira¹, Raimundo Humberto Cavalcante Lima¹, Cláudia Cândida Silva²

RESUMO: O estudo visa à caracterização, quantificação mineralógica e tecnológica de alguns tipos de caulins da região NE do estado do Amazonas, bem como a determinação e distribuição do íon ferro no minério. Na área da pesquisa são encontradas exposições da formação Alter do Chão lateritizadas, a qual hospeda depósitos de caulim e espodosolos de areias brancas desferrificadas. Os depósitos de caulim na região ocorrem nos horizontes inferiores dos perfis lateríticos e foram desenvolvidos a partir do Paleógeno. Para se estudar as propriedades físicas e químicas dos caulins da região foram realizadas análises químicas, físicas e mineralógicas, através das técnicas de difratometria de raios-X (DRX), fluorescência de raios-X (FRX), microscopia eletrônica de varredura (MEV), separação granulométrica e magnética e alveamento químico. A identificação das fases minerais através da interpretação dos difratogramas apresentaram picos característicos da caulinita e, secundariamente, de quartzo e goethita e como mineral traço anatásio em algumas amostras. Na análise química observou-se que os óxidos predominantes são SiO₂ e Al₂O₃, corroborando com a identificação mineralógica. Os dados cristalográficos indicaram que a taxa de deformação pode estar relacionada ao tamanho do cristalito e à presença do íon Fe na estrutura octaédrica ou nos interstícios da caulinita, sugerindo-se que este elemento químico deformou a estrutura cristalina das argilas. Nas análises utilizando o MEV foi possível observar cristais com formatos irregulares e pseudo-hexagonais, confirmando, assim, interação com o desordenamento estrutural do mineral e sua deformação. Com os ensaios de alveamento químico, os resultados foram considerados satisfatórios, pois os caulins tiveram seus valores de índice de alvura aumentados entre 0,72%, 4,36% e 5,15%.

PALAVRAS-CHAVE: Caulin; Formação Alter do Chão; Bacia do Amazonas; Caracterização.

ABSTRACT: The study aims to characterize, mineralogical and technological quantification of some types of kaolin of the state of Amazonas NE region as well as the determination of iron ion distribution in the ore. In the area of research, exhibitions are found in Alter do Chão lateritized formation, which hosts kaolin deposits and Spodosols desferrificadas of white sand. kaolin deposits in the region occur in the lower horizons of lateritic profiles and were developed from the Paleogene. To study the physical and chemical properties of the kaolin in the region, chemical, physical and mineralogical analyzes were performed through the diffraction techniques of X-ray (XRD), fluorescence X-ray (XRF), scanning electron microscopy (SEM), particle size and magnetic separation and chemical bleaching. The identification of mineral phases through the interpretation of diffraction patterns showed characteristic peaks of kaolinite, secondarily, quartz and goethite and anatase as a trace mineral in some samples. In the chemical analysis it was observed that the predominant oxides are SiO₂ and Al₂O₃ corroborating the mineralogical identification. Crystallographic information indicated that the strain rate, could be related to the crystallite size and the presence of Fe ions in octahedral interstices in the structure or kaolinite, suggesting that this chemical element deformed crystal structure of clay. In the analyzes using the SEM was possible to observe crystals with irregular shapes and pseudo-hexagonals, thus confirming the interaction with the structural mineral and disordering its deformation. With chemical bleaching tests, the results were satisfactory, as kaolins had their increased brightness index values of 0.72%, 4.36% and 5.15%.

KEYWORDS: Kaolin; Alter do Chão Formation; Amazon basin; Characterization.

¹ Departamento de Geociências - Universidade Federal do Amazonas
Rua Bom Jesus, n°580, Coroado, Brasil, Manaus-AM, 69080-090

weberton.geologo.ufam@hotmail.com

humbertoclima@ufam.edu.br

² Grupo Crowfoot de Métodos de Raios-X - Universidade do Estado do Amazonas
Avenida Darcy Vargas 1200, Parque 10 de Novembro, Brasil, Manaus-AM, 69057-020
cssilva@uea.edu.br

INTRODUÇÃO

O caulim é uma rocha sedimentar argilosa de coloração branca composta principalmente pelo argilomineral caulinita, sendo constituída também por minerais secundários, como o quartzo, mica, goethita e anatásio, dependendo de sua origem geológica. Os depósitos cauliniticos são resultantes da alteração mecânica ou química das rochas por efeito da atuação de processos de intemperismo, produto que tanto pode ser residual como depositado (GOMES, 2002).

O caulim residual é formado a partir da decomposição de rochas feldspáticas sob a ação hidrotermal ou do intemperismo químico e físico.

Os caulins sedimentares, além de serem de origem de alteração das rochas feldspáticas ocasionadas pelos processos intempéricos, sofrem ação de agente de transporte, e nas regiões tropicais esse agente é a água. Esses caulins normalmente apresentam granulometria inferior àquela observada para caulins residuais, o que é ocasionado devido a sua cominuição relacionada ao transporte.

A caulinita é um silicato de alumínio formada pelo empilhamento das camadas de octaedros e tetraedros de alumínio ($Al_2(OH)_6$) e sílica (SiO_4), respectivamente, dando assim origem a um argilomineral tipo 1:1. Sua fórmula estrutural característica é $Al_2Si_4O_{10}(OH)_8$ e a composição é, em média, formada por 46,54% de SiO_2 , 39,50% de Al_2O_3 e 13,96% de H_2O .

Uma característica importante na estrutura laminar desse filossilicato é que a distância basal entre os oxigênios equivalentes destes dois planos em camadas sucessivas é de, aproximadamente, 7,16 Å. Como a espessura da camada 1:1 é de 4,37 Å, o espaço entre as camadas tem 2,79 Å de espessura, valor que quase permite a acomodação de moléculas de água intercaladas entre as camadas, que possuem 2,90 Å de diâmetro (KHAN *et al.*, 2012).

A caulinita apresenta dois tipos de empilhamento de folhas estruturais: octaédricas e tetraédricas. No primeiro, a caulinita é considerada bem cristalizada, pois suas folhas se empilham simetricamente na direção do eixo cristalográfico *c*, notando-se apenas um leve deslocamento no eixo *a* (HANNA *et al.*, 2005). No segundo empilhamento, onde não há simetria, a caulinita é considerada mal cristalizada e apresenta algumas substituições do cátion alumínio por ferro e/ou titânio. Esse tipo de caulinita apresenta maior plasticidade do que a bem cristalizada, o que ocorre devido ao fato desta apresentar cristais de dimensão e espessura média menor (RIBEIRO *et al.*, 2003).

O grau de cristalinidade (ou empilhamento) da caulinita pode ser verificado pelos planos basais d_{021} e d_{060} observados nos picos característicos dos ângulos ($12^\circ 2\theta$) utilizando a técnica por DRX. A estrutura cristalina pode ser avaliada pelo índice de Hinckley (IH) obtido nos difratogramas obtidos no DRX, do qual é amplamente utilizado para descrever grau de cristalinidade e ordem/desordem, utilizando as reflexões d_{110} e d_{111} localizadas no intervalo de $20-23^\circ 2\theta$. O tamanho médio dos cristais de caulinita pode ser também determinado utilizando o DRX, a partir do método de Rietveld, em que se utiliza de padrões matemáticos com auxílio de softwares como o MAUD (software livre utilizado nesse trabalho), onde descreve o padrão total de difração e suas características estruturais, tais como: tamanho médio do cristalito, microdeformação e quantificação de cada fase mineral encontrada na amostra aferida através da qualidade do refinamento.

A forma da caulinita, além da dimensão, textura e a relação com outras partículas ou constituintes no caulim, são observadas através da microscopia eletrônica de varredura (MEV) (DA CUNHA *et al.*, 2007). Geralmente, neste tipo de análise a caulinita apresenta cristais pseudo-hexagonais na forma de pilastras e cristais planos na forma de lamelas. A maioria dos cristais apresenta cantos bem definidos e ângulos próximos a 90° e 120° , característicos da estrutura da caulinita (MONTEIRO *et al.*, 2007). Pode-se ainda obter resultados por meio de análises pontuais dos minerais observados no MEV, utilizando o EDS, que é um acessório acoplado ao equipamento e tem como finalidade uma análise qualitativa dos elementos químicos presentes.

Em estudos já realizados pode-se observar que é comum a presença de Fe e/ou Ti na estrutura da caulinita como um dos fatores que reduzem a cristalinidade e aumentam a área superficial do mineral. Segundo DeLuca & Slaughter (1985), a presença de interestratificação com minerais do tipo 2:1 de posições octaédricas vazias e o preenchimento irregular do Al na camada também são responsáveis pela redução da cristalinidade desse mineral.

Segundo Resende *et al.* (1997), nos depósitos minerais em regiões tropicais úmidas, a presença de óxidos de ferro é de ocorrência abundante. Esse ferro presente nos caulins pode ser encontrado na forma de compostos de ferro externos à caulinita ou ainda dentro da estrutura em posição octaédrica ou tetraédrica. Tais óxidos podem ser encontrados a partir de trocas iônicas em soluções sólidas e podem estar dispersos na superfície e/ou nos horizontes saprolíticos em forma de minerais como goethita e hematita. As propriedades estruturais e a alta área superficial conferem aos argilominerais

grande capacidade como adsorvente de ânions, moléculas orgânicas e metais (CORNELL & SCHWERTMANN, 2003).

A identificação e quantificação do teor de ferro em caulins dentro e fora da estrutura cristalina é importante, pois explica como e porque alguns caulins apresentam coloração diferenciada, sendo alguns mais brancos, outros mais escuros e ainda como o mesmo poderá ser beneficiado e sua provável aplicação. Os resultados dessa quantificação podem demonstrar também o teor de ferro que pode ser eliminado através do beneficiamento químico e o teor que permanece firmemente ligado na estrutura cristalina do caulim.

Defeitos na estrutura podem ser causados pela substituição de íons, pela presença de íons intersticiais, vacância e outros defeitos eletrônicos (PLANÇON & ZACHARIE 1990, *Apud* MONTEIRO *et al.* 2007) relacionados à sua gênese. O ferro, abundante no ambiente intempérico, é o principal responsável por afetar o grau de ordenação de uma estrutura cristalina substituindo o alumínio nos sítios octaédricos.

A técnica de espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX) é utilizada na identificação e determinação dos elementos químicos da amostra analisada (como concentração total ou na forma de óxidos).

Uma grande variedade de produtos industriais tem o caulim em sua composição, destacando-se seu uso na produção de cerâmica branca de alta qualidade, na fabricação de papel, em formulações de borracha, tintas, plásticos, tecidos, dentre outras utilidades. Devido a problemas principalmente relacionados com a coloração, o caulim deve possuir baixa concentração de ferro para ser aplicado nestes processos industriais. Esta restrição leva a maioria das mineradoras a efetuar o beneficiamento químico do caulim lavrado, visando sua adequação às necessidades industriais.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia do Amazonas é do tipo bacia intracratônica, seu embasamento é composto por rochas que têm idade estabelecida no intervalo Arqueano ao Proterozóico. É limitada por áreas do embasamento rochoso no interior do Cráton Amazônico, ao norte, o Escudo das Guianas, e a sul, o Escudo Brasil Central, a leste pelo arco de Gurupá e ao oeste pelo arco de Purus. A bacia envolve uma área de aproximadamente 480.000 km² que atravessa os estados do Pará a leste e Amazonas a oeste.

Segundo Caputo (1984), a espessura máxima da bacia é de 5000 m, a qual possui forma alongada e eixo deposicional orientado W/SW-E/NE, e seu empilhamento estratigráfico é formado pelas unidades: Grupo Trombetas, composto pelas formações Autás Mirim (arenitos e folhelhos neríticos ordovicianos), Nhamundá (arenitos neríticos e depósitos glaciogênicos), Pitinga (folhelhos e diamictitos marinhos) e Manacapuru (arenitos e pelitos neríticos e litorâneos); Grupo Urupadi caracterizado pelas formações Maecuru (arenitos e pelitos neríticos deltaicos) e Ererê (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e deltaicos); Grupo Curuá sendo descrito pelas formações Barreirinha (folhelho negro), Curiri (diamictitos, folhelhos e siltitos de ambientes glaciais), Oriximiná (arenitos e pelitos fluviais regressivos) e Faro (arenitos Flúvio-deltaicos); Grupo Tapajós caracterizado pelas formações Monte Alegre (arenitos eólicos intercalados com siltitos e folhelhos, interdunas e lagos de ambiente desértico gradando para marinho raso), Itaituba e Nova Olinda (calcários de inframaré e evaporitos de planície de *sabkha*) e Andirá (siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados), encerrando assim a deposição paleozoica. Posteriormente à deposição paleozoica, ocorreram eventos distensionais associados com a evolução do oceano Atlântico Sul e com a cordilheira dos Andes na direção E-W, em conjunto com magmatismo básico, ocasionado por intrusões de soleiras e diques com orientação N-S nos sedimentos paleozoicos (CUNHA *et al.* 1994). Segundo Wanderley Filho (1991), as principais falhas possuem direções NW-SE, são de transferência e cortam praticamente todas as unidades litológicas da bacia, e a reativação de falhas NW-SE culminou com a deposição das unidades cretácea e cenozóica pertencentes ao grupo Javari caracterizado pelas formações Alter do Chão (arenitos e pelitos avermelhados bioturbados) já no Cretáceo Superior, e Solimões (pelitos com restos de conchas, moluscos e vegetais). Segundo Cunha *et al.* (1994), essa sequência correspondente a Formação Alter do Chão possui aproximadamente 500 m de espessura. A deposição dos sedimentos do Grupo Javari ocorreu em ambientes de depósitos flúvio-lacustre-deltaicos.

Devido ao desenvolvimento de solos espessos, que ocorrem graças ao intenso intemperismo químico e físico atuante, e a uma densa cobertura vegetal na região, são poucas as áreas que possibilitam observar as relações estratigráficas da região, na qual está exposto o empilhamento estratigráfico que compõe rochas Paleoproterozóicas e Fanerozóicas. A pavimentação das rodovias BR-174 e AM-010 colaborou com a abertura de novas vicinais que expuseram melhor as relações litostratigráficas e estruturais entre os diferentes tipos rochosos, favorecendo o aprofundamento nas investigações geológicas na região.

FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO

Na área da pesquisa encontram-se exposições da formação Alter do Chão lateritizadas, que hospeda depósitos de caulim e espodossolos de areias brancas desferrificadas. Segundo Costa & Moraes (1997), os depósitos de caulim na região ocorrem nos horizontes inferiores dos perfis lateríticos e foram desenvolvidos a partir do Paleógeno. Esta unidade tem ampla distribuição ao norte da calha do rio Amazonas onde comparecem os baixos cursos dos rios Preto da Eva, Urubu e Uatumã, bem como ao sul da calha do rio Amazonas.

Segundo Costa (1991), grande parte dos afloramentos da Formação Alter do Chão apresentam-se na forma de perfis lateríticos imaturos, cuja espessura varia de dezenas a alguns metros. Contudo, em muitos casos, o registro do horizonte saprolítico na base do perfil possibilita a identificação da unidade rochosa, uma vez que nesta zona ainda são identificadas muitas das características mineralógicas e estruturais originais da rocha, como arenitos cauliniticos esbranquiçados, às

vezes creme, amarelados ou arroxeados, finos a grossos e friáveis. Por vezes ocorrem argilitos cauliniticos esbranquiçados a avermelhados.

LOCALIZAÇÃO

A área de estudo localiza-se no estado do Amazonas e engloba três afloramentos (Figura 01): o primeiro está localizado na margem esquerda do igarapé Cabeça Branca no km 45 da BR-174, entre os municípios de Manaus e Presidente Figueiredo, com coordenadas geográficas: S 02°35'01,2"; W 60°01'51,3", onde foram coletadas as amostras CBNARG e CBNARE. O segundo afloramento está localizado na margem direita da rodovia AM-010, entre os municípios de Rio Preto da Eva e Itacoatiara, com coordenadas geográficas: S 02°52'49,7" e W 59°21'38,1", onde foi coletada a amostra WP01 e o terceiro afloramento estudado localiza-se na rodovia AM-363, com coordenadas: S 02°42'54,8" e W 58°17'40,4" entre os municípios de Silves e Itapiranga, sendo coletada neste a amostra WP03.

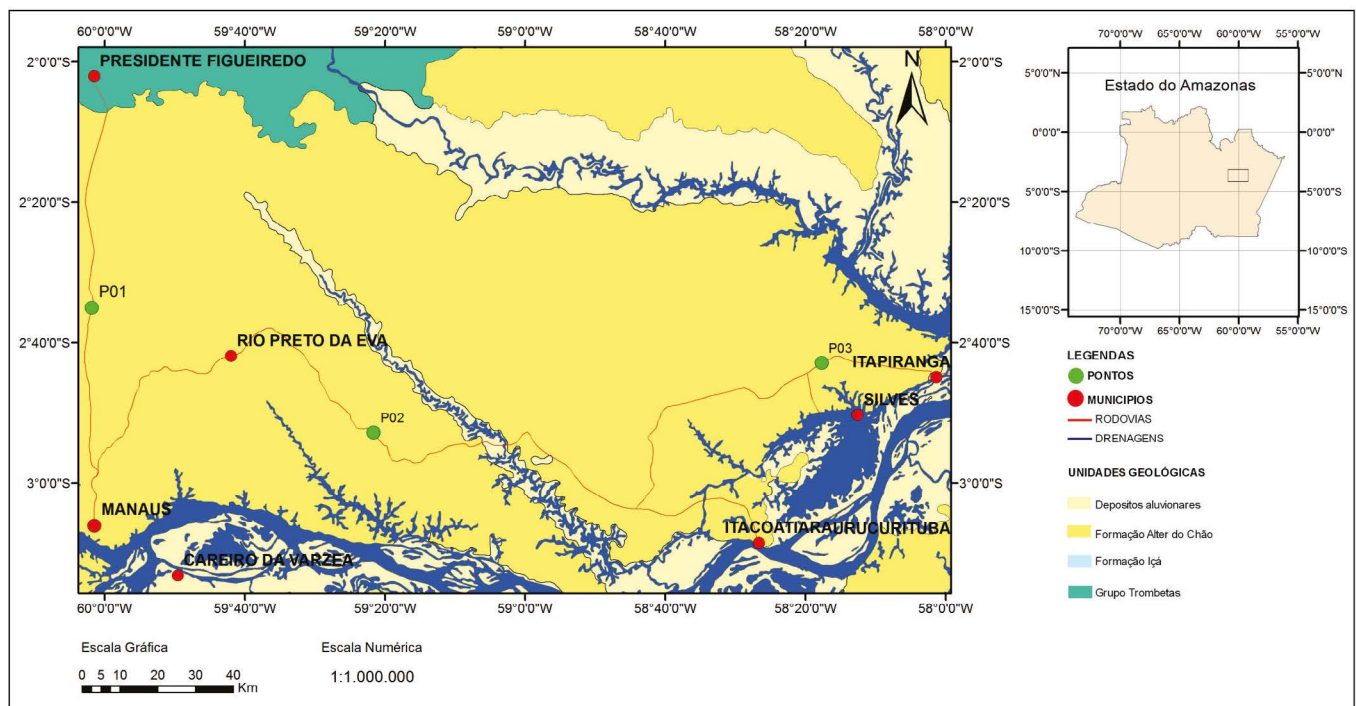


Figura 1 - Mapa geológico da área de estudo.

Fonte: CPRM, 2005.

METODOLOGIA

A coleta de material ocorreu nos perfis intempéricos cauliniticos visualizado na figura 2. Estes perfis são formados por horizontes argilosos ou arenosos de granulometria areia fina a grossa, dentro do mesmo pacote

saprolítico. Os afloramentos estudados estão expostos em cortes de rodovias, ramais e em voçorocas. As amostras CBNARG, WP01 e WP03 foram coletadas de horizontes saprolíticos argilosos. Já a amostra CBNARE foi coletada no horizonte saprolítico de granulometria areia grossa, predominantemente.



Figura 2 - Perfil saprolítico caulínítico da Formação Alter do Chão localizado na AM 010 no município de Rio Preto da Eva.

Posteriormente à coleta, em laboratório, as amostras foram secas, moídas e separadas em alíquotas para serem utilizadas nas análises.

Para identificação das propriedades dos caulins estudados foram realizadas análises químicas, físicas e mineralógicas através das técnicas de difratometria de raios-X (DRX), fluorescência de raios-X (FRX), microscopia eletrônica de varredura (MEV), separação granulométrica e magnética, além de alvejamento químico, observando assim o comportamento do material e sua composição química.

ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

Na Formação Alter do Chão ocorrem comumente dois tipos de horizontes saprolíticos: saprólito fino (argiloso) de espessura centimétrica a métrica e saprólito grosso (arenoso) de espessura métrica a decamétrica, que serviram de estudo na separação granulométrica dos teores de argila, silte e areia presentes em cada fase do perfil. Com a separação da fração argila da fração areia, procedeu-se as etapas seguintes, como: separação magnética e alvejamento químico.

As amostras foram quarteadas e pesadas em balança analítica. Utilizou-se peneiras de 325 mesh (0,044 mm) e 100 mesh (0,125 mm) e o material que ficou retido em cada malha foi seco e pesado e com estes dados foram elaborados os histogramas e gráficos. Com os dados granulométricos de cada amostra elaborou-se uma tabela e histograma de frequência dos sedimentos.

ANÁLISE MINERALÓGICA POR DRX

Na identificação mineralógica as amostras foram destorroadas e em seguida confeccionadas lâminas por pressão em um porta-amostra. As lâminas fração fina e amostra total orientada foram analisadas por difratometria de raios-X usando equipamento Shimadzu XRD – 6000, com radiação $\text{CuK}\alpha$, e monocromador de grafite, operado a 40 kV e 25 mA. Na análise por DRX, utilizou-se irradiações angulares de 5° a $60^\circ 2\theta$, com intervalo de $0,02^\circ$ a cada minuto.

ANÁLISES CRISTALOGRÁFICAS POR REFINAMENTO PELO MÉTODO DE RIETVELD

O método de Rietveld foi utilizado para quantificar as fases minerais, auxiliado pelo software livre MAUD e por dados cristalográficos da CAPES, disponíveis no endereço www.portaldapesquisa.com.br/ database e redirecionado para o diretório <http://bdec.dotlib.com.br>, do banco de estruturas cristalinas. Para ter certeza da acurácia do refinamento, foram observados os índices R e a linha de diferença S, sendo esta a proximidade dos difratogramas observados (práticos) e os teóricos.

Para definir o tamanho aparente do microcristalito e a microdeformação, foi usada uma equação alternativa proposta por Corrêa *et al.* (2008):

$$L = \frac{\lambda}{(\beta_{tc} \cos \theta)}; \tilde{\epsilon} = \frac{1}{4(\beta_{def} \cos \theta)}$$

A equação é conhecida como equação de Scherrer, onde se relaciona o tamanho aparente do cristalito L com a largura integral β_{tc} na escala 2θ (radiano). A equação relaciona a microdeformação aparente Σ ($=(\Delta d/d)_{hkl}$).

ANÁLISES QUÍMICAS POR FRX

As análises químicas foram realizadas por espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX), com o objetivo de identificar a composição química e determinar a concentração na forma de óxidos. As análises correspondem às amostras em rocha total na forma de óxidos especialmente das concentrações de Fe e Ti no caulim.

Para cada amostra, com o auxílio de uma prensa hidráulica com pressão de 10.000 Kgf, foram preparadas pastilhas do pó com granulometria uniforme, cuja composição apresenta 1,000g da amostra, homogeneizada com 4,000g de ácido bórico (H_3BO_3) de alta pureza em almofariz de ágata. Todas as amostras foram analisadas em triplicata.

As análises foram realizadas em equipamento de fluorescência de raios-X por dispersão de ondas (WD-XRF) da marca Rigaku, modelo Supermini com tubo de paládio, tempo de exposição de 200 s, com potência de 200 W. As condições foram ajustadas, levando-se em consideração a matriz da amostra, o porta-amostras e o suporte da amostra. Todos os elementos foram identificados por suas energias $K\alpha$ e/ou $K\beta$ (GAUGLITZ e VO-DINH, 2003). Foram utilizados os cristais analisadores LIF 200, PET e RX25. Neste equipamento estão disponíveis os detectores SC e PC, ambos utilizados nas análises destas amostras.

Padrões de referência geológicos tais como GBW 3125, 7105 e 7113 foram utilizados para calibração do equipamento. Através de softwares matemáticos relacionam-se os picos de emissão com as respectivas concentrações de um determinado elemento.

Para cada elemento encontrado foi realizada a quantificação utilizando-se padrões externos de sais, diluídos em ácido bórico, ambos de pureza conhecida, em pelo menos seis concentrações pré-determinadas, as quais foram submetidas às mesmas condições de análise. Ao final, suas quantificações foram realizadas baseando-se em suas intensidades (cps/uA), utilizando o programa ZSX – Spectrometer Status (Rigaku Corporation, 2008).

ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

A técnica utilizando MEV foi empregada através de um equipamento modelo “Quanta 250, marca FEI company”, onde foi possível observar a superfície e morfologia dos cristalitos da caulinita. Através de um acessório acoplado ao MEV do tipo EDS foi possível estimar a composição química pontual de algumas partículas. A técnica de EDS considera o princípio de que a energia de um fóton (E) está relacionada com a frequência eletromagnética (ω) pela relação $E = h \nu$, onde “h” é a constante de Planck. Fótons com energias correspondentes a todo espectro de raios-X atingem o detector de raios-X quase que simultaneamente, e o processo de medida é rápido, o que permite analisar os comprimentos de onda de modo simultâneo (DEDAVID, 2007).

Na preparação das amostras, utilizou-se um metalizador de superfície para conduções eletrônicas e posteriormente estas foram colocadas numa câmara a vácuo. As amostras a serem analisadas foram recobertas por deposição de íons metálicos de ouro (Au). Neste processo, as amostras foram colocadas em uma câmara com pressão em torno de 0,1 a 0,05 mbar e o alvo metálico bombardeado com átomos de gás inerte (Ar). No metalizador foi levado em consideração os parâmetros de ajuste: corrente aplicada (em mA), tempo de deposição e altura da amostra em relação ao alvo, a fim de que seja calculada a espessura do metal depositado.

SEPARAÇÃO MAGNÉTICA

A separação magnética é uma técnica convencional empregada no beneficiamento de caulim. O ferro, titânio e outras impurezas minerais (mica, feldspato) influenciam diretamente na cor e alvura desta matéria prima. A remoção dessas impurezas, preliminarmente, é feita através de separação magnética, melhorando assim a qualidade do produto e reduzindo a quantidade de ferro a ser lixiviado na etapa de alvejamento químico. Nesta etapa, foi utilizada a fração menor que 325 mesh, ou seja, fração menor que 0,044 mm para separação magnética. No processo, a amostra é submetida a um campo magnético equivalente a 14.000 G. No equipamento, a amostra em polpa passa por uma lâ de aço que serve como um ímã que retém a porção magnética. Este material retido é pesado e relacionado à porcentagem da amostra total em tabelas.

ALVEJAMENTO QUÍMICO

Utilizou-se neste trabalho a lixiviação redutora em meio ácido, visando retirar as impurezas que não foram removidas na fase da separação magnética. As frações foram secas por 24 horas e desagregadas antes de serem submetidas ao alvejamento químico. Tal processo foi realizado com polpa de 20% (200g) de caulim e 80% (800 mL) de água destilada. Foi usado ditionito de sódio ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$) como agente redutor na proporção de 4 kg/t (0,8 g) e hexametáfosfato de sódio ($(\text{NaPO}_3)_6$) como agente dispersante na proporção de 3 kg/t (0,6 g). A polpa foi agitada entre 180 e 200 rpm e seu pH mantido entre 3 e 4 com adição de ácido sulfúrico. Esse processo remove os óxidos de ferro presentes na amostra através da redução do ferro trivalente para o divalente, que é mais solúvel, formando o sulfato de ferro. Ao final, a amostra é filtrada e seca em estufa e a determinação do índice de alvura é realizada em fotômetro Carl-Zeiss Elrepho modelo 96160 em padrão de 83,9% (ISO).

RESULTADOS

ANÁLISE MINERALÓGICA POR DIFRATOMETRIA DE RAIOS X

As análises por DRX evidenciam a presença de caulinitas como argilomineral de maior abundância nos horizontes estudados, além de outros minerais como quartzo e goethita, demonstrado pelos difratogramas das amostras CBNARG, ABNARE, WP01 e WP03 nas figuras 3 e 4.

Observa-se através dos difratogramas que os minerais como caulinita e quartzo possuem uma cristalinidade alta ao demonstrarem índices de refração e picos de simetria perfeita, evidenciando assim um teor mais elevado em relação aos outros minerais presentes na amostra.

O difratograma da amostra WP-01 (Figura 3) evidenciou que a caulinita está presente e em maior quantidade. Este mineral está relacionado à fração fina do material e também possui teor elevado, ou seja, está na fração silte e argila.

Na amostra WP-03 (Figura 3) os argilominerais estão em maior proporção, sendo também formados predominantemente por caulinita e com baixo teor de quartzo. Observa-se que o mineral goethita está presente em ambas as amostras, demonstrando que o ferro é um íon disperso nos perfis intempéricos.

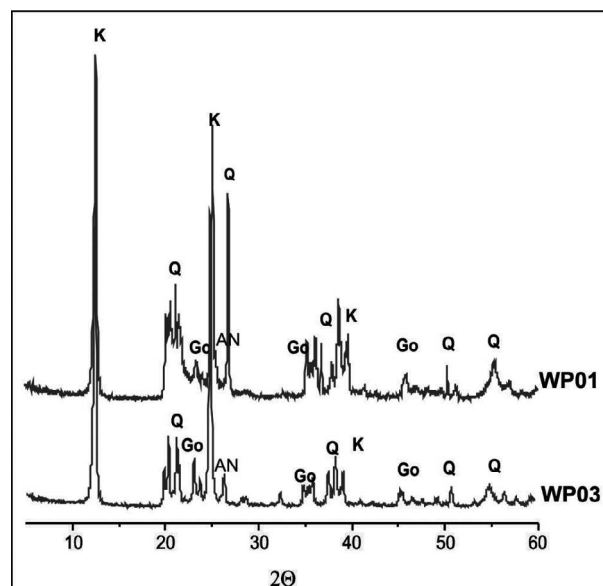


Figura 3: Difratogramas das amostras WP-01 e WP-03, demonstrando os minerais Caulinita (K), quartzo (Q) e goethita (Go). Os picos identificados apresentam similaridades de intensidade nas duas amostras.

No difratograma da amostra CBNARE (Figura 4) observa-se picos de quartzo (Q) bem definidos, estimando uma maior porcentagem desse mineral quando comparada a amostra CBNARG. A amostra CBNARE foi coletada no horizonte arenoso do perfil saprolítico e apresenta partículas de maior tamanho quando comparada aos outros horizontes ao longo de todo o perfil de alteração intempérica.

Já a amostra CBNARG (Figura 4) é caracterizada pela caulinita com picos intensos e simétricos, indicando que este mineral é predominante na amostra. Secundariamente ocorrem minerais como quartzo, goethita e anatásio, porém em menor intensidade. Essa amostra é característica de horizontes cauliniticos de granulometria tamanho argila.

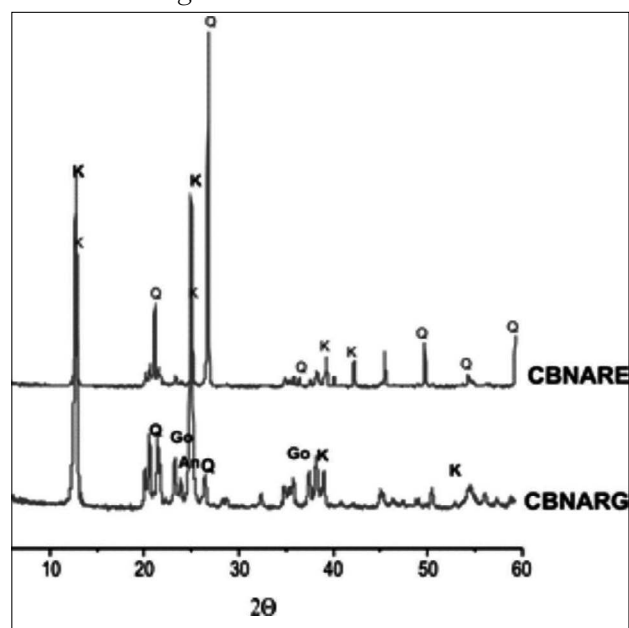


Figura 4 - Difratogramas das amostras CBNARE e CBNARG, evidenciando caulinita (K), quartzo (Q), goethita (Go) em intensidades diferentes para cada uma das amostras.

Observa-se que nas quatro amostras o hidróxido de ferro (goethita) está sempre presente, evidenciando a presença de ferro no sistema.

ANÁLISE CRISTALOGRÁFICA

Na tabela 1 estão descritos os dados cristalográficos obtidos pelo método de refinamento de Rietveld, para as amostras WP01, WP03, CBNARG e CBNARE que apresentam: tamanho do cristalito, microdeformação e qualidade do refinamento.

Os dados obtidos evidenciaram uma variedade na dimensão dos tamanhos dos cristais de caulinitas ou cristalitos, que variaram de 483,57 Å a 1124,45 Å.

Os valores observados para microdeformação indicaram que todas as caulinitas possuem uma leve desordem estrutural e que deve estar relacionada com o tamanho médio do cristalito. Foi constatado que as maiores microdeformações estão presentes nas caulinitas de cristalito menor, 483,57 Å (amostra WP03) com microdeformação de 1,4%.

A quantificação forneceu valores de até 97% de caulinita na amostra WP01, dos quais deve-se considerar que as mesmas foram analisadas na fração silte-argila, além a qualidade dos refinamentos (S) que variaram de 1,49% a 4,15%.

Tabela 1 - Dados Cristalográficos.

	WP01	WP03	CBNARG	CBNARE
Fase cristalina	caulinita 27713- ICSD	caulinita 31135- ICSD	caulinita 27713- ICSD	caulinita 63192- ICSD
Tamanho do cristalito	555,98 Å	483,54 Å	724,0 Å	1124,4 Å
Microdeformação	0,4%	1,4%	0,8%	0,12%
R _w	13,42%	17,46%	19,70%	26,64%
R _{exp}	8,99%	10,14%	9,24%	6,41%
S	1,49%	1,72%	2,13%	4,15%

ANÁLISE QUÍMICA POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X – FRX

Os resultados obtidos nas análises químicas por FRX das amostras estudadas estão demonstrados na tabela 2.

As amostras do caulim apresentaram teores de SiO₂ que variam de 52,90% a 68,15% e teores de Al₂O₃ variando de 30,0% a 43,5%, valores um pouco abaixo

do que recomendado por Santos (1992), que são de 46,5% para SiO₂ e 39,5% de Al₂O₃. Porém, observando individualmente os resultados, nota-se que as amostras CBNARG, WP01 e WP03, possuem valores muito próximos de Al₂O₃ do esperado para esse tipo de material: 40,2%; 43,5% e 39,2% respectivamente. Já para os teores de SiO₂ tem-se 55,7%; 52,90% e 58,30% para as 3 amostras. Porém, os valores da amostra CBNARE com 30% de Al₂O₃ e 68,15% de SiO₂ compreende um material menos aluminoso.

O teor baixo para K₂O na amostra CBNARG, mas superior nas outras amostras, sugere uma presença preterita de material feldspático, alterada para mica/illita, ou como forma de impureza, já que a porcentagem não chega a 1%. Observa-se uma variação nos valores de teor de Fe₂O₃ e TiO₂, sendo que os maiores valores do teor destes óxidos encontram-se na amostra CBNARG com 1,45% e 1,69%, respectivamente.

Tabela 2 - Dados químicos obtidos por FRX das amostras em forma de óxidos principais.

Compostos	CBNARE (%)	CBNARG (%)	WP01 (%)	WP03 (%)
Al ₂ O ₃	30,00	40,20	43,50	39,20
SiO ₂	68,15	55,7	52,90	58,30
K ₂ O	0,05	0,34	0,03	0,06
CaO	0,09	0,10	0,09	0,11
TiO ₂	0,56	1,69	0,78	0,75
Fe ₂ O ₃	0,46	1,45	2,05	0,99

ANÁLISES POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA – MEV

Através das imagens geradas no microscópio de varredura (Figuras 5, 6 e 7) foi possível observar que os minerais identificados apresentam hábitos variados como: granular, lamelares, micáceos e maciços, bem como partículas de variados tamanhos. Essas variações podem estar associadas às origens dos depósitos e ao grau de cristalinidade do mineral.

Nas fotomicrografias representantes das amostras WP01 e WP03 respectivamente, visualizam-se caulinitas. As caulinitas da amostra WP01 (Figura 05) apresentam-se com faces cristalinas subédricas, com grãos delimitados por superfícies irregulares, não alongados e, alguns cristais euedrais demonstrando formato pseudo-hexagonal no plano basal, além de tamanhos variáveis. Na amostra WP03 (Figuras 06 e 07) é possível observar caulinitas com hábitos foliares, em forma de booklets típico deste mineral filossilicático, cristais euedrais e em forma de hexágonos.

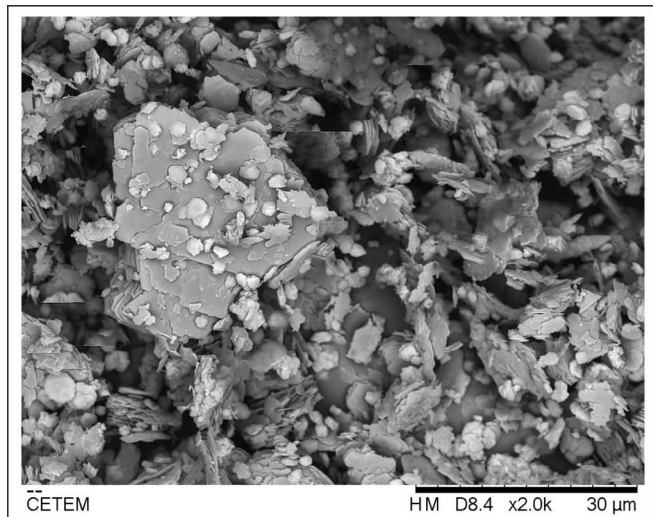


Figura 5 - Fotomicrografia da amostra WP01, demonstrando morfologia e tamanhos variados das partículas de caulinitas identificadas.

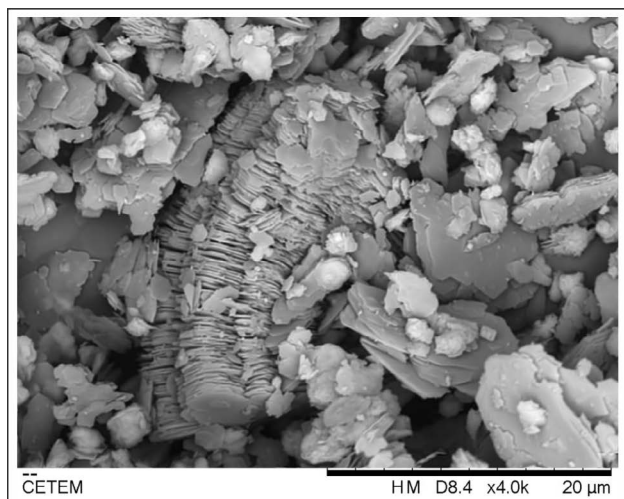


Figura 6 - Fotomicrografia da amostra WP03 mostrando detalhe da caulinita foliar na forma de um “livro” ou sanfona.

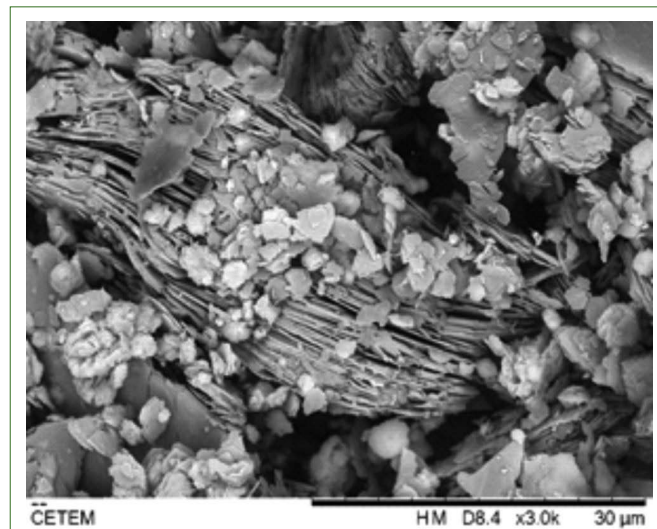


Figura 7 - Fotomicrografia amostra WP03 mostrando detalhe da caulinita pseudohexagonal e grãos de quartzo subeudráis.

SEPARAÇÃO GRANULOMÉTRICA

Com base nas análises granulométricas dos dados apresentados na tabela 3 e figura 8, pode-se afirmar que as amostras CBNARG, WP01 e WP03 são constituídas de partículas finas, em sua maioria tamanho silte e argila, ou seja, menores que 325 mesh (<0,044mm). Como observado na tabela, as amostras possuem valores de argila de 78,79%, 97,40% e 74,77%, respectivamente. Dentro dos perfis intempéricos regionais, essas amostras perfazem o saprólito caulinitico fino, conforme a geologia da região. Esses dados indicaram um ótimo rendimento para um posterior processamento e/ou uso futuro na indústria.

A amostra CBNARE é constituída de material argila 54,77% e 45,24% de areia muito fina a grossa, sendo que esta amostra é a que possui menor rendimento do caulim estudado, e este material caracterizado como saprólito grosso no perfil intempérico.

Tabela 3 - Granulometria e rendimento das amostras de caulins.

Amostras	argila	silte	areia
CBNARE	54,77	7,58	37,65
CBNARG	78,79	15,27	5,94
WP01	97,4	0,78	1,81
WP03	74,77	24,57	0,64

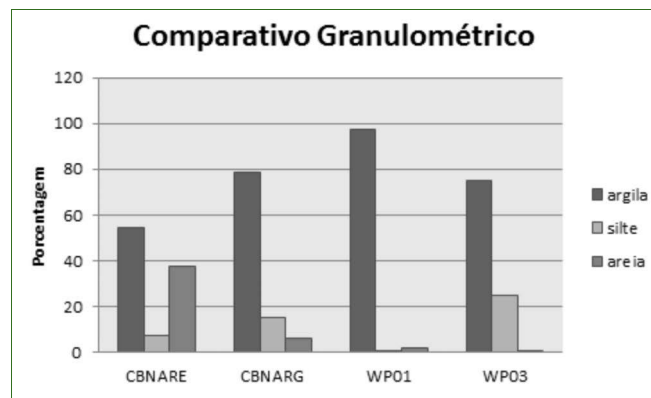


Figura 8 - Histograma das Amostras WP01, WP03, CBNARG e CBNARE elaborado a partir das análises granulométricas.

SEPARAÇÃO MAGNÉTICA

A separação magnética teve como objetivo a retirada e quantificação dos óxidos e hidróxidos de Fe e Ti, além de argilas que possuíssem esses elementos em suas estruturas com propriedades magnéticas. Após passar pelo separador magnético, os resíduos materiais, óxidos e hidróxidos de ferro, bem como argilas contendo esses elementos que ficaram retidas na lâ de aço, foram posteriormente pesados e assim elaborada a Tabela 4.

Os dados da tabela 4 indicam que as amostras possuem valores que variam de 0,68% a 1,10% de elementos com propriedades magnéticas, demonstrando que existe uma quantidade razoável de ferro no sistema.

As amostras WP01 e WP03, possuem teores de 0,75% e 1,10% de elementos magnéticos retidos após a separação. Estes valores podem ser corroborados, também, através da FRX, pois os resultados mostraram valores elevados de óxidos de Fe igual a 2,05% e 0,78% e Ti igual a 0,99% e 0,75% para as amostras WP01 e WP03, respectivamente, mostrando assim os valores elevados dos elementos retirados pela separação magnética. Porém, a amostra CBNARG, que indicou valores de 1,69% e 1,45% de óxido de titânio e óxido de ferro na análise química, apresentou valor baixo na separação magnética, indicando que esses óxidos podem estar fortemente ligados as estruturas das caulinitas.

Tabela 4 - Dados obtidos através da separação magnética.

Amostras	Peso em gramas (g)	Porcentagem (%)
CBNARE	1,984	0,68
CBNARG	1,974	0,50
WP01	3,622	0,75
WP03	4,105	1,10

ALVEJAMENTO QUÍMICO

O objetivo do alvejamento químico das amostras CBNARG, CBNARE e WP01, foi lixiviar os óxidos restantes e observar seus comportamentos através do tempo de lixiviação.

Foram utilizados o ditionito de sódio como agente redutor e hexametáfosfato de sódio como agente dispersante, e com controle de pH entre 3 e 4 estão contidos na tabela 5 e na Figura 9.

Na literatura, para um pH acima de 4,5, o íon férrico não propicia a liberação do seu óxido, em quantidades satisfatória e que em pH baixo, ou seja, próximo a 2 o íon ferro é solúvel. Isto faz com que ocorra a precipitação de enxofre contido, diminuindo assim a alvura do caulim.

Observa-se que os dados de alvura inicial, em tempo igual a zero (0) minuto (ver tabela 5 e Figura 8), mostraram caulins já com bom índice de alvura 82,4%; 82,8% e 81% nas amostras CBNARG, CBNARE e WP01, respectivamente. Após 30 e 60 minutos de alvejamento e sempre mantendo o pH nos entre 3 e 4, obtiveram-se os melhores resultados de brancura, 83% e 82,5% na amostra CBNARG e, 87,3% e 87,1% na amostra CBNARE. Já a amostra WP01 obteve o melhor resultado somente com 120 minutos de leitura da qual, alcançou

valor de 84,7%, que está abaixo dos melhores resultados das outras amostras, indicando um maior custo na fase de beneficiamento desta.

Tabela 5 - Dados de alvura dos caulins, com respectivos tempos de leitura.

TEMPO (Min)	ALVURA(%ISO)			
	pH	CBNARG	CBNARE	WP01
0		82,4	82,8	81,0
30		83,0	87,3	84,3
60	3 e 4	82,5	87,1	83,9
90		82,4	86,8	83,9
120		82,5	87,0	84,7

A figura 9 mostra que após 30 minutos de teste os índices permanecem mais estáveis, indicados pelas linhas aproximadamente horizontalizadas. Já a linha da RG permanece praticamente constante.

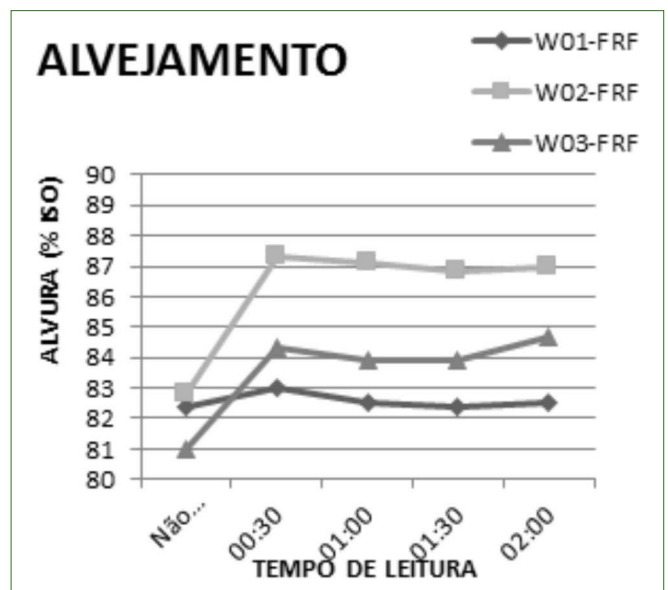


Figura 9 - Alvejamento Químico de acordo com o tempo de leitura e % ISO da alvura para as amostras CBNARG, CBNARE e WP01.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Confrontando os resultados das análises de DRX (Figuras 3, 4 e Tabela 1) pode-se indicar que as amostras estudadas são, essencialmente, cauliniticas. Os dados das análises químicas (tabela 2), forneceram valores do teor de SiO₂, e Al₂O₃ em média de 58,83% e 38,22%, respectivamente, sendo que estes valores estão relacionados mineralogicamente ao quartzo e caulinita.

Os teores de Fe_2O_3 com valores de 2,05% e TiO_2 com 1,69% nas amostras WP01 e CBNARG, respectivamente, estão relacionados aos minerais goethita e anatásio, como mostrados nos difratogramas das figuras (Figuras 3 e 4), sugerindo um ambiente intempérico laterítico gerador desses minerais. Quando confrontados os dados estruturais (tabela 1) e o grau de ordenamento com os dados químicos por FRX (tabela 2), observa-se que há modificações na estrutura cristalina da caulinita e estas podem estar relacionadas à substituição iônica do alumínio pelo ferro na estrutura octaédrica da caulinita.

Estas substituições isomórficas podem afetar o ordenamento da estrutura da caulinita através da mobilidade do íon férrico presente nas crostas lateríticas pelo intemperismo, que pode ser demonstrado nos dados de microdeformação de até 1,4% na amostra WP03 (tabela 1). Observa-se também na tabela 1 que as amostras cauliniticas com maior microdeformação são as que possuem menor tamanho médio do cristalito. Isso pode ser demonstrado na WP03, que possui tamanho médio de 483,57 Å. A deformação pode estar interligada ao tamanho da área superficial do cristal, cuja relação estabelece que quanto menor o tamanho do cristal, mais fácil sua alteração. Esta situação pode ser explicada quando se insere, isomorficamente, os elementos ferro ou titânio na estrutura, como também por desintegração do mineral em partículas menores a partir do transporte mecânico dos grãos.

Com o auxílio da microscopia de varredura, pode-se ter certeza da irregularidade nas faces dos cristais de caulinita, demonstrando formas pseudo-hexagonais à detriticas ou irregulares (Fig. 5, 6 e 7), além de se observar como os íons de Ti e Fe estão presentes na estrutura do argilomineral. Estes óxidos de Fe e Ti estão substituindo o Al, desordenando a estrutura cristalina e propiciando uma maior taxa de deformação, pois o mineral fica mais suscetível às ações intempéricas.

A partir dos resultados alcançados pela análise granulométrica, pode-se demonstrar que os horizontes saprolíticos compostos de material de alteração da Formação Alter do Chão são constituídos por sedimentos inconsolidados em sua maioria tamanho argila com valores de até 97,4% (amostra WP01), e em menor proporção areia, que obteve maior valor, 45,24% (amostra CBNARE). Essa variação granulométrica reflete as rochas parentais, que comportam pouca variação em termos de tamanho de grão.

Os dados resultantes da separação magnética evidenciaram que os caulins estudados possuem até 1,10% de fração magnética, como demonstra os resultados da amostra WP03. Essa porcentagem magnética refere-se aos óxidos presentes nos perfis de alteração intempéri-

ca, podendo relacionar-se com troca de íons de Al por Fe, na estrutura das caulinitas.

O conjunto de dados obtidos com o alveijamento químico indicou que os melhores índices de alvura foram obtidos com tempo de alveijamento de 30 e 60 minutos, representando uma melhor condição de alveijamento. Demonstra também que, nas condições de pH analisadas, o ferro trivalente reduz para ferro divalente, ocorrendo assim uma melhor solubilidade e, como consequência, um melhor índice de alvura.

CONCLUSÃO

A identificação das fases minerais através da interpretação dos difratogramas apresentaram picos característicos da caulinita, secundariamente, de quartzo e goethita e como mineral traço em todas as amostras anatásio.

Na análise química observa-se que os óxidos predominantes são SiO_2 e Al_2O_3 , corroborando com a identificação mineralógica quando foi evidenciado que a quartzo e caulinita são os minerais mais abundantes.

Os dados cristalográficos indicaram que a taxa de deformação pode está relacionada ao tamanho do cristalito e à presença do íon Fe na estrutura octaédrica ou nos interstícios da caulinita, sugerindo que este elemento deformou a estrutura cristalina.

As análises utilizando o MEV confirmaram que as amostras são constituídas essencialmente por caulinita e secundariamente por quartzo, sendo possível inferir uma substituição isomórfica de íons de Fe e Ti na estrutura da caulinita. Foram observados cristais com formatos irregulares e pseudohexagonais, confirmando então uma interação entre o desordenamento estrutural do mineral e sua deformação.

Os resultados obtidos com os ensaios de alveijamento químico foram considerados satisfatórios, pois os caulins tiveram seus valores de índice de alvura aumentados entre 0,72%, 4,36% e 5,15% para as amostras CBNARG, WP01 e CBNARE, respectivamente. É importante ressaltar que um aumento de aproximadamente 0,50% no índice de alvura de caulins permite aumentar, de forma considerável, o seu valor agregado e seu uso na indústria.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem as instituições: Universidade do estado do Amazonas-UEA e o Centro de Tecnologia Mineral – CETEM, pelo suporte laboratorial. Também ao CNPQ pelo financiamento da pesquisa e bolsa concedida ao primeiro autor.

REFERÊNCIAS

- Banco de Dados Cristalográficos CAPES: <http://www.portaldapesquisa.com.br/databases/>-<http://bdec.dotlib.com.br/>, ultimo acesso em 02/07/2016.
- Caputo M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Tese de Doutorado, Califórnia University, 586 p.
- Cornell R.M. & Schwertmann U. 2003. The iron oxides, structure, properties, reactions, occurrences and uses.
- Corrêa M.M., Ker J.C., Barron V., Torrent J., Fontes M.P.F., Curi N. 2008. Propriedades cristalográficas de caulinitas de solos do ambiente tabuleiros costeiros, Amazônia e Recôncavo Baiano. R. Bras. Ci. Solo, 32, 1857-1872 p.
- Costa M.L & Morais E.L. 1997. O caulim de Manaus-I-tacoatiara: Aspectos mineralógicos e geoquímicos-Geociências (fundação para o desenvolvimento da UNESP), São Paulo, Brasil, 35-53.
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências. 21 (12): 146-160.
- CPRM. 2005. http://www.cprm.gov.br/publique/media/geologia-basica/cartografiaregional/mapa_amazonas.pdf, ultimo acesso em 20/08/2016.
- Cunha P.R.C., Gonzaga F.G., Coutinho, L.F.C. 1994. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 47-55, Jan/Mar.
- Da Cunha F.O., Torem M.L., D'Abreu J.C. 2007. A influência do Ph na reologia de polpas de caulim.
- Dedavid B.A. 2007. Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores [recurso eletrônico] / Berenice Anina Dedavid, Carmem Isse Gomes, Giovanna Machado. Porto Alegre: EDIPUCRS.
- Deluca S. & Slaughter M. 1985. Existence of multiple phases and their relationship to disorder in kaolin minerals. Am. Miner. 70, 149-158.
- Gauglitz G. and Vo-dinh T. 2003. Handbook of Spectroscopy. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim.
- Gomes, C. S. F. Argilas: Aplicações na Indústria, Ed. Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal, 2002, p. 214.
- Hanna R.A., Santos P.S., Coelho A.C.V., Vieira A.L. 2005. O uso das argilas esmectíticas da região de Francas, SP, como adsorventes de compostos petroquímicos. Ciência e Engenharia, v. 15, p. 59-66.
- Khan K.F., Dar S.A, Khan S.A. 2012. Geochemistry of phosphate bearing sedimentary rocks in parts of Sonrai block, Lalitpur District, Uttar Pradesh, Índia. Chemie der Erde, v. 72, p. 117-125.
- Monteiro D.N.C., Horbe A.M.C., Da Silva C.C. 2007. A caulinita de perfis intempéricos sobre a Formação Alter do Chão – Estudo de difração de raios-X, microscopia eletrônica de varredura e espectroscopia de infravermelho e termogravimétrica. Contribuições à Geologia da Amazônia, v. 5, p. 133-142.
- Resende M., Curi N., Rezende S.B., Corrêa G.F. 1997. Pedologia: base para distinção de ambientes. 2.ed. Viçosa: NEPUT, 367p.
- Ribeiro F.F., Bertolino L.C., Da Luz A.B. 2003. Caracterização Mineralógica e Tecnológica do Caulim da Região de Silvânia-Go, visando a sua utilização industrial, CETEM.
- Rigaku Corporation. 2008. ZSX Version 5.74.
- Wanderley Filho J.R. 1991. Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 125p.

Assinatura isotópica Sr-Nd-Pb e proveniência de sedimentos de fundo do litoral paraense (Zona Costeira Amazônica)

Sr-Nd-Pb isotopic signatures and provenance of bottom sediments from the coast of Pará (Amazon Coastal Zone)

Elma Costa Oliveira¹, Jean Michel Lafon¹

RESUMO: A proveniência dos sedimentos de fundo em três setores da Zona Costeira Amazônica no litoral paraense (Foz do rio Amazonas, Golfão Marajoara e setor norte das Reentrâncias Paraenses) foi investigada através da geoquímica elementar e isotópica Sr-Nd-Pb. Para os sedimentos de fundo dos três setores, as assinaturas geoquímicas apontam para uma proveniência a partir de unidades geológicas félsicas da crosta continental superior. Os sedimentos do Canal Sul do rio Amazonas, a norte da ilha do Marajó (Foz do rio Amazonas) apresentaram teores menores de Na₂O e K₂O e CIA maior, indicando um maior grau de intemperismo. As assinaturas isotópicas distintas de Sr, Pb e, principalmente, Nd dos sedimentos dos três setores estudados indicam fontes distintas em natureza e idade. Os sedimentos da Foz do rio Amazonas são provenientes predominantemente dos Andes e regiões sub-andinas, como já demonstrado em trabalhos anteriores. As assinaturas de Sr e Pb mais radiogênicas e valores mais negativos de ϵ_{Nd} dos sedimentos da baía do Guajará e rios Carnapijô e Guamá, no setor de Belém (Golfão Marajoara) e dos estuários dos rios Caeté e Maracanã (setor norte das Reentrâncias Paraenses) indicam uma contribuição maior de rochas pré-cambrianas nas suas fontes. As idades modelo Nd-T_{DM} (1,62-1,99 Ga) dos sedimentos do Golfão Marajoara sugerem uma participação predominante das unidades metassedimentares da Faixa Araguaia e subordinada das unidades magmáticas e metamórficas do embasamento da Província Tocantins. As idades modelo Nd-T_{DM} (1,70-2,83 Ga) dos sedimentos dos estuários dos rios Caeté e Maracanã retratam uma forte contribuição das rochas do embasamento pré-cambriano (Fragmentos do Cráton de São Luís e Cinturão Gurupi) que afloram na região costeira do nordeste Paraense.

PALAVRAS-CHAVE: Proveniência; Sedimentos de fundo; Isótopos de Sr-Nd-Pb; Zona Costeira Amazônica.

ABSTRACT: The provenance of the bottom sediments in three areas of the Amazon Coastal Zone (mouth of the Amazon River, Marajoara Gulf and northeastern coast of Pará) was investigated by elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry. The geochemical signatures of the bottom sediments from the three sectors indicate a provenance from felsic geological units of the upper continental crust. Sediments of the Southern Channel of the Amazon River, north of the Marajó island (mouth of the Amazon River) had lower contents of Na₂O and K₂O and a higher CIA, indicating a higher degree of weathering. The distinct isotopic signatures of Sr, Pb and, principally, Nd of bottom sediments of the three studied sectors indicate different sources in nature and age. The sediments of the mouth of the Amazon River derived predominantly from the Andean and sub-Andean regions, as already shown in previous works. The more radiogenic Sr and Pb signatures and more negative ϵ_{Nd} values of the sediments from Guajará Bay and Carnapijô and Guamá rivers, in Belém area (Golfão Marajoara) and from the estuaries of Caeté and Maracanã rivers (northeastern coast of Pará) indicate a greater contribution of Precambrian rocks in their sources. Nd-T_{DM} model ages (1.62-1.99 Ga) of the sediments from the Golfão Marajoara suggest a predominant contribution from the metasedimentary units of the Araguaia Belt and a subordinated contribution from the magmatic and metamorphic basement of Tocantins Province. Nd-T_{DM} model ages (1.70-2.83 Ga) of sediment in the estuaries of Maracanã and Caeté rivers portray a strong contribution of Precambrian basement rocks (Craton Fragments of San Luis and Gurupi Belt) that outcrop in coastal region of northeastern Pará.

KEYWORDS: Bottom sediments; Sr-Nd-Pb isotopes; Amazon Coastal Zone.

¹ Oliveira, Elma Costa; Lafon, Jean Michel¹

Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará, Av. Augusto Corrêa, CEP: 66075-110, Belém - PA.

INTRODUÇÃO

Os sedimentos fluviais, estuarinos e costeiros fornecem importantes indicações sobre suas origens e as mudanças ocorridas no ambiente devido às influências naturais. A composição química dos sedimentos fluviais geralmente apresenta variações espaciais relacionadas à proveniência, transporte fluvial e ambiente de deposição (Roig *et al.*, 2005). O uso de traçadores isotópicos em águas, sedimentos entre outros, constitui hoje uma ferramenta de auxílio em estudos de proveniência, processos de intemperismo, recarga, balanço de massa, fluxo de elementos para os oceanos, etc. (Clark & Fritz, 1997; Allègre *et al.*, 1996; Banner, 2004; Millot *et al.*, 2004; Padoan *et al.*, 2011; Miller *et al.*, 2015). Estudos isotópicos realizados em rios e estuários têm mostrado que as variações de razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e concentração de Sr são principalmente causadas pela mistura de águas de origens variadas com diferentes razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e conteúdo de Sr resultantes da interação rocha-água de diferentes tipos de rocha. As variações naturais da composição isotópica do Pb são úteis como traçadores na avaliação de fontes naturais e de possíveis contribuições antropogênicas.

O método Sm-Nd também é uma ferramenta fundamental para auxiliar na determinação da proveniência das rochas sedimentares. A inferência de prováveis áreas fonte de sedimentos é possível pelo fato de que cada associação litoestratigráfica ter uma assinatura isotópica distinta de Nd, sobretudo em função da idade de formação do substrato rochoso. Rochas vulcânicas diretamente derivadas do manto, como ocorrem em ambiente de arco de ilhas ou arco magmático continental recentes, forneçam parâmetros isotópicos diferentes (ϵ_{Nd} positivo, idade modelo T_{DM} jovem) daquelas de uma região cratônica formada por unidades geológicas pré-cambrianas (ϵ_{Nd} negativo, idade modelo T_{DM} antiga) (Faure & Mensing, 2005). A assinatura isotópica geralmente se mantém inalterada durante a atuação dos processos de intemperismo, transporte e deposição nas bacias sedimentares (Goldstein & Jacobsen, 1988; McLennan *et al.*, 1990; Allègre *et al.*, 1996; Borba *et al.*, 2003; Banner, 2004; Dhuime *et al.*, 2011; Wu *et al.*, 2012). Entretanto, os efeitos de fracionamento mineralógico e concentração de minerais pesados durante o transporte e deposição podem modificar significativamente a composição isotópica dos sedimentos fluviais (Garçon *et al.*, 2013, 2014).

No Brasil, ainda há poucos estudos de proveniência envolvendo isótopos radiogênicos em sedimentos fluviais e costeiros (Borba *et al.*, 2003; Roig *et al.*, 2005; Mahiques *et al.*, 2008). A maior parte dessas pesquisas se concentrou na porção norte do Brasil, onde foram realizados vários estudos geoquímicos e isotópicos Sr-Pb-Nd no sistema hidrográfico do rio Amazonas.

Os estudos isotópicos Sr-Pb-Nd realizados ao longo do rio Amazonas, desde a região andina até o estuário no Oceano Atlântico e a pluma de sedimentos na costa amapaense mostraram que os sedimentos são derivados predominantemente dos Andes, com contribuição incipiente das áreas cratônicas (Basu *et al.*, 1990; Allègre *et al.*, 1996; McDaniel *et al.*, 1997; Parra & Pujos, 1998; Viers *et al.*, 2008; Horbe *et al.*, 2014; Roddaz *et al.*, 2014; Santos *et al.*, 2014; Medeiros Filho *et al.*, 2016). Recentemente, Rousseau *et al.*, (2015) determinaram valores médio de ϵ_{Nd} de -8,9 e -10,7 para sedimentos em suspensão e material dissolvido no estuário do rio Amazonas enquanto que material dissolvido do Oceano Atlântico apresentou ϵ_{Nd} de -12,1. Zhang *et al.*, (2015) encontraram valores de ϵ_{Nd} entre -11,15 e -9,07 para sedimentos de fundo na desembocadura do rio Amazonas.

O objetivo do trabalho é verificar por meio da geoquímica de elementos e da composição isotópica de Sr-Nd-Pb de sedimentos de fundo as diferenças entre o principal sistema estuarino da Zona Costeira Amazônica que é a foz do rio Amazonas com outros estuários de menor porte do litoral paraense e relacionar com as possíveis fontes desses sedimentos. Para essa finalidade, foram escolhidos um local representativo da foz do Amazonas, como referência, o estuário do rio Pará que representa também um estuário importante (“foz” do rio Tocantins e Araguaia) e estuários de rio menor com bacia hidrográfica mais restrita como os rios Maracanã e Caeté no nordeste paraense.

A Zona Costeira Amazônica (ZCA) representa a região litorânea norte do Brasil, compreendida entre o rio Oiapoque no Amapá (na fronteira com a Guiana Francesa) e a baía de São Marcos no estado do Maranhão. Abrange, portanto, as faixas costeiras dos estados do Amapá, Pará e Maranhão, com extensão de cerca 2250 km. A ZCA está dividida em cinco setores do norte para sul, (1) Setor de campos lamosos do Amapá, (2) Cabo Norte, (3) Foz do Amazonas e o Golfão Marajoara, (4) Reentrâncias Paraenses e Maranhenses e o (5) Golfão Maranhense (Souza Filho *et al.*, 2005). As áreas de estudo estão localizadas nos setores da Zona Costeira Amazônica no litoral paraense (Foz do rio Amazonas, Golfão Marajoara e setor norte das reentrâncias Paraenses).

O rio Amazonas nasce da união dos rios Negro e Solimões e representa o principal aporte de material sedimentar em direção ao oceano Atlântico. A bacia do rio Amazonas constitui a mais extensa rede hidrográfica do globo terrestre, que ocupa uma área total de 6.925.674 km². Em seu baixo curso, os principais tributários como os rios Tapajós, Xingu, Trombetas, Jari e Paru trazem uma contribuição reduzida no aporte de sedimentos devido ao baixo relevo dos escudos Pré-Cambrianos (Allègre *et al.*, 1996; McDaniel *et al.*, 1997; Roddaz *et al.*, 2005). Segundo Gibbs (1967), mais de 80% da carga anual de material em suspensão ($\approx 5 \times 10^8$ toneladas) do

rio Amazonas é formado por silte e argila, derivados dos Andes e a média da carga em suspensão próxima a foz do rio atinge valores de 125 mg L^{-1} nos meses chuvosos. A sedimentação fina predominante ao longo da costa do Amapá é representada por silte argiloso, argila síltica e areia síltica e está associada principalmente a pluma do rio Amazonas. Os processos hidrodinâmicos são responsáveis pela variação textural dos sedimentos que apresentam uma mineralogia composta por argilomineerais, principalmente esmectita, ílita, clorita e caulinita, proveniente dos Andes, da erosão das margens e da remobilização dos sedimentos terciários da bacia amazônica (Corrêa & Ávila, 2001; Guyot *et al.*, 2007). Na proximidade da foz, antes de formar o estuário à norte da ilha do Marajó, o rio Amazonas se divide em dois canais, o Canal Norte que é formado predominantemente por águas do rio Amazonas, enquanto o Canal Sul tem contribuição de águas do rio Xingu (Corrêa & Ávila, 2001).

A baía do Guajará, formada pelo encontro dos rios Guamá e Acará margeia a oeste a cidade de Belém e prolonga-se mais a norte da cidade onde se encontra com a baía do Marajó. Essa última, junto com o rio Pará, constitui o sistema estuarino do Sul na foz do rio Amazonas

(sistema estuarino rio Pará - baía do Marajó). A dinâmica das águas, as variações sazonais extremas são fatores importantes que influenciam na concentração do material em suspensão e na complexidade dos processos de sedimentação (Gregório & Mendes, 2009). A área se caracteriza por unidades geológicas dos períodos Neógeno e Quaternário. Fazem parte deste contexto sedimentos neogênicos da Formação Barreiras, sedimentos Pós-Barreiras do Quaternário e sedimentos holocênicos (Rosseti, 2001).

Os estuários dos rios Maracanã e Caeté estão localizados na mesorregião nordeste do Pará na Planície Costeira Bragantina, a leste do estuário do rio Pará distante aproximadamente de 210 km de Belém e com distância entre os dois estuários de aproximadamente 150 km. Segundo Souza Filho & El-Robrini (1996), a área costeira de Bragança é subdividida em três unidades geomorfológicas como Planície Aluvial, Planície Estuarina e Planície Costeira. Nesse setor do nordeste paraense, a planície costeira amazônica tem contato com as rochas do embasamento do Pré-Cambriano constituindo o Fragmento Cratônico de São Luís da Província Parnaíba (Almeida *et al.*, 1977; Hasui *et al.*, 1984).

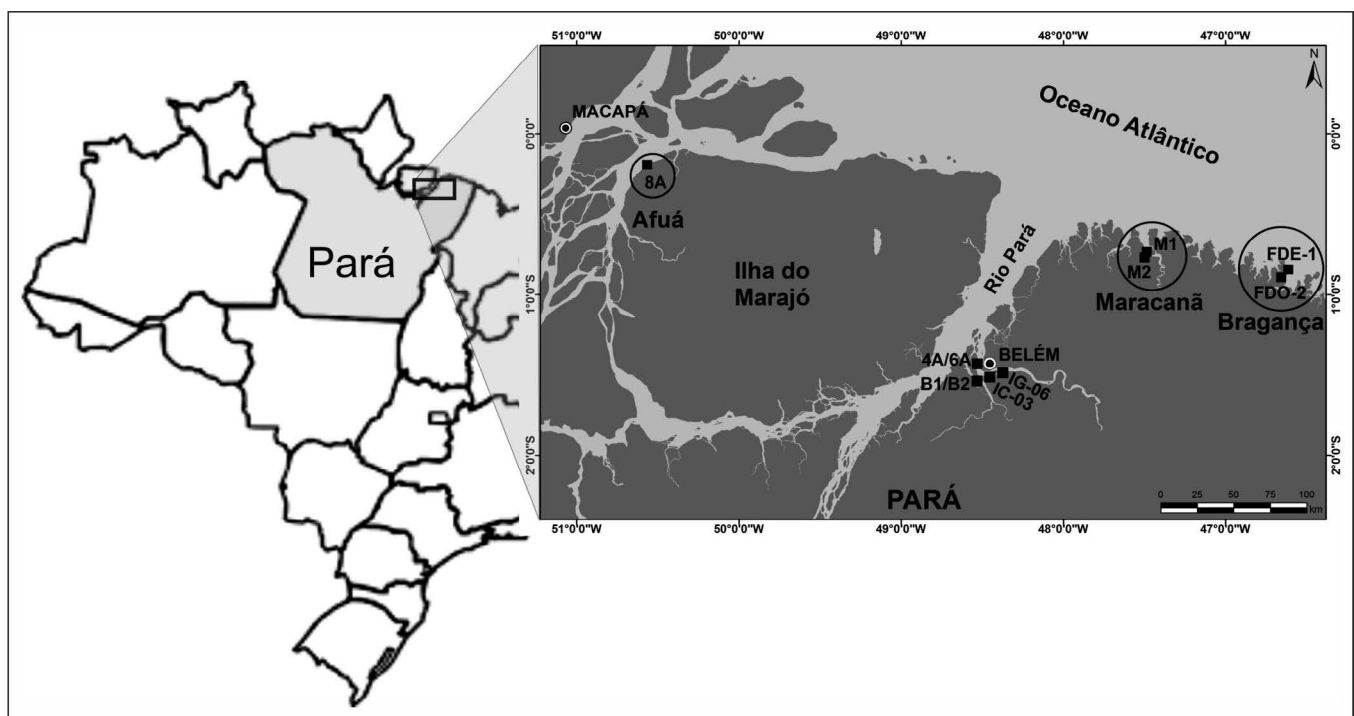


Figura 1 - Mapa da porção norte do litoral paraense com localização das áreas estudadas e dos pontos de amostragem (Canal Sul da foz do rio Amazonas: amostra 8A; Golfão Marajoara: amostras IC-03 e IG-06 – Rio Guamá; amostras B1 e B2 – Rio Carnapij, amostras 4A e 6A – Baía do Guajará; Reentrâncias Paraense: amostras M1 e M2 – estuário do Rio Maracanã; amostras FDE-1 e FDO-2 – estuário do Rio Caeté)

CONTEXTO HIDROGRÁFICO E GEOLÓGICO

- Hidrografia

As bacias hidrográficas brasileiras e, em particular do estado do Pará são delimitadas de acordo com resolução do CNRH (Conselho Nacional de Recursos Hídricos), com base na classificação de Pfafstetter (1989).

A foz do rio Amazonas pertence à região hidrográfica amazônica enquanto que a baía do Guajará faz parte da região hidrográfica do Tocantins/Araguaia que engloba a bacia hidrográfica do rio Tocantins até a foz no oceano Atlântico. Em escala menor, a baía do Guajará, corresponde à principal conexão entre a sub-bacia do rio Guamá-Moju (Pará) e a baía do Marajó (Pará) que pertence ao sistema hidrográfico da sub-bacia do rio Pará (IBGE, 2000). O rio Carnapij faz também a liga-

ção entre o rio Pará e a baía do Guajará. Com área total aproximadamente de 87.000 km², a sub-bacia do Guamá-Mojú tem como drenagens os rios Guamá, Moju, Acará e Capim (www.para30graus.pa.gov.br/hidrico). No rio Guamá a influência da maré é observada até a cidade de São Miguel do Guamá (Pará), a aproximadamente 120 km da baía do Guajará. Esta influência alcança também as cidades de Moju e Acará, localizadas as margens dos rios homônimos, há 24 km de distância (Gregório & Mendes, 2009). A baía do Guajará está sob influência desses rios, porém recebe também forte influência do rio Pará e, portanto, dos rios Tocantins e Araguaia.

A região hidrográfica Costa Atlântica – Nordeste Ocidental no estado do Pará, ocupa em torno de 10% da área do estado e consiste da região hidrográfica dos rios que deságuam no Oceano Atlântico, como os rios Marapanim, Maracanã, Caeté e Urumajó. É limitada a leste pela região hidrográfica do Parnaíba. Apesar de serem considerados como pertencente à sub-bacia do rio Guamá, os rios Caeté e Marapanim formam sub-bacias independentes sem conexão com os outros rios Guamá, Mojú, Capim, Acará etc. (Silva, 2014). O rio Caeté tem em torno de 150 km de comprimento com uma sub-bacia de cerca de 2200 km² de extensão. Deságua na Baía de Caeté -Urumajó, próximo à cidade de Bragança. A sub-bacia do rio Maracanã ocupa uma área em torno de 3500 km². O rio tem aproximadamente 100 km de comprimento e forma um estuário de cerca de 20 km junto com o rio Caripi.

- Geologia

Em todo o litoral paraense, predominam unidades geológicas dos períodos Neógeno e Quaternário. Fazem parte deste contexto a Formação Pirabas (calcários cinzas e amarelados intercalados com lamitos e arenitos calcários de idade do final do Oligoceno/Eomioceno) sedimentos neogênicos da Formação Barreiras (lamitos, arenitos e, localmente, conglomerados), sedimentos Pós-Barreiras do Quaternário e sedimentos holocênicos (Rosseti, 2001, 2006). A Formação Pirabas ocorre de forma descontínua, estando exposta ao longo de falésias costeiras, cortes de estradas e minas a céu aberto e em subsuperfície. No Nordeste do Pará, há registros desta formação em algumas localidades no litoral e interior (Távora *et al.*, 2010).

Na porção nordeste do estado do Pará, próximo à divisa com o estado do Maranhão ocorrem ainda os domínios Pré-Cambrianos Fragmento Cratônico de São Luís e Cinturão Gurupi.

O Fragmento São Luís engloba as rochas Pré-Cambrianas de idade principalmente riacianas (2,30 a 2,05 Ga) que afloram próximo à costa atlântica na região limítrofe entre os estados do Pará e Maranhão. É denominado de fragmento cratônico em virtude de estudos de correlação geológica e geocronológica (Hurley *et al.*, 1967; Torquato & Cordani, 1981; Lesquer

et al., 1984; Klein & Moura, 2008) que sugerem fortemente que esse terreno seja um fragmento do Cráton Oeste Africano que permaneceu na Plataforma Sul-Americana por ocasião da ruptura continental mesozóica e formação do Oceano Atlântico sul.

É interpretado como um orógeno paleoproterozoico envolvendo pelo menos uma fase acrescionária entre 2,24 e 2,15 Ga, responsável pela geração de seqüências metavulcanossedimentares e dos granitoides cálcio-alcálicos em sistemas de arcos de ilhas, e uma fase colisional entre 2,10 e 2,08 Ma, marcada pelo metamorfismo regional e colocação de granitoides, melhor representada no embasamento do Cinturão Gurupi. O Cinturão Gurupi constitui uma faixa móvel de idade neoproterozoica a eopaleozoica desenvolvida no sudoeste do Fragmento Cratônico de São Luís. Grande parte das unidades geológicas são paleoproterozoicas relacionadas ao Fragmento Cratônico de São Luís, porém nota-se alguns registros de magmatismo neoproterozoico em torno de 732 Ma, 625 Ma e 549 Ma (Klein *et al.*, 2005a,b; Palheta *et al.*, 2009; Klein & Lopes, 2011; Klein *et al.*, 2012).

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletados 11 testemunhos de sedimentos de fundo sendo dois testemunhos na baía do Guajará (4A e 6A), dois no rio Carnapijó (B1 e B2) e dois no rio Guamá (IC03 e IG06), para o setor estuarino do rio Pará nas proximidades de Belém (Golfão Marajoara), dois testemunhos no estuário do rio Maracanã (M1 e M2) e dois no estuário do rio Caeté (FDE e FDO-2), representativos do setor norte das Reentrâncias Paraenses e um testemunho no Canal Sul do rio Amazonas (8A), a norte da ilha do Marajó (Foz do rio Amazonas).

Os testemunhos do Golfão Marajoara e do rio Maracanã foram coletados com testemunhador tipo *Russian Peat Borer* (Souza *et al.*, 2008), com profundidade variando de 42 a 50 cm. Os testemunhos do estuário Caeté e do Canal Sul na foz do rio Amazonas foram coletados utilizando tubos de PVC com profundidade de 46 a 52 cm.

Os testemunhos da baía do Guajará, rio Carnapijó e estuário Maracanã (4A, 6A, B1, B2, M1 e M2) foram divididos em fatias de 10 cm de espessura, enquanto que os testemunhos do rio Guamá IC03 e IG06 foram divididos em fatias de 5 cm de espessura. Os testemunhos do estuário Maracanã (FDE, FDO-2) e do Canal Sul (8A) foram fatiados de 1 em 1cm de espessura para os 10 primeiros cm e de 2 em 2cm para as fatias seguintes.

Excetuando-se a amostra 4A, para a qual apenas a fatia do topo foi analisada, foram selecionadas as fatias do topo e da base de cada testemunho para verificar possíveis variações temporais recentes, nos últimos 50-100 anos, que correspondem aproximadamente à espessura de sedimentos (Santos *et al.*, 2012; Oliveira *et al.*, 2015).

As amostras foram desidratadas em estufa a 50°C e desagregadas em gral de ágata. A análise granulométrica da fração total dos sedimentos de fundo, excetuando-se as amostras do rio Guamá que não foram analisadas, foi realizada com o auxílio de um analisador de Tamanho de Partículas por Difração a Laser (Laser Diffraction, SALD 2101 - Shimadzu) no laboratório de Oceanografia do Instituto de Geociências da UFPA.

A análise mineralógica da fração argila das amostras de sedimento de fundo foi realizada por difração de raios-X pelo método do pó, no Laboratório de Caracterização de Minerais do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando um difratômetro de marca Panalytical, modelo X-PERT PRO MDP (PW 3040/60).

Análises químicas foram realizadas em laboratório comercial canadense, para determinação das concentrações totais de elementos maiores, traços e dos elementos terras raras (ETR) na amostra total. O procedimento padrão utilizado para a dissolução total consiste em dissolver 0,25 g de amostra com uma combinação de ácidos concentrados HF-HNO₃-HClO₄-HCl, para posterior análise por espectrometria de massa ICP-OES (elementos maiores) e ICP-MS (elementos traços e terras raras). Durante as análises químicas, o procedimento de controle de qualidade analítica deste laboratório incluiu a análise em duplicatas de amostras (amostras FDE-48-50 e IC03T-A) e de material de referência STD OREAS 24P (*in house standard*).

As composições isotópicas foram determinadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da UFPA, segundo o procedimento experimental descrito por Lafon *et al.*, (1993) e Oliveira *et al.*, (2016). Cerca de 200 mg de amostra de sedimento (fração total calcinada) são introduzidos em cadinho de teflon juntamente uma solução de traçador misto ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd. A dissolução é realizada com mistura HF + HNO₃ concentrado e bidestilado à 100°C por 24 horas. Após evaporação esta etapa de dissolução com HF + HNO₃ é repetida por um período de quatro dias. Em seguida, a solução é seca e o resíduo é dissolvido com HCl 6,2N. A purificação dos elementos Sm, Nd, Pb e Sr foi realizada por cromatografia de troca iônica em duas etapas. Uma primeira etapa com resina Biorad Dowex AG 50W-X8, em meio HCl 6,2N e 2N e HNO₃ 3N permite extrair o Pb, Sr e elementos terras raras. Uma segunda etapa com resina com Ln (50-100µm, Eichrom®) é realizada para a purificação de Sm e Nd dos outros elementos terras raras, seguindo o procedimento adaptado de Gioia *et al.*, (2000). Uma purificação final do Pb foi realizada por cromatografia em microcolunas de teflon, preenchida com resina Biorad Dowex AG1-X8, 200-400 mesh em meio HBr 0,5N.

A composição isotópica de Pb foi determinada por espectrometria de Massa com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS). O Pb purificado foi dissolvido em HNO₃ 3% + Tl (Tálio) 50 ppb e analisado em um espectrômetro de massa marca Thermo-Finnigan modelo Neptune com multicoletores. Neste espectrômetro de massa, a razão ²⁰⁵Tl/²⁰³Tl é utilizada para corrigir as razões isotópicas do Pb dos possíveis efeitos de fraciona-

mento segundo a lei exponencial (Platzner *et al.*, 2001). O controle de acuracidade das análises isotópicas foi realizado com repetida análise de material de referência NBS 981 (*common lead*) e da solução (ICP) multielementar de referência *Tune-up Solution* Neptune da Thermo Fisher Scientific.

O Sr purificado foi concentrado com HNO₃ 6N e depositado em filamento de Tungstênio (W). As análises isotópicas foram realizadas por espectrometria de massa por termoionização (TIMS) em modo estático em um espectrômetro de massa marca Finnigan modelo MAT 262. As razões isotópicas de Sr foram corrigidas internamente dos efeitos da discriminação de massa com a lei exponencial de fracionamento, utilizando o valor de referência da razão ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr de 0,1194.

Para as análises isotópicas de Sm e Nd foram realizadas por espectrometria de massa (TIMS) para a maioria das amostras e por espectrometria ICP-MS para algumas amostras, os elementos purificados são concentrados com H₃PO₄ 0,125N e HNO₃ 1N e depositados em filamento de Tântalo (Ta) e analisados em um espectrômetro de massa marca Finnigan modelo MAT 262. Enquanto que para as análises por ICP-MS o concentrado purificado destes elementos, são concentrados com HNO₃ 2% e analisado no espectrômetro.

A razão ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd igual a 0,7219 é utilizada para a normalização das razões e a razão ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd permite corrigir as interferências do Sm. A razão ¹⁴⁹Sm/¹⁴⁷Sm é utilizada para o cálculo da diluição isotópica, ¹⁵²Sm/¹⁴⁷Sm é a razão de referência e corrige o fracionamento, ¹⁵⁴Sm/¹⁴⁷Sm é a razão de controle e ¹⁵⁵Gd/¹⁴⁷Sm corrige a interferência do Gadolínio (Gd).

Os brancos totais para monitorar o nível de contaminação introduzida durante os procedimentos analíticos sempre foram inferiores a 0,1% da quantidade de Pb, Sr e Nd das amostras e, portanto, desprezíveis. A acurácia, precisão e reprodutibilidade das análises isotópicas foram monitoradas pela análise repetida de materiais de referência NBS-981 e NBS-982 para o Pb, NBS-987 para o Sr e BCR-1 e La Jolla para o Nd.

RESULTADOS

Análise Granulométrica e composição mineralógica da fração argila.

As amostras apresentaram uma grande variação textural. Nas amostras do Canal Sul, predomina a fração silte. No setor da baía do Guajará, as amostras apresentam percentagem elevada de areia e, sobretudo, percentagem muito baixa de argila. As amostras dos estuários Caeté e Maracanã se destacam das outras amostras pela alta abundância de argila, sobretudo no caso das amostras do estuário do rio Caeté que também possui percentagem de areia muito baixa. De acordo com a classificação textural no diagrama de Shepard (1954), as amostras de sedimento de fundo apresentaram uma tendência de silte argiloso a areia siltica (Figura 2). Em

todos os setores, as características texturais das amostras de sedimento de fundo indicam um regime hidrodinâmico que varia de alto a muito alto (Figura 3). Em todas as amostras de sedimento de fundo, a composição

mineralógica da fração argila apresentou similaridade com uma predominância dos argilominerais esmectita, caulinita e illita (Tabela 1).

Tabela 1: Classificação textural, tamanho médio do grão segundo Wentworth (1922), percentual de areia, silte e argila e constituintes mineralógicos.

Amostras	Média	Classificação	% Areia	% Silte	% Argila	Argilominerais
Canal Sul						
8A(0-1)	4,5	Silte grosso	41,7	52,3	6,0	Sme, ill, Kln
8A(44-46)	3,7	Areia fina	39,6	50,4	9,9	Sme, ill, Kln
Baía do Guajará						
4A-01	3,19	Areia fina	63,5	32,3	4,1	Sme, ill, Kln
6A-01	3,13	Areia fina	44,6	53,9	1,5	Sme, ill, Kln
6A-04	3,27	Areia fina	34,5	60,1	5,3	Sme, ill, Kln
Rio Carnapijó						
B1-1	3,88	Areia fina	60,8	33,7	4,8	Sme, ill, Kln
B1-5	4,1	Silte grosso	57,9	35,0	7,0	Sme, ill, Kln
B2-1	2,7	Areia fina	98,9	1,1	0,03	Sme, ill, Kln
B2-5	3,5	Areia fina	34,5	60,1	5,3	Sme, ill, Kln
Rio Caeté						
FDE(0-1)	8,2	Argila grossa	0	48,9	48,9	Sme, ill, Kln
FDE(48-50)	6,6	Silte fino	12,8	50,5	36,7	Sme, ill, Kln
FDO2 (0-1)	7,8	Silte fino	1,2	54,2	42,7	Sme, ill, Kln
FDO2 (54-56)	7,4	Silte fino	5,6	57,0	35,6	Sme, ill, Kln
Rio Maracanã						
M1-1	4,4	Silte grosso	52,3	33,2	14,5	Sme, ill, Kln
M1-5	6,1	Silte fino	26,6	49,9	23,3	Sme, ill, Kln
M2-1	4,2	Silte grosso	58,7	29,8	11,6	Sme, ill, Kln
M2-5	4,4	Silte grosso	56,4	28,7	14,8	Sme, ill, Kln

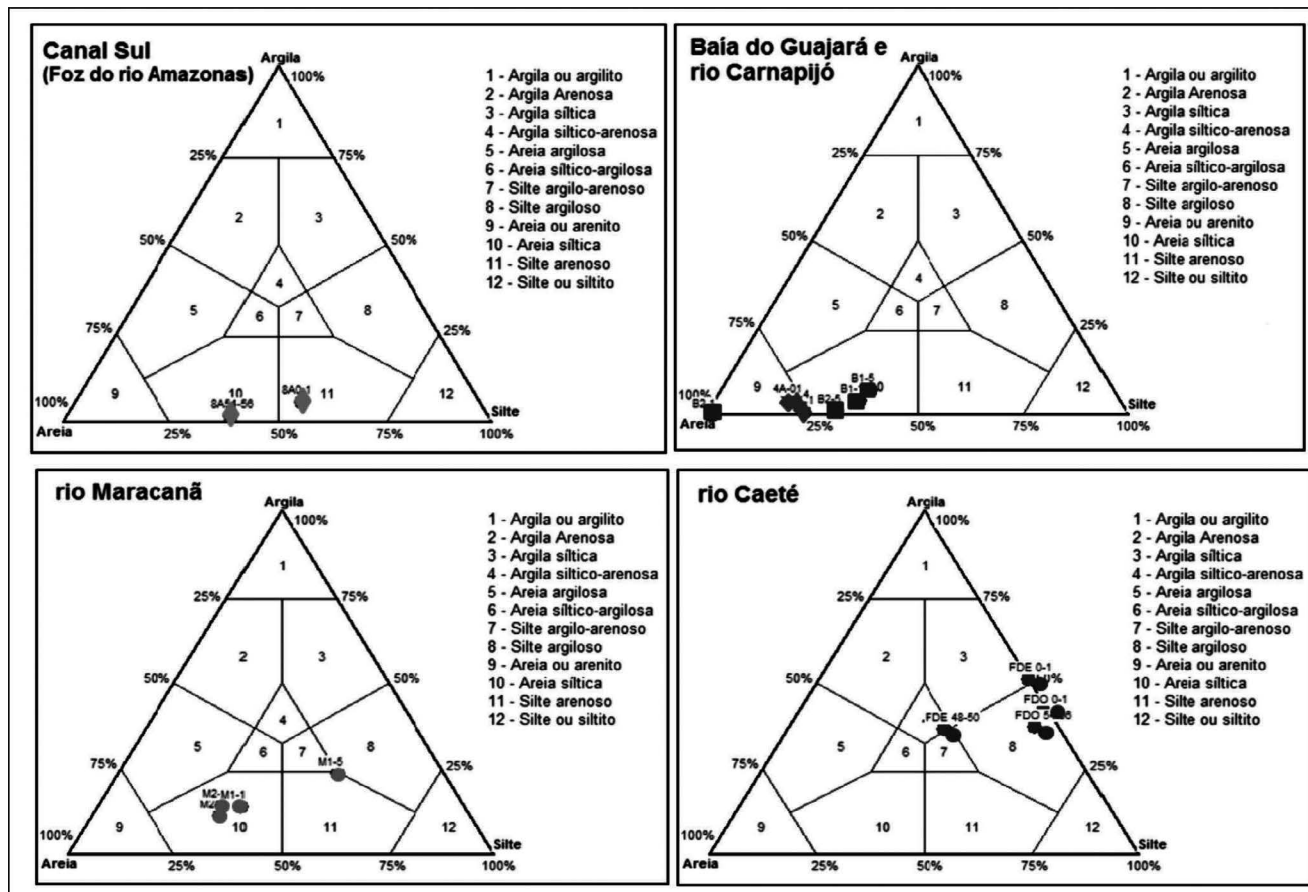


Figura 2 - Classificação textural para os sedimentos de fundo da zona costeira, diagramas de Shepard (1954).

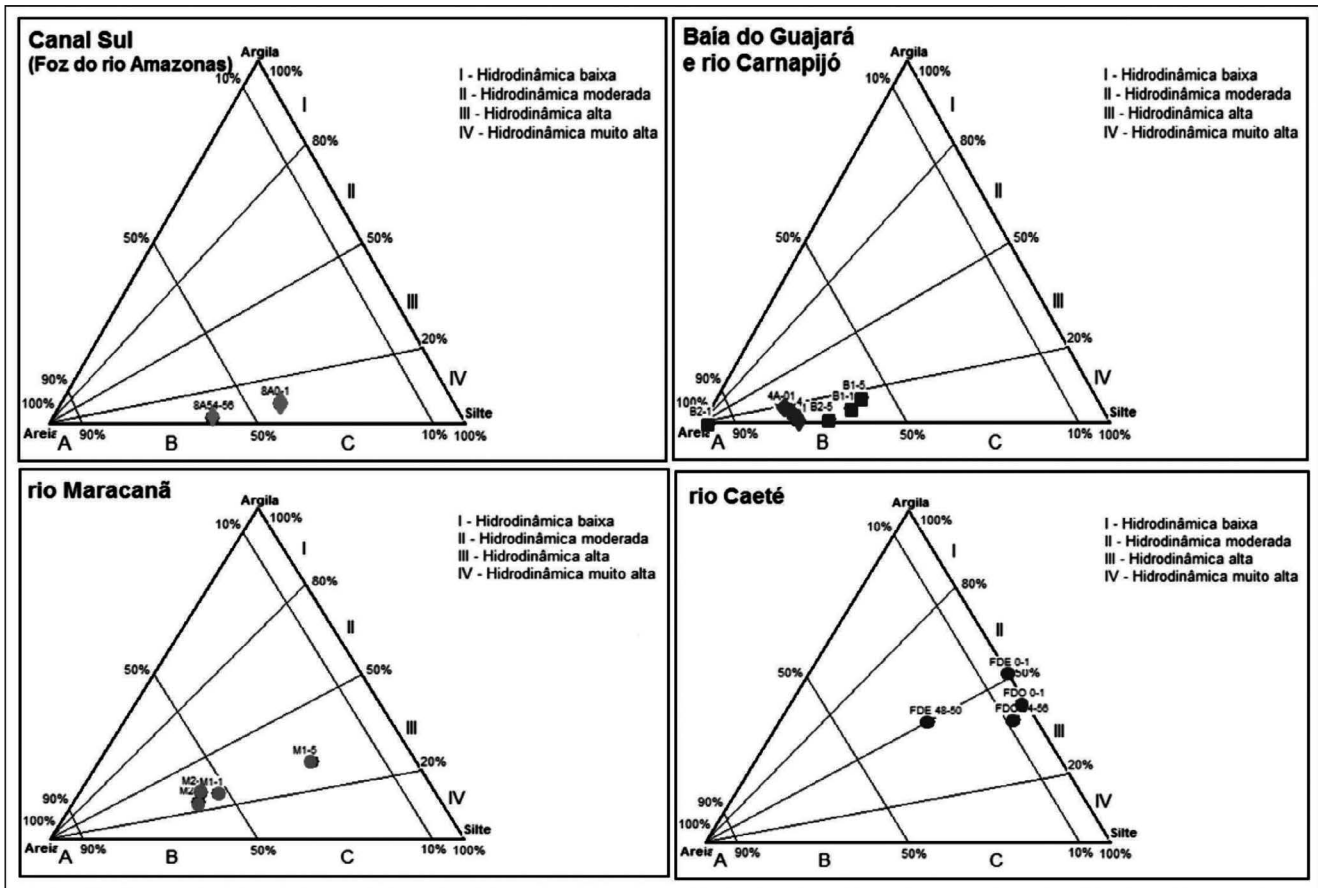


Figura 3 - Classificação do regime hidrodinâmico para os sedimentos de fundo da zona costeira, diagramas de Pejrup (1988).

Geoquímica de elementos

Os teores de elementos maiores, traços e elementos terras raras são apresentados na tabela 2. Os sedimentos do Canal Sul na foz do rio Amazonas apresentaram maiores concentrações de elementos maiores. No setor estuarino de Belém percebe-se uma similaridade na concentração desses elementos, assim como nos rios Maracanã e Caeté. As amostras do Canal Sul e do Golfão Marajoara apresentaram teores similares de Fe_2O_3 , enquanto que as amostras das Reentrâncias Paraenses têm teores menores. Para Al_2O_3 , os valores mais elevados são encontrados nas amostras do Golfão Marajoara e das reentrâncias paraenses e os menores nas amostras do Canal Sul, os quais apresentam também teores de Na_2O e K_2O muito baixos.

Para os elementos traços, as amostras do Canal Sul apresentaram os teores mais elevados, quando comparadas às amostras dos outros setores, excetuando-se os teores de Zr e Hf. Nos outros setores, Sc, Ni, Cr, Zr, Th e Hf apresentam teores similares. Rb, Sr, Co, V, U, Y e Pb têm concentrações maiores nas amostras do Golfão Marajoara em relação às amostras das Reentrâncias Paraenses.

Para os elementos Terras Raras, os teores dos sedimentos do Canal Sul são similares aos teores dos sedimentos do Golfão Marajoara enquanto que as reentrâncias Paraenses apresentam teores mais baixos. Quando normalizados aos valores da Crosta continental superior ou do PAAS (Taylor & McLennan, 1985) as amostras de todos os setores têm concentrações parecidas (valores próximos de 1) e não apresentam nenhum fracionamento significativo entre elementos terras raras e leves e pesadas. Quando comparadas com o NASC (Gromet *et al.*, 1984), as amostras mostram um leve empobrecimento em terras raras pesadas (Yb e Lu).

O índice de alteração química ($CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \times 100$ - óxidos em proporção molar), que estabelece a intensidade do intemperismo na fonte dos sedimentos (Nesbitt & Young, 1984), apresenta valores em torno de 88,3 e 89,5 para os sedimentos do Canal Sul. No setor estuarino de Belém esses valores são mais baixos ($74,3 < CIA < 83,6$) e no mesmo intervalo dos estuários Maracanã e Caeté ($76,1 < CIA < 82,5$).

Tabela 2 - Concentrações de elementos maiores e traços (mg kg⁻¹), determinadas em amostra total dos sedimentos de fundo dos diversos setores estudados da Zona Costeira Amazônica.

	Canal Sul		Baía do Guajará		Rio Carnapijó		Rio Guamá		Rio Caeté		Rio Maracanã						
	8A (0-1) 18,0	8A-01 6A-01 6A-04 (0-10) (0-10) (31-42) 15,5 17,2 (44-46) 17,8	B1-1 (0-10) 19,9	B1-5 (41-49,7) 22,2	B2-1 (0-10) 14,9	B2-5 (41-49,5) 17,0	IC03T-A (0-5) 17,0	IC03T-I (41-45) 15,7	IG06T-A (0-5) 19,2	IG06T-I (41-45) 16,1	FDE (48-50) 12,0	FDO-2 (0-1) 6,4	FDO-2 (54-56) 13,4	M1 (0-10) 10,3	M1-5 (41-48) 20,0	M2-1 (0-10) 11,9	M2-5 (41-49) 14,7
Amostra	8A	8A-01 6A-01 6A-04 (0-10) (0-10) (31-42) 15,5 17,2 (44-46) 17,8	B1-1 (0-10) 19,9	B1-5 (41-49,7) 22,2	B2-1 (0-10) 14,9	B2-5 (41-49,5) 17,0	IC03T-A (0-5) 17,0	IC03T-I (41-45) 15,7	IG06T-A (0-5) 19,2	IG06T-I (41-45) 16,1	FDE (48-50) 12,0	FDO-2 (0-1) 6,4	FDO-2 (54-56) 13,4	M1 (0-10) 10,3	M1-5 (41-48) 20,0	M2-1 (0-10) 11,9	M2-5 (41-49) 14,7
Fe ₂ O ₃	0,4	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
CaO	0,3	1,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
P ₂ O ₅	0,8	0,6	0,6	0,8	0,7	0,4	0,6	0,6	0,7	0,8	0,6	0,6	0,3	0,8	0,7	1,4	0,8
MgO	0,9	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,6	0,5	0,7	0,5
TiO ₂	5,7	18,5	15,7	19,3	15,9	16,4	10,8	13,6	17,3	17,9	17,5	14,6	12,5	13,9	7,3	13,9	11,7
Al ₂ O ₃	0,02	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7	0,9	0,9	0,9	1,2	0,9	0,9	0,2	0,4	0,8	2,0	2,6
Na ₂ O	0,3	3,0	2,8	3,0	2,9	2,9	3,2	3,3	3,0	2,9	2,9	1,5	1,7	1,2	2,1	1,5	2,8
K ₂ O	88,3	89,5	82,5	81,3	83,6	80,8	81,0	74,3	76,8	79,6	79,0	80,9	87,6	87,0	80,6	82,5	76,1
ClA	12,7	12,0	14,1	8,0	9,6	7,5	8,1	5,9	6,9	8,1	8,5	7,2	5,7	6,1	3,9	7,6	5,6
Sc	18,0	17,8	11,8	10,7	11,9	10,4	12,6	9,2	10,3	11,0	9,7	12,4	10,0	4,2	2,6	4,7	3,9
Co	32,0	30,4	23,0	16,8	19,4	16,4	18,3	13,3	14,3	16,9	19,2	18,6	15,7	10,4	11,1	5,1	12,3
Ni	65,0	52,0	49,0	46,0	57,0	50,0	55,0	36,0	43,0	46,0	44,0	51,0	42,0	41,0	35,0	17,0	44,0
Cr	107,5	89,5	81,0	56,4	65,9	59,0	61,4	48,3	55,7	65,1	66,9	67,3	59,4	27,4	31,2	29,2	48,8
Rb	162,0	132,0	84,0	66,0	72,0	63,0	64,0	63,0	74,0	80,0	80,0	82,0	74,0	42,0	42,0	33,0	63,0
Sr	20,0	18,3	24,0	20,2	23,0	16,8	19,2	16,3	19,0	20,3	18,6	21,9	19,5	14,7	15,7	8,3	16,1
Pb	71,8	63,2	130,2	120,7	108,4	99,9	114,1	109,3	138,5	133,6	105,2	122,8	138,2	112,8	118,9	138,0	106,8
Zr	102,0	100,0	60,0	56,0	66,0	52,0	60,0	41,0	53,0	59,0	65,0	51,0	42,0	38,0	44,0	24,0	49,0
V	17,2	15,7	15,8	17,2	18,1	15,0	16,1	12,9	15,8	15,9	15,8	18,9	17,0	10,3	10,4	8,6	13,4
Y	11,1	10,0	12,3	11,0	11,3	9,8	10,8	8,8	10,7	11,6	10,5	11,9	11,7	7,5	8,5	7,2	9,5
Th	2,3	2,0	4,1	3,9	4,6	4,0	4,5	2,5	3,2	3,2	3,2	3,5	3,2	1,6	1,7	1,5	1,9
U	2,0	1,6	3,6	3,3	2,9	2,9	3,2	3,1	3,9	3,6	3,0	3,3	4,0	2,2	3,4	3,6	3,1
Hf	38,6	32,5	34,4	29,0	30,1	27,7	29,1	23,0	29,7	32,0	30,0	32,8	32,9	18,8	19,8	18,8	27,7
La	79,6	68,4	76,9	65,8	68,1	96,0	85,5	50,0	65,6	67,0	67,0	72,9	73,0	37,8	41,5	39,3	58,2
Ce	9,2	8,1	7,4	7,9	8,5	10,8	9,5	6,1	7,8	7,9	8,3	8,5	8,5	4,8	5,0	4,3	6,7
Pr	37,4	33,9	34,1	28,7	31,2	27,7	27,3	22,2	29	28,7	30,0	31,3	32,7	16,7	18,8	16,2	26,9
Nd	6,3	5,8	5,5	5,7	6,4	5,1	5,5	4,6	5,3	5,5	6,1	7,1	6,2	3,3	3,5	2,6	4,5
Sm	1,1	0,9	1,1	1,1	1,1	1,0	1,1	0,9	1,1	1,1	1,2	1,2	1,3	0,6	0,6	0,5	0,9
Eu	4,9	4,2	5,2	4,5	4,8	3,8	4,4	3,5	4,4	4,8	4,2	4,8	5,0	2,6	2,7	2,3	3,6
Gd	0,7	0,6	0,7	0,7	0,8	0,5	0,7	0,6	0,7	0,7	0,8	0,7	0,6	0,4	0,4	0,3	0,5
Tb	1,9	1,5	2,1	2,0	2,3	1,6	1,8	1,4	1,9	1,9	1,6	2,2	1,8	1,2	1,4	1,0	1,4
Yb	3,7	3,4	4,1	3,7	4,3	3,7	3,9	3,0	3,2	3,9	3,7	4,6	3,9	2,5	2,2	1,7	3,1
Dy	1,9	1,5	2,1	2,0	2,1	1,5	1,7	1,6	1,9	1,6	2,0	2,3	2,0	1,3	1,1	1,0	1,6
Er	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2
Lu	4,8	5,0	3,0	2,8	2,5	2,5	2,4	3,5	3,3	3,6	3,3	3,4	3,7	4,7	5,0	4,8	5,0
Th/U	0,6	0,6	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,1	1,1	1,0	1,2	1,8	2,0	2,8	2,0
Th/Co	3,0	2,7	2,4	3,6	3,1	3,7	3,6	3,9	4,3	4,0	3,5	3,9	4,6	3,3	3,2	4,8	3,6
La/Th	3,5	3,3	2,8	2,6	2,7	2,8	2,7	2,6	2,8	2,8	2,9	2,8	2,8	2,5	2,3	2,6	2,9
La/Th	0,9	0,8	0,9	1,4	1,2	1,3	1,3	1,5	1,6	1,4	1,2	1,4	1,6	1,3	1,4	1,8	1,3
Th/Sc	5,7	5,3	9,2	15,1	11,3	13,3	14,1	18,5	20,1	16,5	12,4	14,4	19,2	19,8	19,5	35,4	14,1
Zr/V	0,6	0,5	0,8	0,8	0,9	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,9	0,8	1,1	0,8	0,7	0,9
Cr/V	0,5	0,5	0,9	1,0	0,9	0,9	0,9	1,0	1,1	0,9	0,8	1,0	1,1	1,0	0,9	1,7	1,1
Y/Ni																	

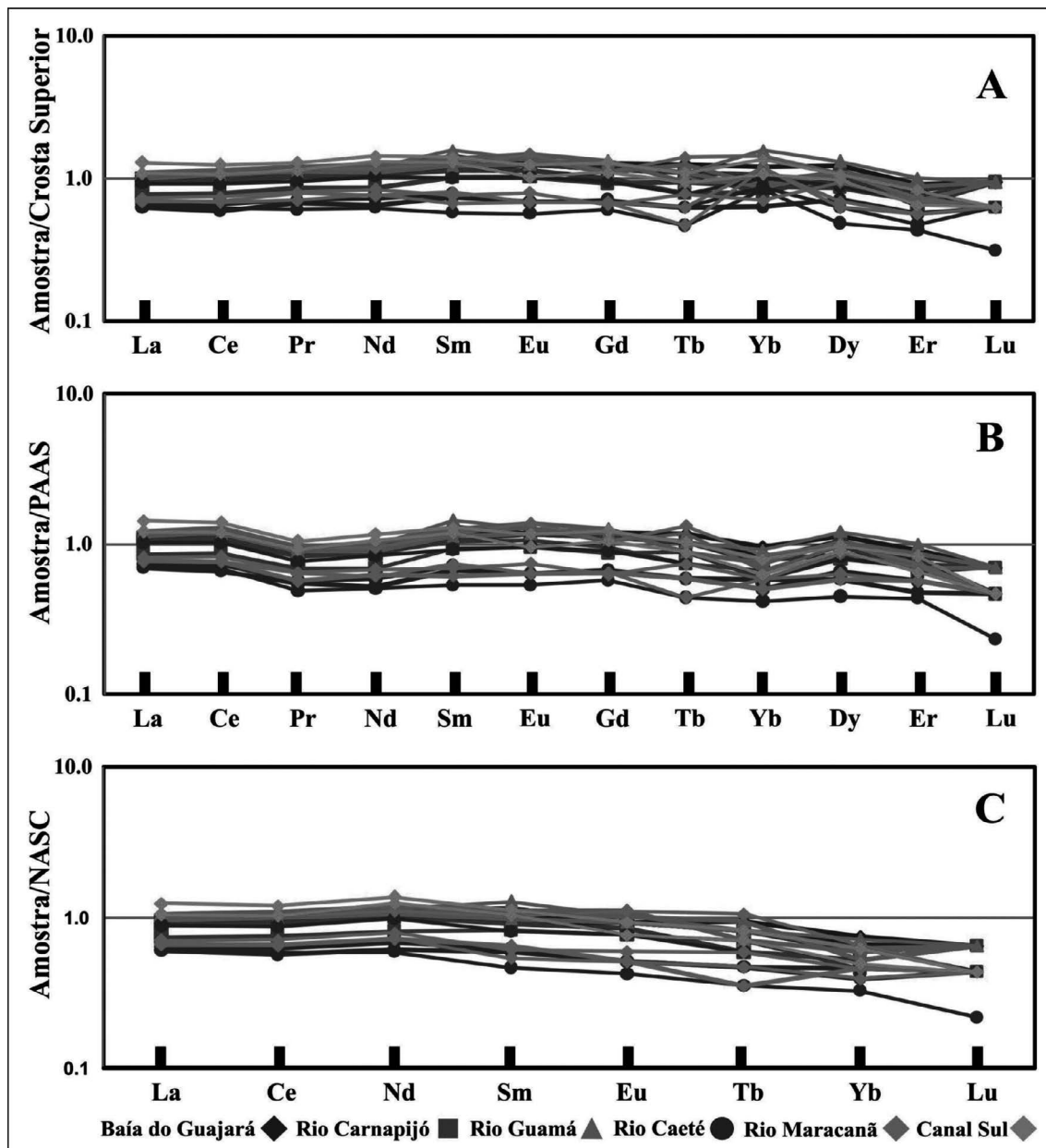


Figura 4 - Distribuição dos ETR nos sedimentos de fundo da zona costeira amazônica, normalizados com a Crosta Superior, PAAS e NASC.

Assinaturas Isotópicas de Pb, Sr e Nd

As composições isotópicas de Sr, Pb e Nd das amostras, junto com os valores de ϵ_{Nd} e idades modelos $Nd-T_{DM}$, são apresentados na tabela 3. As idades modelo $Nd-T_{DM}$ foram calculadas a partir das concentrações de Sm e Nd e utilizando o modelo de evolução de DePaolo (1981). O valor de ϵ_{Nd} corresponde à diferença entre a razão isotópica $^{143}Nd/^{144}Nd$ atual da amostra e a uma razão isotópica de referência CHUR (reservatório condritico uniforme), sendo calculado a partir da seguinte equação: $\epsilon_{Nd(atual)} = [(^{143}Nd/^{144}Nd)_{amostra} / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} - 1] \times 10^4$ (DePaolo & Wasserburg, 1976).

As amostras do Canal Sul forneceram valores de 18,99-19,06 e 15,68-15,69 para as razões isotópicas de Pb. No setor estuarino de Belém e dos rios Maracanã e Caeté essas assinaturas isotópicas não apresentaram variações significativas, com intervalo entre 18,83 e 19,13 para a razão $^{206}Pb/^{204}Pb$, e intervalo entre 15,71 e 15,76 para a razão $^{207}Pb/^{204}Pb$.

Essa última razão está um pouco mais elevada em relação às amostras do Canal Sul. Nas amostras de todos os setores, as razões $^{208}Pb/^{204}Pb$ definiram um intervalo limitado entre 38,98 e 39,37. Não há variação isotópica significativa entre as amostras do topo e da base de cada testemunho analisado.

As amostras do testemunho de sedimento do Canal Sul, forneceram uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7176-0,7177. As amostras dos rios Maracanã e Caeté apresentam valores mais radiogênicos, com intervalo entre 0,7121 e 0,7264. As amostras do setor estuarino de Belém forneceram uma assinatura isotópica ainda mais radiogênica, com intervalo de razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7267 e 0,7316.

Em relação à assinatura isotópica de Nd as amostras do Canal Sul apresentaram um valor de ϵ_{Nd} de -9,42 e -9,09. Os sedimentos do setor estuarino de Belém têm valores de ϵ_{Nd} bem mais negativos com intervalo entre -13,58 e -17,97. As assinaturas isotópicas do Nd nos sedimentos dos rios Maracanã e Caeté forneceram valores

de ϵ_{Nd} ainda menos radiogênicos entre -17,58 e -24,05.

Como para os isótopos de Pb não há diferenças significativas das assinaturas isotópicas de Sr e Nd entre o topo e a base dos testemunhos e entre os testemunhos de cada um dos setores.

As idades modelo Nd- T_{DM} das amostras do Canal Sul apresentam valores em torno de 1,40-1,43 Ga, enquanto que para as amostras do setor de Belém as idades modelo Nd- T_{DM} definem um intervalo mais antigo entre 1,62 e 1,99 Ga, excetuando-se a amostra 6A-01 com valor de 1,41 Ga. As amostras de sedimentos das Reentrâncias Paraenses apresentam um intervalo maior entre 1,70 e 2,83 Ga, porém com maior concentração de valores entre 2,02 e 2,37 Ga.

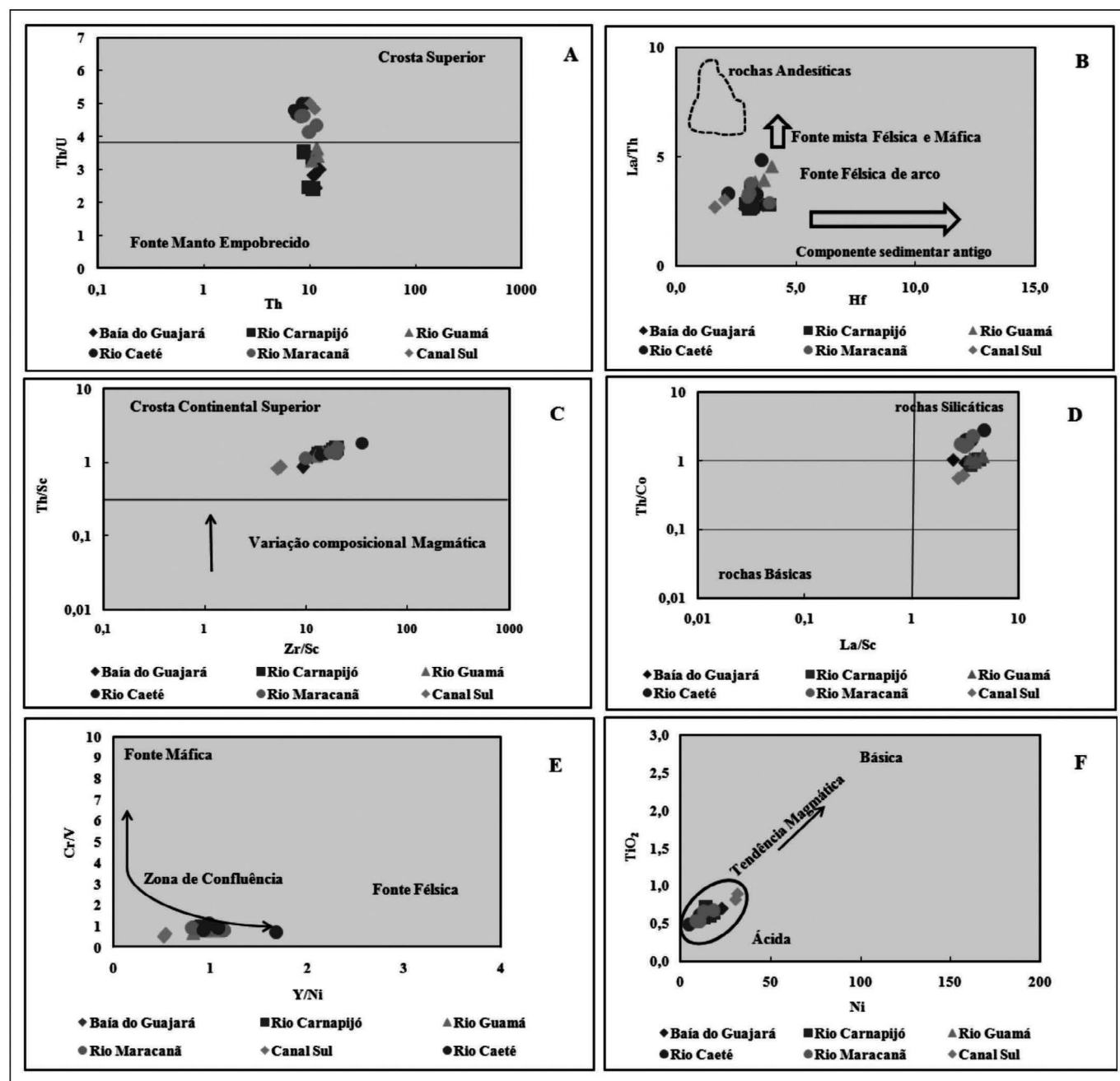


Figura 5 - Diagramas geoquímicos para sedimentos de fundo da Zona Costeira Amazônica: (A) diagrama Th/U vs. Th; (B) diagrama La/Th vs. Hf; (C) diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc; (D) diagrama Th/Co vs. La/Sc; (E) diagrama Cr/V vs. Y/Ni e, (F) diagrama TiO_2 vs. Ni. PAAS e UCC (Taylor & McLennan, 1985), NASC (Gromet et al., 1984).

Tabela 3 - Resultados das razões isotópicas de Pb, Nd e Sr em amostra total obtidas por TIMS e ICP-MS em testemunhos de sedimentos de fundo (topo e base) da região das ilhas da baía do Guajará, rio Carnapijó, rio Guamá e da Zona Costeira Amazônica (ZCA).

Amostra	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	ϵ_{Nd}	T_{DM} (Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
Foz do rio Amazonas															
Canal Sul															
8A (0-1)	6,5	33,2	0,1191	0,512155 ¹	0,000014	-9,42	1,43	0,717702	0,000009	18,990	0,0020	15,680	0,0016	39,029	0,0042
8A (44-46)	6,9	35,3	0,1188	0,512172 ¹	0,000019	-9,09	1,40	0,717600	0,000009	19,060	0,0024	15,685	0,0020	39,097	0,0047
Golfão Marajoara															
Baía do Guajará															
4A-01 (0-10)	--	--	--	0,511741 ²	0,000086	-17,50	NC	0,729206	0,000010	19,043	0,0003	15,730	0,0003	39,295	0,0010
4A-01(0-10)*	6,1	32,6	0,1134	0,511737 ²	0,000015	-17,58	1,99	0,731208	0,000042	--	--	--	--	--	--
6A-01 (0-10)	5,7	28,7	0,0706	0,511717 ²	0,000093	-17,97	1,41	0,730966	0,000012	18,973	0,0030	15,721	0,002	38,975	0,0060
6A-04(31-42)	7,0	35,3	0,1199	0,511859 ¹	0,000020	-15,20	1,92	0,729287	0,000016	18,973	0,0030	15,723	0,002	39,094	0,0060
Rio Carnapijó															
B1-1 (0-10)	8,0	46,3	0,1048	0,511877 ¹	0,000202	-14,84	1,63	0,728003	0,000031	18,952	0,0020	15,718	0,002	39,109	0,0040
B1-5(41-49,7)	5,6	28,9	0,1180	0,511872 ¹	0,000015	-14,94	1,86	0,731581	0,000007	18,998	0,0001	15,733	0,003	39,121	0,0060
B2-1 (0-10)	6,7	36,9	0,1100	0,511942 ¹	0,000017	-13,58	1,62	0,727989	0,000031	19,024	0,0020	15,722	0,001	39,271	0,0040
B2-5(41-49,5)	6,2	31,9	0,1172	0,511903 ¹	0,000012	-14,34	1,80	0,729582	0,000040	18,952	0,0010	15,715	0,001	39,129	0,0030
Rio Guamá															
IC03T-A (0-5)	5,4	27,2	0,1188	0,511894 ¹	0,000024	-14,51	1,85	0,727732	0,000025	18,942	0,0017	15,716	0,0013	38,997	0,0036
IC03T-(41-45)	6,1	30,5	0,1217	0,511948 ¹	0,000045	-13,46	1,81	0,726658	0,000020	19,053	0,0027	15,728	0,0023	39,144	0,0064
IG06T-A (0-5)	6,1	31,6	0,1173	0,511917 ¹	0,000025	-14,06	1,78	0,727004	0,000006	18,977	0,0052	15,722	0,0045	39,046	0,0106
IG06T-I(41-45)	5,6	28,9	0,1179	0,511810 ¹	0,000031	-16,15	1,96	0,729023	0,000008	18,978	0,0022	15,714	0,0017	39,052	0,0041
Reentrâncias Paraenses															
Rio Maracanã															
M1-1 (0-10)	4,0	18,5	0,1294	0,511737 ¹	0,000046	-17,58	2,37	0,725050	0,000046	19,130	0,0017	15,760	0,0016	39,372	0,0041
M1-5 (41-48)	5,6	31,0	0,1094	0,511659 ²	0,000019	-19,10	2,03	0,720965	0,000019	18,834	0,0024	15,728	0,0019	39,042	0,0044
M2-1 (0-10)	3,9	20,7	0,1141	0,511642 ²	0,000060	-19,43	2,15	0,726434	0,000039	18,919	0,0039	15,732	0,0033	39,064	0,0082
M2-5 (41-49)	4,8	25,0	0,1167	0,511676 ¹	0,000023	-18,77	2,15	0,725740	0,000017	18,972	0,0026	15,741	0,0022	39,122	0,0056
Rio Gaeté															
FDE (0-1)	3,9	29,5	0,0804	0,511553 ²	0,000090	-21,17	1,70	0,723462	0,000024	18,832	0,0022	15,706	0,0016	38,996	0,0040
FDE (48-50)	3,3	15,8	0,1245	0,511405 ¹	0,000109	-24,05	2,83	0,725722	0,000007	18,958	0,0037	15,728	0,0030	39,107	0,0070
FDO-2 (0-1)	5,7	31,1	0,1115	0,511692 ¹	0,000032	-18,45	2,02	0,724334	0,000027	18,913	0,0077	15,723	0,0064	39,163	0,0150
FDO-2 (54-56)	6,3	32,8	0,1164	0,511547 ¹	0,000030	-21,28	2,35	0,712951	0,000032	18,842	0,0028	15,723	0,0021	39,082	0,0050
FDO-2(54-56)	6,4	35,0	0,1106	0,511559 ²	0,000020	-21,05	1,90	0,725321	0,000046	--	--	--	--	--	--

Teores de Sm e Nd em ppm, NC: não calculado, Análises Sm-Nd: TIMS¹, ICP-MS²

DISCUSSÃO

De acordo com a classificação textural no diagrama de Shepard (1954), as amostras de sedimento de fundo do Canal Sul possuem uma textura de areia siltica, enquanto que aquelas da margem oeste da baía do Guajará têm uma textura arenosa. No rio Guamá e no rio Carnapijô as amostras apresentaram textura silte arenosa e textura areia siltica, respectivamente (Figuras 2 e 3). As amostras do furo das Ostras e furo da Estiva no estuário do rio Caeté apresentam uma textura silte argilosa, enquanto que no rio Maracanã a textura é de areia siltica. No diagrama de Pejrup (1988), as texturas apontam para um regime hidrodinâmico alto para as amostras dos rios Maracanã e Caeté a muito alto para as amostras do Canal Sul na foz do rio Amazonas, e do Golfão Marajoara (Figuras 2 e 3), indicando que estes sedimentos sofrem ação direta das correntes fluviais e de maré, possibilitando também a atuação de processos erosivos.

A natureza mineralógica da fração argila das amostras de sedimentos de fundo de todo os setores estudados apresentaram predominância dos argilominerais caulinita, esmectita e illita, em ambos os setores (Tabela 1).

ASSINATURA GEOQUÍMICA E PROVENIÊNCIA

A similaridade da maioria dos dados geoquímicos dos sedimentos de fundo dos diferentes setores sugere que não há diferenças significativas entre as fontes dos sedimentos. Apenas os óxidos Na_2O , K_2O e, em grau menor, Al_2O_3 mostraram teores bem mais baixos nos sedimentos do Canal Sul em relação aos outros setores, o que pode ser o retrato de um grau maior intemperismo desses sedimentos, como indicado pelo mais alto valor de CIA, bem mais elevado que os valores encontrados para sedimentos ao longo do rio Amazonas (Roddaz *et al.*, 2014; Medeiros Filho *et al.*, 2016). Os teores menores de Hf e, sobretudo, de Zr devem retratar uma abundância menor de mineral de zircão que controle esses elementos (Garçon *et al.*, 2014).

Para auxiliar na identificação da natureza das fontes dos sedimentos, as concentrações das amostras dos diferentes setores foram lançadas em diagramas Th/U vs. Th, La/Th vs. Hf, Th/Sc vs. Zr/Sc, Th/Co vs. La/Sc, Cr/V vs. Y/Ni e TiO_2 vs. Ni (Cullers & Podkovyrov, 2002). Em todos os diagramas as amostras têm comportamentos similares, porém as amostras do Canal Sul tendem a se diferenciar um pouco em relação às outras amostras, excetuando-se o diagrama Th/U vs. Th.

No diagrama Th/U vs. Th (Figura 5A) as amostras do Canal Sul e dos rios Caeté e Maracanã apresentaram maiores razões Th/U, indicando fontes da crosta superior, enquanto as amostras do setor estuarino de Belém posicionam-se no campo de fontes mantélicas empobrecidas. O fato da razão Th/U diminuir significativamente sem nenhuma modificação do teor de Th sugere que as variações encontradas sejam mais ligadas ao comportamento móvel do Urânio em vez de uma variação na fonte.

No diagrama La/Th vs. Hf (Figura 5B), todas as amostras dos diversos setores apontam para fontes félsicas, com as amostras do Golfão Marajoara e das Reentrâncias Paraense sugerindo contribuição um pouco maior de um componente sedimentar mais antigo em relação a amostra do Canal Sul.

No diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (Figura 5C), todas as amostras se localizam no campo da crosta continental superior. Tanto no diagrama Th/Co vs. La/Sc, quanto no diagrama TiO_2 vs. Ni todas as amostras se posicionam no campo das rochas félsicas (Figuras 5D e F). Essa tendência também é encontrada, de forma menor bem definida no diagrama Cr/V vs. Y/Ni (Figura E).

As similaridades de comportamento das amostras de todos os setores nos diagramas de elementos Terras Raras quando comparados aos sedimentos de referência (PAAS, NASC) e à composição média da Crosta Continental Superior sugerem também uma natureza parecida das fontes, provavelmente dominada por unidades félsicas. Essa sugestão é também fortalecida pela similaridade com os dados de elementos Terras Raras (Figura 4) dos sedimentos de terraços aluviais quaternários e sedimentos de fundo recentes dos rios Solimões e Purus (Horbe *et al.*, 2014) e dos sedimentos de fundos dos rios Amazonas e Tapajós (Medeiros Filho *et al.*, 2016).

O posicionamento das amostras nos diversos diagramas geoquímicos aponta, portanto, para fontes de natureza similar entre os diversos grupos de amostras. As rochas fontes são essencialmente félsicas, originadas na crosta continental superior.

ASSINATURA ISOTÓPICA E PROVENIÊNCIA

Os traçadores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{208,207,206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ revelam diferenças de assinatura isotópica para os sedimentos dos diversos setores estudados e, conseqüentemente, indicam variações nas fontes desses sedimentos não evidenciadas pelos dados geoquímicos (Tabela 2). Para ilustrar essas diferenças, os dados isotópicos foram tratados em diagramas de correlações isotópicas Nd vs. Sr, Nd vs. Pb e Pb-Pb, junto com alguns dados previamente publicados para o estuário do rio Amazonas (Nd-Pb, McDaniel *et al.*, 1997) e para sedimentos em suspensão do rio Solimões (Nd-Sr, Viers *et al.*, 2008) (Figuras 6A, B e C).

No Diagrama ϵ_{Nd} vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, as amostras dos três setores formam três domínios nitidamente distintos. As amostras do Canal Sul têm razão isotópica de Sr menos radiogênica e ϵ_{Nd} menos negativa, posicionando-se próximo à média das razões isotópicas Sr-Nd de Viers *et al.*, (2008) para sedimentos em suspensão do rio Solimões e de Medeiros Filho *et al.*, (2016) para sedimentos de fundo do rio Amazonas na região de Santarém ($\epsilon_{\text{Nd}} = -9,31$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7123-0,7182$). Sendo assim a similaridade das assinaturas isotópicas de Sr-Nd ao longo do rio Amazonas confirma uma proveniência de sedimentos depositados na foz do rio predominantemente dos Andes e de seu embasamento (rochas fanerozoicas de composições intermediárias), como já demonstrado por Basu *et al.*, (1990), McDaniel *et al.*, (1997) e Roddaz *et al.*, (2005).

O segundo campo é composto pelas amostras da baía do Guajará, rio Guamá e Carnapijó com assinaturas de Sr mais radiogênicas, porém com ϵ_{Nd} mais negativo em relação ao grupo anterior. A homogeneidade das assinaturas isotópicas em todo o setor do Golfão Marajoara deve ser atribuída aos efeitos conjugados de correntes de maré e dos rios, que devem proporcionar uma homogeneização dos sedimentos em todo o setor. Os valores mais negativos de ϵ_{Nd} indicam fontes mais antigas (pré-cambrianas) em relação aos sedimentos do Canal Sul e os valores mais radiogênicos de Sr sugerem uma contribuição maior de rochas félsicas, com alta razão Rb/Sr. Uma provável fonte seria as unidades pré-cambrianas da Faixa Araguaia e da Província Tocantins, que representam uma grande parte da bacia de drenagem do rio Pará.

O terceiro campo é formado pelas amostras dos estuários Caeté e Maracanã. Os valores de ϵ_{Nd} mais negativos que as amostras do Golfão Marajoara indicam fontes mais antigas ainda. Entretanto as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ menos radiogênicas apontam rochas com razões Rb/Sr menores.

As características isotópicas, em particular de Nd retratam a contribuição do embasamento pré-cambriano formado pelos fragmentos do Cráton de São Luis / Cinturão Gurupi que aflora nas bacias de drenagem desses rios. A diferença entre as amostras dos dois estuários com base na assinatura do Nd menos radiogênica para aquelas do estuário Caeté pode ser resultado de uma influência maior desse embasamento pré-cambriano nos sedimentos do rio Caeté, pela maior área de afloramento e pela proximidade do rio em relação ao rio Maracanã.

No diagrama ϵ_{Nd} vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Figura 6B), as amostras do Canal Sul da foz do rio Amazonas se posicionam junto às amostras de sedimentos da foz do rio Amazonas analisadas por McDaniel *et al.*, (1997). Novamente o ϵ_{Nd} faz a diferença entre as amostras de sedimentos dos diversos setores, porém os dados isotópicos de Pb se sobrepõem. As assinaturas isotópicas de Pb mais homogêneas para o setor de Belém em relação aos sedimentos dos estuários Maracanã e Caeté retrata uma homogeneização ligada a hidrodinâmica do estuário do rio Pará enquanto que para os rios do setor de Reentrâncias Paraenses, variações locais são apontadas pelas assinaturas isotópicas. Essas variações nos sedimentos podem ser atribuídas a heterogeneidade mineralógica como por exemplo maior ou menor abundância de minerais pesados como zircão, monazita, titanita, etc. ou de minerais como feldspatos, intemperizados em graus variados.

A diferença em sedimentos do Canal Sul e dos outros setores, observada no diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ é marcada sobretudo por uma razão $^{207}Pb/^{204}Pb$ mais radiogênica para um dado valor de $^{206}Pb/^{204}Pb$. Esse comportamento isotópico do Pb é indicativo de uma maior contribuição de rochas mais antiga nos sedimentos dos setores de Belém e das Reentrâncias Paraenses (Faure & Mensing, 2005). Essa dife-

rença é compatível com uma contribuição maior de unidades mais antigas do embasamento Pré-Cambriano, seja dos fragmentos do Cráton de São Luis / Cinturão Gurupi seja da Faixa Araguaia/Província Tocantins. No caso dos sedimentos dos estuários Maracanã e Caeté, a proximidade de área de afloramento deste embasamento explica essa assinatura isotópica de Pb. No caso dos sedimentos da região de Belém, esse embasamento pré-cambriano é bem mais afastado, porém o rio Pará drena essas províncias geotectônicas (Araguaia/Tocantins) e representa certamente uma descarga muito maior do que o rio Guamá cujos sedimentos contribuem menos para a assinatura isotópica.

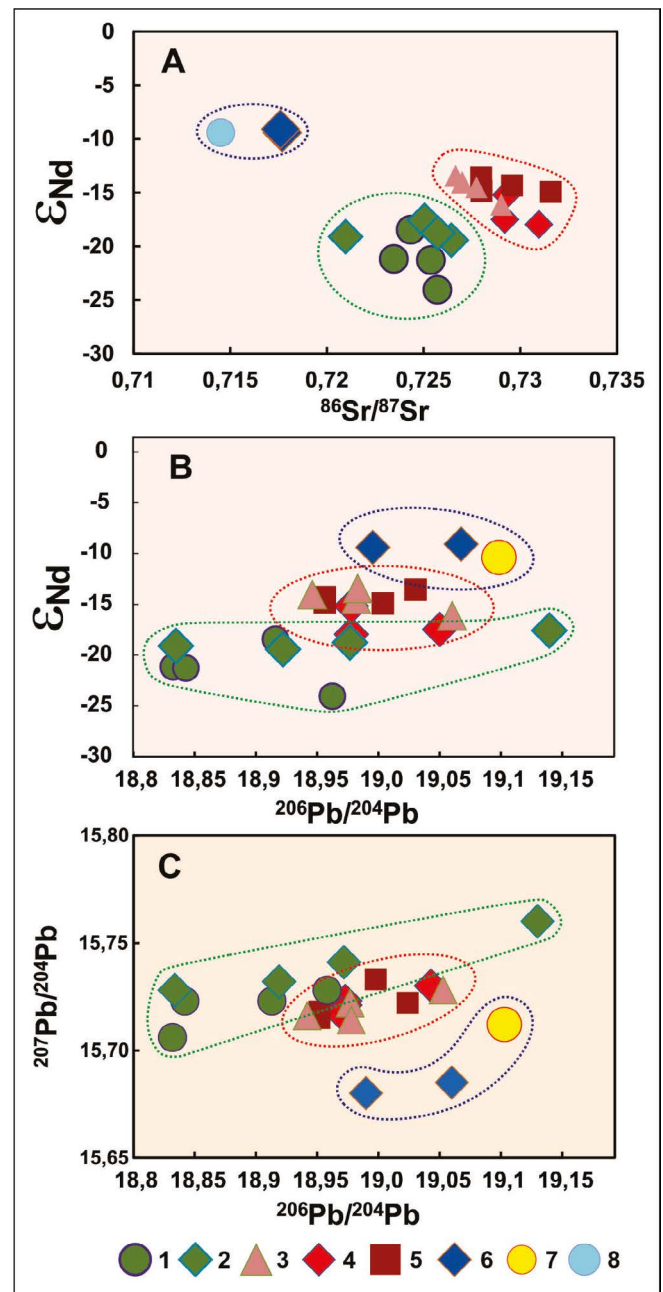


Figura 6A, B e C - Diagrama ϵ_{Nd} vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$, ϵ_{Nd} vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ e $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ das amostras de testemunhos de sedimentos de fundo dos setores estudados da Zona Costeira Amazônica: (♦) Baía do Guajará, (■) rio Carnapijó, (▲) rio Guamá, (●) rio Caeté, (◆) rio Maracanã, (◇) Canal Sul, (●) Viers *et al.*, (2008), (●) McDaniel *et al.*, (1997).

Os dados isotópicos de Nd e Sr dos sedimentos dos três setores foram incorporados no diagrama de ϵ_{Nd} vs. Sr de Viers *et al.*, (2008) e Medeiros Filho *et al.*, (2016), destacando os domínios das diversas unidades geológicas dos Andes e das regiões sub-andinas, de sedimentos em suspensão dos rios Solimões e Madeira (Figura 7), dos sedimentos da pluma do rio Amazonas nas costas do Amapá e da Guiana Francesa (Parra & Pujos, 1998; Zang *et al.*, 2015), e de sedimentos da ria do rio Tapajós provenientes de fontes paleoproterozoicas félsicas (Medeiros Filho *et al.*, 2016). Nesse diagrama foram também introduzidas a assinatura isotópica Sr-Nd estimada para a água do mar utilizando para Sr o valor de 0,70916 (Banner, 2004) e o valor de ϵ_{Nd} de -12,1 encontrado por Rousseau *et al.*, (2015) para Nd dissolvido na água do oceano Atlântico na proximidade da foz do rio Amazonas.

Os sedimentos do Canal Sul se posicionam no campo dos sedimentos do rio Solimões, mostrando que as variações ao longo do rio Amazonas até a desembocadura foram praticamente inexistentes, mantendo as características das fontes oriundas de rochas andinas e sub-andinas. Os sedimentos da costa Amapaense e da Guiana Francesa indicam uma contribuição de rochas mais antigas com participação maior de rochas Pré-Cambrianas nas fontes provavelmente trazida pelos rios que drenam o estado do Amapá, conforme já apontado em trabalhos anteriores (Parra & Pujos, 1998; Zang *et al.*, 2015). Uma situação similar é registrada na assinatura isotópica Sr-Nd dos sedimentos do Golfão Marajoara e das Reentrâncias Paraenses, sobretudo pelos valores mais negativos de Nd mas também pelos valores mais radiogênicos de Sr. Em todos os casos, a influência da água do mar para os sedimentos dos estuários e costeiros parece ter sido mínima, de acordo com a posição de sua assinatura isotópica no diagrama.

Os dados isotópicos de Nd apontam para fontes pré-cambrianas para os setores do Golfão Marajoara e das Reentrâncias Paraenses, entretanto diferentes entre os dois setores. Para avaliar essa hipótese, foram

elaborados histogramas de frequência das idades modelo Nd- T_{DM} para os sedimentos de ambos os setores e comparados com as idades modelo das possíveis fontes pré-cambrianas presentes nas respectivas bacias de drenagem.

No caso dos sedimentos das Reentrâncias Paraenses, as idades modelo apresentam um intervalo entre 1,70 e 2,37 Ga, excluindo-se um valor pontual de 2,83 Ga. O levantamento das idades modelo Nd- T_{DM} das unidades dos fragmentos do Cráton de São Luís / Cinturão Gurupi que afloram no nordeste paraense aponta para um intervalo extenso entre 1,24 e 2,63 Ga (Moura *et al.*, 2003; Klein *et al.*, 2005, 2012; Palheta *et al.*, 2009) porém com maior concentração no intervalo entre 1,94 e 2,63 Ga que coincida com os valores encontrados dos sedimentos. Para os sedimentos do Golfão Marajoara, um intervalo de idade modelo Nd- T_{DM} entre 1,62 e 1,99 Ga é definido, excetuando o valor de 1,41 Ga para uma amostra. A bacia de drenagem do rio Pará inclui as bacias dos rios Tocantins e Araguaia que integram as unidades geológicas da Faixa Araguaia a da Província Tocantins. A Faixa Araguaia é composta predominantemente por formações metassedimentares com idades Nd- T_{DM} muito variável entre 1,38 e 3,20 Ga, porém com um pico de frequência em torno de 1,65 - 1,84 Ga (Moura *et al.*; 2008; Pinheiro *et al.*; 2011) que coincida com o intervalo de idades modelo Nd- T_{DM} dos sedimentos. Portanto, a Faixa Araguaia pode ser apontada com uma fonte provável dos sedimentos do Golfão Marajoara. Por outro lado, as idades Nd- T_{DM} das principais unidades magmáticas e metamórficas (principalmente ortognaisses e granitóides) da Província Tocantins se espalham entre 1,63 e 3,04 Ga com uma frequência maior entre 2,10 e 2,73 Ga (Fuck *et al.*, 2014), totalmente diferente das idades modelo dos sedimentos. Assim a comparação entre as idades modelo dos sedimentos e das possíveis fontes aponta para uma contribuição dominante das formações metassedimentares da Faixa Araguaia e subordinada das unidades do embasamento da Província Tocantins, mais afastada e menos sensível a erosão.

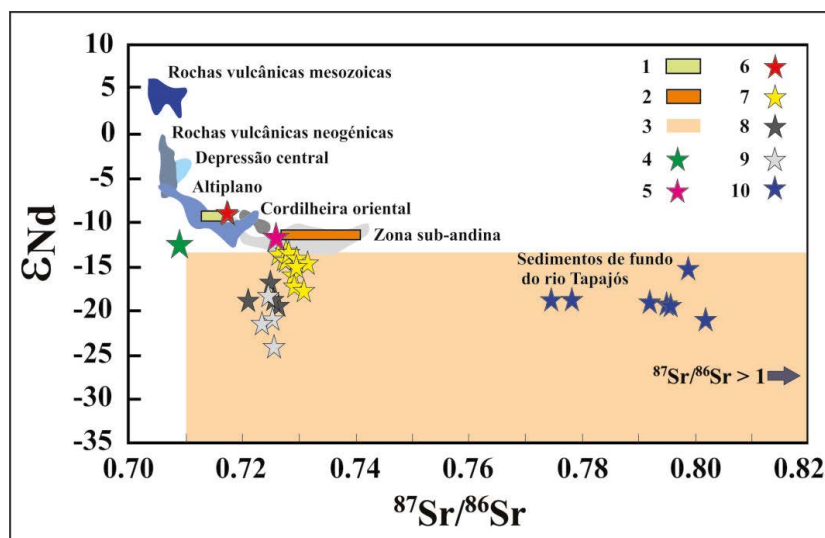


Figura 7 - ϵ_{Nd} vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagrama dos sedimentos de fundo da Zona Costeira Amazônica (Viers *et al.*, 2008; Medeiros filho *et al.* 2016, modificado). 1- Campo dos sedimentos do rio Solimões, 2- Campo dos sedimentos do rio Madeira 3- Campo da composição isotópica de Sr-Nd das unidades geológicas da Faixa Araguaia Província Tocantinse Cráton São Luís/Cinturão Gurupi, 4- Água do Mar (Rousseau *et al.*, 2015), 5- Sedimentos de fundo da pluma do rio Amazonas nas costas do Amapá, 6- Sedimentos do Canal Sul da foz do rio Amazonas, 7- Sedimentos de fundo da Baía de Guajará, rio Guamá e rio Carnapijó, 8- Sedimentos de fundo do rio Maracanã, 9- Sedimentos de fundo do rio Caeté, 10- Sedimentos de fundo do rio Tapajós.

CONCLUSÃO

As características granulométricas dos sedimentos de fundo do Canal Sul da foz do rio Amazonas, do Golfão Marajoara e de estuários dos rios Caeté e Maracanã do setor das Reentrâncias Paraenses indicam condições hidrodinâmicas de alta energia, sobretudo no caso dos sedimentos do Canal Sul. A composição mineralógica da fração argila, formada predominantemente por esmectita, caulinita e illita é similar àquela encontrada para o baixo curso do rio Amazonas e a zona costeira.

Os sedimentos de fundo dos diversos setores não apresentaram diferenças significativas de composição química. Os sedimentos do Canal Sul apresentaram teores menores de Na_2O e K_2O e CIA maior, indicando um maior grau de intemperismo e teores de Hf e Zr indicando provavelmente menor abundância de zircão nos sedimentos. As assinaturas geoquímicas apontam para uma proveniência a partir de unidades geológicas félsicas da crosta continental superior.

As assinaturas isotópicas distintas de Sr, Pb e, principalmente, Nd dos sedimentos de fundo dos três setores estudados da Zona Costeira Amazônica indicam fontes distintas em natureza e idade. Os sedimentos do Canal Sul da foz do rio Amazonas são provenientes predominantemente dos Andes e regiões sub-andinas como já demonstrado em trabalhos anteriores. As assinaturas de Sr mais radiogênicas e valores mais negativos de ϵ_{Nd} dos sedimentos do Golfão Marajoara e dos estuários dos rios Caeté e Maracanã indicam uma contribuição maior de rochas pré-cambrianas nas suas fontes. As idades modelo Nd- T_{DM} dos sedimentos de fundo do Golfão Marajoara indicam uma participação predominante das unidades metassedimentares da Faixa Araguaia e subordinada das unidades magmáticas e metamórficas do embasamento da Província Tocantins. As idades modelo Nd- T_{DM} dos sedimentos dos estuários dos rios Caeté e Maracanã retrata uma forte contribuição das rochas do embasamento pré-cambriano (Fragmentos do Cráton de São Luís e Cinturão Gurupi) que afloram na região costeira do nordeste Paraense.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de pesquisa concedida a ECO, JML e pelo apoio financeiro dos projetos CNPq Universal (472.146/2008-4 e 485.539/2012-8). Os autores são gratos a equipe de técnicos dos laboratórios de Difração de raios-X e ao Pará-Iso do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA).

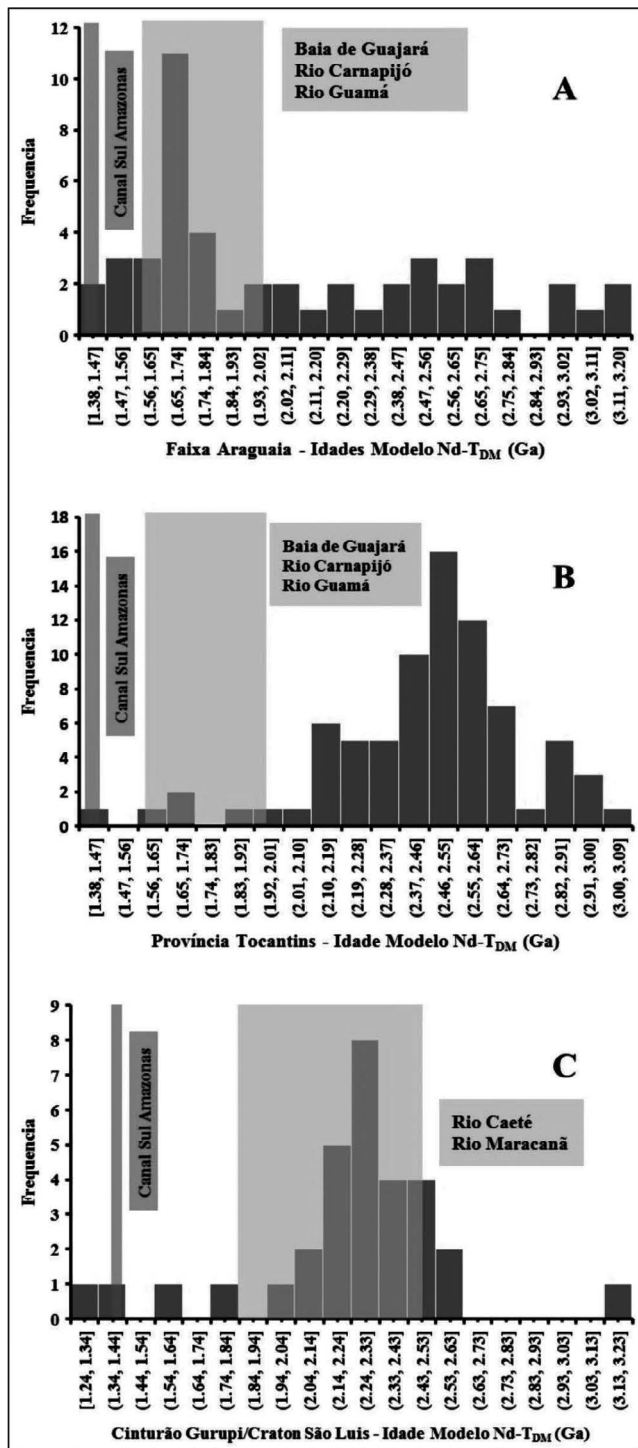


Figura 8 - Diagramas de Frequência das idades modelo Nd- T_{DM} para as amostras de sedimentos de fundo comparando com os histogramas de frequência de idades Nd- T_{DM} das possíveis fontes. 8A: Idades modelo Nd- T_{DM} das amostras do Golfão Marajoara e das unidades geológicas da Faixa Araguaia (Moura et al., 2008; Pinheiro et al., 2011); 8B: Idades modelo Nd- T_{DM} das amostras do Golfão Marajoara e das unidades geológicas da Província Tocantins (Fuck et al., 2014); 8C: Idades modelo Nd- T_{DM} das amostras das Reentrâncias Paraenses, Golfão Marajoara e das unidades geológicas dos fragmentos do Cráton de São Luís / Cinturão Gurupi (Moura et al., 2003; Klein et al., 2005, 2012; Palheta et al., 2009). As idades modelo Nd- T_{DM} das amostras do Canal Sul da foz do rio Amazonas também são apresentadas nos diagramas.

REFERÊNCIAS

- Acme AnalyticalLaboratoriesLtd. <http://www.acme-lab.com>. Acesso em Abril de 2009.
- Allègre, C. J.; Dupré, C.; Nègrel, P.; Gaillardet, J. 1996. Sr-Nd-Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: Constrains about erosion process. *Chemical Geology*. **131**: 93-112.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim Instituto de Geociências, USP*. **7**: 45-80.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. *Atas*, p.363-391.
- Banner, J.L. 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth Science Reviews*. **65**:141-194.
- Basu, A.R.; Sharma, M.; DeCelles, P.G. 1990. Nd, Sr-isotopic provenance and trace element geochemistry, Bolivia and Peru. *Earth Planetary Science Letters*. **100**(1-3): 1-17.
- Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Silva, D.R.A.; Kawashita, K. 2003. Razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com traçadores de proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas: Exemplos do grupo Camaquã (Paleozóico inferior, RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*. **30**(2): 39-50.
- Bouchez, J.; Lajeunesse, E.; Gaillardet, J.; Lanord, C. F.; Maia, P.D.; Maurice, L. 2010. Turbulent mixing in the Amazon River: The isotopic memory of confluences. *Earth and Planetary Science Letters*. **290**: 37-43.
- Clark, I.; Fritz, P. 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. New York CRC Press. 328p.
- Corrêa, I.C.S.; Ávila, M.D. 2001. Sedimentação da desembocadura do canal sul do rio Amazonas. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre. *Pesquisas em Geociências*. **28**(2): 13-24.
- Costa, F.F.; Lima, W.N.; Dias, J.C. 2009. Avaliação hidrogeoquímica em áreas selecionadas na Bacia hidrográfica do rio Maracanã (Nordeste do Pará). *HOLOS Environmental*. V.9, n2, 167p.
- De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*. **291**:193-197.
- De Paolo, D.J.; Wasserburg, G.J. 1976. Nd isotopic variations and Petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*. **3**(5): 259-252.
- Dhuime, B.; Hawkesworth, C.J.; Storey, C.D.; Cawood, P.A. 2011. From sediments to their source rocks: Hf and Nd isotopes in recent river sediments. *Geology*. **39**: 407-410.
- Faure, G.; Mensing, T.M. 2005. Isotopes: Principles and Applications. New York, John Wiley & Sons. 3ed. 928p.
- Fuck, R.A.; Dantas, E.L; Pimentel, M.M.; Botelho, N.F.; Armstrong, R.; Laux, J.H.; Junges, S.L.; Soares, J.E.; Praxedes, I.F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*. **244**: 53-74
- Garçon, M.; Chauvel, C.; France-Lannord, C.; Limonta, M.; Garzanti, E. 2014. Which minerals control the Nd-Hf-Sr-Pb isotopic compositions of river sediments?. *Chemical Geology*. **364**: 42-55.
- Garçon, M.; Chauvel, C.; France-Lanord, C.; Limonta, M.; Garzanti, E., 2013. Removing the “heavy mineral effect” to obtain a new Pb isotopic value for the upper crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **14**, 9. <http://dx.doi.org/10.1002/ggge.20219>.
- Gibbs, R.J. 1967. Geochemistry of the Amazon river system, part I. The factor that control the salinity and composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*. **78**: 1203-1232.
- Goldstein, S.J.; Jacobsen, S.B. 1988. Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material. Implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Sciences Letters*. **87**: 249-265.
- Gregório, A.M.S.; Mendes, A.S. 2009. Characterization of sedimentary deposits at the confluence of two tributaries of the Pará River estuary (Guajara Bay, Amazon). *Continental Shelf Research*. **29**: 609-618.
- Gromet, P.L.; Dymek, P.F.; Haskin, L.A.; Korotev, R.L. 1984. The North American Shale Composite: its composition, major and minor element characteristics. *Geochimica Cosmochimica Acta*. **48**(12): 2469-2482.
- Hasui, Y.; Abreu, F.A.M.; Villas, R.N.N. 1984. Província Parnaíba. In: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (Coord.) O Pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, p.36-45.
- Horbe, A.M.C.; Trindade, I.R.; Dantas, E.L.; Santos, R.V.; Roddaz, M. 2014. Provenance of quaternary and modern alluvial deposits of the Amazonian floodplain (Brazil) inferred from major and trace elements and Pb-Nd-Sr isotopes. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology*. **411**: 144-154.
- Horbe, A.M.C.; Trindade, I.R. 2009. Química, isotópicos de Pb e proveniência de sedimentos da bacia do rio Solimões. *Revista Brasileira de Geociências*. **39**: 2-4.
- Hurley, P.M.; Almeida, F.F.M.; Melcher, G.C.; Cordani, U.G.; Rand, J.R.; Kawashita, K.; Vandomos, P.; Pinson, W.H.; Fairbairn, H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*. **157**: 495-500.

- IBGE 2000, Atlas nacional do Brasil. 3ª Edição. Rio de Janeiro.
- IDESP. 1990. Um estudo Ambiental do estuário Guajarinó. (Relatório de Pesquisa, 17) 154p.
- Klein, E.L.; Rodrigues, J.B.; Lopes, E.C.S.; Soledade, G.L. 2012. Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic-Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: Geochemistry, U–Pb zircon geochronology, and Nd isotope constraints on the Paleoproterozoic magmatic and crustal evolution. *Precambrian Research*. 220-221: 192-216.
- Klein, E.L.; Lopes, E.C.S. 2011. Geologia e recursos minerais da Folha Centro Novo do Maranhão - SA.23-Y-B-I, Estados do Maranhão e Pará, Escala 1:100.000. CPRM, Belém (CD-ROM).
- Klein, E.L.; Moura, C.A.V. 2008. São Luís Craton and Gurupi Belt (Brazil): possible links with the West African Craton and surrounding Pan-African belts. In: Pankhurst, R. et al. (Org.). West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region. London: The Geological Society of London (*Geological Society, Special Publications*). 294: 137-151.
- Klein, E.L.; Moura, C.A.V.; Pinheiro, B.L.S. 2005a. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Research*. 8(2): 177-186.
- Klein, E.L.; Moura, C.A.V.; Krymsky, R.; Griffin, W.L. 2005b. The Gurupi belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*. 141: 83-105.
- Lafon, J.M.; Rodrigues, E.M.S.; Scheller, T. 1993. Geocronologia Pb-Pb em feldspato e rocha total: procedimento experimental e exemplos de aplicação. In: IV Congresso Brasileiro de Geoquímica, Brasília, *Boletim resumos expandidos*. Brasília/DF, p.242-244.
- Lesquer, A.; Beltrão, J.F.; De Abreu, F.A.M. 1984. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*. 110(1-2):9-26.
- Mahiques, M.M.; Tassinari, C.C.G.; Marcolini, S.; Violante, R.A.; Figueira, R.C.L.; Silveira, I.C. A.; Burone, L.; Sousa, S.H.M. 2008. Nd and Pb isotope signatures on the Southeastern South American uppermargin: Implications for sediment transport and source rocks. *Marine Geology*. 250:51-63.
- Medeiros Filho, L.C.; Lafon, J.M.; Souza Filho, P.W.M. 2016. Pb-Sr-Nd isotopic tracing of the influence of Amazon river on bottom sediments in the lower Tapajós river. *Journal of South American Earth Sciences*. 70: 36-48.
- McDaniel, D.K.; McLennan, S.M.; Hanson, G.N. 1997. Provenance of the Amazon Fan muds: Constraints from Nd and Pb isotopes, in Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., and Peterson, L.C., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results: College Station, Texas, Ocean Drilling Program*. 155: 169-176.
- McLennan, S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews Mineralogy Geochemistry*. 21(1): 169-200.
- Millot, R.; Allègre, C.J.; Gaillardet, J.; Roy, S. 2004. Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crustal. *Chemical Geology*. 203: 75-90.
- Moura, C.A.V.; Abreu, F.A.M.; Klein, E.L.; Palheta, E.S.M.; Pinheiro, B.L.S. 2003. Geochronology of the São Luís Craton and the Gurupi Belt, Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology-SSAGI, Salvador, short papers. v.4 p.225-228.
- Moura, C.A.V.; Pinheiro, B.L.S.; Nogueira, A.C.R.; Gorayeb, P.S.S.; Galarza, M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of west Gondwana. *Geological Society*. 294: 173-196.
- Nesbitt, H.W.; Young, G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica Cosmochimica Acta*. 48: 1523-1534.
- Oliveira, E.C.; Lafon, J.M.; Corrêa, J.A.M.; Carvalho, J.H.S.; Dias, F.F.; Taddei, M.H.T. 2015. Distribuição dos metais traços em sedimentos de fundo do sistema hidrográfico da região de Belém, PA (margem oeste da baía do Guajará e rio Carnapijó). *Geochimica Brasiliensis*. 29(2): 139-153.
- Oliveira, E.C.; Lafon, J.M.; Corrêa, J.A.M., Carvalho, J.H.S. 2016. 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.
- Padoan, M.; Garzanti, E.; Harlavan, Y.; Villa, I.M. 2011. Tracing Nile sediment sources by Sr and Nd isotope signatures (Uganda, Ethiopia, Sudan). *Geochimica Cosmochimica Acta*. 75: 3627-3644.
- Palheta, E.S.M.; Abreu, F.A.M.; Moura, C.A.V. 2009. Granitóides proterozóicos como marcadores da evolução geotectônica da região nordeste do Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 39(4):647-657.

- Pará 30 Graus: www.para30graus.pa.gov.br/Rec_CAtlantica.htm. Acesso em Julho de 2015.
- Parra, M.; Pujos, M. 1998. Origin of late Holocene fine-grained sediments on the French Guiana shelf. *Continental Shelf Research*. **18**:1613-1629.
- Pfaffstetter O. 1989. Classificação de Bacias Hidrográficas – Metodologia de Codificação. Rio de Janeiro, RJ: DNOS, 1989. p. 19.
- Pinheiro, B.L.S.; Moura, C.A.V.; Gorayeb, P.S.S. 2011. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*. **41**(2): 304-318.
- Platzner, I.; Ehelichs, S.; Halicz, L. 2001. Isotope-ratio measurements of lead in NIST reference materials by multiple-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Journal of Analytical Chemistry*. **370**: 624-628.
- Pejrup, M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: Boer, P.L., VanGelder, A., Nio, S.D. (Eds.). *Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies*. D. Reidel, Dordrecht. 289 - 300p.
- Roddaz, M.; Viers, J.; Brusset, S.; Baby, P.; Herail, G. 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth Planetary Science Letters*. **239**: 57-78.
- Roig, H.L.; Rego, A.P.M.; Dantas, E.L.; Meneses, P.R.; Walde, D.H.G.; Gioia, S.M.L.C., 2005. Assinatura isotópica Sm-Nd de sedimento em suspensão: implicações na caracterização da proveniência dos sedimentos do rio Paraíba do Sul, São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(4): 503-514.
- Rosseti, D.F. 2006. Evolução sedimentar miocênica nos estados do Pará e Maranhão. INPE. 1: 1-15.
- Rosseti, D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**: 77-89.
- Rousseau, T.C.C.; Sonke, J. E.; Chmellef, J.; Van Beek, P.; Souhaut, M.; Boaventura, G.; Seyler, P.; Jeandel, C. 2014. Rapid neodymium release to marine waters from lithogenic sediments in the Amazon estuary. *Nature Communications*. DOI: 10.1038/ncomms8592
- Rudnick, R.L.; Gao, S. 2003. Composition of the Continental Crust. In: Holland, H.D. and Turekian, K.K. Eds., *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, New York. 1-64p.
- Santos, R.V.; Sondag, F.; Cochonneau, G.; Lagane, C.; Brunet, P.; Hattingh, K.; Chaves, J.G.S. 2014. Source area and seasonal ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr variations in rivers of the Amazon basin. *Hydrology Process*. (Published online in Wiley Online Library).
- Santos, S.N.; Lafon, J.M.; Corrêa, J.A.M.; Babinski, M.; Dias, F.F.; Taddei, M.H.T. 2012. Distribuição e assinatura de Pb em sedimentos de fundo da foz do rio Guamá e da baía do Guajará (Belém-Pará). *Química Nova*. **35**(2): 249-256.
- Silva, P.R. 2014. Os rios paraenses: uma breve descrição potamográfica. *Boletim Amazônico de Geografia*. **1**(2):88-104.
- Shepard, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*. **24**:151-158.
- Souza, S.R.; Oliveira, A.O.; Hartmann, C. 2008. Utilização do testemunhador *Russian Pet Borer* no Saco do Martins e Arraial, Estuário da Laguna dos Patos: RS, Brasil. *Gravel*. **6**(1): 1-13.
- Souza Filho, P.W.M.; Cunha, E.R.S.P.; Sales, M.E.C.; Souza, L.F.M.O.; Costa, F.R. 2005. Bibliografia da Zona Costeira Amazônica. Belém/Pa. Museu Paraense Emílio Goeldi, Universidade Federal do Pará, Petrobrás. 401p.
- Souza Filho, P.W.M.; El-Robrini, M. 1996. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da Planície Costeira Bragantina-Nordeste do Pará (Brasil). *Geonomos*. **4**:1-16.
- Távora, V.A.; Santos, A.A.; Araújo, R.N. 2010. Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **5**(2): 207-224.
- Taylor, S.R.; McLennan, S.H. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312p.
- Torquato, J.R.F.; Cordani, U.G. 1981. Brazil-Africa geological links. *Earth Science Reviews*. **17**: 155-176.
- Viers, J.; Roddaz, M.; Filizola, N.P.; Guyot, J.L.; Sondag, F.; Brunet, P.; Zouiten, C.; Boucayrand, C.; Martin, F.; Boaventura, G.R. 2008. Seasonal and provenance controls on Nd-Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*. **274**(3-4): 511-523.
- Zhang, Y.; Chiessi, C. M.; Mulitza, S.; Zabel, M.; Trindade, R. I. F.; Hollanda, M. H. B.M.; Dantas, E. L.; Govin, A.; Tiedemann, R.; Wefer, G. 2015. Origin of increased terrigenous supply to the NE South American continental margin during Heinrich Stadial I and the Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters*. **432**: 493-500.
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*. **30**: 377-392.
- Wu, W.; Zheng, H.; Xu, S.; Yang, J.; Yin, H. 2012. Geochemistry and provenance of bed sediments of the large rivers in the Tibetan Plateau and Himalayan region. *International Journal of Earth Sciences (GeolR-undsch)***101**: 1357-1370.

Caracterização hidrogeoquímica e isotópica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior nos municípios de Castanhal e Santa Maria do Pará, estado do Pará

Hydrogeochemical and isotopic characterization ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of Barreiras and Upper Pirabas aquifers systems in Castanhal and Santa Maria do Pará municipalities, Pará State

Igor Rafael Furtado da Silva¹, Marco Antonio Galarza^{1,2}

RESUMO: Foram realizados estudos hidrogeoquímicos e isotópicos de estrôncio em amostras de água dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior nas subáreas de Castanhal e Santa Maria do Pará, visando à caracterização química desses sistemas aquíferos, além da detecção de eventuais misturas caso nelas ocorram. No Aquífero Barreiras predominaram águas Cl^-/Na^+ , resultantes da forte contribuição das águas meteóricas e da ação antropogênica, além de alta vulnerabilidade. As águas do Sistema Pirabas Superior são majoritariamente $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$, decorrentes da forte dissolução do carbonato, apresentando menor vulnerabilidade em relação à ação antrópica. Resultados isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ demonstram que as amostras do Sistema Aquífero Barreiras são mais radiogênicas (0,712716 a 0,723881) que a amostra do Sistema Aquífero Pirabas Superior (0,706080 a 0,709063), ocorrendo um leve processo de homogeneização das razões isotópicas destes sistemas aquíferos no período chuvoso. Estudos estatísticos mostraram boas correlações entre os sistemas aquíferos ($\geq 0,7$). O tratamento estatístico multivariado (PCA), juntamente com o diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$ mostraram uma tendência de mistura entre estes aquíferos e as águas meteóricas durante o período chuvoso. O modelamento hidrogeoquímico (diagrama de Schoeller) indicou que o grau de mistura das águas do Aquífero Pirabas Superior no Barreiras está em torno de 10% durante o período chuvoso.

PALAVRAS-CHAVE: Isótopos de Estrôncio; Hidrogeoquímica; Aquíferos Barreiras e Pirabas Superior; Mistura de águas.

ABSTRACT: Isotopic composition of strontium and hydrogeochemical studies have been conducted in water samples from Barreiras and Upper Pirabas aquifers systems in subareas of Castanhal and Santa Maria do Pará to characterize their waters, as well as detection of possible mixing processes between them. Barreiras aquifer has waters predominantly Cl^-/Na^+ , resulting from the strong contribution of meteoric water and anthropogenic action and high vulnerability. The waters of the Upper Pirabas Aquifer System are mostly $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$, due the strong influence of carbonate dissolution and less vulnerability to human action. Isotopic results showed that the Barreiras Aquifer samples are more radiogenic (0.712716 to 0.723881) than the sample of the Upper Pirabas Aquifer System (0.706080 to 0.709063), occurring a light homogenization process of isotopic ratios of these aquifer systems in the rainy season. Statistical studies have shown good correlations between the system aquifers (≥ 0.7). The multivariate statistical analysis (PCA), with the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram vs. $1/\text{Sr}$ showed a mix trend between these aquifers and rainwater during the wet season. The hydrogeochemical modeling (Schoeller diagram) indicated that the degree of mixing of waters of the Aquifer Pirabas Superior in Barreiras is around 10% during the rainy season.

KEYWORDS: Strontium Isotopes; Hydrogeochemistry; Upper Pirabas and Barreiras Aquifers; Waters Mix.

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Correa, 1, CEP: 66.075-110, Belém, Pará, Brasil.

² Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
E-mails: igorsilva@ufpa.br, antogt@ufpa.br

INTRODUÇÃO

Estudos hidrogeoquímicos têm sido realizados nos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas visando caracterizar quimicamente suas águas, determinar a potencialidades destes aquíferos para o abastecimento público e seus diversos usos múltiplos, além do grau de vulnerabilidade destes em relação a ação antropogênica (Cortez *et al.* 2000; Cabral e Lima 2006; Oliveira Filho e Galarza 2013; Paranhos, 2010).

Concomitante ao estudo hidrogeoquímico, pesquisas a partir de isótopos vem se desenvolvendo de forma crescente possibilitando estudos com diversos elementos químicos, tais como U, Pb, Sr, Nd, levando a diversas aplicações como estudos de proveniência, em geocronologia, estratigrafia química e alterações temporais da Terra por processos subterrâneos (Banner 2004). O elemento Estrôncio (Sr) possui grande aplicabilidade em estudos de águas com a combinação de sua concentração com a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. O elemento tem sido utilizado em estudos sobre: (1) determinação de fontes de soluto em águas naturais (Négre e Deschamps 1996; Négre *et al.* 2001; Jorgensen *et al.* 2008), (2) evolução geoquímica de águas naturais (Huddart *et al.* 1999; Négre *et al.* 2004; Petrides *et al.* 2006) e (3) mistura e quantificação da contribuição de diferentes fontes de águas subterrâneas em zonas de recarga (Lyons *et al.* 1995; Woods *et al.* 2000; Dogramaci e Herczeg 2002; Négre e Petelet-Giraud 2005; Bakari 2013; Oliveira Filho e Galarza 2013).

O estudo isotópico na região norte é relativamente recente, sendo que os estudos utilizando a geoquímica isotópica e a hidrogeoquímica são bastante escassos, destacando-se Allégre *et al.* (1996), Bordalo *et al.* (2007), Horbe *et al.* (2013), Queiroz *et al.* (2009) e Oliveira Filho & Galarza (2013).

Desta forma, foram realizados estudos da composição isotópica de estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), bem como análises hidrogeoquímicas (cátions e ânions) nas subáreas de Castanhal e Santa Maria do Pará, visando à caracterização desses sistemas aquíferos, além da detecção de eventuais misturas caso nelas ocorram.

ÁREA DE ESTUDO

A região em estudo está localizada na porção nordeste do Estado do Pará. Os municípios de Castanhal e Santa Maria do Pará se encontram a uma altitude de 41 e 51 metros do nível do mar, respectivamente. O clima predominante nesta área é o equatorial úmido do tipo Af na classificação de Köppen, caracterizado por altas temperaturas (sempre acima de 26°C), ventos de baixa velocidade intercalados com frequentes momentos de calmaria, altos índices de umidade relativa do ar e precipitação abundante, oscilando entre 2.800 e 3.150 mm anuais (Costa 2005). O sistema de abastecimento público de água é feito unicamente pela Companhia de Saneamento do Estado do Pará – COSANPA (Fig. 1).

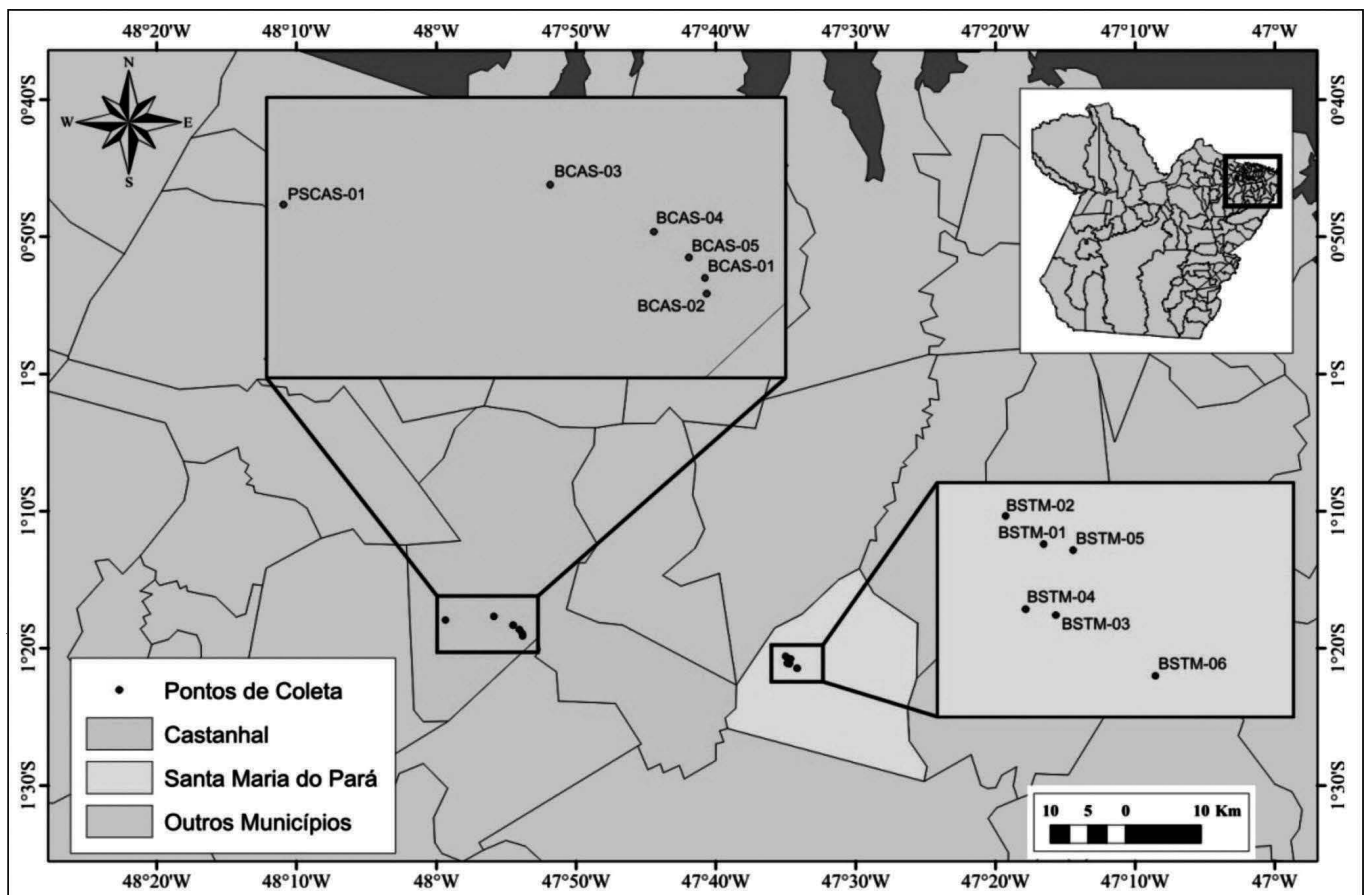


Figura 1 - Mapa de localização da área estudada. Nomenclatura das amostras: BCAS (Aquífero Barreiras - Poços Castanhal), BSMP (Aquífero Barreiras - Poços Santa Maria do Pará) e PSCAS (Aquífero Pirabas Superior - Poços Castanhal).

GEOLOGIA REGIONAL

A área em estudo abrange os depósitos miocênicos denominados litoestratigraficamente de Formações Pirabas, Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras (Góes *et al.* 1990; Sauma Filho 1996; Rossetti 2006). A Formação Pirabas é formada por rochas carbonáticas que foram depositadas durante o Mioceno Inferior (Góes *et al.* 1990) com proveniência de um ambiente deposicional caracterizado como marinho aberto, de águas quentes, rasas e agitadas, contendo canais lagunares ou estuários e restritamente mangues em suas adjacências. Essa formação não possui um único posicionamento estratigráfico, ocorrendo intercalações entre estas subdivisões (Góes *et al.* 1990). A Formação Barreiras possui uma distribuição ao longo da faixa litorânea que se estende do Amapá ao Rio de Janeiro. Ela repousa discordantemente sobre a Formação Pirabas (Rossetti 2001) de forma interdigitada e gradual (Góes *et al.* 1990). Essas formações possuem uma genética relacionada, vinculada ao desenvolvimento de uma mesma sequência deposicional, levando à gradação de estratos carbonáticos-siliciclásticos para totalmente siliciclásticos ao longo da evolução miocênica. A Formação Barreiras é constituída de arenitos quartzosos, depósitos heterolíticos, argilitos e, menos comumente, conglomerados de colorações negra, verde oliva, cinza ou, ainda, variegada, isto.

É, violácea, amarelada a avermelhada (Rossetti 2006). É coberta pela unidade Pós-Barreiras, que consiste de sedimentos inconsolidados, principalmente arenosos e uma fração de argila variando de fina a média e sem estrutura sedimentar aparente. Ocorrem também seixos milimétricos de quartzo leitoso, dispostos caoticamente, além de concreções ferruginosas. Incluem-se ainda os sedimentos aluvionares holocênicos atuais e subatuais, localizados nos vales de rios e igarapés que cortam a região (Matta 2002). A coluna estratigráfica da área em estudo pode ser vista na Tabela 1.

HIDROGEOLOGIA

Os principais sistemas aquíferos da Região Metropolitana de Belém e suas adjacências são Pirabas, Barreiras e Pós-Barreiras (Cabral 2004; Matta 2002; Sauma Filho 1996).

O Sistema Aquífero Pirabas é uma unidade composta pelos sedimentos marinhos, fossilíferos da Formação Pirabas. Os níveis desse aquífero ocorrem em intervalos de 70 até 259 metros, sendo subdividido em Pirabas Superior e Inferior. O primeiro subsistema é composto por aquíferos com camadas de argilas calcíferas de cor cinza esverdeada e leitões de calcário de colorações cinza esbranquiçada, que se alternam sucessivamente com camadas de arenito calcífero. Geralmente

aparecem em intervalos de 70 a 180 metros, possuindo espessuras em torno de 50 m e vazões entre 100 a 180 m³/h, principalmente quando estão associados aos sedimentos de granulação mais grossa. São de natureza confinada e apresentam uma boa continuidade lateral. Já o segundo é composto predominantemente por sedimentos arenosos de cor cinza esbranquiçada, com granulação fina a média, níveis conglomeráticos e intercalações mais espessas de argilas e siltitos avermelhados. Os aquíferos deste subsistema ocorrem nos intervalos de 180-193 m, 197-211 m, 229-240 m e 251-259 m. Possuem vazões de até 600 m³/h, além do que são aquíferos de notável qualidade, com pH próximo à neutralidade, com dureza moderadamente dura a dura, classificada como cálcico-magnesianas-bicarbonatadas. O Sistema Aquífero Barreiras se caracteriza por expressões litológicas bastantes heterogêneas constituídas basicamente por areia e arenitos, granulometria que varia de fina a grossa, e cascalhos. Verifica-se também a presença de níveis lateríticos e níveis argilosos caulinizados.

Tabela 1 - Coluna estratigráfica do Cenozóico das plataformas do Pará e Bragantina (Paleogeno Superior - Neogeno), modificado de Rossetti (2001).

ÉPOCA		UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL
PLIOGENO-QUATERNÁRIO		PÓS-BARREIRAS	Sedimentos Pós-Barreiras
MIOCENO	SUPERIOR	PALEOSSOLO LATERÍTICO	Discordância 3
	MÉDIO	FORMAÇÃO BARREIRAS SUPERIOR-MÉDIO	Formação Barreiras (parte intermediária e superior)
	INFERIOR	FORMAÇÃO BARREIRAS INFERIOR	Discordância 2
OLIGOCENO SUPERIOR		FORMAÇÃO PIRABAS	Formação Pirabas (parte inferior)
		PALEOSSOLO BAUXÍTICO-LATERÍTICO	Discordância 1

Possuem profundidade variando de 25 a 90 metros e espessura média de 70 metros. A vazão nestes reservatórios varia de 10 a 70 m³/h. A recarga é feita por meio da contribuição das camadas sobrepostas e pela chuva em unidade de afloramento dessa unidade.

O Sistema Aquífero Pós-Barreiras é constituído por níveis argilo-arenosos inconsolidados, com granulometria variando de fina até conglomerativas existentes em um espaçamento de 25 metros a partir da superfície. Há a presença de um horizonte laterítico com uma espessura de até 3 metros, com os sedimentos possuindo uma matriz argilo-arenosa envolvendo nódulos ferruginosos e/ou aluminosos. A vazão neste sistema aquífero é em torno de $5 \text{ m}^3/\text{h}$, apresentando um potencial hidrológico fraco, porém com uma água de boa qualidade.

GEOLOGIA ISOTÓPICA DO ESTRÔNCIO E SUA IMPORTÂNCIA NA CARACTERIZAÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DE MISTURAS EM ÁGUAS

A variação na composição isotópica do Sr tem sido usada para determinar a fonte de Sr de um corpo de água em particular, a história geoquímica dessas águas (interação rocha-água) e, principalmente, o potencial de mistura dessas águas (Lyons *et al.* 1995). A Tabela

2 apresenta os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de diferentes materiais terrestres. Bordalo *et al.* (2007) testaram a potencialidade da ferramenta isotópica de estrôncio em três regiões da zona bragantina, revelando valores de 0,71027 a 0,71364 no poço da região do Acarajó, refletindo maior contribuição de Sr radiogênico compatível com o ambiente continental. No Pântano Salino aonde se encontra um ambiental transicional os valores variaram de 0,70959 a 0,70984, sendo que o Furo do chato, localizado no ambiente de mangue intermaré revelou a influência marinha nas águas sub-superficiais com valores de 0,70914-0,70933. Queiroz *et al.* (2009) e Horbe *et al.* (2013) utilizaram os isótopos de estrôncio visando estudar o comportamento geoquímico das águas do médio e baixo Rio Madeira e seus tributários (0,71920 a 0,72327), mostrando que as águas deste rio são mais radiogênicas que as dos rios Solimões e Amazonas (0,708685 a 0,714461), fato explicado pelos autores devido à influência das águas de seus tributários, tanto da margem direita como da esquerda, que apresentam características geoquímicas heterogêneas.

Tabela 2 - Razões Isotópicas de Sr em diversos Ambientes e na água.

Ambientes	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Fonte
Crosta Continental Superior	0,7163 - 0,8240	Goldstein & Jacobsen (1988)
Carbonatos Marinhos Fanerozóicos	0,707 - 0,709	Banner (2004)
Água do Mar Atual	0,709172	Hodell <i>et al.</i> (1990)
Água da chuva em áreas oceânicas	0,70920	Capo <i>et al.</i> (1992)
Água da chuva em áreas continentais	0,707463 - 0,713143	Herut <i>et al.</i> (1993); Négreil & Roy (1998); Han e Liu (2006); Xu & Han (2009); Xu <i>et al.</i> (2009); Han <i>et al.</i> (2010)
Água da Chuva Região Metropolitana Belém	0,705316	Oliveira Filho & Galarza (2013)
Sedimentos em Suspensão do Rio Amazonas	0,71327 - 0,72146	Allègre <i>et al.</i> (1996)
Sedimentos em Suspensão do Rio Negro	0,71698	Allègre <i>et al.</i> (1996)
Sedimentos em Suspensão do Rio Trombetas	0,74683	Allègre <i>et al.</i> (1996)
Rocha Formação Barreiras	0,727492	Oliveira Filho & Galarza (2013)
Rocha Formação Pirabas	0,708752	Oliveira Filho & Galarza (2013)
Rocha Macrofósseis Formação Pirabas *	0,708696	Belúcio (2001)
Água do Sistema Aquífero Barreiras *	0,712855	Oliveira Filho & Galarza (2013)
Água do Sistema Aquífero Pirabas *	0,709755	Oliveira Filho & Galarza (2013)

* média

METODOLOGIA

Para estudo isotópico e hidroquímico das águas dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas, em Castanhal e Santa Maria do Pará foram escolhidos 6 poços sendo 3 rasos particulares e 3 profundos (Companhia de Saneamento do Pará - COSANPA), totalizando 6 amostras por município e 12 amostras no total para cada campanha de coleta. O período de amostragem foi do mês de Dezembro de 2012 a Dezembro de 2013 caracterizando um ciclo hidrológico completo contemplan-

do os meses chuvosos (Nov-Dez, Jan-Fev e Mar-Abr) e de estiagem (Mai-Jun, Jul-Ago e Set-Out). Os procedimentos de campo foram desenvolvidos conforme a metodologia proposta pelo guia nacional de coletas e preservação de amostras (ANA 2011). A temperatura da água, a condutividade elétrica, os sólidos totais dissolvidos e o pH de cada amostra foram medidos em campo.

O HCO_3^- foi definido a partir dos valores numéricos da alcalinidade total (Custódio & Llamas 1976). A concentração de Ferro total nas amostras foi determinada pelo método da orto-fenantrolina, com a determinação

espectrofotométrica a $\lambda=510$ nm em cubeta de 1 cm. A sílica foi obtida pelo método de Grasshoff (1964) utilizando como redutor o ácido ascórbico e ácido oxálico.

As concentrações de cátions (Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} e Ca^{2+}) e ânions (Cl^- , NO_3^- e SO_4^{2-}) foram determinadas por cromatografia iônica.

A validação dos resultados obtidos foi realizada com base no cálculo do balanço iônico, realizado com o emprego do programa Qualigraf (Mobus 2002) que calcula o erro prático (Ep) por meio da metodologia descrita em Feitosa *et al.* (2008). Foram aceitas as amostras que apresentaram erros inferiores a 10%.

As amostras destinadas à análise isotópica de Sr foram filtradas em filtros de Marca Millipore de 0,45 μm , acidificadas com HNO_3 -bidestilado a pH em torno de 2 e estocadas em garrafas de polietileno de 1000 mL refrigeradas. A separação química do Sr^{2+} foi feita utilizando uma coluna de troca iônica (Sr-Spec). Após isso, as amostras foram solubilizadas com 1200 ml de HNO_3 *** (concentrado, 3%) e levadas ao espectrômetro de Massa (Inductively Coupled Plasma Massspectrometry – ICP-MS, Modelo Neptune) para leitura destas (Négrell & Petelet Giraud 2005; Bordalo *et al.* 2007; Négrell *et al.* 2010).

Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e o fracionamento de massa foi corrigido no modo exponencial. A concentração de Estrôncio das amostras foi determinada através da mistura com traçador de Sr ($^{86}\text{Sr}/^{84}\text{Sr} = 0,054998$; $^{87}\text{Sr}/^{84}\text{Sr} = 0,021387$; $^{88}\text{Sr}/^{84}\text{Sr} = 0,165433$). Para a precisão analítica utilizou-se o padrão SRM-987 (Solução Neptune) que forneceu uma média de $0,710270 \pm 0,000020$ (2s, n = 44 leituras) para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e os brancos totais de Sr ficaram entorno de 3,8 ng.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Tabela 3 apresenta o resumo dos principais parâmetros físicos, químicos e físico-químicos das águas dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior na área estudada, referente aos períodos seco e chuvoso.

Os valores de pH para as águas do Aquífero Barreiras variaram entre 3,52 a 5,97, apresentando uma média de 4,73 tanto no período seco como no chuvoso. Já no Aquífero Pirabas Superior os valores ficaram entre 6,17 a 6,60, apresentando uma média de 6,43 no seco e 6,40 no chuvoso. Os valores ácidos para este parâmetro nas amostras do Sistema Aquífero Barreiras refletem a liberação de H^+ a partir da dissolução de ácidos orgânicos produzidos pela decomposição da matéria orgânica nos solos da região amazônica e, principalmente na forma de Ácido Silícico $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 9\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 2\text{Na}^+ + 2\text{HCO}_3^- + 4\text{H}_4\text{SiO}_4$ (Matta 2002; Oliveira Filho & Galarza 2013). Por sua vez a amostra do sistema Pirabas Superior foi fortemente influenciada pela elevada presença de bicarbonato,

originado a partir da dissolução de rochas carbonáticas, principalmente pela dissolução do mineral calcita ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$).

A condutividade variou de 45,50 a 193,90 $\mu\text{S}/\text{cm}^2$ nas águas do Barreiras, apresentando um valor médio de 99,64 $\mu\text{S}/\text{cm}^2$ no período seco e de 99,52 $\mu\text{S}/\text{cm}^2$ no chuvoso. Já as águas do Aquífero Pirabas Superior apresentaram valores que indo de 133,80 a 194,70 $\mu\text{S}/\text{cm}^2$, tendo uma média de 169,40 $\mu\text{S}/\text{cm}^2$ no seco e 171,27 $\mu\text{S}/\text{cm}^2$ no chuvoso. Os valores da Condutividade Elétrica nas amostras do sistema Barreiras apresentaram pouca variação quanto à sazonalidade, mas tiveram uma variação expressiva de forma espacial. Com exceção das amostras BCAS-02, BSMP-02, BSMP-03 e BSMP-05, as demais apresentaram valores semelhantes aos encontrados por Cortez *et al.* (2000) e Oliveira Filho & Galarza (2013). Porém, Cabral & Lima (2006) e Paranhos (2010) encontraram valores acima de 200 $\mu\text{S}/\text{cm}^2$ para as águas do Aquífero Barreiras. Tal fato evidencia a presença de ambientes altamente lixiviados onde houve a migração de elementos maiores (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} e Ca^{2+}) para as águas subterrâneas deixando estes ambientes com características ácidas, com forte presença de alumínio e ferro (Bahia *et al.* 2008).

A amostra do Sistema Pirabas Superior apresentou valores maiores que as do Barreiras, revelando uma água mais mineralizada, resultante da diferença do tempo de percolação entre estes aquíferos sendo a água do Sistema Pirabas mais antiga (concordando com Oliveira Filho & Galarza 2013). Os valores de STD seguiram tendência semelhante aos valores da Condutividade Elétrica.

Nos poços Barreiras foram encontrados valores de SiO_2 que variaram de 0,58 a 26,16 mg/L, tendo um valor médio de 7,81 mg/L para o período seco e 12,17 mg/L no chuvoso. Já as amostras do Sistema Pirabas Superior ocorreram valores entre 11,57 e 30,93 mg/L, com valores médios de 11,69 e 23,48 mg/L para os períodos seco e chuvoso, respectivamente. Em relação a este parâmetro, as amostras Barreiras e Pirabas Superior apresentaram um comportamento muito semelhante durante o período sazonal, sendo que os maiores valores para este parâmetro ocorreram no período chuvoso, principalmente no bimestre Março-Abril, sendo isto devido ao maior input pluviométrico neste período, que faz com que haja o aumento no processo de hidrólise dos minerais silicosos, aumentando a quantidade de sílica lixiviada para as águas (Teixeira *et al.* 2000). A maior quantidade de sílica na amostra do Pirabas Superior é resultado da presença de sílica amorfa provenientes das carapaças de diatomáceas nas rochas carbonáticas da Formação Pirabas (Oliveira Filho & Galarza 2013).

O Bicarbonato apresentou um valor máximo de 0,54 meq/L no Barreiras, com um valor médio de 0,01 meq/L no período seco e de 0,12 meq/L no chuvoso. Nas amostras de água do sistema Pirabas Superior ocorreram valores entre 1,46 e 1,92 meq/L, apresentando uma média de 1,68 meq/L no período seco e 1,72 meq/L no chuvoso.

Tabela 3 - Parâmetros físico-químicos e dados isótopos (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) das águas dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior na área estudada referente aos Períodos Seco e Chuvoso. B (Aquífero Barreiras); PS (Aquífero Pirabas Superior); CAS (Castanhal); SMP (Santa Maria do Pará).

Amostras	Data	Prof. ¹ (m)	Temp. ² (°C)	pH	C.E. ³ (µS/cm ²⁵)	STD ⁴ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (meq/L)	Cl ⁻ (meq/L)	NO ₃ ⁻ (meq/L)	SO ₄ ⁻² (meq/L)	SiO ₂ (mg/L)	Na ⁺ (meq/L)	K ⁺ (meq/L)	Mg ⁺² (meq/L)	Ca ⁺² (meq/L)	Fe Total (mg/L)	Sr ⁺² (meq/L)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (±2s)
PERÍODO SECO																		
BCAS-01	mai-jun		27,80	4,19	49,37	168	nd.	0,60	0,41	0,01	1,52	0,51	0,05	0,06	0,15	0,029	0,0012	0,723255 (10)
	jul-ago	18	27,50	3,95	53,9	143	nd.	0,54	0,29	0,05	1,73	0,50	0,05	0,03	0,14	nd.	0,0012	0,722883 (06)
	set-out		28,20	4,06	54,7	167	nd.	0,61	0,37	0,01	1,67	0,50	0,06	0,10	0,16	0,003	0,0013	0,720876 (06)
BCAS-02	mai-jun		27,95	4,27	180,6	143	nd.	0,67	0,73	0,05	9,37	0,57	0,06	0,07	0,05	0,051	0,0013	0,723432 (08)
	jul-ago	23	27,70	4,06	124,3	98	nd.	0,48	0,59	0,05	10,34	0,55	0,04	0,03	0,06	0,007	0,0007	0,716135(11)
	set-out		28,60	4,05	87	87	nd.	0,69	0,62	0,04	10,27	0,81	0,03	0,03	0,06	0,002	0,0006	0,714081 (07)
BCAS-03	mai-jun		28,30	5,25	45,5	36	0,04	0,18	0,08	0,07	12,39	0,18	0,02	0,03	0,07	0,537	0,0007	0,713675 (07)
	jul-ago	105	28,00	5,03	51,5	41	nd.	0,18	0,08	0,08	11,68	0,19	0,02	0,02	0,06	0,014	0,0006	0,716735 (06)
	set-out		28,50	5,39	52,4	24	0,04	0,16	0,08	0,07	11,95	0,18	0,02	0,03	0,07	0,016	0,0007	0,714279 (10)
BCAS-04	mai-jun		28,50	5,66	58,1	46	0,04	0,52	nd.	0,06	12,56	0,44	0,04	0,04	0,05	0,404	0,0006	0,713638 (14)
	jul-ago	100	28,40	5,6	48,7	38	0,02	0,57	nd.	0,05	13,15	0,50	0,06	0,03	0,05	nd.	0,0007	0,716715 (12)
	set-out		27,20	5,81	57,1	26	0,03	0,62	0,02	0,07	12,92	0,46	0,05	0,04	0,07	0,238	0,0012	0,718231 (09)
BCAS-05	mai-jun		28,00	5,97	75,6	60	0,04	0,52	0,22	0,06	6,83	0,21	0,03	0,03	0,26	0,036	0,0012	0,722370 (06)
	jul-ago	18	28,10	5,83	88,6	70	0,03	0,59	0,30	0,06	7,65	0,25	0,03	0,03	0,25	nd.	0,0013	0,721845 (06)
	set-out		28,00	5,91	88,1	41	0,04	0,61	0,40	0,05	7,55	0,32	0,02	0,04	0,24	0,038	0,0016	0,723881 (05)
BSMP-01	mai-jun		30,05	4,6	100	79	nd.	0,36	0,49	0,01	0,58	0,40	0,04	0,06	0,08	0,028	0,0008	0,719663 (10)
	jul-ago	22	30,30	4,85	108,2	85	0,02	0,48	0,62	0,05	0,76	0,53	0,05	0,09	0,08	0,662	0,0011	0,723585 (05)
	set-out		30,80	4,88	82,8	39	0,02	0,30	0,38	0,02	0,69	0,35	0,03	0,06	0,07	nd.	0,0008	0,717163 (06)
BSMP-02	mai-jun		28,70	4,24	141,6	112	nd.	0,86	0,32	0,02	2,11	0,61	0,04	0,03	0,09	0,017	0,0004	0,713745 (08)
	jul-ago	50	28,60	4,01	138,9	110	nd.	0,81	0,32	nd.	2,68	0,62	0,04	0,03	0,08	nd.	0,0004	0,712716 (14)
	set-out		28,30	4,1	134,4	63	nd.	0,79	0,32	0,02	2,63	0,61	0,04	0,04	0,09	0,021	0,0003	0,715279 (22)
BSMP-03	mai-jun		28,50	3,91	193,9	153	nd.	0,47	0,60	nd.	9,09	0,58	0,08	0,08	0,14	0,042	0,0011	0,722176 (05)
	jul-ago	44	28,50	3,52	165,4	131	nd.	0,48	0,57	nd.	10,86	0,50	0,07	0,07	0,09	nd.	0,0009	0,719990 (08)
	set-out		28,60	3,75	185,3	87	nd.	0,44	0,56	0,01	10,74	0,47	0,07	0,08	0,09	0,008	0,0006	0,716741 (09)
BSMP-04	mai-jun		29,65	5,11	84,5	67	nd.	0,29	0,32	0,02	8,05	0,42	0,03	0,03	0,06	0,034	0,0007	0,719868 (13)
	jul-ago	100	29,40	4,51	75,1	59	nd.	0,26	0,32	nd.	8,94	0,32	0,03	0,04	0,05	0,009	0,0006	0,718202 (12)
	set-out		28,90	4,67	77,1	36	nd.	0,25	0,31	nd.	8,71	0,31	0,03	0,05	0,05	0,152	0,0006	0,718915 (08)
BSMP-05	mai-jun		29,30	4,23	136,9	108	nd.	0,44	0,70	0,01	8,69	0,47	0,05	0,08	0,10	0,027	0,0010	0,719343 (10)
	jul-ago	100	29,50	3,9	133,3	105	nd.	0,39	0,41	0,01	9,28	0,47	0,05	0,07	0,07	0,050	0,0009	0,717880 (11)
	set-out		28,80	4,07	132,9	63	nd.	0,32	0,32	0,02	9,34	0,46	0,05	0,09	0,09	nd.	0,0009	0,717412 (07)
BSMP-06	mai-jun		28,60	5,56	93,1	74	nd.	0,25	0,17	0,04	10,55	0,35	0,03	0,07	0,22	0,027	0,0016	0,719223 (05)
	jul-ago	100	28,90	5,42	91,3	72	nd.	0,25	0,17	0,04	11,45	0,50	0,07	0,07	0,09	nd.	0,0014	0,718188 (04)
	set-out		27,80	5,67	97,9	46	0,02	0,31	0,17	0,04	11,13	0,33	0,03	0,07	0,25	nd.	0,0016	0,719676 (04)
PSCAS-01	mai-jun		27,95	6,47	179,7	142	1,75	0,10	nd.	0,09	11,57	0,11	0,05	0,21	1,07	2,546	0,0060	0,706080 (03)
	jul-ago	100	28,30	6,3	133,8	106	1,56	0,10	nd.	0,11	11,80	0,09	0,05	0,21	1,06	2,370	0,0058	0,709063 (03)
	set-out		28,90	6,51	194,7	92	1,72	0,09	nd.	0,08	11,69	0,08	0,05	0,22	1,11	2,001	0,0061	0,707908 (05)

(Continua)

(Tabela 3 - Continuação)

		PERÍODO CHUVOSO																
		jan-fev	27,70	4,12	56,25	78,00	nd.	0,64	1,03	nd.	5,06	0,45	0,03	0,06	0,033	0,0011	0,707908 (07)	
Amostras	Data	Prof. ¹	Temp. ²	pH	C.E. ³	STD ⁴	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Fe-Total	Sr ²⁺	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
		(m)	(°C)		(µS/cm ²⁰)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)
BCAS-02	mar-abr	23	28,00	4,20	127,20	60,00	0,38	1,01	0,68	nd.	12,25	0,52	0,03	0,06	0,08	0,006	0,0007	0,709119 (03)
	nov-dez		28,80	4,00	192,00	99,00	nd.	0,74	0,74	0,02	9,63	0,78	0,03	0,04	0,04	0,001	0,0006	0,708054 (02)
BCAS-03	jan-fev		28,20	4,97	51,90	24,00	0,14	0,20	0,10	0,10	11,53	0,04	0,00	0,01	0,06	0,186	0,0014	0,708018 (07)
	mar-abr	105	28,40	5,15	48,80	23,00	0,16	0,20	0,10	0,09	25,16	0,07	nd.	nd.	0,11	0,199	0,0006	0,707127 (04)
	nov-dez		28,27	5,13	52,40	25,00	0,10	0,16	0,07	0,06	18,26	0,09	0,01	0,03	0,07	0,120	0,0010	0,709200 (04)
BCAS-04	jan-fev		28,60	5,64	60,20	28,00	0,28	0,30	nd.	0,12	11,17	0,21	nd.	0,04	0,21	0,140	0,0011	0,704320 (13)
	mar-abr	100	28,40	5,64	55,60	26,00	0,32	0,36	nd.	0,11	23,03	0,33	nd.	0,05	0,22	1,554	0,0007	0,706548 (05)
	nov-dez		27,90	5,82	52,70	27,00	0,23	0,33	nd.	0,11	17,24	0,26	0,01	0,04	0,19	0,150	0,0008	0,709375 (04)
BCAS-05	jan-fev		28,00	5,91	47,10	22,00	nd.	0,13	0,26	0,06	4,81	0,06	0,00	nd.	nd.	0,042	0,0001	0,705867 (23)
	mar-abr	10	28,00	5,85	104,50	49,00	0,04	0,15	0,24	0,10	13,08	0,17	0,05	0,03	0,06	nd.	0,0020	0,709174 (06)
	nov-dez		28,20	5,70	89,30	42,00	nd.	0,11	0,38	0,04	8,17	0,35	0,01	0,03	0,04	0,025	0,0015	0,709652 (08)
BSMP-01	jan-fev		30,10	4,63	81,40	38,00	0,08	0,39	0,48	nd.	7,87	0,33	0,03	nd.	nd.	nd.	0,0008	0,708404 (05)
	mar-abr	22	30,00	5,23	73,90	35,00	0,02	0,35	0,37	0,05	17,04	0,27	0,02	0,05	0,08	nd.	0,0006	0,707325 (04)
	nov-dez		30,70	3,83	117,00	120,00	0,08	0,72	0,95	0,01	12,69	0,73	0,06	0,10	0,14	nd.	0,0016	0,709889 (03)
BSMP-02	jan-fev		28,70	4,20	134,10	63,00	nd.	1,14	0,41	nd.	6,86	0,65	0,05	nd.	nd.	0,025	0,0004	0,709060 (11)
	mar-abr	50	28,70	4,31	132,50	63,00	nd.	1,07	0,38	nd.	16,32	0,67	0,03	0,05	0,08	nd.	0,0003	0,705753 (04)
	nov-dez		28,40	4,01	135,10	63,00	nd.	0,74	0,31	0,01	11,45	0,58	0,04	0,03	0,07	0,023	0,0009	0,709654 (09)
BSMP-03	jan-fev		28,50	3,90	154,20	73,00	nd.	0,60	0,73	nd.	7,45	0,46	0,07	nd.	nd.	0,121	0,0010	0,707312 (10)
	mar-abr	44	28,50	3,89	166,00	79,00	nd.	0,61	0,75	nd.	8,01	0,55	0,04	0,10	0,10	nd.	0,0009	0,709957 (11)
	nov-dez		28,70	3,77	159,30	75,00	nd.	0,41	0,69	0,01	7,37	0,43	0,06	0,06	0,10	0,064	0,0004	0,708209 (11)
BSMP-04	jan-fev		29,60	4,45	72,70	34,00	nd.	0,36	0,41	nd.	7,31	0,31	0,03	0,04	0,04	nd.	0,0006	0,707434 (06)
	mar-abr	100	29,70	5,21	72,10	34,00	0,42	0,50	0,38	nd.	16,21	0,30	0,02	0,04	0,04	0,004	0,0008	0,707390 (06)
	nov-dez		28,90	4,79	76,10	36,00	nd.	0,25	0,30	0,02	11,23	0,30	0,03	0,04	0,04	0,009	0,0007	0,705603 (07)
BSMP-05	jan-fev		29,20	3,80	126,00	59,00	nd.	0,55	0,84	nd.	9,12	0,31	0,03	0,04	0,04	0,006	0,0010	0,708763 (04)
	mar-abr	100	29,40	4,20	126,40	60,00	nd.	0,99	0,83	nd.	20,24	0,42	0,04	0,09	0,08	nd.	0,0006	0,704239 (03)
	nov-dez		28,80	4,08	135,70	64,00	nd.	0,41	0,65	0,01	14,71	0,44	0,05	0,07	0,07	0,003	0,0011	0,708406 (09)
BSMP-06	jan-fev		28,70	5,76	91,00	43,00	0,54	0,42	0,22	nd.	9,61	0,31	0,03	0,06	0,21	nd.	0,0016	0,707386 (05)
	mar-abr	100	28,50	5,87	90,90	43,00	0,39	0,33	0,18	0,06	20,22	0,32	0,02	0,07	0,23	0,586	0,0016	0,707578 (04)
	nov-dez		27,73	5,66	99,20	47,00	0,50	0,23	0,16	0,04	14,29	0,32	0,02	0,06	0,21	nd.	0,0016	0,707019 (03)
PSCAS-01	jan-fev		28,00	6,60	170,00	81,00	1,77	0,17	nd.	0,14	16,34	0,06	0,01	0,17	1,30	1,270	0,0057	0,709277 (07)
	mar-abr	100	27,90	6,42	161,40	76,00	1,46	0,18	nd.	0,13	30,93	0,07	0,03	0,23	1,37	1,858	0,0049	0,705715 (02)
	nov-dez		28,73	6,17	182,40	86,00	1,92	0,10	nd.	0,08	23,18	0,06	0,05	0,21	1,21	1,560	0,0050	0,707539 (03)

^a Profundidade. ^b Temperatura. ^c Condutividade Elétrica. ^d Sólidos Totais Dissolvidos. nd = não detectado.

Os valores de cloreto para as amostras do sistema Barreiras variaram de 0,11 a 1,14 meq/L, com um valor médio de 0,46 meq/L no período seco e 0,50 meq/L no chuvoso.

Já no sistema Pirabas Superior o Cl⁻ variou de 0,09 a 0,18 meq/L, tendo uma média de 0,1 meq/L no seco e 0,15 meq/L no chuvoso.

Na área estudada o nitrato variou até um valor máximo de 1,03 meq/L, apresentado uma média de 0,34 meq/L no período seco e 0,46 meq/L no chuvoso para o sistema Barreiras. Não foi identificada a presença do íon Nitrato nas amostras de água do sistema Pirabas Superior.

Os valores de sulfato para as amostras Barreiras

apresentaram um valor máximo de 0,12 meq/L, com um valor médio de 0,033 meq/L para o período seco e 0,31 meq/L para o chuvoso. Para o sistema Pirabas Superior, encontrou-se valores entre 0,08 a 0,14 meq/L, tendo uma média de 0,09 meq/L no seco e de 0,12 meq/L no chuvoso.

Os valores do Na⁺ variaram de 0,04 a 0,81 meq/L nas águas do sistema Barreiras, tendo uma média de 0,44 meq/L no período seco e 0,39 meq/L no chuvoso. Nas amostras de água do Aquifero Pirabas Superior a variação foi de 0,06 a 0,11 meq/L, com valores médios de 0,09 e 0,06 meq/L para os períodos seco e chuvoso, sucessivamente.

Os valores obtidos para o íon K⁺ variaram até o valor máximo de 0,08 meq/L para o sistema Barreiras, apresentando médias de 0,04 meq/L no período seco e de 0,03 meq/L no chuvoso. Nas amostras de água do sistema Pirabas Superior o íon potássio variou de 0,01 a 0,05 meq/L. Seu valor médio no período seco foi de 0,05 meq/L e no chuvoso de 0,03 meq/L

As amostras de água apresentaram valores de até 0,1 meq/L de Mg²⁺ para o Barreiras, tendo uma média de 0,05 meq/L no período seco e 0,04 meq/L no chuvoso. Já para as amostras coletadas do Aquífero Pirabas Superior o Mg²⁺ variou de 0,17 a 0,23 meq/L, apresentando valores médios de 0,21 e 0,20 meq/L para os períodos seco e chuvoso, respectivamente.

O Ca²⁺ alcançou um valor máximo de 0,26 meq/L para as águas do sistema Barreiras, com valores médios de 0,11 e 0,09 meq/L para os períodos seco e chuvoso, respectivamente. Nas águas do sistema Pirabas Superior a variação do íon cálcio foi de 1,06 a 1,37 meq/L, com uma média de 1,08 meq/L no período seco e 1,29 meq/L no chuvoso.

Nas amostras do sistema Barreiras o conteúdo de Ferro Total apresentou até 1,55 mg/L, tendo valores médios de 0,07 e 0,13 mg/L nos períodos secos e chuvoso, respectivamente. Na amostra do sistema Pirabas o Ferro Total variou de 1,27 a 2,55 mg/L, com médias de 2,31 e 1,56, nos períodos seco e chuvoso, reciprocamente

ANÁLISE DE CORRELAÇÃO

O coeficiente de correlação é usado como medida para estabelecer a relação entre duas variáveis, em como uma delas prediz o comportamento da outra. Baseado no quimismo das águas existe três fortes tipos de relações entre os principais cátions e ânions (Rao *et al.* 1997): (1) Alta competitividade entre íons de mesma carga, mas com valências diferentes. Ex: Ca²⁺ e Na⁺; (2) Afinidade entre íons de cargas opostas, mas com mesmo número de valência. Ex: Na⁺ e Cl⁻ e (3) Não competitividade entre íons de mesma carga e mesma valência. Ex: Ca²⁺ e Mg²⁺.

A Tabela 4 apresenta a matriz de correlação dos principais parâmetros físico-químicos das amostras de água dos aquíferos Barreiras e Pirabas Superior durante os períodos seco e chuvoso.

Considerando r ≥ 0,70, no período seco houve excelentes correlações entre pH e NO₃⁻ (r = -0,80), pH e Na⁺ (r = -0,79), C.E e STD (r = 0,98), HCO₃⁻ e Mg²⁺ (r = 0,93), HCO₃⁻ e Ca²⁺ (r = 0,98), HCO₃⁻ e Fe Total (r = 0,97), HCO₃⁻ e Sr²⁺ (r = 0,97), Cl⁻ e Na⁺ (r = 0,91), Mg²⁺ e Ca²⁺ (r = 0,90), Mg²⁺ e Fe Total (r = 0,99), Mg²⁺ e Sr²⁺ (r = 0,94), Ca²⁺ e Fe Total (r = 0,96), Ca²⁺ e Sr²⁺ (r = 0,98), Fe Total e Sr²⁺ (r = 1,00), pH e SO₄²⁻ (r = 0,80).

O período chuvoso apresentou boas correlações entre pH e Cl⁻ (r = -0,72), pH e NO₃⁻ (r = -0,86), pH e SO₄²⁻ (r = 0,85), pH e SiO₂ (r = 0,75), pH e Na⁺ (r = -0,81), pH e Fe Total (r = 0,70), C.E. e STD (r = 0,95), HCO₃⁻ e SiO₂ (r = 0,75), HCO₃⁻ e Mg²⁺ (r = 0,91), HCO₃⁻ e Ca²⁺ (r = 0,99), HCO₃⁻ e Fe Total (r = 0,95), HCO₃⁻ e Sr²⁺ (r = 0,97), Cl⁻ e SO₄²⁻ (r = -0,70), Cl⁻ e SiO₂ (r = -0,70), Cl⁻ e Na⁺ (r = 0,87), NO₃⁻ e SO₄²⁻ (r = -0,85), NO₃⁻ e Na⁺ (r = 0,73), Mg²⁺ e Ca²⁺ (r = 0,94), Mg²⁺ e Fe Total (r = 0,84), Mg²⁺ e Sr²⁺ (r = 0,93), Ca²⁺ e Fe Total (r = 0,96), Ca²⁺ e Sr²⁺ (r = 0,98), Fe Total e Sr²⁺ (r = 0,91).

Tabela 4 - Matriz de Correlação (p < 0,05) dos principais parâmetros dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior. (A) Período Seco. (B) Período Chuvoso.

(A) PERÍODO SECO														
	pH	C.E.	STD	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Fe Total	Sr ²⁺
pH	1													
C.E.	-0.23	1												
STD	-0.29	0.98	1											
HCO ₃ ⁻	0.58	0.43	0.38	1										
Cl ⁻	-0.68	0.01	0.16	-0.44	1									
NO ₃ ⁻	-0.80	0.38	0.47	-0.45	0.40	1								
SO ₄ ²⁻	0.80	-0.14	-0.13	0.64	-0.50	-0.65	1							
SiO ₂	0.43	0.01	0.08	0.27	-0.41	-0.42	0.49	1						
Na ⁺	-0.79	0.14	0.24	-0.62	0.91	0.67	-0.66	-0.37	1					
K ⁺	-0.41	0.62	0.61	0.16	0.38	0.35	-0.31	0.02	0.42	1				
Mg ²⁺	0.39	0.55	0.49	0.93	-0.38	-0.28	0.44	0.19	-0.49	0.41	1			
Ca ²⁺	0.61	0.42	0.36	0.98	-0.49	-0.46	0.64	0.23	-0.64	0.16	0.93	1		
Fe Total	0.60	0.39	0.33	0.99	-0.44	-0.50	0.67	0.26	-0.64	0.13	0.92	0.96	1	
Sr ²⁺	0.60	0.42	0.37	0.98	-0.45	-0.46	0.64	0.24	-0.61	0.19	0.94	1.00	0.96	1

(B) PERÍODO CHUVOSO														
	pH	C.E.	STD	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Fe Total	Sr ²⁺
pH	1													
C.E.	-0.21	1												
STD	-0.30	0.95	1											
HCO ₃ ⁻	0.68	0.35	0.30	1										
Cl ⁻	-0.72	0.31	0.47	-0.56	1									
NO ₃ ⁻	-0.86	0.25	0.39	-0.54	0.67	1								
SO ₄ ²⁻	0.85	-0.19	-0.28	0.61	-0.70	-0.85	1							
SiO ₂	0.65	0.04	-0.04	0.75	-0.70	-0.73	0.75	1						
Na ⁺	-0.81	0.23	0.35	0.53	0.87	0.77	-0.81	-0.72	1					
K ⁺	-0.61	0.46	0.64	-0.14	0.50	0.73	-0.70	-0.50	0.62	1				
Mg ²⁺	0.40	0.49	0.50	0.91	-0.36	-0.18	0.35	0.56	-0.28	0.20	1			
Ca ²⁺	0.63	0.40	0.36	0.99	-0.52	-0.49	0.61	0.73	-0.51	-0.07	0.94	1		
Fe Total	0.70	0.28	0.21	0.95	-0.59	-0.62	0.76	0.80	-0.58	-0.25	0.84	0.96	1	
Sr ²⁺	0.66	0.38	0.35	0.97	-0.53	-0.46	0.59	0.69	-0.55	-0.04	0.93	0.98	0.91	1

FÁCIES HIDROQUÍMICA

A partir da análise dos diagramas de Piper e dos diagramas de Schoeller (Figs. 2 e 3) verificou-se que, nas amostras de água do sistema Barreiras predominou a fácies Na⁺-Cl⁻. Isto é o resultado, principalmente, da forte contribuição do input atmosférico de água meteórica nestes poços, característica marcante no Aquífero Barreiras (Matta 2002; Paranhos 2010; Oliveira Filho & Galarza 2013). Por sua vez a amostra do Sistema Aquífero Pirabas Superior predominou a fácies HCO₃⁻-Ca²⁺, sendo esta, resultado da interação destas águas com as rochas carbonáticas da Formação Pirabas. No período chuvoso, houve o aparecimento das fácies Na⁺-Ca²⁺-Cl⁻-HCO₃⁻ e Na⁺-Ca²⁺-HCO₃⁻, nas amostras BCAS-03, BCAS-04 e BSMP-06, as quais sugerem possíveis misturas entre os sistemas aquíferos estudados (Paranhos 2010, Oliveira Filho & Galarza 2013).

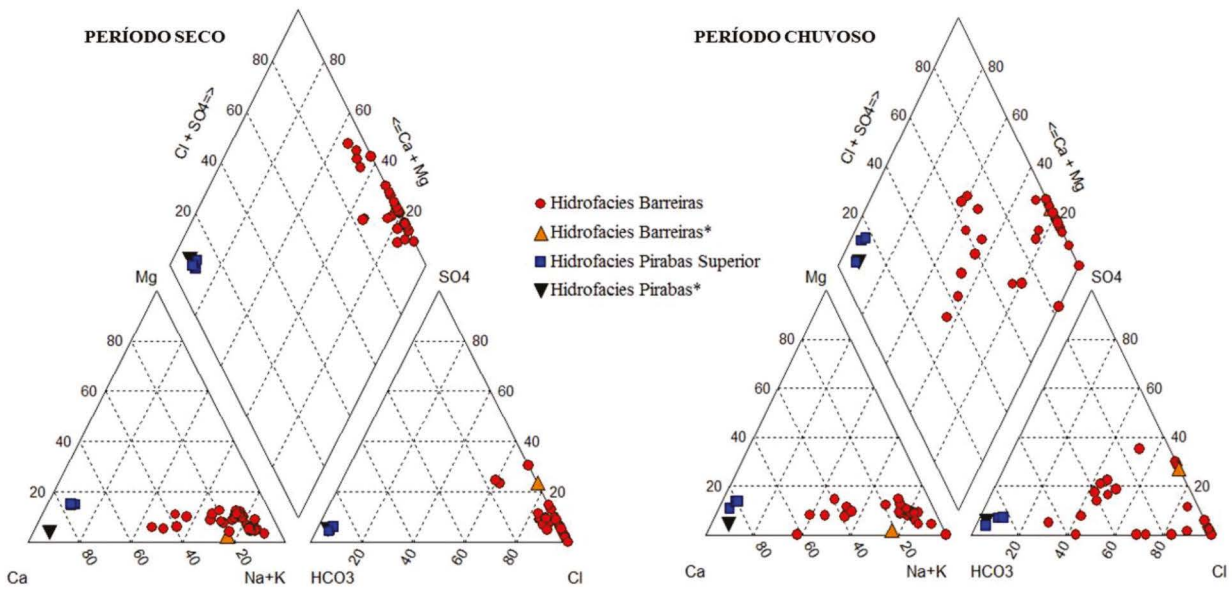


Figura 2 - Diagramas de Piper dos poços amostrados períodos: A) Seco e B) Chuvoso. *Dados de Oliveira Filho & Galarza (2013).

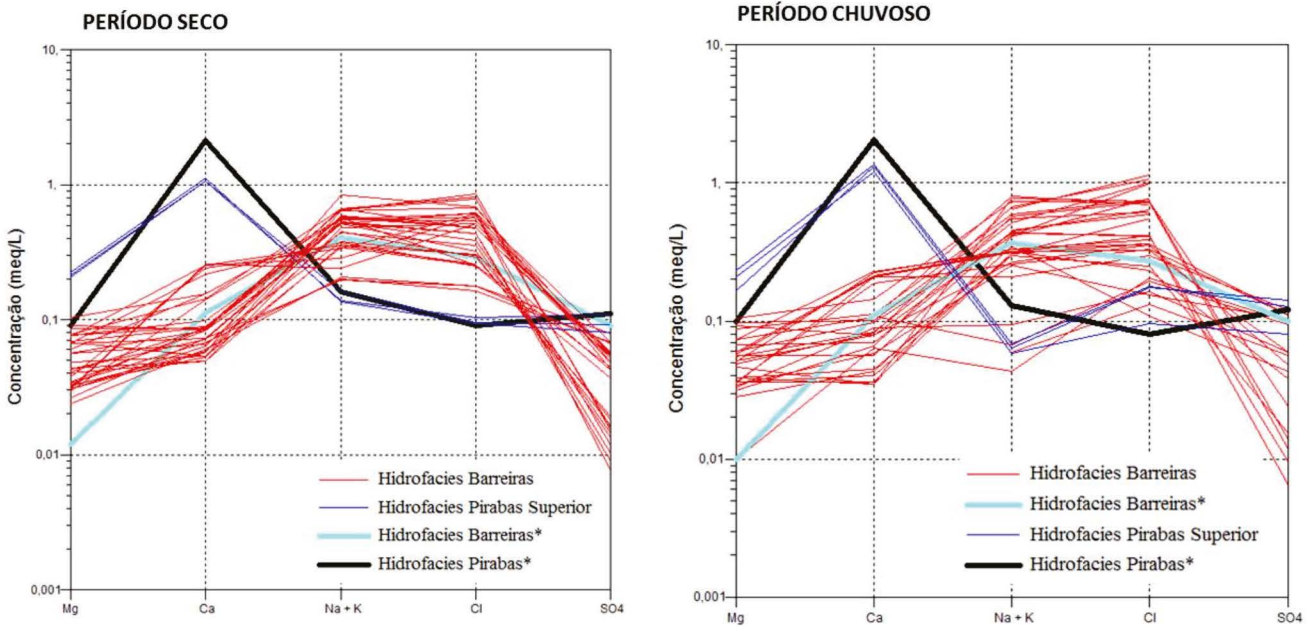


Figura 3 - Diagramas de Schoeller dos poços amostrados períodos: A) Seco e B) Chuvoso. * Dados de Oliveira Filho & Galarza (2013).

As amostras do Aquífero Barreiras apresentaram a seguinte tendência iônica: $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ para os cátions e $\text{NO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ para os ânions. A concentração química dos cátions é controlada pelo intemperismo de minerais feldspáticos como a anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) e também a albita ($2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) que, sofrendo a ação da hidrólise são alterados gerando a Caulinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), argilomineral muito encontrado no Aquífero Barreiras (Teixeira *et al.* 2000; Oliveira Filho & Galarza 2013). O intemperismo destes plagioclásios cálcicos pode justificar o aumento do conteúdo de cálcio na amostra BCAS-05 durante o período seco. A amostra

PSCAS-01, representativa do Sistema Aquífero Pirabas Superior apresentou a tendência iônica $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ para os cátions e $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ para os ânions. Os cátions são resultantes da dissolução de minerais como Calcita (CaCO_3) e Dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) que são disponibilizados para este sistema aquífero através da interação desta águas com as rochas da Formação Pirabas.

A alta concentração de cloreto nas águas do Aquífero Barreiras, principalmente no período chuvoso mostra a sensibilidade deste aquífero em relação à sazonalidade, uma vez que este íon não é abundante

nas rochas que compõem a geologia da área em estudo (Matta 2002; Cabral & Lima 2006). A média do cloreto neste aquífero (0,48 meq/L) foi seis vezes maior que o valor máximo de 0,06 meq/L encontrado por Cortez *et al.* (2000) em Belém, porém um pouco menor que os valores das amostras analisadas por Cabral & Lima (2006), que apresentaram um valor médio de 0,73 meq/L. O diagrama de composição $\text{Na}^+ \times \text{Cl}^-$ (Fig. 5A) exibiu uma grande variedade de conteúdo de Cl^- , mostrando amostras acima e abaixo da linha de extrapolação para o ponto zero (Mazor 2004), confirmando a existência de outras fontes de cloreto além da água da chuva, possivelmente antropogênicas (Négreil & Petelet Giraud 2005). A amostra BCAS-03 apresentou o menor conteúdo de sódio para as águas do Barreiras, principalmente no período chuvoso, fato este que pode ter sido ocasionado pela troca iônica deste cátion com argilas (Négreil & Petelet Giraud 2005). O conteúdo de K^+ foi bastante variável, porém, juntamente com o Mg^{2+} , tiveram valores poucos expressivos no Sistema Aquífero Barreiras, isso devido à intensa participação do potássio em mecanismos de troca iônica e a escassez geoquímica do magnésio em águas subterrâneas (Fenzl 1988; Figs. 5B e C).

A amostra do Sistema Aquífero Pirabas Superior apresentou maiores concentrações de Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} do que as amostras do Barreiras, o que reflete a influência do litotipo drenado por este sistema aquífero, além de mostrar que este sistema aquífero é menos afetado pela sazonalidade (Figs. 5C, D e F).

A elevada concentração de nitrato (Fig. 5E) nas amostras do Barreiras é proveniente do input antropogênico originado a partir de fossas e sumidouros mostrando assim a alta vulnerabilidade deste aquífero em relação ao sistema Pirabas Superior (Cabral 2004).

Com exceção da amostra BCAS-04, as demais amostras do Barreiras apresentaram uma pequena variação do SO_4^{2-} durante os períodos seco e chuvoso. O aumento significativo de sulfato na amostra BCAS-04 durante o período chuvoso pode ser devido à decomposição de substâncias orgânicas nos solos, que constituem uma importante fonte de sulfatos para as águas subterrâneas (Fenzl 1988, Fig. 5F).

Com exceção das amostras BCAS-03, BCAS-04, BSMP-01 e BSMP-06, as demais apresentaram valores semelhantes para o conteúdo de Ferro Total (Tab. 3). As amostras citadas anteriormente apresentaram um aumento no conteúdo de Ferro durante o segundo e terceiro bimestre, podendo isso estar associado à litologia do Sistema Aquífero Barreiras e a presença de ambientes redutores (Matta 2002). Cabe ressaltar que estas amostras tiveram um aumento da concentração de SO_4^{2-} que, segundo Fenzl (1988), aumenta a solubilidade do Fe.

A amostra PSCAS-01 do Sistema Aquífero Pirabas Superior apresentou um elevado valor de ferro, o que pode estar relacionado a incrustações e a falta de manutenção periódica das tubulações deste poço conforme sugerido por Paranhos (2010).

Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no período seco (Tab. 3 e Fig. 4) mostraram que as amostras do Sistema Aquífero Barreiras (0,712716 a 0,723881) são mais radiogênicas que a amostra PSCAS-01 (0,706080 a 0,709063), representativa do Sistema Aquífero Pirabas Superior. Assim como também para com as amostras do poço Acarajó, Pântano Salino e Furo do Chato de Bordalo *et al.* (2007). Comparadas com o valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da rocha da Formação Barreiras (Oliveira Filho & Galarza 2013), elas apresentam-se menos radiogênicas (Tab. 1). As águas do Aquífero Barreiras refletem a influência do litotipo no qual elas circulam, sendo este de origem continental (Goldstein & Jacobsen, 1988), apresentando valores semelhantes aos encontrados por Allègre *et al.* (1996) para os sedimentos continentais em suspensão dos rios Negro, Trombetas e Amazonas. Estes dados concordam com os resultados obtidos por Oliveira Filho & Galarza (2013) para as águas do Aquífero Barreiras nos Municípios de Belém e Ananindeua (Tab. 1).

Por sua vez a amostra do Aquífero Pirabas Superior é menos radiogênica evidenciando a origem marinha das rochas da Formação Pirabas por onde ela circula, mostrando valores para a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ semelhantes à da água do mar (0,709172; Hodell 1990), ao valor médio da amostra do Furo do Chato de influência marinha (0,709180, Bordalo 2007) e das assinaturas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,708696) dos macrofósseis da Formação homônima, Belúcio (2001).

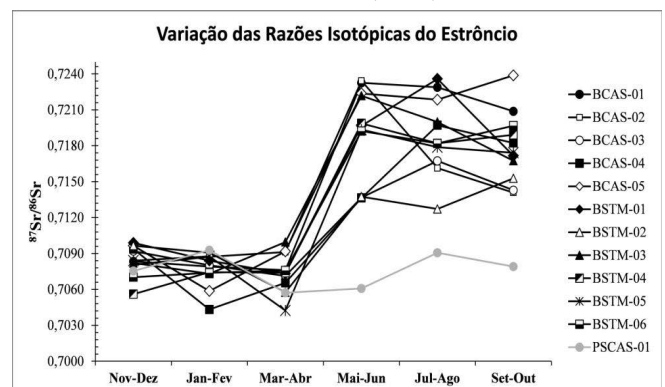


Figura 4 - Comportamento sazonal das variações isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Durante o período chuvoso ocorreu o processo de homogeneização das razões isotópicas dos sistemas aquíferos em estudo, uma vez que nas amostras do Sistema Aquífero Barreiras houve uma significativa

diminuição das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,712716 a 0,723881 para uma faixa de 0,704239 a 0,709957, ficando estes valores semelhantes aos encontrados para as amostras de água do Sistema Aquífero Pirabas Superior (Fig. 4). Esta diminuição expressiva é explicada pela interação das águas deste aquífero com a água da chuva cuja razão está em torno de 0,705316 (Oliveira Filho & Galarza 2013) e de ações antropogênicas que podem também explicar a grande variação dos valores das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ neste aquífero. Para a amostra do Sistema Aquífero Pirabas Superior houve uma pequena variação de sua razão isotópica entre os períodos seco e chuvoso, sendo que neste último período ela apresentou uma leve diminuição. Paranhos (2010) e Oliveira Filho & Galarza (2013) explicaram este fato como sendo uma provável mistura em torno de 10% das águas do Sistema Aquífero Barreiras (homogeneizado pelas águas meteóricas) no Pirabas por conectividade hidráulica, principalmente em feições neotectônicas (Igreja *et al.* 1990; Costa *et al.* 1996; Palheta 2008; Bandeira & Abreu 2012).

O conteúdo de estrôncio nos sistemas aquíferos não apresentou variação significativa entre as estações seca e chuvosa, mas mostrou uma diferença de concentração entre eles. O conteúdo de Sr^{+2} foi menor nas amostras do Barreiras que na amostra do Sistema Aquífero Pirabas Superior, o que é devido ao processo de substituição iônica do cálcio pelo estrôncio nos minerais carbonáticos da Formação Pirabas, em virtude do comportamento geoquímico similar entre estes elementos (Faure 1986), dados similares foram encontrados por Oliveira Filho & Galarza (2013).

MISTURA DE ÁGUAS

Analisando os diagramas de Piper e Schoeller (Figs. 2 e 3) algumas amostras do Sistema Aquífero Barreiras mostraram um comportamento hidrogeoquímico de mistura mais evidente no período chuvoso. Verificou-se nos diagramas de Schoeller a presença de linhas paralelas (leques) que evidenciam misturas, caso contrário a linhas das amostras estariam sobrepostas indicando apenas um tipo de água (Mazor 2004). Os íons Mg^{+2} e HCO_3^- vs. o cloreto (Figs. 5C e D) evidenciam claramente a presença de pelo menos dois tipos de águas, sendo que a amostra PSCAS-01 (Aquífero Pirabas Superior) se mostrou mais enriquecida nestes íons, confirmando a origem marinha das rochas que drenam este aquífero.

O baixo teor de magnésio e bicarbonato nas amostras do Aquífero Barreiras confirma a escassez geoquímica destes elementos em águas subterrâneas como relatado por Fenzl (1988). Houve um enriquecimento de cálcio e bicarbonato nas amostras do Sistema Aquífero Barreiras BCAS-03, BCAS-04 e BSMP-06 durante o período chuvoso, sendo este fato explicado por uma provável mistura destas águas com as águas do Aquífero Pirabas Superior que ascende por conexão hidráulica através das falhas e fraturas nas rochas que estão possivelmente saturadas neste período (Oliveira Filho & Galarza 2013). Os diagramas de composição dos íons Na^+ , K^+ e NO_3^- vs. o Cl^- (Figs. 5A, B e E) indicam possíveis misturas de mais de dois membros finais em diferentes proporções, principalmente durante o período chuvoso. Segundo Mazor (2004) quando as amostras se dispõem na forma de uma linha existe mistura de dois tipos de água, mas quando estão dispersas indicam a presença de mais de dois membros finais no processo de mistura. Isso sugere que as águas meteóricas possivelmente sejam o terceiro membro final neste processo de mistura. A Análise de Componente Principal (Fig. 6) também reforça a hipótese de mistura de águas entre os sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior no período chuvoso, concordando com Oliveira Filho & Galarza (2013). Durante o período seco (Figs. 6A, B e C) se verificam dois grupos distintos e sem uma forte interação entre eles. Porém percebe-se um pequeno deslocamento nas amostras do Pirabas Superior (Fig. 6C), sugerindo uma leve mistura ainda no período seco por meio de infiltração das águas meteóricas no Barreiras que, por sua vez infiltra no Pirabas Superior. Já no período chuvoso se observa uma maior interação entre os dois grupos (Figs. 6D, E e F).

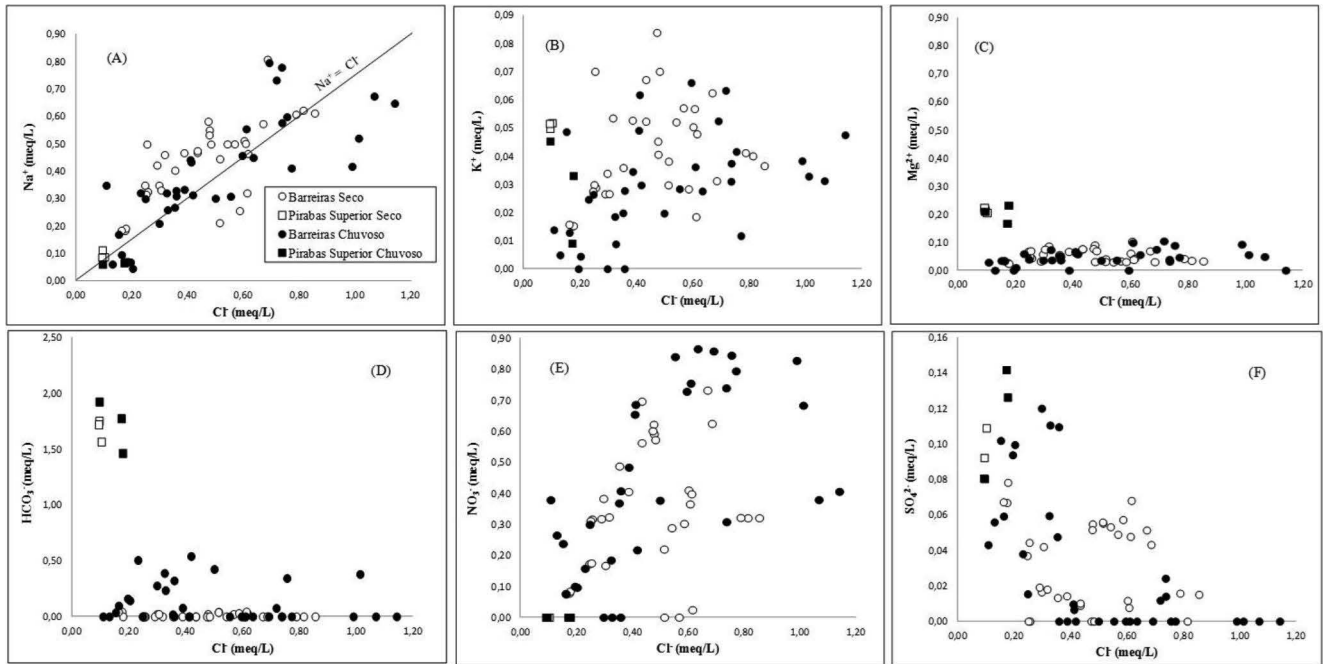
O resultado do modelamento geoquímico (Fig. 7) sugere que não somente as águas do Sistema Aquífero Barreiras se misturam no Pirabas (Paranhos 2010; Oliveira Filho & Galarza 2013), mas também as águas deste estão se misturando nas águas do Barreiras durante o período chuvoso em um padrão em torno de 10%. Este resultado sugere que águas do Sistema Aquífero Pirabas Superior estão ascendendo por conectividade hidráulica (falhas) devido à recarga deste aquífero durante o período chuvoso.

No diagrama de mistura $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$ (Fig. 8A e B) como proposto por Faure (1986), o processo de homogeneização das razões isotópicas das amostras é

visto claramente no período chuvoso. Neste diagrama tem-se a presença de três membros finais: A rocha da Formação Pirabas (M1), a água da chuva (M2) e a rocha da Formação Barreiras (M3). As amostras do Barreiras ficaram na linha de mistura entre a rochas da Formação Pirabas e a água da chuva, o que evidencia

tanto a participação das águas meteóricas quanto das águas do Aquífero Pirabas Superior nas amostras do Barreiras por conectividade hidráulica, reforçando a hipótese de mistura apresentada no modelamento geoquímico (Fig. 7).

Figura 5 - Diagramas de composição química dos



principais cátions e ânions vs. o íon Cloreto nas amostras de águas dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior nos períodos seco e chuvoso.

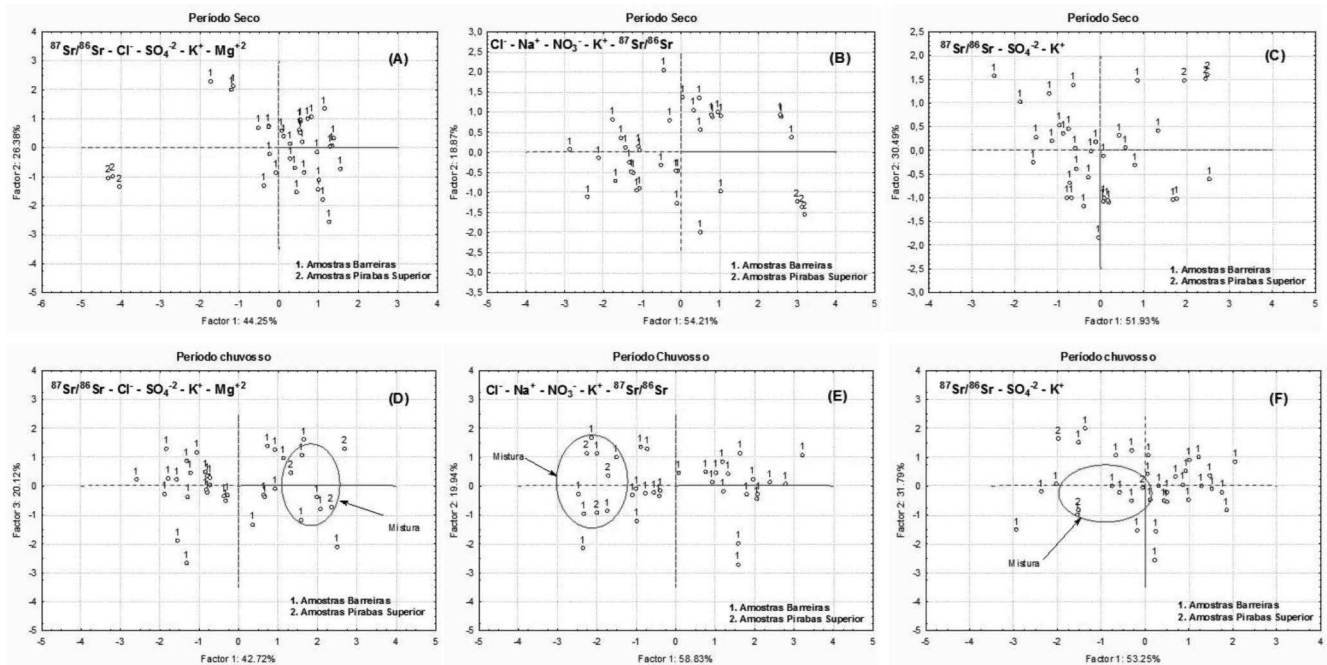


Figura 6 - Diagramas PCA para as amostras dos Sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior. (A), (B) e (C) Período Seco. (D), (E), (F) Período Chuvoso.

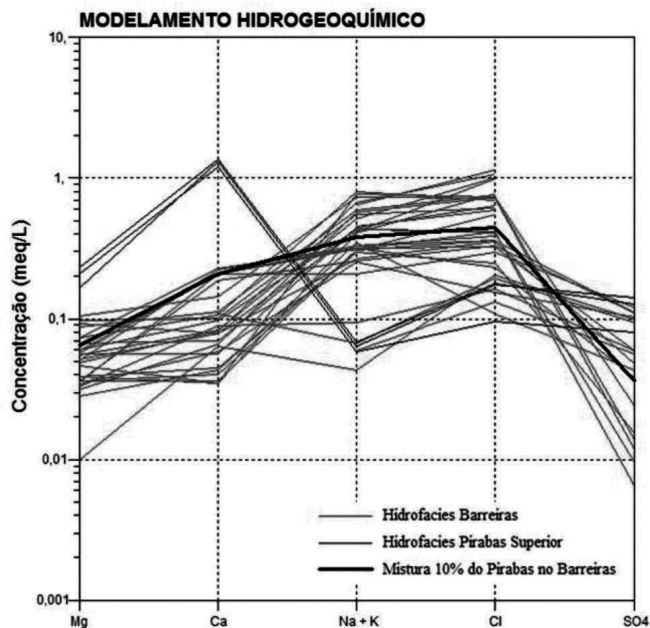


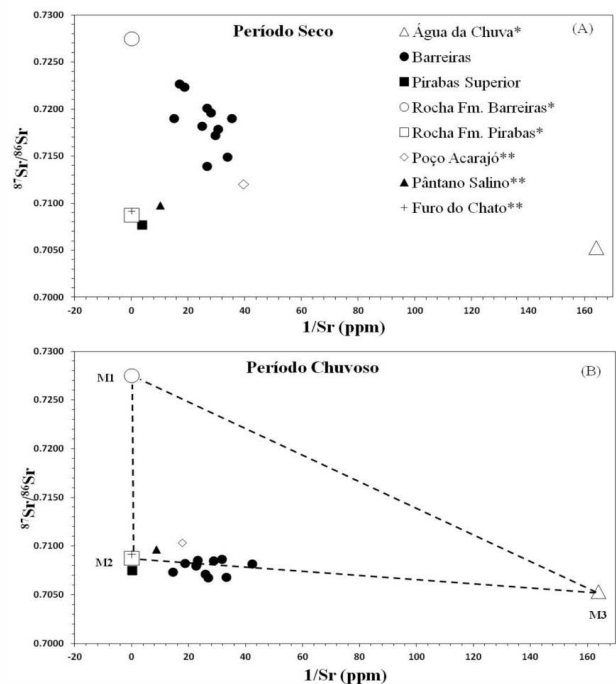
Figura 7 - Modelamento hidrogeoquímico em que 10% do Sistema Aquífero Pirabas Superior se misturam em 90% no Aquífero Barreiras.

CONCLUSÕES

Nos municípios de Castanhal e Santa Maria do Pará os sistemas aquíferos estudados apresentaram características hidrogeoquímicas diferenciadas. O Aquífero Barreiras, alojado em rochas siliciclásticas, possui menor concentração de íons dissolvidos em água, sendo resultado do menor tempo de percolação e interação com seu litotipo, enquanto que o Sistema Aquífero Pirabas Superior possui uma maior concentração iônica dissolvida em água, resultante do maior tempo de contato com a rocha encaixante da Formação Pirabas, que é mais antiga e está sotoposto à Formação Barreiras.

O Aquífero Barreiras possui predominantemente águas cloretadas-sódicas, sendo estas influenciadas pela contribuição das águas meteóricas e pela ação antropogênica, apresentando valores de pH ácidos, em torno de 4,7 e alta vulnerabilidade. As águas do Sistema Aquífero Pirabas Superior são majoritariamente bicarbonatadas-cálcicas, sendo esta fácies hidroquímica fortemente influenciada pela dissolução do carbonato, tendo um pH com valores acima de 6 e com menor vulnerabilidade em relação a ação antrópica.

As matrizes de correlação mostraram significativas correlações relevantes entre os parâmetros físico-químicos tanto positivas quanto negativas com valores acima de 0,7.



Diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$ da média das amostras dos Sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior; (A) Período Seco; (B) Período Chuvoso. Membros Finais: M1= rocha da Formação Pirabas; M2= água da chuva da RMB e M3 = rocha da Formação Barreiras; Fm.: Formação. * Dados de Oliveira Filho & Galarza (2013) e ** Dados de Bordalo et al. (2007).

O efeito sazonal é perceptível nas amostras do Sistema Aquífero Barreiras, porém a amostra do Sistema Aquífero Pirabas Superior apresentou pouca variação sazonal no qual os pontos e as linhas quase que se sobrepõem no diagrama de Piper e de Schoeller, respectivamente. O comportamento hidrogeoquímico das amostras do Barreiras mostrou linhas paralelas perfazendo a forma de um leque no diagrama de Schoeller, sendo que houve um pequeno distanciamento entre elas durante o período chuvoso, indicando a presença de mais de um tipo de água.

As análises isotópicas de estrôncio a partir da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante o período seco apresentaram valores mais radiogênicos para as amostras dos poços Barreiras (0,712716 a 0,723881) do que a do Pirabas Superior (0,706080 a 0,709063). Isso reflete a influência do tipo de formação das rochas encaixantes destes aquíferos que, no caso do Aquífero Barreiras, seu litotipo é de origem continental, e o Pirabas Superior predominantemente marinho. Durante o período chuvoso houve uma homogeneização das razões isotópicas nas amostras do Sistema Aquífero Barreiras a partir da mistura com as águas meteóricas e com uma contribuição em torno de 10% da água do Pirabas Superior resultando na diminuição dos valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nas amostras deste sistema aquífero de 0,712716 a 0,723881 para uma faixa de 0,704239 a 0,709957.

Nos diagramas de composição dos principais íons contra o cloreto este apresentou grande variação indicando possivelmente a presença de mais de dois membros finais no processo de mistura destas águas. O tratamento estatístico multivariado (PCA), juntamente com o diagrama de mistura $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$ mostraram uma tendência de mistura entre estes aquíferos durante o período chuvoso. O modelamento hidrogeoquímico (diagrama de Schoeller) indicou que o grau de mistura das águas do Aquífero Pirabas Superior no Barreiras está em torno de 10% durante o período chuvoso, fato que explica assim o enriquecimento de cálcio e bicarbonato em algumas amostras durante o mesmo período.

Os estudos isotópicos, hidrogeoquímicos e estatísticos realizados neste trabalho, aliados aos estudos neotectônicos feitos na região nordeste do estado do Pará mostraram a vulnerabilidade do

Aquífero Barreiras durante o período sazonal. Estes estudos também sugerem uma provável interconexão entre os sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior, principalmente no período chuvoso, alertando para a possibilidade de contaminação dos sistemas aquíferos mais profundos, os quais representam a provável alternativa para o abastecimento público da população de Belém e suas adjacências com águas de excelente qualidade em relação a potabilidade para o consumo humano. Portanto, recomenda-se o gerenciamento do uso dos mananciais subterrâneos nos municípios de Castanhal e Santa Maria do Pará, assim como para a toda a Região Metropolitana de Belém objetivando a correta exploração deste recurso ambiental de forma planejada e sustentável, levando à conservação de sua quantidade e qualidade para as presentes e futuras gerações.

REFERÊNCIAS

- Allégre C.J., Dupré B., Négrel P., Gaillardet J. 1996. Sr-Nd-Pb isotopes systematics in Amazon and Congo river systems: Constrains about erosion processes. *Chemical Geology*, **131**: 93-112.
- Agencia Nacional De Águas – ANA. 2011. Guia de coleta e preservação de amostras: água, sedimento, comunidades aquáticas e efluentes líquidos. São Paulo - SP, CETESB. 326p.
- Bahia V., Fenzl N., Morales G.P. 2008. Caracterização da qualidade das águas subterrâneas da bacia hidrográfica do Utinga/Belém (PA) - a partir de dados hidrogeoquímicos. 15^o Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, ABAS, p. 1-20.
- Bakari S.S., Aagaard P., Vogt R.D., Ruden F., Johansen I., Vuai S.A. 2013. Strontium isotopes as tracers for quantifying mixing of groundwater in the alluvial plain of a coastal watershed, south-eastern Tanzania. *Journal of Geochemical Exploration* **130**: 1-14.
- Bandeira I.C.N. & Abreu F.S.M. 2012. Neotectônica e estruturação dos sistemas hidrogeológicos da região de Castanhal / PA. *Águas Subterrâneas*, **26**(1):1-17.
- Banner J.L. 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth Science Reviews*, **65**: 141-194.
- Belúcio E.F. 2001. Estudo da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em macrófosséis da formação Pirabas, nordeste do estado do Pará. Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 58p.
- Bordalo A.O., Moura C.A.V., Scheller T. 2007. Determinação da Composição Isotópica de Estrôncio em Águas Naturais: Exemplos de sua Aplicação em Águas Subsuperficiais da Zona Costeira na Região Bragantina - PA. *Química Nova*, **30**: 821-827.
- Cabral N.M.T. 2004. Impacto da Urbanização na Qualidade das Águas Subterrâneas nos Bairros do Reduto, Nazaré e Umarizal. PhD Thesis, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 278 p.
- Cabral e Lima. 2006. Comportamento hidrogeoquímico das águas do aquífero Barreiras nos bairros centrais de Belém. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, Belém, **1**(1), p. 149-166.
- Capo R.C., Stewart B.W., Chadwick O.A. 1992. Strontium isotopes as tracers of ecosystem
- Costa F.R. 2005. Influência da Neotectônica sobre os Arranjos Geométricos dos Aquíferos na Região Metropolitana de Belém – Estado do Pará. MS Dissertation. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 171 p.
- Costa J.B.S., Bemerguy R.L., Hasui Y., Borges M.S., Ferreira Júnior C.R.P., Bezerra P.E.L., Costa M.L., Fernandes J.M.G. 1996. Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos Tectônicos, Geomorfológicos e Depositionais, *Geonomos*, **4** (2): 23-44.
- Cortez C.M.B. Tagliarini E.M. Tancredi A.C.F.N.S. 2000. Utilização de águas minerais dos aquíferos do Grupo Barreiras na região de Belém (PA). In: JOINT World Congress on Groundwater Fortaleza, CE: [s.n.]. v. 1. 1 CD-ROM.

- Custodio E. & Llamas M.R. 1976. Hidrologia Subterrânea. Vol.2. Barcelona: Omega, 2450 p.
- Dogramaci, S.S., Herczeg, A.L., 2002. Strontium and carbon isotope constraints on carbonate-solution interactions and inter-aquifer mixing in groundwaters of the semi-arid Murray Basin, Australia. *Journal of Hydrology* **262** (1-4): 50-67.
- Faure G. 1986. Principles of Isotope Geology. 2. Ed. New York, John Wiley & Sons, Inc. 589 p.
- Feitosa, F.A.C.; Manoel Filho, J.; Feitosa, E.C.; Demetrio, J.G. 2008. Hidrogeologia: conceitos e aplicações. 3ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro. CPRM. LABHID. 812p.
- Fenzl N. 1988. Introdução a Hidrogeoquímica, Belém EdUFPA, 189 p.
- Góes A.M., Rossetti D.F., Nogueira A.C.R., Toledo P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no Nordeste do estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **2**: 3-15.
- Goldstein S.L. Jacobsen S.B. 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **87**: 249-265.
- Grasshoff K. 1964. On the determination of sílica in sea water. *Deep-Sea Research*, **11**:597-604.
- Han G. & Liu C.Q. 2006. Strontium isotope and major ion chemistry of the rainwaters from Guiyang, Guizhou Province, China. *Science of the Total Environment*, **364**: 165-174.
- Han G. Tang Y. Wu Q. Tan Q. 2010. Chemical and strontium isotope characterization of rainwater in karst virgin forest, Southwest China. *Atmospheric Environment*, **44**: 174-181.
- Herut B., Starinsky A., Katz A. 1993. Strontium in rainwater from Israel: Sources, Isotopes and chemistry. *Earth and Planet*, **120**:77-84.
- Hodell, D.A., Mead, G.A., Mueller, P.A. 1990. Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present): Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans, *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **80**(4): 291-307.
- Horbe A.M.C., Queiroz M.M.A., Moura C.A.V., Galarza Toro M.A. 2013. Geoquímica das águas do médio e baixo rio Madeira e seus principais tributários – Amazonas – Brasil, *Acta Amazônica*, **43**(4): 489- 504.
- Huddart, P.A., Longstaffe, F.J., Crowe, A.S., 1999. [δ]D and [δ]18O evidence for inputs to groundwater at a wetland coastal boundary in the southern Great Lakes region of Canada. *Journal of Hydrology* **214** (1-4): 18-31.
- Igreja H. S. Borges M. S. Alves R. J. Costa Júnior P. S. Costa J. B. S. 1990. Estudos neotectônicos nas ilhas de Outeiro e Mosqueiro – Nordeste do Estado do Pará. In: 36° Congresso Brasileiro de Geologia. Natal, Anais, v.3, p.2110-2124.
- Jorgensen N.O., Andersen M.S., Engesgaard P. 2008. Investigation of a dynamic seawater intrusion event using strontium isotopes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). *Journal of Hydrology*, **348**: 257-269.
- Lyons W.B., Tyler S.W., Gaudette H.E., Longd T. 1995. The use of strontium isotopes in determining groundwater mixing and brine fingering in a playa spring zone, Lake Tyrrell, Australia. *Journal of Hydrology*, **187**: 225-239.
- Matta M.A.S. 2002. Fundamentos Hidrogeológicos para a Gestão Integrada dos Recursos Hídricos da Região de Belém/Ananindeua – Pará, Brasil. PhD Thesis, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 292 p.
- Mazor E. 2004. Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology Third Edition Books in Soils Plants And the Environment. 453 p.
- Mobus G. Qualigraf. 2002. Programa para análise da qualidade da água. Fortaleza, FUNCENE – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. Software-CD.
- Négré P., Casanova J., Aranyossy J.F. 2001. Strontium isotope systematics used to decipher the origin of groundwaters sampled from granitoids: the Vienne Case (France). *Chemical Geology* **177**: 287-308.
- Négré P. & Deschamps P. 1996. Natural and Anthropogenic Budgets of a Small Watershed in the Massif Central (France): Chemical and Strontium Isotopic Characterization of Water and Sediments. *Aquatic Geochemistry* **2**: 1- 27.
- Négré P., Petelet-Giraud E., Widory D. 2004. Strontium isotope geochemistry of alluvial groundwater: a tracer for groundwater resources characterisation. *Hydrology and Earth System Sciences* **8**: 959- 972.
- Négré P., Millot R., Roy S., Guerrot C., Pauwels H. 2010. Lead isotopes in groundwater as an indicator of water-rock interaction (Masheshwaram catchment, Andhra Pradesh, India). *Chemical Geology*, **274**: 136-148.
- Négré P. & Petelet Giraud, E. 2005. Strontium isotopes as tracers of groundwater-induced floods: the Somme case study (France). *Journal of Hydrology*, **305**: 99-119.

- Oliveira Filho O.B.Q & Galarza M.A. 2013. Investigação de Mistura de Águas entre o Sistema Barreiras e Pirabas com base na assinatura Isotópica de Estrôncio (Sr) e Hidrogeoquímica em Ananindeua, Belém e Backgrounds comparativos nos Municípios de Benevides e Capanema (PA). Contribuições à Geologia da Amazônia, v. 8, 22 p.
- Palheta E.S.M. 2008. Estudo da compartimentação e arcabouço neotectônico da ilha do Mosqueiro – Pará empregado no conhecimento hídrico subterrâneo. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 241 p.
- Paranhos P.F. 2010. Caracterização Hidroquímica do Sistema Aquífero Pirabas em Icoaraci, Região Metropolitana de Belém – Estado do Pará. MS Dissertation, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 94 p.
- Petrides, B., Cartwright, I., Weaver, T., 2006. The evolution of groundwater in the Tyrrell catchment, south-central Murray Basin, Victoria, Australia. *Hydrogeology Journal* 14 (8): 1522–1543.
- Queiroz M.M.A., Horbe A.M.C., Seyler P., Moura C.A.V. 2009. Hidroquímica do Rio Solimões na região entre Manacapuru e Alvarães – Amazonas – Brasil. *Acta Amazônica*, 39: 943-952.
- Rao Y.S. Reddy T.V.K. Nayudu P.T. 1997. Groundwater quality in the Niva river basin, Chittoor District, Andhra Pradesh, India. *Environmental Geology* 32:56–63.
- Rossetti D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(1):77-89.
- Rossetti D.F. 2006. Evolução sedimentar miocênica nos estados do Pará e Maranhão. *Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, 6(2): 7-18.
- Sauma Filho, M. 1996. As Águas Subterrâneas de Belém e Adjacências: Influência da Formação Pirabas e Parâmetros Físico-Químicos para Medidas de Qualidade Pará, Brasil. MS Dissertation, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 128 p.
- Teixeira W., Toledo M.C.M. de, Fairchild T.R., Taioli F.(Orgs.). 2000. *Decifrando a Terra*. São Paulo, Oficina de Textos, 568 p.
- Woods T.L., Fullagar P.D., Spruill R.K., Sutton L.C. 2000. Strontium isotopes and major elements as tracers of groundwater evolution: examples from the Upper Castle Hayne Aquifer of North Carolina. *Ground Water*, 38: 762–771.
- Xu Z., Li Y., Tang Y., Han G. 2009. Chemical and strontium isotope characterization of rainwater at an urban site in Loess Plateau, Northwest China. *Atmospheric Research*, 94: 481-490.
- Xu Z. & Han G. 2009. Chemical and strontium isotope characterization of rainwater in Beijing, China. *Atmospheric Environment* 43: 1954–1961.

Avaliação hidroclimática da bacia do alto rio Branco, Roraima, segundo as condições de tempo de permanência de fluxo

Hydroclimatic evaluation of the Branco river basin high according to the flow permanence time conditions

**Carlos Sander¹ Fábio Luiz Wankler¹, Thiago Morato de Carvalho²,
Nelson Vicente Lovatto Gasparetto³, Manoel Luiz dos Santos³**

RESUMO: Este estudo visa apresentar os resultados do estudo dos efeitos das variações de intensidade dos fenômenos El Niño no tempo de permanência do fluxo da bacia do Alto Rio Branco, norte do estado de Roraima, Brasil. Primeiramente, realizou-se a caracterização hidrológica do sistema, com dados diários de nível do de onze estações fluviométricas alto rio Branco, obtidos junto a ANA (Agência Nacional de Águas) e CAER (Companhia de Água e Esgoto de Roraima). As informações foram correlacionadas aos dados de nível/descarga e utilizados na elaboração da curva de permanência do fluxo dos principais cursos fluviais da bacia. Os resultados sugerem uma decisiva participação da produção hídrica média do rio Branco das bacias do Tacutu e Uraricoera. Os padrões de curva de formato côncavo/convexo a levemente côncavo, observados na bacia do Uraricoera, indicam a maior influência de climas mais úmidos, enquanto que o formato côncavo do padrão de curva na bacia do rio Tacutu mostra forte influência do clima Aw na região. Quando analisados os anos sob influência de eventos El Niño, identificou-se uma melhora na distribuição das descargas na maior parte das estações, relacionado possivelmente à maior redução dos débitos fluviais ao longo da estação chuvosa o que, somado ao rebaixamento da vazão média e a diminuição das diferenças entre os níveis médios das cheias e vazantes, acabaram por favorecer uma melhor distribuição da curva de permanência.

PALAVRAS-CHAVE: El Niño; Tempo de Permanência; Descarga; Bacia do alto rio Branco; Roraima.

ABSTRACT: This study aims to present the results of the study of the effects of variations in intensity of El Niño in the permanence time of the Branco river basin high flow, northern state of Roraima, Brazil. First, there was the hydrological characterization of the system, with daily data level eleven fluviometric upper Rio Branco stations, obtained from the ANA (National Agency of Waters) and CAER (Water and Sewage Company of Roraima). The information was correlated with level / discharge data and used in the preparation of the duration curve of the flow of the major rivers in the basin. The results suggest a decisive participation of the average water production of the Branco river of the Takutu and Uraricoera rivers. The curve patterns of concave / convex shape to slightly concave observed in the basin of Uraricoera river indicate the most influential wetter climates, while the concave shape of the curve pattern in the Takutu river basin shows strong influence of Aw climate in the region. The analysis of the years under the influence of El Niño events identified an improvement in the distribution of discharges in most seasons, possibly related to reduction of river flows during the rainy season which, added to the lowering of the average flow and reduction of differences between the average levels of ebbs and flows, ultimately promote a better distribution of the permanence curve.

KEYWORDS: El Niño; permanence time; Branco river basin high; Roraima.

¹ Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Roraima - Av Ene Garcez, 2413, CEP 69304-000, Campus do Paricarana, Bairro Aeroporto, Boa Vista, Roraima - carlos.sander@ufrr.br e fabio.wankler@ufrr.br. (095) 36213162.

² Instituto de Geociências, Universidade Federal de Roraima - Av Ene Garcez, 2413, CEP 69304-14 000, Campus do Paricarana, Bairro Aeroporto, Boa vista, Roraima. thiago.morato@ufrr.br.

³ Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Avenida Colombo, 5790, Bloco G34 - Sala 03, CEP 87020-900, Maringá - Paraná - Brasil

INTRODUÇÃO

A água tem papel reconhecido tanto como agente modelador do relevo como condicionante da biodiversidade e do uso do solo. A sociedade civil, costumeiramente, trata a disposição e o comportamento hidrológico de forma padronizada e simplista, não percebendo a complexidade dos fatores intervenientes.

A hidrologia amazônica, de forma geral, é condicionada pela disposição da zona de convergência intertropical. Esta segue o deslocamento do equador térmico, com o maior volume de chuvas precipitados durante o verão de cada hemisfério (Mendonça e Danni-Oliveira, 2007; Evangelista et al., 2008). Neste sentido, as áreas posicionadas ao sul do equador têm seus máximos pluviométricos ocorrendo ao final e início de cada ano, enquanto que a parcela norte, onde se inclui a maior parte do estado de Roraima, tem seus máximos ocorrendo durante o meio do ano, sendo ambos padrões típicos tropicais, ritmando a dinâmica fluvial (Sander 2015).

Neste contexto, a análise do tempo de permanência do fluxo fluvial através da aplicação de cálculos baseados em séries históricas favorecem o entendimento da hidrologia de canais com a construção da curva de duração de fluxo (Christofolletti, 1981; Leli, 2010; Leli et al., 2011; Douhi, 2013; Santos et al., 2013; Sander, 2015; Sander et al., 2016). Por outro lado, encontra-se ainda em aberto um grande campo de discussão acerca dos fatores intervenientes nas variações dos débitos fluviais em períodos extremos.

Sob esta ótica, é necessário avaliar influências dos fenômenos El Niño na amplitude das descargas fluviais. Contudo se, por um lado, há uma razoável variedade de trabalhos relacionando períodos extremos de pluviosidade e estiagem à ação de tais eventos (Soares et al, 2006; Coutinho et al 2010), por outro, e em especial na região amazônica, os estudos que tratam do escoamento fluvial são ainda muito limitados. Assim o objetivo deste trabalho é analisar o efeito variações de intensidade dos fenômenos El Niño do tempo de permanência do fluxo da bacia do Alto Rio Branco, no estado de Roraima, Brasil.

ÁREA DE ESTUDO

A pesquisa foi realizada na bacia do alto rio Branco, uma região de 97.200 km², posicionada na porção setentrional da bacia amazônica, entre as coordenadas de 2° 27' a 5° 16' latitude norte e 59° 29' a 64° 49' longitude oeste, sendo o maior afluente da margem esquerda do rio Negro (Figura 01).

O rio Branco é formado a partir da confluência entre os rios Uraricoera e Tacutu a aproximadamente 30 km a montante da cidade de Boa Vista. O rio Uraricoera, seu maior afluente, é responsável pela maior parte da descarga do rio, enquanto o rio Tacutu, apresenta contribuição bastante variável, com picos de vazões próximos ao do Uraricoera na estação chuvosa e baixíssimo débito no ápice da estação seca (Evangelista et al., 2008; Sander, 2015; Sander et al., 2016).

O relevo da bacia caracteriza-se por apresentar áreas mais elevadas nas bordas ocidental e setentrional da bacia com altitudes variando entre 1.000 e 2.000 m, chegando a pouco mais de 2.800 m no Monte Roraima (nordeste da bacia). Por outro lado, a porção inferior da bacia apresenta áreas bastante planas, com altitudes inferiores a 100 m, exceto os afloramentos e formações geológicas isoladas que quebram a monotonia do relevo.

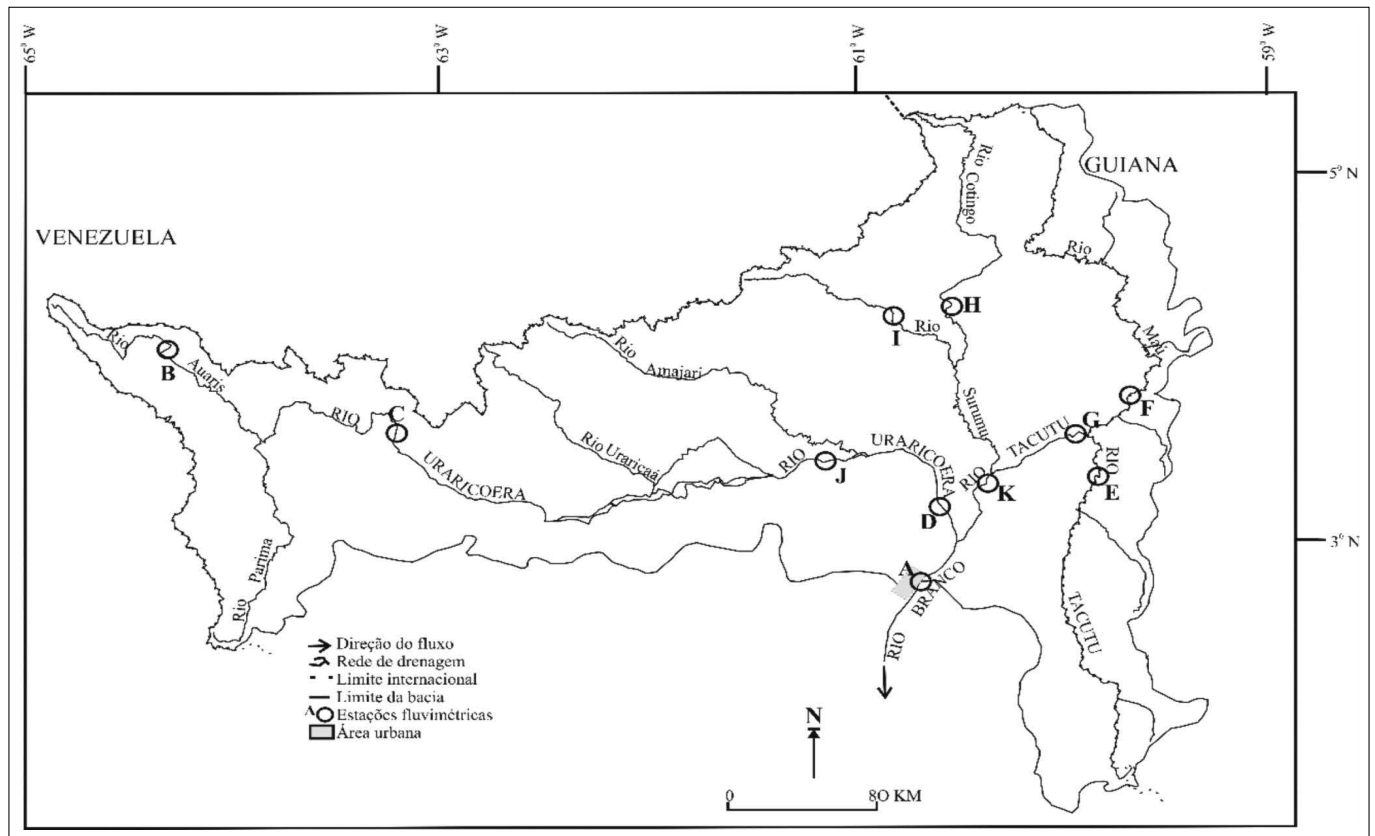


Figura 1 - Estações fluviométricas do sistema do alto rio Branco: "A" – Boa Vista; "B" – Auaris; "C"; Uaicás; "D" Fazenda Passarão; "E" – Bonfim; "F" Maú; "G" Tacutu (Ponte Normandia); "H" – Cotíngio; "I" – Surumu; "J" – Cajupiranga; "K" – Fazenda Paraíso

Os tipos climáticos, segundo a classificação de Koppen, são marcados pelos tipos Af (extremo ocidental), Am (parte central, norte e extremo nordeste) e Aw (parcela oriental). As chuvas são mais abundantes no Oeste, com volumes médios de precipitação superiores a 2.200 mm, e diminuem em direção ao leste, com médias pluviométricas em torno de 1.200 mm, na fronteira entre Brasil e Guiana, o que afeta a fitofauna regional gerando passagens distintas marcadas por vegetações fechadas na parte oriental, central e extremo norte da bacia e, na parte oriental, a ocorrência de vegetação do tipo savana (Evangelista *et al.*, 2008; Sander, 2015).

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a caracterização hidrológica do sistema do alto rio Branco, foram utilizados dados diários de nível do alto rio Branco, obtidos junto a ANA (Agência Nacional de Águas) e CAER (Companhia de Água e Esgoto de Roraima) (Figura 01). Essas informações foram correlacionadas aos dados de nível/descarga levantados em campo a partir de março de 2012 até dezembro de 2014.

Além da definição geral da hidrologia da bacia do alto rio Branco os dados levantados serviram para a realização de estudos relacionados à curva de permanência (ou de duração) do fluxo dos principais cursos fluviais da bacia e para definição do regime fluvial do alto rio Branco.

A curva de permanência ou de duração de vazões é um traçado gráfico utilizado para identificar frequência que a vazão de dada magnitude é igualada ou excedida durante o período de registro das vazões, e tem diversas aplicações em estudos hidrológicos, incluindo sedimentologia fluvial, resposta hidrológica nos rios causadas por influências da geologia, clima e fisiografia, levantamentos acerca da manutenção de *habitats*, estudo de diagnóstico, planejamento e implantação de modelos de gestão de recursos hídricos, potencial energético e hidráulico, entre outros (Quimpo e McNally, 1983; Voguel e Fennessey, 1994 Cruz e Tucci, 2004). O cálculo da curva de duração foi baseado em princípios apresentados por Christofletti (1981).

Neste cálculo, os dados diários de descarga são classificados em ordem decrescente e a permanência de cada vazão é expressa como uma porcentagem do tempo em que a vazão considerada é igualada ou superada. Para o cálculo do tempo de permanência para períodos de El Niño, baseou-se no ano hidrológico da área (Abril a Março).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os levantamentos de séries históricas na bacia do alto rio Branco indicaram importantes variações, ressaltando uma melhor produção hidrológica na parcela ocidental da bacia. A Tabela 01 indica hidrologia geral do sistema do alto rio Branco.

O exercício de avaliação dos dados fluviométricos (ANA, 2016), fruto da relação entre os níveis fluviométricos e de monitoramento da descarga fluvial realizado durante os anos de 2012 e 2013 (Sander, 2015), indicaram que o sistema do alto rio Branco, na cidade de Boa Vista apresentou, no período entre 1968 e 2015, um volume médio de 2.857m³/s. A descarga média dividida pela área de drenagem mostrou uma produção de 0,027m³/km²/s.

A estação de Boa Vista apresenta valor intermediário de produção de descarga por área quando comparando a trechos localizados em porções orientais e ocidentais da área de estudo. Enquanto que nos trechos a oeste, no rio Auaris (alto Uraricoera), os valores de produção por área são 87,19% (0,05 m³/km²/s) maiores que no rio Branco. A leste, por outro lado, a produção é 18,52% menor (0,022m³/km²/s), no rio Tacutu, na fronteira com a Guiana (Tabela 01).

A produtividade hidrológica decresce de forma gradual no sentido ocidental-oriental da área e segue, conforme Sander (2015), o regime pluvial do sistema do alto rio Branco. Neste sentido, as áreas de maior produtividade estão relacionadas ao tipo climático Af (0,05 m³/km²/s). Já as de produção intermediária posicionam-se em territórios coberto pelo tipo Am (0,036m³/km²/s) e áreas de produção menos efetivas estão associadas ao tipo Aw (0,031 e 0,022 m³/km²/s) (Figura 02). na aceleração da retirada da água do sistema.

Tabela 1 - Características hidrológicas do Sistema do Alto rio Branco

Seções	Área Drenada (km ²)	Descarga Média (m ³ /s)	Descarga Máxima (m ³ /s)	Descarga Mínima (m ³ /s)	Amplitude da Descarga	Descarga produzida (m ³ /km ² /s)
Rio Branco (Boa Vista)	97.200	2.590*	?	?	?	0,027
Rio Auaris	621	31,25	81,72	4,21	19,42	0,050
Rio Uraricoera (Uaicás)	16.100	571,61	2.165	125,2	17,29	0,036
Rio Uraricoera (Cajupiranga)	36.900	1.149,75	4.095	64,97	63,03	0,031
Rio Uraricoera (Passarão)	50.200	1.502,03	8.402	112,51	74,69	0,030
Rio Tacutu (Bonfim)	9.860	211,99	1.954	0,386	5.062,18	0,022
Rio Maú	9.870	226,69	1.423,27	24,83	57,33	0,023
Rio Tacutu (Ponte Normandia)	24.300	528,63	3.885,7	27,77	139,95	0,022
Rio Cotingo	5.780	163,05	2.963,6	1,2	2.469,67	0,028
Rio Surumu	2278	75,86	1.162,8	4	290,70	0,033

*Estimativa calculada a partir da série histórica de cotas fluviométricas e de dados de monitoramento da descarga do rio Branco (SANDER, 2015)

Além das condições colocadas acima, outras questões podem vir a trazer algum tipo de influência são a capacidade de captação e armazenagem de água dos solos, reduzida em áreas de alto gradiente, associadas em grande parte ao predomínio de solos menos evoluídos, e ao próprio processo de laterização (muito frequente na região), que reduz a velocidade de drenagem da água das parcelas superiores para as inferiores do pacote pedológico. Da mesma forma, a menor capacidade de interceptação vegetal da água das chuvas em áreas de domínio de savanas é de vegetação menos densa, associado a zonas de transição de áreas abertas para fechadas (savana estépica florestada e savana estépica parque, conforme IBGE, 2005b), se somam aos elementos já suscitados.

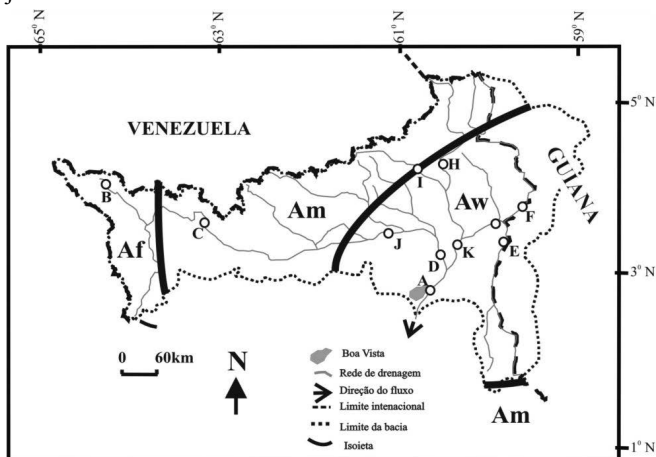


Figura 2 - Relação entre a produção de descarga fluvial e domínios de tipos climáticos Estações fluviométricas do sistema do alto rio Branco: "A" – Boa Vista; "B" – Auaris; "C"; Uaicás; "D" Fazenda Passarão; "E" – Bonfim; "F" Maú; "G" Tacutu (Ponte Normandia); "H" – Cotingo; "I" – Surumu; "J" – Cajupiranga; "K" – Fazenda Paraíso.

Os valores de amplitude reforçam a ação do clima no escoamento fluvial. Neste sentido, observamos que as menores variações no extremo oeste da bacia, com uma variação de 17,9 (estação de Uaicás, no alto Uraricoera) e 19,42 vezes (estação do rio Auaris). O interessante é que a estação Uaicás, localizada no tipo Am apresenta menores oscilações que a estação Auaris, localizada na área de domínio do tipo Af. Tal situação se deve, basicamente, as características topográficas nesta porção da bacia pois, a área drenada da primeira estação apresenta, em média, um menor grau de dissecação em comparação a área da estação Auaris, retardando a saída da água do sistema.

Ao observar os valores de amplitude em área de domínio Aw, idetificou-se valores bem mais elevados que a porção ocidental da bacia. Contudo, dentro da área de clima Aw, os valores são bastante discrepantes, com menores oscilações na porção Norte/Oeste (com exceção da bacia rio Cotingo), em comparação com a porção leste de tipo Aw. Neste sentido, observa-se valores de

57,33 (estação rio Maú), 63,03 (estação Rio Uraricoera, Cajupiranga) e 74,69 vezes (Rio Uraricoera/Passarão) e 290,70 (estação Rio Surumu). Cabe ressaltar que as duas estações localizadas no baixo Uraricoera (Cajupiranga e Passarão) drenam áreas que são, em sua maior parte, de climas mais úmidos (Am e Af). Tal situação também é visível nas estações dos rios Surumu e Maú, sofrendo, contudo, uma maior influência topográfica, haja vista que se localizam em áreas de elevado grau de dissecação (IBGE, 2005a; Sander, 2015).

A região da estação rio Cotingo (porção centro-norte do domínio Aw) e de Bonfim (extremo leste do domínio Aw), quando a todas outras estações (incluindo as localizadas em domínios de clima Aw), apresentam valores de amplitude surpreendentes. Estas estações apresentam amplitudes de 2.469,67 e 5.062,18 vezes, respectivamente.

Dois fatores parecem pesar na alta variabilidade da descarga do rio Cotingo. O primeiro é fruto da própria distribuição das chuvas, quando mescla áreas drenadas por faixas de clima Aw (região meridional) e Am (região setentrional) (Barbosa, 1996; Evangelista *et al.*, 2008; Sander, 2015), contribuindo para uma forte concentração de chuvas dos totais anuais para os períodos de maio e julho, atuando fortemente a oscilação dos caudais.

Outro fator, não menos importante, está relacionado com a topografia da região. Enquanto no baixo Cotingo as altitudes se apresentam próximas a 100 metros, as parcelas médias e superiores encontrassem a cotas acima 1000 m, chegando por vezes a altitudes de até 2.800 m. Tal condição implica em um relevo bem dissecado, de vertentes curtas e de alta densidade de drenagem que se associam, segundo Sander (2015), ao alto gradiente do rio Cotingo, atuando de forma contundente

A bacia do médio Tacutu, tendo como referência jusante a estação de Bonfim, representa a área de maior variação de escoamento fluvial da bacia do rio Branco (5.062,18 vezes), representando o dobro da amplitude observada na bacia do rio Cotingo (2.469,67 vezes) e sendo 142,84 vezes maior do que em trechos ocidentais (estação Uaicás, alto Uraricoera, com variação de 17,29 vezes) (Tabela 01). Contudo, ao contrário do observado à bacia do rio Cotingo, a alta oscilação fluviométrica se deve quase que exclusivamente à condição de má distribuição de chuvas dada pela atuação do clima Aw.

Mesmo que a bacia do médio e alto Tacutu drene áreas dominadas na maior parte por áreas de baixa topografia (com predomínio de altitudes entre 80 e 200m), muitas vezes marcadas por áreas pantanosas (mal drenadas), atuando na redução da velocidade de saída da água do sistema, a forte concentração de chuvas durante a estação úmida indica ser o fator decisivo.

Conforme Evangelista *et al.* (2008) e Sander (2015), na maior parte desta bacia a estação úmida, que ocorre entre abril e setembro, concentra valores superiores a 80% dos totais anuais, chegando a valores próximos a 90% em posições mais orientais. Neste sentido, durante a estação seca (período entre outubro a março), os estoques de águas da bacia, acumulados durante a estação chuvosa, caem gradualmente até atingir condições críticas na segunda metade do período de estiagem (meses de janeiro e março).

ANÁLISE DO TEMPO DE PERMANÊNCIA DAS VAZÕES DO SISTEMA ALTO RIO BRANCO

Um parâmetro útil a análise hidrológica é o cálculo do tempo de permanência da descarga. Tal princípio se baseia na confecção da curva de duração do fluxo

a partir da frequência das vazões para as diferentes magnitudes (Christofolletti, 1981; LELI, 2010; Leli *et al.*, 2011; Douhi, 2013; Santos *et al.*, 2013). As Tabelas 02 e 03, além da Figura 04, mostra a distribuição do tempo de permanência das vazões na bacia do alto rio Branco.

Entre os principais fatores considerados no cálculo do tempo de permanência da descarga estão o clima (distribuição de chuvas), topografia e a área drenada. Contudo, mudanças no uso do solo (incluindo técnicas de manejo de solo e em bacias hidrográficas) e a implantação de barragens também promovem, associadas a sua posição e áreas afetadas, alterações nesse balanço. Esta questão foi tratada por Paiva (2008) e Douhi (2013) em estudos desenvolvidos na bacia do rio Ivaí, onde foi ressaltada a implantação de novas técnicas de cultivo agrícola e de manejo de solo que poderiam aumentar o tempo de vazões máximas e médias no rio Ivaí.

Tabela 2 - Análise comparativa do tempo de permanência das vazões abaixo e acima da média nas estações de monitoramento do sistema do alto rio Branco

Tabela 2: Análise comparativa do tempo de permanência das vazões abaixo e acima da média nas estações de monitoramento do sistema do alto rio Branco

Seções	Vazão Média (m ³ /s)	Condição em relação à média	Percentual da série histórica (%)
Rio Branco (Boa Vista)	2.590*	Acima	40,53
		Abaixo	59,47
Rio Auaris	31,25	Acima	42,29
		Abaixo	57,71
Rio Uraricoera (Uaicás)	571,61	Acima	41,76
		Abaixo	58,24
Rio Uraricoera (Cajupiranga)	1.149,75	Acima	40,91
		Abaixo	59,09
Rio Uraricoera (Passarão)	1.502,03	Acima	38,65
		Abaixo	61,35
Rio Tacutu (Bonfim)	211,99	Acima	26,05
		Abaixo	73,95
Rio Maú	226,69	Acima	29,29
		Abaixo	70,71
Rio Tacutu (Ponte/Normandia)	528,63	Acima	28,67
		Abaixo	71,33
Rio Cotingo	163,05	Acima	29,13
		Abaixo	70,87
Rio Surumu	75,86	Acima	31,21
		Abaixo	68,79

Fazendo uma comparação entre os dados das duas principais bacias formadoras do sistema do alto rio Branco, as bacias dos rios Uraricoera e Tacutu, observou-se uma melhor relação entre o tempo de duração dos fluxos com a descarga média da bacia (Tabela 02). Na primeira bacia, em média, 40,90% do tempo de monitoramento (baseado no número de dias) a descarga se manteve acima da média histórica, enquanto que em 59,10% dos dias as vazões se mantiveram abaixo do valor médio. Na bacia do Tacutu os valores médios foram

expressivamente menores com 28,87% permanecendo acima da descarga média da bacia. Esse valor é 29,41% menor que o observado na bacia do Uraricoera. Neste sentido, a bacia do rio Tacutu apresentou 71,13% (média da bacia) do tempo das vazões abaixo do valor médio histórico.

Na bacia do rio Uraricoera os valores mais equilibrados em relação à descarga média na parcela extremo oeste (rio Auaris) onde 42,29% permaneceram acima

da média e 57,71% ficaram abaixo. Partindo em direção à foz, observa-se uma redução gradual do tempo em que as descargas se colocam acima descarga média do rio. Assim, a partir da estação do rio Auaris, no extremo noroeste da bacia, o tempo de descarga acima da média histórica passou para 41,76% na estação do Uaicás (alto Uraricoera), 40,9% na estação Cajupiranga (transição do médio para o baixo Uraricoera), para 38,65% na estação Fazenda Passarão (baixo Uraricoera).

Mesmo drenando áreas bastante dissecadas, com altitudes variando entre 500 e 2000m, contando com um dos maiores gradientes médios da bacia do alto rio Branco (Sander, 2015; Sander *et al.*, 2016), a melhor distribuição de descarga por parte da bacia Auaris obedece basicamente a boa distribuição de chuvas da região ao longo do ano hidrológico, com valores que variam em média de 90 e 310mm, sem configuração de estação seca, dada pela atuação do clima Af na região.

A proximidade o maior percentual de vazões com valores acima da média foi discutido por Douhi (2013). Estudando o regime fluvial do rio Ivaí, no Paraná, este autor constatou que no trecho inferior deste rio o tempo de permanência vazão foi de 63% acima da média, ficando 37% abaixo. Fechando tal questão, Douhi (2013) coloca que quando o percentual do tempo de permanência das vazões fica acima da média, ou mesmo quando os percentuais acima e abaixo da média apresentam valores próximos, tal condição indica que esta bacia drena regiões de clima úmido.

Apesar da condição de clima úmido e bem distribuído da bacia do Auaris, a forte capacidade de drenagem daquele sistema, vinculado as suas características morfológicas, e sua condição deficitária no armazenamento de água, fazem com que o percentual de tempo de descarga acima da média não seja mais elevado. Isto fica evidente quando se compara o tempo de permanência do fluxo com a distribuição da pluviosidade média mensal ao longo do ano hidrológico. Observa-se uma boa similaridade, indicando uma resposta imediata entre os eventos pluviais e o deflúvio. Neste sentido, em torno de 60 % dos totais anuais são precipitados entre os meses de abril e setembro, período que marca as maiores vazões do ano. Já durante os meses de outubro a março são precipitados aproximadamente 40% dos totais anuais, que compreendem o período de vazões abaixo da descarga média da bacia.

Se deslocando em direção à jusante da bacia do rio Uraricoera, sentido oeste-leste, a redução do tempo de permanência se deve basicamente a ação de climas com estiagens sazonais que se intensificam a partir da transição dos climas Af-Am para o tipo Aw, com valores médios mensais de chuva inferiores a 60mm no período entre outubro a março na porção do baixo Uraricoera. Apesar disso, devido ao fato de predominar climas mais úmidos (Af e Am) aos de sazonalidade mais discordante (Aw), com uma redução de 8,61% do tempo de permanência do fluxo acima da média com relação as áreas mais úmidas do alto rio Uraricoera.

Quando observamos os dados de tempo de permanência do fluxo acima da média na bacia do Tacutu foi verificado valores substancialmente menores que o observado no Uraricoera. No comparativo entre as duas bacias os dados mais irregulares da última bacia, são substancialmente mais distribuídos do que qualquer estação da bacia do Tacutu. Os dados menos discrepantes são observados em posições mais ocidentais e aonde há alguma influência do clima Am, compreendendo o trecho médio/superior do rio Surumú, alto Maú e alto Cotingo, com valores de tempos de permanência do fluxo acima da média que variam de 31,21%, 29,29% e 29,13%, respectivamente. Contudo, em todas as bacias mais de 2/3 das descargas ficam abaixo da média histórica.

Os dados extremos são observados na estação de Bonfim, no rio Tacutu. Nesta estação praticamente 3/4 do tempo de permanência dos fluxos ficam posicionados abaixo da média histórica (73,95%). Dominada pela condição mais aguda do clima Aw, de maior divergência entre valores precipitados entre estação úmida e seca.

A bacia do rio Branco, por outro, apresentou dados de tempo de duração de fluxo acima da vazão média maiores que os observados no baixo Uraricoera (Fazenda Passarão), chegando ao percentual de 40,53%, porém, ligeiramente mais baixo do que observado na estação Cajupiranga (40,91%). Tal condição pode ser resultante da própria extensão das séries históricas analisadas. Com exceção de Boa Vista e Bonfim, com séries históricas iniciadas em 1968 e 1977, todas outras séries tiveram seus dados monitorados na década de 1980, especialmente a partir do ano de 1984.

Um detalhe que ajude o entendimento da melhor distribuição da descarga da estação de Boa Vista em relação a do baixo Uraricoera pode ser entendido de forma indireta pelos trabalhos desenvolvidos por Evangelista *et al* (2008), Silva *et al* (2015) e Sander (2015), quando analisam o histórico de precipitação da região central de Boa Vista e os dados fluviométricos do rio Branco. Observações feitas por estes autores indicam períodos reduzidos de pluviosidade entre a década de 1960 e 1997, com pluviosidade média inferior em pouco mais de 340mm a menos que o período de 1998 e 2014.

Observando dados de outras estações pluviométricas da bacia (ANA, 2016), para períodos equivalentes aos registros de Boa Vista, notou-se importante conformidade com relação a flutuações na pluviosidade regional. Assim, devido ao fato da estação de Boa Vista compreender 15 anos amais de dados em períodos de baixas pluviométricas, tal condição, quando comparada a série da fazenda Passarão, culminou no rebaixamento do valor médio da descarga do rio Branco. Associando tal informação a manutenção dos níveis fluviométricos mais elevados, notadamente a um favorecimento no cálculo do tempo de duração das descargas que ficam acima da média, o que explica a melhor distribuição da descarga do alto rio Branco para o baixo Uraricoera. Contudo, à medida que forem ampliadas as séries de ambas as estações, provavelmente será observada uma descarga mais equilibrada no Uraricoera.

O próprio formato da curva de duração de fluxo ao longo das estações do sistema do alto rio Branco (Figura 04) reforça as diferenças regionais da distribuição pluviométrica curva de duração do fluxo. Na bacia do rio Uraricoera são observadas curvas de distribuição de fluxo que variam do formato côncavo/convexo a ligeiramente côncavo. Formatos predominantemente mais suaves indicam basicamente a condição de climas mais equilibrados, com valores de tempo de permanência de fluxos próximos a vazão média. Esta condição é melhor observada na bacia do rio Auaris, com um perfil côncavo/convexo, onde os valores de tempo de descarga acima da média somam 42,29% e os abaixo 57,71%. Um melhor equilíbrio dos índices, e uma melhor suavidade da curva de duração dos fluxos, é influenciado basicamente por uma ligeira concentração de chuvas no meio do ano (abril-setembro) e pelo alto grau de dissecação.

Seguindo em direção jusante da bacia do Uraricoera nota-se um aumento gradual da concavidade, tendo seu valor mais agudo em seu trecho inferior. Essa condição é reflexo da maior influência dos tipos climáticos Am e Aw. Assim, na estação de Uaicás é observado um perfil ligeiramente mais côncavo, que apesar de ter boa parte de sua área influenciada por climas Af (úmido sem estiagens definidas), a influência de áreas com estiagens sazonais, associadas ao clima Am, implica numa maior concentração de chuvas e de deflúvios para a parcela intermediária do ano (abril-setembro).

Seguindo a mesma tendência, os trechos a jusante do Uraricoera, além de apresentarem uma porcentagem de áreas cobertas pelo clima Am, a baixa bacia sob a influência do clima Aw. Este último clima é caracterizado por estações de chuvas e estiagens bem definidas, com 70 a 85% da pluviosidade anual precipitados entre os meses abril e setembro (Evangelista *et al.*, 2008; Sander, 2015), determinando uma concavidade mais pronunciada da curva de duração de fluxo na estação Fazenda Passarão (Figura 4D).

Em relação as estações da bacia do rio Tacutu, todos sistemas monitorados apresentaram um padrão de alta concavidade. Tal condição reflete a forte influência e predominância do clima Aw na bacia, especialmente na estação de Bonfim, que drena parcelas do alto e médio Tacutu. Nas estações que drenam posições setentrionais daquela bacia, que drenam os rios Maú, Cotingo e Surumú, o alto gradiente topográfico das vertentes e do perfil longitudinal, favorecem uma ampliação da relação pluviosidade/deflúvio.

O rio Branco, por outro lado, repete a um mesmo modelo de distribuição de fluxos equivalente ao comportamento do baixo Uraricoera, na Fazenda Passarão. A similaridade entre o padrão de descarga entre os dois sistemas foi destacada inicialmente por Evangelista *et al* (2008), estudando dados mensais de descarga, e por Sander (2015), que incluiu análises de dados diários de descarga. Tal condição se deve basicamente a maior contribuição do rio Uraricoera para os débitos fluviais do rio Branco, quando o primeiro sistema contribui em média com até 3/4 das descargas anuais do sistema principal (Sander, 2015; Sander *et al.*, 2016).

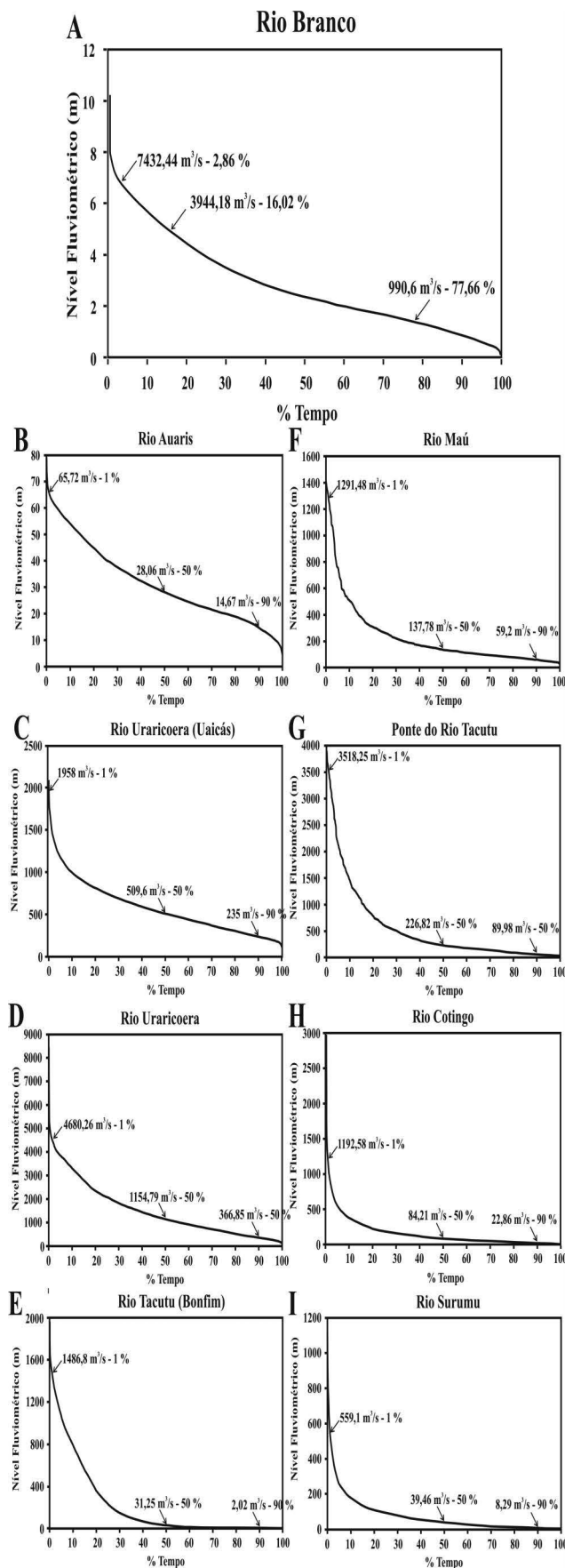


Figura 4 - Curva de duração de fluxo em cursos fluviais na bacia do alto rio Branco

INFLUÊNCIA DOS EVENTOS EL NIÑO

Quando se trata do rio Branco, alguns trabalhos tentaram relacionar o comportamento de tais eventos ao regime de cheias do rio Branco (SANDER et al., 2012; SANDER, 2015). Os valores do tempo de permanência da descarga do sistema do alto rio Branco, durante a vigência de fenômenos de El Niño é apresentado na Tabela 03.

Em períodos de atuação do ENOS, considerando somente os dados daqueles anos hidrológicos, as bacias que formam o sistema do alto rio Branco apresentaram,

de forma geral um melhor equilíbrio de suas descargas. A bacia do rio Uraricoera, em seu trecho superior, apresentou um acréscimo de 7,40% do tempo de duração de descargas, quando comparado aos dados da série completa. O trecho jusante da bacia também apresentou acréscimo as vazões acima da média, contudo, com valores mais modestos, com ganho de 4,98%.

A bacia do Tacutu também seguiu o ritmo da bacia anterior, só que de forma mais pronunciada. Assim durante os anos de El Niño, o tempo de duração do fluxo acima da média do período (anos de El Niño) mostrou ganho de 19,06% para a bacia do Surumu e de 34,89 para o rio Tacutu, na região do Bonfim.

Tabela 3 - Análise comparativa do tempo de permanência das vazões abaixo e acima da média nas estações de monitoramento do sistema do alto rio Branco durante a vigência de eventos El Niño (série 1968-2014)

Seções	Vazão Média (m ³ /s)	Condição em relação à média	Percentual (%)	Varição em relação à SH* (%)
Rio Branco (Boa Vista)	2.150,00*	Acima	38,34	-5,40
		Abaixo	61,66	3,55
Rio Uraricoera (Uaicás)	551,00	Acima	44,85	7,40
		Abaixo	55,15	-5,60
Rio Uraricoera (Passarão)	1.060,84	Acima	40,19	4,98
		Abaixo	59,81	-2,57
Rio Tacutu (Bonfim)	83,4	Acima	35,14	34,89
		Abaixo	64,86	-14,01
Rio Surumu	41,76	Acima	37,16	19,06
		Abaixo	62,84	-9,47

* SH:

No rio Branco, por sua vez, a análise de séries históricas em anos de ENOS indicou um aumento do tempo de permanência das vazões abaixo em 3,55%, quando comparado aos valores da série histórica completa.

A aparente melhora na distribuição dos dados de vazão das bacias do Uraricoera e Tacutu para anos de El Niño deve ser tratado com cautela. Contudo, há uma resposta compreensível. Apesar dos ENOS indicarem relação com baixas no deflúvio ao longo de todo o ano hidrológico, as principais perdas de produção de chuvas e vazão ocorrem durante estação úmida, momento em que as descargas se encontram acima da média.

Assim, a redução da descarga do período de cheias, associado ao rebaixamento dos valores do nível médio daqueles anos, diminuem as diferenças do deflúvio entre os períodos de cheias e vazantes. Desta forma, não há ganhos de descarga para o período de vazantes, há somente uma redução do volume médio das cheias. Tal situação se torna mais evidente observando os valores de vazão da série histórica geral e em períodos de El Niño para as principais estações do alto rio Branco (Tabelas 02 e 03).

As quedas mais vertiginosas no pico de descargas máximas, assim como na descarga média, foram justamente nas bacias orientais, onde os dados entre as descargas máximas e mínimas se mostraram menores.

Neste caso o pico de descarga máxima atingida pelo rio Surumu foi 18,30% menor para períodos ENOS, quando comparados a série hidrológica completa. Quando correlacionados os dados de descarga média de ambas as séries, em anos de El Niño foi observação um decréscimo médio de 44,95% das descargas. A redução nos picos de cheias para a estação de Bonfim, no rio Tacutu, durante ação do fenômeno, foi menos importante que o observado no rio Surumu, com 12,80%. A descarga média, por outro lado, apresentou redução média substancial, com descarga média 154,18% mais baixa que o da série completa, o que explica as modificações no tempo de permanência do fluxo durante os ENOS.

Assim como visualizado na análise do tempo de permanência, a redução dos volumes médios de descarga, indicou a forte relação entre as bacias do Uraricoera e o alto rio Branco. Neste sentido, sentido tendências de queda de descargas observadas no rio Tacutu, as bacias dos rios Uraricoera (Fazenda Passarão) e Branco (Boa Vista) apresentaram queda média em sua descarga de 441,19 e 440m³, respectivamente, reforçando a relação íntima da hidrologia entre os dois corpos, mesmo em estágios de El Niños. As diferenças entre as curvas de tempo de permanência da vazão para a série hidrológica completa e os anos sob influência de eventos ENOS podem ser visualizados na Figura 05.

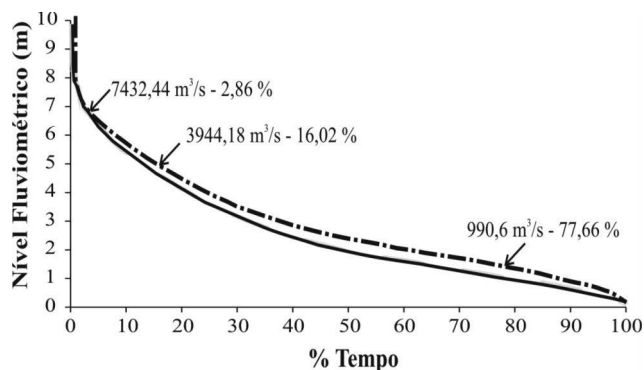


Figura 5 - Comportamento da Distribuição do Fluxo no Rio Branco (série 1968-2014): comparativo entre a curva de duração de fluxo da série histórica total e dos anos hidrológicos sob a influência de eventos El Niño. Fonte: ANA, 2016

Nota-se que além de estabelecer uma redução média nos débitos fluviais para períodos de El Niño, fica evidente uma tendência a concavidade da curva de duração de fluxo para o período de vigência de tais eventos. É preciso salientar, no entanto, a necessidade de se entender os reflexos dos eventos ENOS de grande intensidade sobre os deflúvios, uma vez que eles aparentam afetar de forma dramática a pluviosidade regional (Silva *et al.* 2015).

CONCLUSÕES

A análise dos dados hidrológicos do sistema do alto rio Branco mostrou grande variabilidade. Os valores de produção por área foram mais elevados nas porções ocidentais, com valores médios de $0,05 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{s}$ no rio Auaris. A produção reduz em direção ao leste

com os menores valores de produção ocorrendo na fronteira entre Brasil/Guiana, no rio Tacutu com produção média de $0,022 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{s}$.

A produção média do rio Branco, em Boa Vista, apresentou dados intermediários ($0,027 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{s}$) ao observado nas bacias do Tacutu e Uraricoera. Ressalta a participação decisiva dessas áreas na hidrologia de tal bacia.

Quanto ao cálculo do tempo de duração dos fluxos da bacia, os valores mais equilibrados foram observados na parcela da bacia do alto Uraricoera, com até 42,29% das vazões permanecendo da descarga média. Os valores mais discrepantes foram observados na estação de Bonfim, onde em quase $\frac{3}{4}$ do tempo os débitos se posicionam abaixo da vazão média da série.

O formato da curva de duração da bacia realçou as diferenças de distribuição de pluviométrica na bacia. Os padrões de curva de formato côncavo/convexo a levemente côncavo, observados na bacia do Uraricoera, indicam a maior influência de climas mais úmidos. O formato côncavo, observado na bacia do rio Tacutu, indica a forte influência do clima Aw na região, com concentração de sua produção hidrológica entre os meses de abril e agosto.

Quando analisado os anos sob influência de eventos El Niño notou-se uma melhora na distribuição das descargas na maior parte das estações, dando uma falsa impressão de estabilidade dos débitos. Tal condição acontece devido a maior redução dos débitos fluviais ao longo da estação chuvosa, que somado ao rebaixamento da vazão média, e a diminuição das diferenças entre os níveis médios das cheias e vazantes, acabam por favorecer uma melhor distribuição dos na curva de duração.

REFERÊNCIAS

- ANA (AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS). 2014. *HIDROWEB/Sistema de Informações Hidrológicas*. Disponível em <<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb.asp?TocItem=4000>> Acesso em 20 de outubro de 2014.
- CHRISTOFOLETTI, 1981.A. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Edgard Blücher, 313 p.
- DOUHI, N. 2013. *Regime e sistemas de controle das cheias do baixo Ivaí e cartografia das áreas inundáveis*. Tese de Doutorado em Geografia, Universidade Estadual de Maringá – UEM, Maringá. 132 p.
- COUTINHO, E. DE C.; CARDOSO, L. A. GUTIERREZ, L.; BARBOSA, A. J. S. 2010 Influência dos Fenômenos El Niño e La Niña na Variabilidade da Precipitação no Município de Marabá-Pa no Período de 2001-2010. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia. (Belém do Pará) Brasil. *Anais...* CD Rom.
- CRUZ, J. C. e TUCCI. C. E. M. 2008. Estimativa da Disponibilidade Hídrica Através da Curva de Permanência. RBRH — *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 13:1, pp 111-124.
- 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: Paulo Rogério Freitas Silva; Rafael da Silva Oliveira. (Org.). Roraima 20 anos: as Geografias de um novo Estado. 1 ed. Boa vista: Editora da Universidade Federal de Roraima, 2008, v. I, p. 142-167 491
- IBGE. 2005a. *Mapa de Geomorfologia do Estado de Roraima*. escala 1:1.000.000. Rio de Janeiro, 1ª Ed., Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
- IBGE. 2005b. *Mapa de Vegetação do Estado de Roraima*. escala 1:1.000.000. Rio de Janeiro, 1ª Ed., Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

- SOARES, J. V.; CARRIELLO, F.; FERREIRA, N. J.; RENNÓ, C. D. 2006. Mapping the Hydrologic Response of the Brazilian hydrologic regions and their variability associated with El Niño and La Niña, *Revista Ambiente & Água - An Interdisciplinary Journal of Applied Science*: v. 1: 1. p. 21-36.
- LELI, I.T. 2010. *Variação espacial e temporal da carga suspensa do rio Ivaí.*, Dissertação de Mestrado em Geografia – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá - UEM, Maringá, 74p
- LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; NÓBREGA, M. T. da; SOUZA FILHO, E. E. de 2011. Variabilidade temporal no transporte de sedimentos no rio Ivaí – Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(4): pp, 619-628.
- MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 206 p.
- PAIVA, D. G. 2008. *Análise do índice de relação entre o fluxo de base e desflorestamento por meio de imagens orbitais e análise hidrológica: Baixo curso do rio Ivaí-PR*. Dissertação de Mestrado em Geografia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá - UEM, Maringá, 65 p
- QUIMPO, R. G.; McNALLY, T.A. 1983. Regionalized flow duration for Philippines. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 109:4, pp. 320-330.
- SANDER, C. 2015. *Geomorfologia da planície aluvial do alto rio Branco em Roraima: Dinâmica e processos evolutivos*. Tese de Doutorado em Geografia, Universidade Estadual de Maringá – UEM, Maringá, 230 p
- SANDER, C. 2003. *Variação Espaço-Temporal da Densidade de Drenagem e Mudanças Antrópicas na Cabeceira do Córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon (PR)*. Mestrado em Geografia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 162p.
- SANDER, C.; EVANGELISTA, R. A. de O.; WANKLER, F. L. 2009. Resultados de monitoramento da descarga de rios e igarapés no Estado de Roraima. Boa Vista: Projeto Hydros., CD-ROM. (Relatório Anual).
- SANDER, C.; WANKLER, F. L. ; CARVALHO, T. M. . Dinâmica Fluvial do Sistema Alto Rio Branco, Estado de Roraima. In: Holanda, E. C.; Beserra Neta, L. C.. (Org.). *Geociências na Pan-Amazônica*, Boa Vista, Editora UFRR, p. 39-64.
- SANTOS, M. L. DOS; MORAIS, E. S. DE; SILVEIRA, H.; ALVES, F. C. 2013. Estudo do escoamento superficial na bacia hidrográfica do rio Ivaí, Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 14 (3): 259-267.
- TUCCI, C. E. T. (Org.). 2001. *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. 2ª ed. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRRG:ABRH, 943 p.
- VOGUEL, R. M.; FENNESSEY, N. M. 1994. Flow-duration curves. I: New interpretation and confidence intervals. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 120:4, p. 485-533.

O Sistema Hidrotermal do Patrocínio, Província Mineral do Tapajós (PA): petrografia, geoquímica e idades U-Pb

The Hydrothermal System of Patrocínio, Tapajós Mineral Province (PA): petrography, geochemistry and U-Pb Ages

Lucas Villela Cassini¹, Caetano Juliani², Diego Felipe Gómez Gutierrez³

RESUMO: O período de 2,0 a 1,88 Ga é marcado por um intenso magmatismo de afinidade cálcio- alcalina, com significativa relevância metalogenética na porção centro-sul do Cráton Amazônico, mais precisamente na Província Mineral do Tapajós (PMT). Nesse período estão inseridas diversas ocorrências minerais de afinidade magmático-hidrotermal. Na região da Vila do Patrocínio, localizada na porção central da PMT, dominam sieno- e monzogranitos, com monzonitos, sienitos, pórfiros granodioríticos e tonalitos subordinados. As características geoquímicas e petrológicas sugerem que essas rochas são compatíveis com magmatismo sin- a tardi-tectônico. Monzonitos são marcados por intensa alteração hidrotermal (cloritização, sericitização e carbonatação) e pela associação pirrotita-pirita +ouro, indicativa de ambientes reduzidos, com $fO_2 \leq FMQ$, e afinidades metalogenéticas com depósitos do tipo pórfiro reduzido. Monzogranitos são as rochas mais importantes do ponto de vista da mineralização, que ocorre preferencialmente nos trechos onde a rocha se encontra afetada por forte alteração potássica. Nesses casos o ouro se associa a veios e vênulas de quartzo-pirita. A ausência de pirrotita nesses litotipos e o domínio de pirita sugere a oxidação do sistema, atingindo fO_2 compatíveis com as dos depósitos do tipo pórfiro ($\geq FMQ+2$), apontando para a mudança no caráter geoquímico dos fluidos. Sienitos tardios pertencentes à série shoshonítica marcam a migração para situações tardi-tectônicas demonstrando a maturidade do arco. A consolidação dos dados aponta para a existência, inicialmente, de um sistema do tipo pórfiro com características reduzidas e reforçam o modelo genético regional de sistemas magmático-hidrotermais relacionados à dinâmica de arcos magmáticos na PMT. A evolução e maturidade do arco são evidenciadas por mudanças nas características geoquímicas, petrológicas e metalogenéticas no sistema hidrotermal.

PALAVRAS-CHAVE: Tapajós; Alteração-hidrotermal; Ouro; Arco-magmático; Metalogenia.

ABSTRACT: From 2.0 to 1.88 Ga the central south central portion of the Amazonian Craton, more precisely the Tapajós Mineral Province (TMP), was affected by an expressive magmatism of calc-alkaline affinity and important metallogenetic relevance. Many mineral occurrences of magmatic-hydrothermal affinity have been recognized on this interval. The surroundings of the Patrocínio Village, located on the central portion of the TMP, is dominated by syeno- and monzogranites, with subordinated monzonites, syenites, granodioritic porphyries and tonalites. Geochemical and petrologic characteristics indicate that these rocks are compatible with syn- to post-collisional magmatism. Monzonites are characterized by the intense hydrothermal alteration (with formation of chlorite, sericite and carbonate) and by the mineral assemblage pyrrhotite-pyrite +gold, suggesting reduced environment with $fO_2 \leq FMQ$ and metallogenetic affinity with reduced porphyry systems. Monzogranites are the most important rocks from the mineralization point of view, which occurs preferentially on the intervals where the lithotype is affected by strong potassic alteration. On these cases gold is hosted on quartz-pyrite veins and veinlets. The absence of pyrrhotite on these lithotypes and the domain of pyrite indicates the oxidation of the system, achieving fO_2 compatible with porphyry deposits ($\geq FMQ+2$), pointing toward a change on the geochemical characteristic of the fluids. Late shoshonitic affinity syenites mark the migration of the tectonic setting to a late-tectonic environment and demonstrate the maturity of the arc. The consolidation of the results suggests the existence of, primarily, a reduced porphyry system, reinforcing the genetic model of arc-related magmatic-hydrothermal systems on the TMP. Arc evolution and maturity are evidenced by changes on the geochemical, petrological and metallogenetic characteristics of the hydrothermal system.

KEYWORDS: Tapajós; Hydrothermal-alteration; Gold; Magmatic-arc; Metallogeny.

^{1,2,3} Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

¹ Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

¹ lucascassini72@gmail.com, 2cjulianif@gmail.com, 3diegomez656@gmail.com

¹ Rua Engenheiro Jorge Oliva, 237, ap. 152a, CEP 04362-060, São Paulo, SP, Brasil

Tel.11 37298121

Cel. 11 981380728

INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico é constituído por províncias proterozoicas justapostas tectonicamente a antigos núcleos de idade arqueana. Tassinari & Macambira (1999) consideram que sua evolução se deu pela amalgamação de cinturões orogênicos paleoproterozoicos (2,2 a 1,95 Ga) ao redor de um núcleo arqueano formado por microcontinentes independentes. Segundo estes autores parte das províncias Maroni-Itacaiúnas e Rondonia-

na-San Ignácio e toda Província Ventuari-Tapajós e a Província Rio Negro-Juruena formaram-se por acreção de material juvenil, ao passo que parte das duas primeiras províncias e da Província Sunsás se associam ao retrabalhamento de crostas continentais antigas. Posteriormente Santos et al. (2000) propuseram a divisão do cráton em sete províncias, denominadas Amazônia Central, Carajás, Transamazonas, Tapajós-Parima, Rondônia-Juruena, Rio Negro e Sunsás, conforme apresentado na Figura 1.

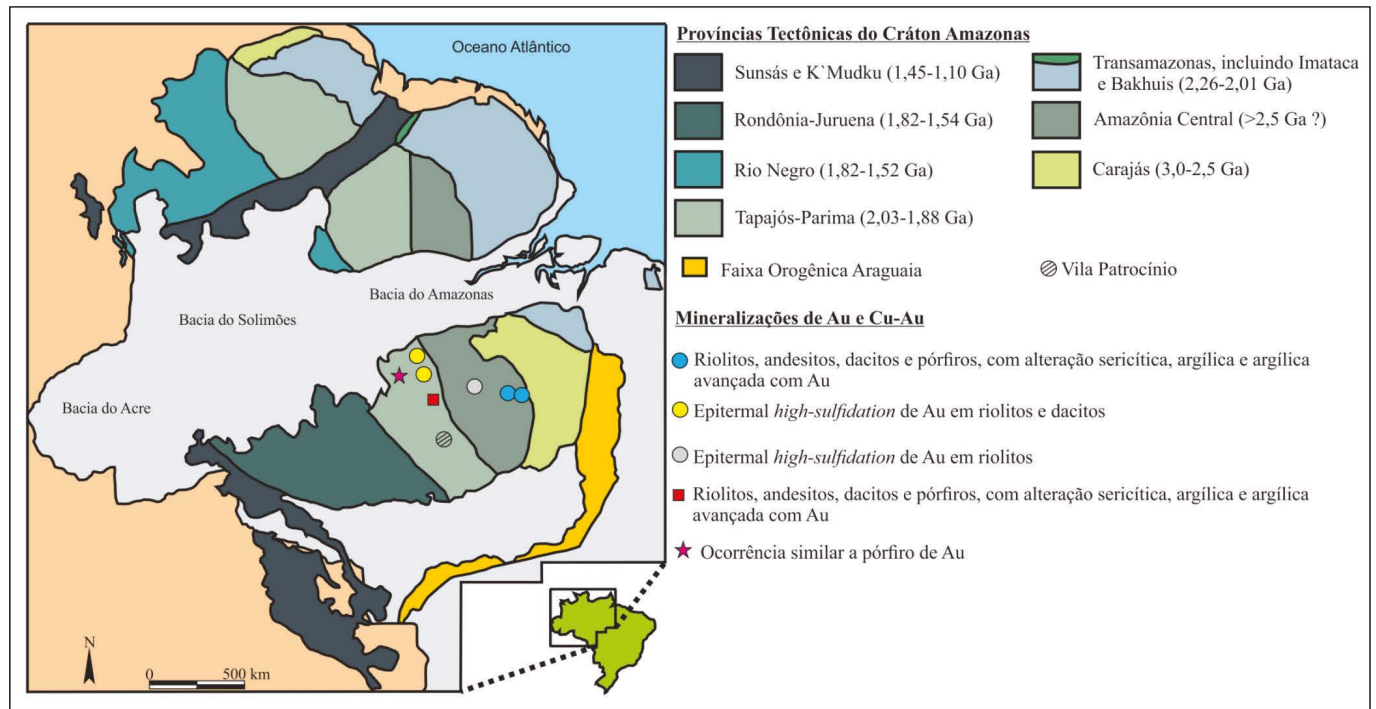


Figura 1 - Mapa do Cráton Amazônico com as províncias geocronológicas propostas por Santos et al. (2000) com os sistemas magmático-hidrotermais relacionados ao magmatismo Uatumã (adaptado de Juliani et al., 2005, 2009).

A Província Tapajós-Parima, na concepção mais clássica, é considerada uma sequência de faixas orogênicas acrescidas ao núcleo cratônico da Província Amazônia Central durante o Paleoproterozoico (Santos et al., 2000). Esse ciclo orogênico seria o responsável pela formação dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú (2011 ±23 Ma, Santos et al., 2000), Creporizão (1980-1957 Ma, Santos et al., 2001), Tropas (1897 ±3 Ma, Santos et al., 2004) e Parauari (1885-1877 Ma, Santos et al., 2001). Neste modelo as rochas vulcânicas e plutônicas intraplaca com idades de 1,87 e 1,86 Ga que compõem, respectivamente, o Grupo Iri e a Suíte Intrusiva Maloquina comporiam o evento magmático Uatumã. Carneiro et al. (2013; 2014) e Juliani et al. (2014) apresentaram uma outra proposta evolutiva distinta para esta região do cráton, segundo a qual a crosta arqueana que aflora na Província Amazônia Central se estenderia até aproximadamente o rio Tapajós, estando retrabalhada e recoberta na Província Tapajós por rochas formadas

em pelo menos dois arcos magmáticos continentais denominados de Arcos Tapajônicos, formados em evento de subducção de longa duração em regime tectônico fracamente compressivo a, episodicamente, levemente extensional. Ainda segundo esses autores, lineamentos de direção E-W do embasamento arqueano da Província Carajás favorecem a intrusão e o extravasamento de magmas intermediários e félsicos na Província Tapajós.

Tópicos como a extensão, assinatura geoquímica e afinidade geotectônica do magmatismo Uatumã ainda permanecem como não consensuais entre os pesquisadores. Dall'Agnoll et al. (1994), por exemplo, entendem que esse evento magmático apresenta considerável heterogeneidade geoquímica e petrológica e teria se formado em ao menos dois pulsos principais, um há ca. 2,0 Ga e outro há ca. 1,88 Ga. Nesse contexto se insere a Província Mineral do Tapajós (PMT), que engloba parte da província tectônica Tapajós-Parima e parte da Amazônia Central. A compilação dos dados geocro-

nológicos obtidos em rochas da PMT até aqui indicam que as suítes de rochas cálcio-alcálicas (vulcânicas e plutônicas) agrupam-se em três conjuntos de idades: i) de 2,00 a 1,95 Ga; ii) de 1,90 a 1,89 Ga e; iii) de 1,88 a 1,87 Ga. Juliani et al. (2014) consideram que o magmatismo anorogênico formou-se quase que exclusivamente entre 1,88 e 1,87Ga, com a ascensão dos magmas controlada por grandes fraturas crustais orientadas segundo NW-SE e NE-SW. A este episódio atribuem a denominação de Evento Uatumã *stricto sensu*.

O magmatismo associado aos arcos Tapajônicos apresenta importância metalogenética, pois principalmente no período de 1,97 a 1,88 Ga têm sido identificadas diversas ocorrências de ouro, cobre e molibdênio de afinidade magmática-hidrotermal como sistemas epitermais *high-sulfidation* com alunita e pirofilita, *low-sulfidation* com adularia, e do tipo pórfiro (Au-Cu-(Mo)). No entanto, a falta de mapeamentos em escala adequada e de dados geológicos e geofísicos mais robustos não permitem que a evolução tectônica da Província Mineral do Tapajós e do Cráton Amazônico, bem como as características do magmatismo Uatumã *lato sensu* e a gênese das mineralizações em ouro e metais de base nesta região sejam mais confiavelmente estabelecidas.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área estudada encontra-se inserida na Província Ventuari-Tapajós ou Tapajós-Parima (Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2000) onde ocorrem tonalitos e granodioritos cálcio-alcálicos do Complexo Cuiú-Cuiú (2011 ±23 Ma, Santos et al., 2000), os granitoides, andesitos e basaltos da Suíte Intrusiva Creporizão (1980-1957 Ma, Santos et al., 2001), e os granitoides e vulcânicas félsicas da Suíte Intrusiva Parauari (1885-1877 Ma, Santos et al., 2001). Também são encontrados nessa porção da PMT os litotipos plutônicos de afinidade intraplaca, que variam de monzogranitos a álcali-feldspato granitos, com idades na faixa de 1,88 Ga, atribuídos à Suíte Intrusiva Maloquinha.

A sucessão de rochas vulcânicas cálcio-alcálicas na PMT é principalmente considerada como pertencente ao Grupo Iriri, composto pelas formações Bom Jardim, Salustiano e Aruri, enquanto que a Formação Moraes Almeida e as rochas vulcânicas alcálicas do tipo A compoariam o vulcanismo Uatumã *stricto sensu*

(Lamarão et al., 2002; Juliani et al., 2014). A este evento magmáticos se associariam o granitos do tipo São Jorge mais jovem e os da Suíte Intrusiva Maloquinha. A Formação Bom Jardim é composta predominantemente por andesitos, dacitos, traquiandesitos e latitos, com riolitos, basaltos e rochas piroclásticas associadas, com 1,89 a 1,88 Ga (Almeida et al., 2000; Bahia & Quadros, 2000). Na concepção de Juliani et al. (2005) essa associação representaria a sequência pré-caldeira do magmatismo cálcio-alcálico de arco continental. As formações Salustiano e Aruri representariam a sucessão relacionada à dinâmica da caldeira segundo Juliani et al. (2005). A primeira destas formações é constituída por riolito e rochas piroclásticas de composições riolíticas, riocáciticas e dacíticas de 1,88-1,87 Ga (Santos et al., 2000), pertencentes à série cálcio-alcálica de alto potássio (Bahia & Quadros, 2000). A Formação Aruri é composta por tufo ácidos, ignimbritos, brechas vulcânicas e vulcanoclásticas diversas e representaria a porção mais superficial da sequência vulcânica do Grupo Iriri, com faciologia sugestiva de ambientação pós-caldeira. Sistemas epitermais *high- e low-sulfidation* descritos por Nunes et al. (2000), Nunes (2001), Corrêa-Silva et al. (2001), Juliani et al. (2005) e Aguja-Bocanegra (2013), por exemplo, encontram-se hospedados nos litotipos dessa unidade. Lamarão et al. (2002) individualizaram ainda a subunidade Vila Riozinho, que é composta por andesito basáltico, traquito e riolito de ca. 2,0 Ga, pertencentes à série cálcio-alcálica de alto potássio, com gradações à série shoshonítica. Adicionalmente, Tokashiki (2015) descreveu rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de aproximadamente 1,97 Ga, pertencentes à série cálcio-alcálica, às quais se associa um sistema epitermal *low-sulfidation* com gradação para *intermediate-sulfidation*, com minério de caráter polimetálico representado pela associação galena + pirita + calcopirita ± esfalerita ± ouro ± electrum ± prata.

RESULTADOS

A Vila Patrocínio se localiza na porção central da PMT, a aproximadamente 300 quilômetros ao sul da cidade de Itaituba, nas proximidades das Vilas Creporizão e Creporizinho como ilustrado na Figura 2. O acesso à vila se dá por via terrestre pela rodovia Transgarimpeira, de onde se toma o ramal para o Patrocínio.

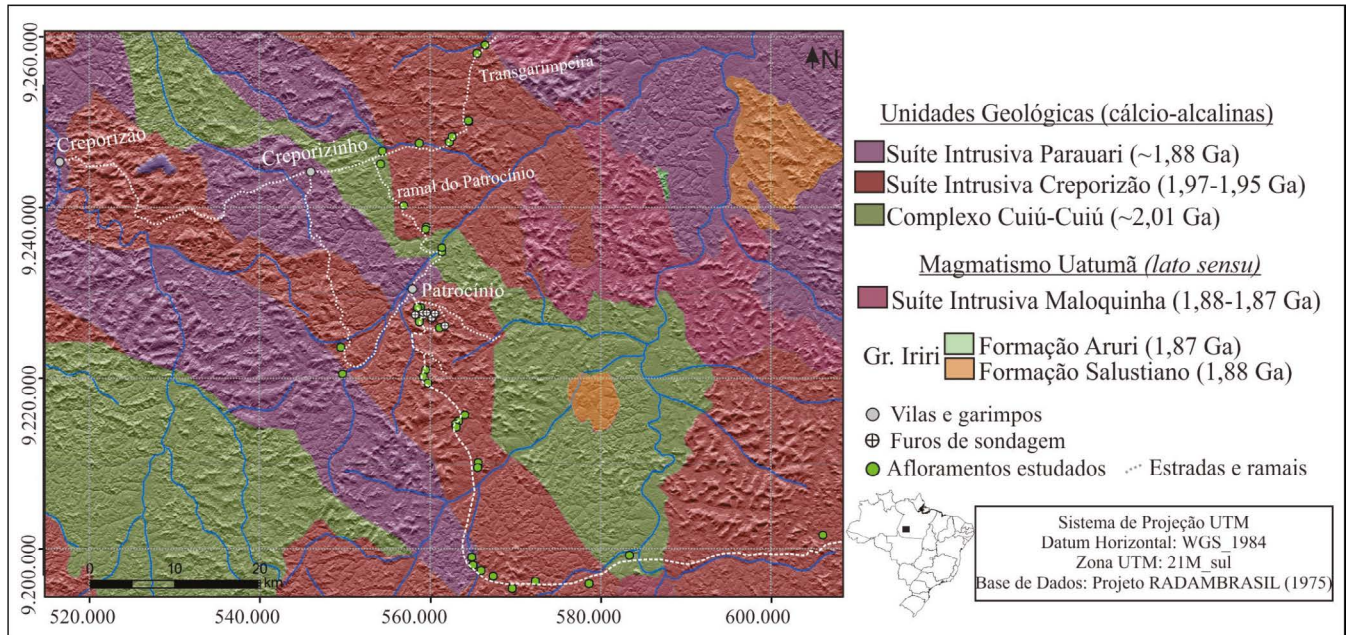


Figura 2 - Mapa geológico com a localização da Vila Patrocínio, incluindo os ramais de acesso e vilarejos nas suas adjacências. Mapa geológico da área, segundo Ferreira et al. (2004), sobre modelo digital de elevação gerado a partir de imagem SRTM. Os afloramentos estudados e as localizações das sondagens diamantadas estão indicados pelos pontos verdes e brancos, respectivamente.

GEOLOGIA LOCAL

Geomorfologicamente a região é caracterizada por um padrão de relevo pouco acentuado, onde dominam morros e morrotes de baixa declividade que por sua vez estão distribuídos em meio a extensas superfícies aplainadas pela erosão. As principais unidades geológicas que afloram na região da Vila Patrocínio são a suítes intrusivas Creporizão e Parauari (Ferreira et al., 2004). Os afloramentos nas estradas nas proximidades da Vila Patrocínio são formados predominantemente por sieno- e monzogranitos maciços, leucocráticos e porfiríticos. Quase sempre são magnéticos ao imã de mão e não apresentam alteração hidrotermal expressiva ou indícios de mineralização. Menos frequentemente ocorrem granodioritos maciços, leucocráticos, inequigranulares, fracamente magnéticos, por vezes com encraves microgranulares máficos. Localmente foram verificados blocos de restos de migmatitos de altas taxas de fusão em meio aos granitos.

A descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem, da mesma forma, mostrou o predomínio de sieno- e monzogranitos, os quais são os principais hospedeiros da mineralização aurífera. O minério é representado por veios e/ou vênulas de quartzo, pirita e, por vezes, ouro visível, que se concentra preferencialmente nos trechos onde as rochas foram fortemente hidrotermalizadas. Subordinadamente estão presentes corpos de monzonitos e de sienitos maciços, porfiríticos,

leucocráticos, magnéticos ou fracamente magnéticos, afetados por alteração hidrotermal em diferentes intensidades. Predomina a alteração potássica, mas zonas de alterações propilitica, sericítica, silicificação, sulfetização e hematitização estão também presentes. Em diversos intervalos verificou-se também alteração carbonática fissural, por vezes também em estilo pervasivo, resultando na obliteração quase total das paragêneses primárias. Diferentemente dos sieno- e monzogranitos, que apresentam apenas pirita, monzonitos e sienitos apresentam pirita e pirrotita disseminadas e, subordinadamente, na forma de veios e vênulas. Por se tratar de testemunhos de sondagem, não foi possível definir a relação espacial dos monzonitos e sienitos com os granitos.

Granodiorito e tonalito maciços, leucocráticos e fracamente magnéticos são as rochas encaixantes dos granitos e dos monzonitos. Comumente são verificados xenólitos destes nos demais litotipos. Essas rochas foram descritas apenas nos testemunhos mais distais das mineralizações e, de modo geral, não apresentam alteração hidrotermal intensa. Rochas sub-vulcânicas ácidas e básicas e aplitos ocorrem como diques nos granitos, sendo comum no contato a presença de veios e vênulas de pirita e quartzo mineralizados em ouro.

Em alguns trechos dos testemunhos de sondagem as rochas apresentam textura cataclástica com fragmentos de megacristais de feldspato potássico e cimentação

por quartzo leitoso. Nas bordas dos veios, próximo aos fragmentos, podem ser vistas relíquias de texturas de *open-and-fill* e drusas de quartzo com intercrescimento de feldspato marrom-avermelhado sugestivo de tratar-se de adulária.

PETROGRAFIA

Sob microscópio petrográfico os granodioritos caracterizam-se como rochas maciças, leucocráticas e porfiríticas, com fenocristais de plagioclásio (Fig. 3A) compostas predominantemente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, anfibólio e titanita, com clorita e clinozoisita hidrotermais. Os fenocristais são subedrais ou eudrais e zonados, com teores de anortita variando de labradorita (An55) a bytownita (An71), o que sugere assimilação ou mistura de magmas félsicos e máficos na sua formação. As porções mais externas dos cristais estão frequentemente saussuritizadas, indicando um zonamento composicional inverso (Fig. 3B e 3C) e, por vezes, ocorrem inclusões e núcleos de feldspato potássico. O feldspato potássico da matriz compõem cristais comumente subedrais ou anedrais, evidenciando fase de cristalização precoce. Como minerais máficos ocorrem hornblenda e biotita geralmente associados e/ou intercrescidos em agregados dispostos entre as demais fases minerais da rocha, conforme evidenciado nas Figuras 3B e 3D.

Os monzo- e sienogranitos são rochas maciças, leucocráticas e porfiríticas (Fig. 4A) compostas por feldspato potássico (40% vol.), quartzo (30% vol.), plagioclásio (25% vol.) e biotita (4% vol.), com anfibólio, titanita, allanita e zircão como minerais acidentais (1% vol.) ou acessórios e epidoto, carbonato, sericita e clorita secundários. Os monzogranitos apresentam fenocristais euédricos e anédricos de plagioclásio, comumente com núcleos de feldspato potássico configurando uma textura *rapakivi* (Fig. 4C). Os cristais de plagioclásio estão saussuritizados em intensidades variadas, mas mais intensamente nas porções com maiores teores de anortita (An55–An68), sendo os cristais com composições de andesina (An35) mais límpido. Feldspato potássico ocorre também como megacristais nos monzogranitos, mas são relativamente menos abundantes e apresentam hábitos variando de subédricos a anédricos. Os mine-

rais máficos, de modo geral, ocorrem em aglomerados, onde predomina biotita, por vezes cloritizada. Os cristais de biotita variam de eudrais a anedrais, são fortemente pleocróicos, com cores variando de castanho-avermelhado a esverdeado à medida que se alteram para clorita. Halos de pleocroísmo em cristais de biotita são devidos à pequenas inclusões de zircão. Associam-se à biotita cristais euédricos e subédricos de titanita, minerais opacos e epidoto subedral, além de anfibólio pleocróico verde, anedral e subedral. Cristais euédricos de allanita ocorrem como traço e se associam aos aglomerados de minerais máficos. Quartzo ocorre como cristais finos predominantemente anédricos dispersos na matriz e, localmente, ocorrem como cristais mais grossos. A Figura 4D ilustra uma feição comum em alguns dos monzogranitos, nas quais se nota um cristal de plagioclásio anédrico com bordas corroídas e aspecto turvo sob polarizadores paralelos sendo progressivamente transformado em feldspato potássico, processo indicativo de alteração hidrotermal.

Os sienogranitos são dominados por fenocristais euédricos e subédricos de feldspato potássico, contendo muitas vezes núcleos e inclusões de plagioclásio. Estes, por sua vez, se encontram intensamente saussuritizados e, menos frequentemente, o plagioclásio ocorre como cristais euédricos e subédricos mais grossos. Como mineral máfico ocorre biotita, geralmente associada a minerais opacos, constituindo aglomerados. A biotita se apresenta como cristais subédricos com pleocroísmo variando de marrom-escuro a marrom-claro. A maioria dos cristais se encontra parcial a totalmente cloritizados e entre a biotita ígnea de cor marrom e a clorita forma-se biotita verde. Em algumas amostras foi possível perceber a presença de óxido de ferro associado aos aglomerados de minerais máficos. Esses litotipos foram afetados por alteração hidrotermal em estilos e intensidades variadas. A mais comum é a alteração potássica, que se caracteriza pela substituição do plagioclásio ígneo por feldspato potássico (Fig. 4D), tendo associado a formação de biotita hidrotermal verde ou verde-acastanhado que substitui a biotita ígnea de cor marrom. Nas porções mais distais do alvo, sienogranitos potassificados são cortados por veios de albita + clorita + epidoto, diagnósticos da alteração propilítica, como se observa na Figura 4B.

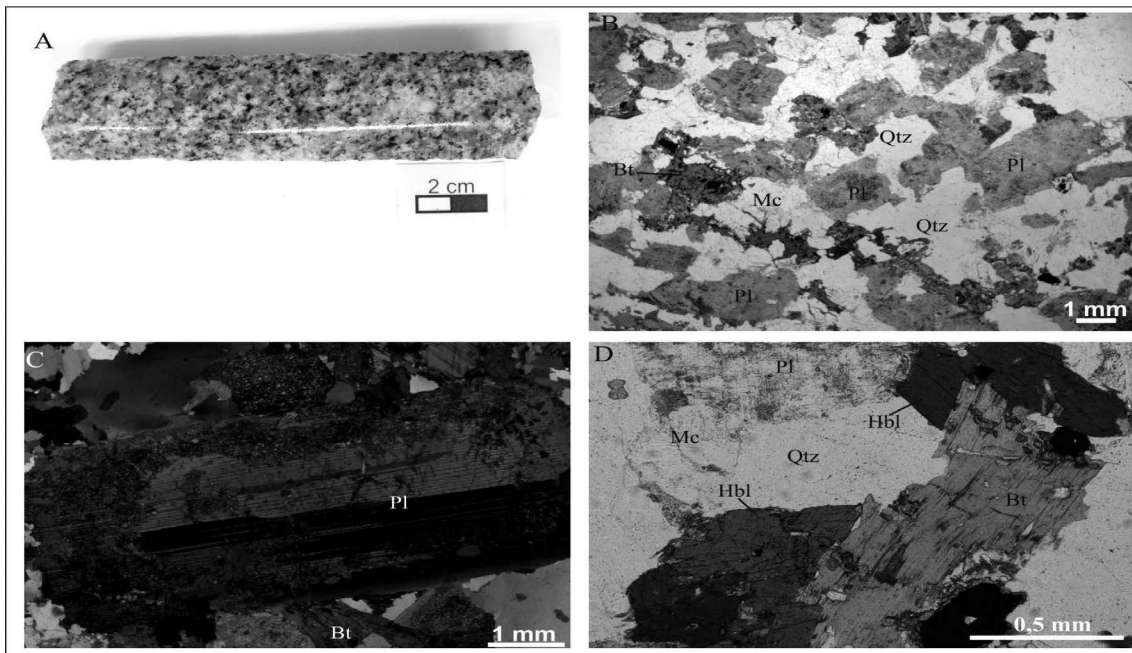


Figura 3 - A) Imagem de testemunho de sondagem de granodiorito porfirítico maciço e leucocrático; B) Aspecto geral da seção delgada da amostra de granodiorito, onde se notam agregados de biotita com hornblenda associada e cristais de plagioclásio saussuritizados, ainda com relíquias de zonamentos composicionais. Fotomicrografia sem o filtro analisador; C) Fenocristal de plagioclásio zonado com borda intensamente saussuritizada. Fotomicrografia com filtro analisador; D) Detalhe de agregado de minerais máficos, com cristais de hornblenda e biotita subedrais. Fotomicrografia sem o filtro analisador. Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Bt: biotita; Mc: microclínio; Hbl: hornblenda. Abreviações segundo Kretz (1983) e Siivola & Schmid (2007).

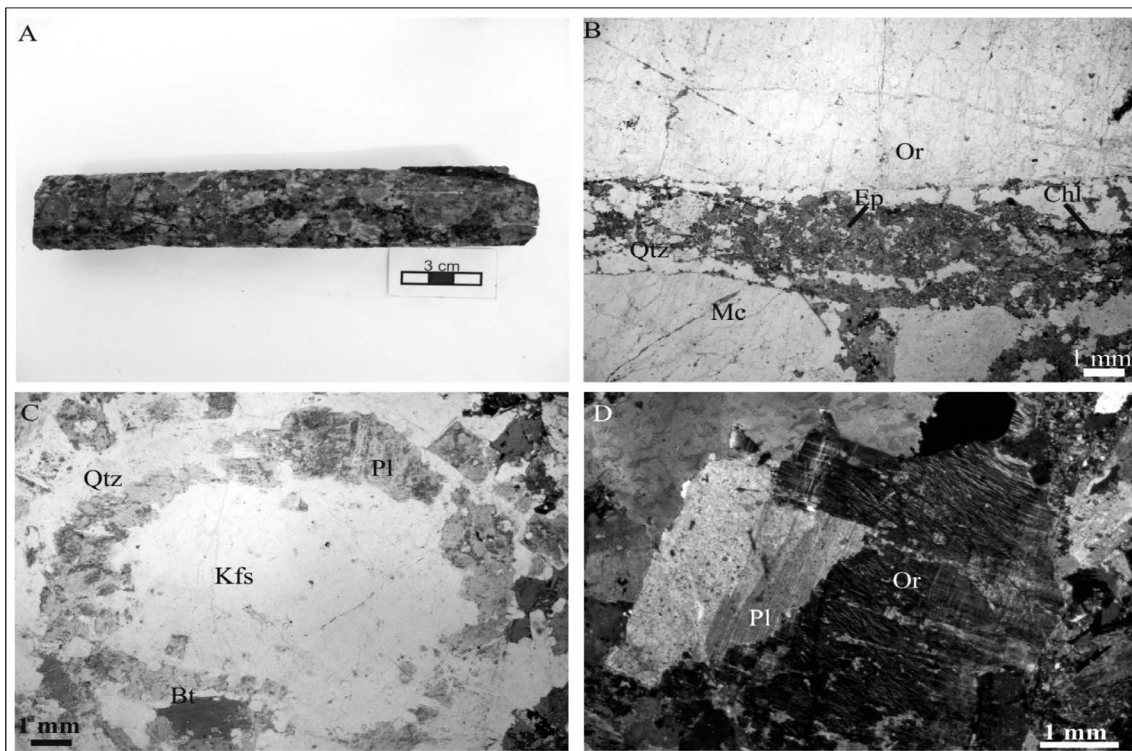


Figura 4 - A) Imagem de testemunho de sondagem do sienogranito porfirítico maciço e leucocrático; B) Seção delgada da amostra em "A" com vênula de aproximadamente três milímetros de espessura composta por clorita, epidoto, quartzo e minerais opacos. Fotomicrografia sem o filtro analisador; C) Aspecto ao microscópio de monzogranito onde se observa plagioclásio parcialmente saussuritizado (de aspecto turvo) ao redor do feldspato potássico em textura rapakivi, aglomerados de minerais máficos e grãos de quartzo (mais lípidos). Fotomicrografia sem o filtro analisador; D) Monzogranito porfirítico com alteração potássica em que plagioclásio primário (porção esquerda da fotomicrografia) é gradativamente substituído por feldspato potássico hidrotermal. Notar a biotita hidrotermal verde a verde-acastanhado associada. Fotomicrografia com o filtro analisador. Or: ortoclásio; Ep: epidoto; Chl: clorita; Qtz: quartzo; Mc: microclínio; Kfs: feldspato potássico. Abreviações segundo Kretz (1983) e Siivola & Schmid (2007).

Os sienitos, quartzo-sienitos, monzonitos e quartzo-monzonitos são petrograficamente semelhantes, diferindo entre si, em essência, quanto ao conteúdo de plagioclásio e quartzo. São rochas maciças, leucocráticas e porfíricas (Fig. 5A). Os monzonitos e os quartzo-monzonitos são caracterizados pela presença de megacristais eudrais e subedrais de plagioclásio comumente saussuritizados (Fig. 5B) e subedrais de feldspato potássico, ambos totalizando de 70 a 80% vol. nas contagens modais. O quartzo alcança concentrações máximas em torno de 12% vol. Os minerais máficos e opacos se distribuem na matriz e são representados respectivamente por clorita secundária e sulfetos (Fig. 5C e 5D).

Os sienitos e quartzo-sienitos são caracterizados pela presença de megacristais eudrais a anédricos de feldspato potássico, frequentemente com núcleos com cristais de plagioclásio eudrais a subedrais inclusos. O quartzo constitui cristais anédricos ou subédricos distribuídos na matriz da rocha. O índice de cor não passa de 10%, sendo clorita e epidoto secundários os principais minerais máficos.

Tanto os monzonitos quanto os sienitos se encontram comumente afetados por alterações hidrotermais que incluem alteração potássica, carbonatização, sericitização, cloritização e epidotização, tanto no estilo fissural quanto pervasivo (Fig. 5C). Sericitização e cloritização são de caráter tardio e apresentam pirrotita, pirita e, menos frequentemente, calcopirita.

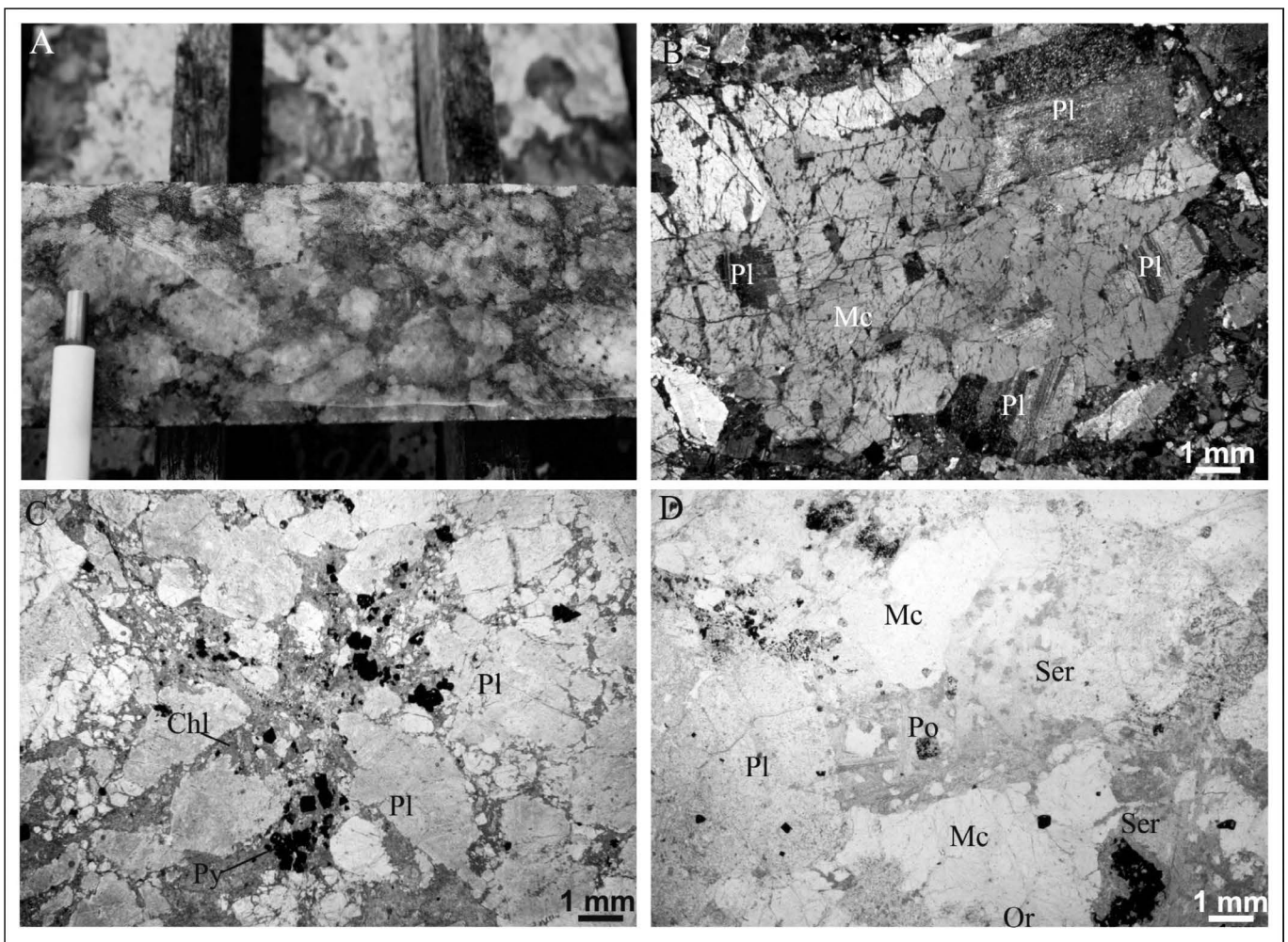


Figura 5 - A) Imagem de testemunho de sondagem de monzonito maciço, porfírico e leucocrático; B) Megacristais de microclínio eudráico com núcleos preservados de plagioclásio levemente saussuritizados. Fotomicrografia sem filtro polarizador; C) Fenocristais de plagioclásio intensamente fraturados e parcialmente saussuritizados, com clorita e pirita na matriz. Fotomicrografia sem filtro polarizador; D) Megacristais de microclínio subedrais englobando cristais subédricos de plagioclásio saussuritizado, com clorita associada. Notar a sericitização do plagioclásio, à qual se associam cristais eudráicos de pirrotita. Fotomicrografia sem filtro polarizador. Pl: plagioclásio; Mc: microclínio; Chl: clorita; Py: pirita; Po: pirrotita; Qtz: quartzo; Ser: sericita; Or: ortoclásio. Abreviações segundo Kretz (1983) e Sii-vola & Schmid (2007).

Os pórfiros se caracterizam como rochas maciças e leucocráticas (Fig. 6A) de composições variando entre monzogranítica e granodiorítica e intercrescimentos granofírico relativamente frequentes. São constituídos por fenocristais de plagioclásio (30 a 35% vol.) com até um centímetro de comprimento, quase sempre euedrais, zonados composicionalmente e com núcleos saussuritizados. Apresentam teores de anortita nos núcleos que variam de An57 a An66 (labradorita) e bordas relativamente mais límpidas (Fig. 6C), com composições variando de An07 (albita) a An32 (andesina). Feldspato potássico (25 a 40% vol.) ocorre também como cristais

grossos anedrais e subedrais, comumente apresentando inclusões de plagioclásio saussuritizado nos núcleos. Minerais máficos (10% vol.) formam aglomerados, tendo sido reconhecidos biotita, clorita, hornblenda, epidoto, titanita e opacos (Fig. 6B e 6D). A biotita forma cristais subedrais ou anedrais, apresentam colorações esverdeadas e estão parcialmente cloritizadas. Cristais de titanita euedrais e subedrais e de epidoto anédricos e subédricos ocorrem associados à biotita. Hornblenda constitui cristais anédricos fortemente pleocróicos, com cores verdes. Ocasionalmente ocorrem turmalina e allanita, ambas como cristais euédricos.

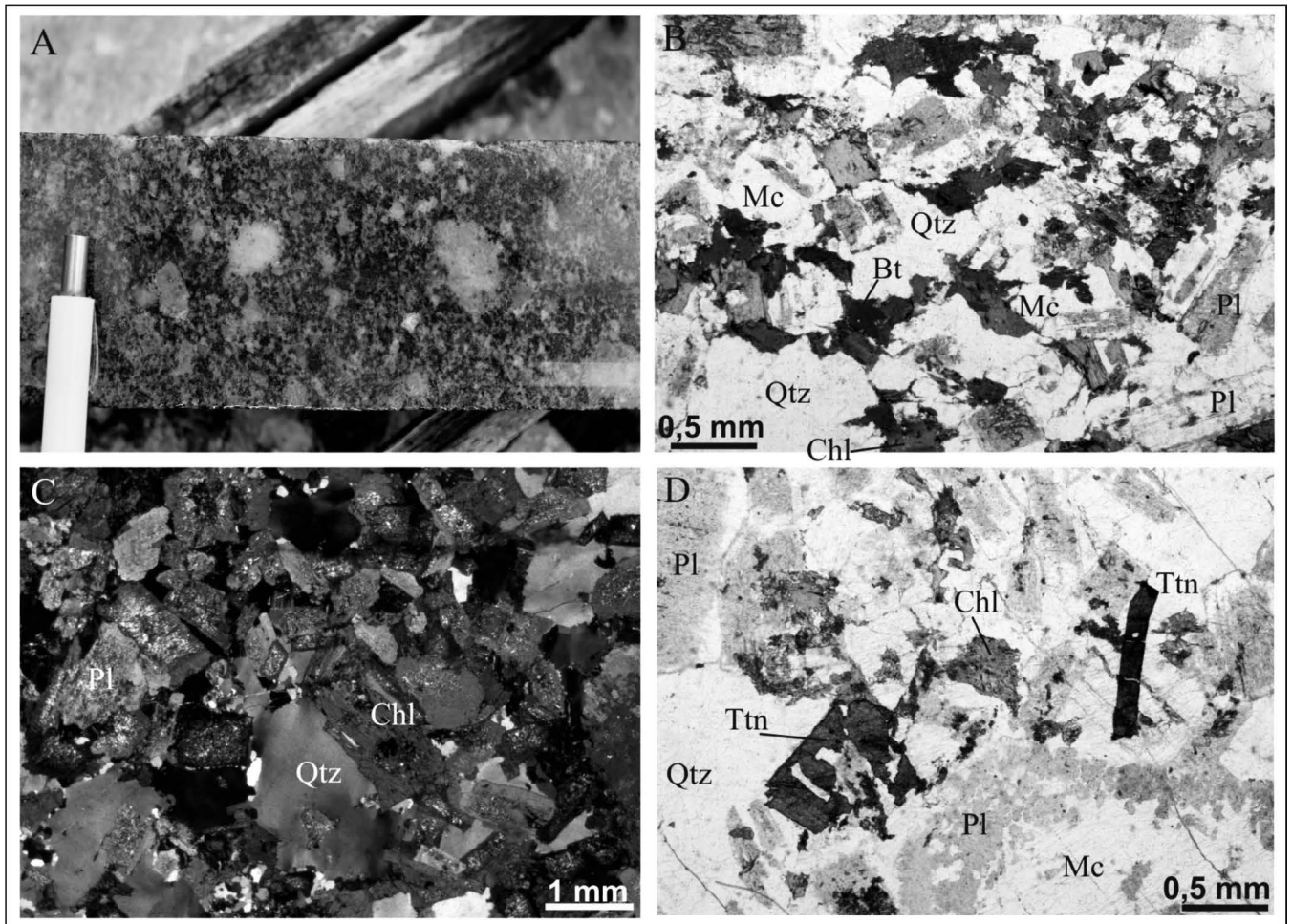


Figura 6 - A) Imagem de testemunho de sondagem de pórfiro monzogranítico leucocrático maciço; B) Fotomicrografia da rocha anterior, com cristais anédricos de quartzo e microclínio e subédricos de plagioclásio e biotita parcialmente cloritizada. Fotomicrografia sem filtro analisador; C) Cristais de plagioclásio euedricos e subédricos, com núcleos saussuritizados, quartzo anedral e clorita. Fotomicrografia com filtro analisador; D) Cristal subedral de microclínio com quartzo e plagioclásio saussuritizado, clorita e titanita euédrica e subédrica. Fotomicrografia sem filtro analisador. Qtz: quartzo; Mc: microclínio; Chl: clorita; Ttn: titanita; Pl: plagioclásio; Bt: biotita. Abreviações segundo Kretz (1983) e Siivola & Schmid (2007).

Os riolitos e traquiandesitos são rochas de colocação tardias em relação às demais anteriormente descritas e ocorrem como diques com espessura de até 13 metros. Os riolitos (Fig. 7A) apresentam granulação fina, textura afanítica, são quase sempre maciços, mas por vezes apresentam orientação por fluxo magmático. Estes litotipos são predominantemente esferulíticos

(Fig. 7C), resultado do processo de cristalização do vidro original da rocha em estado subsolidus. Algumas partes dos riolitos estão intensamente fraturadas, com presença de sericitização nas fissuras (Fig. 7B e 7C). O fraturamento desenvolveu-se preferencialmente nas porções esferulíticas, não sendo observado nas porções microcristalinas, como se nota na porção superior da

Figura 7B, onde predomina sericita e quartzo. Cristais de quartzo com poucos milímetros de diâmetros ou de comprimento comumente apresentam bordas de reação e formas arredondadas devidas à reabsorção magmática, como pode ser observado na Figura 7D. Os espaços vazios, como cavidades mirolíticas e fraturas, encontram-se preenchidos por carbonato, pirita, sericita ou clorita. A Figura 7B mostra uma cavidade mirolítica preenchida por carbonato numa porção da rocha intensamente fraturada. Além disso, vênulas de clorita, quartzo e pirita, como apresentado na Figura 7D, são comuns nesses litotipos.

Os traquiandesitos apresentam granulação fina, textura afanítica, são maciços e mesocráticos (Fig. 8A).

São compostos por plagioclásio (aproximadamente 50% vol.) formando cristais euédricos e subédricos, por vezes saussuritizados, principalmente nos núcleos, como se observa na Figura 8B. Quartzo é ausente ou escasso e, quando presente, forma cristais anédricos e agregados, definindo uma textura glomeroporfírica, como se nota na Figura 8D. Os minerais máficos são representados por titanita (5% vol.), hornblenda (25% vol.), epidoto (5% vol.), biotita (10% vol.) e minerais opacos (5% vol.). Titanita ocorre como cristais euédricos ou subédricos dispersos pela rocha, em distribuição e texturas análogas às dos minerais opacos, cujo hábito sugere ser predominantemente pirita.

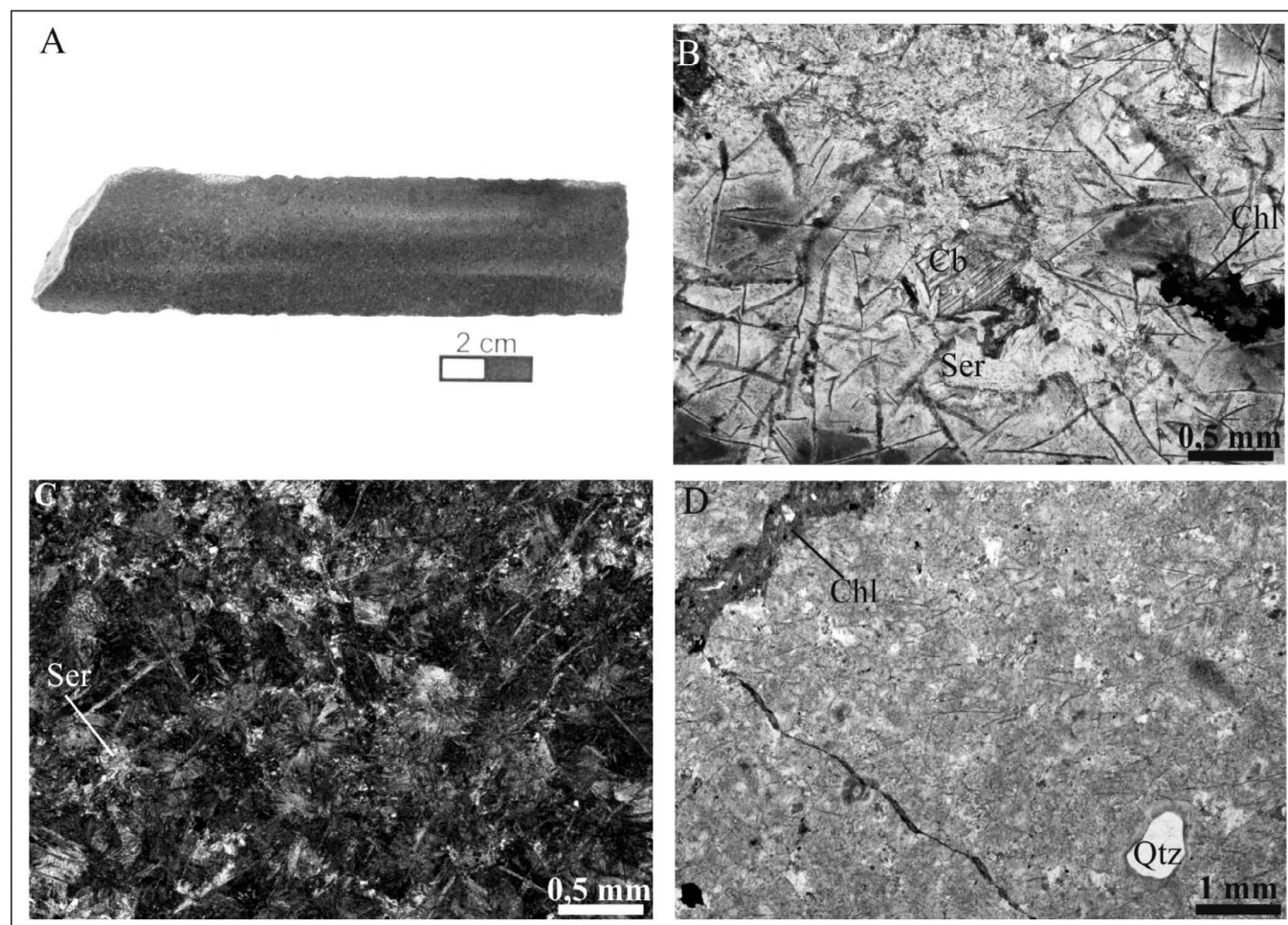


Figura 7 - A) Aspecto macroscópico do riolito fino, maciço e com fraca alteração potássica fissural; B) Cavidade mirolítica preenchida por carbonato. Notar o intenso fraturamento do litotipo com exceção da porção microcristalina localizada na parte superior esquerda da fotomicrografia. Imagem tomada sem o filtro analisador; C) Esferulitos com aproximadamente 0,5 mm de diâmetro, com cristalitos em arranjos radiados e fraturas de resfriamento no material vítreo. Fotomicrografia com filtro analisador; D) Vênula de clorita e quartzo cortando o riolito, com matriz vítrea fraturada, Notar grão arredondado de quartzo com aproximadamente 1 mm de diâmetro, com bordas de reabsorção. Fotomicrografia sem filtro analisador. Fotomicrografia sem o filtro analisador. Chl: clorita; Qtz: quartzo; Cb: carbonato; Ser: sericita. Abreviações segundo Kretz (1983) e Siivola & Schmid (2007).

O anfibólio forma cristais euédricos a subédricos de cores verdes e estão parcialmente substituídos por biotita (Fig. 8C). A biotita apresenta pleocroísmo em tons esverdeados, conforme pode ser visto na Figura

8C. Também como produto da alteração dos anfibólios, mas menos abundante, ocorre epidoto. Vênulas de titanita e leucoxênio são comuns nos traquiandesitos.

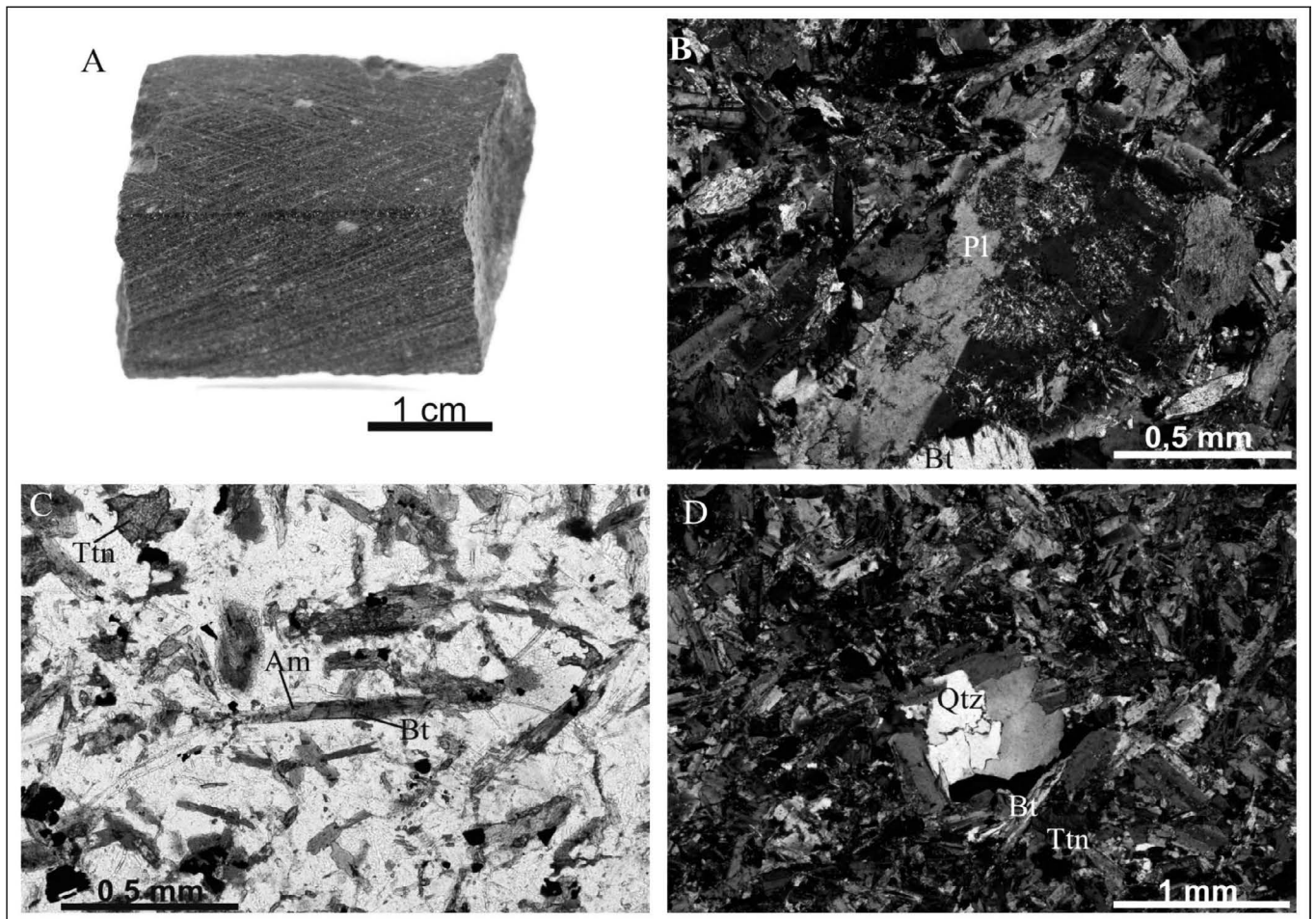


Figura 8 - A) Aspecto macroscópico de um amostra de traquiandesito maciço, fino e afanítico; B) Fotomicrografia do traquiandesito com cristal subedral de plagioclásio com núcleo saussuritizado. Fotomicrografia sem filtro analisador; C) Mesma rocha anterior, com anfibólio primário sendo substituído por biotita secundária com exsolução de minerais opacos. Notar a titanita subédrica na parte superior da micrografia. Fotomicrografia sem filtro analisador; D) Aglomerado de cristais anedrais de quartzo, caracterizando uma textura glomeroporfírica. Fotomicrografia com filtro analisador. Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Ttn: titanita; Am: anfibólio; Qtz: quartzo. Abreviações segundo Kretz (1983) e Siivola & Schmid (2007).

A mineralização aurífera na região da Vila do Patrocínio é formada por pequenos veios e disseminações em granitos. Os veios e vênulas de quartzo e pirita ou de sulfetos estão sempre hospedados nos granitos. A mineralização de ouro é venular e se concentra nos intervalos onde as rochas

estão afetadas por forte alteração potássica, como exemplificado na Figura 9A. Um outro estilo de mineralização se relaciona com os monzonitos (Fig. 9B) com pirrotita disseminada, sem ou com pouca pirita, em intervalos afetados por intensa alteração carbonática e sericítica.

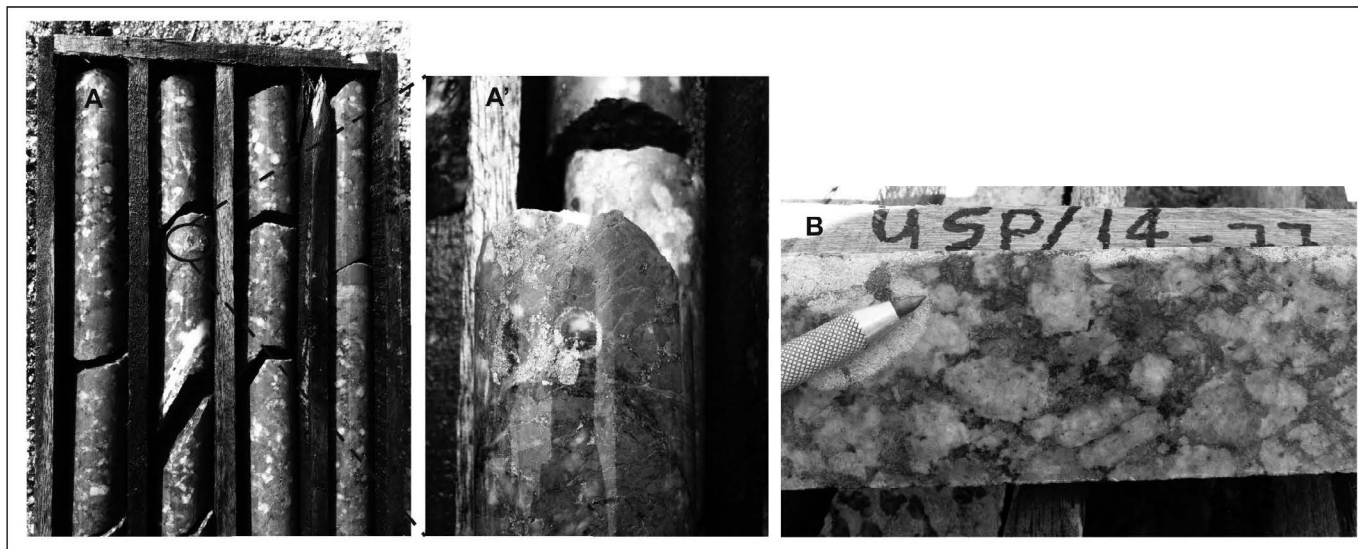


Figura 9 - A e A') Sienogranito maciço, intensamente afetado por alteração potássica, onde ocorrem veios e vênulas de quartzo + pirita com ouro visível destacado no círculo amarelo; B) Sienito porfirítico, leucocrático, mineralizado em ouro, com pirita, pirrotita e carbonato disseminados.

SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

A susceptibilidade magnética (SM) das rochas foi medida com susceptibilímetro de mão, modelo KT-10 da Terraplus. A Figura 10 apresenta uma síntese dos resultados em formato de *box plot*.

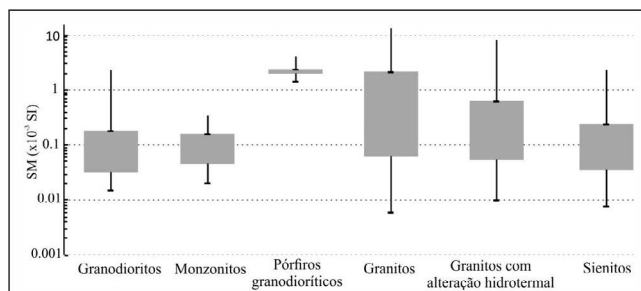


Figura 10 - Valores de susceptibilidade magnética ($\times 10^{-3}$ SI) medidos para os litotipos intrusivos.

De modo geral, os maiores valores de SM foram verificados para os granitos (monzo- e sienogranitos), que são tipicamente magnéticos ao ímã de mão, com valor médio de $1,78 \times 10^{-3}$ SI e máximo de $13,1 \times 10^{-3}$ SI em amostras enriquecidas em magnetita. Para os mesmos litotipos, porém afetados por alteração potássica e/ou sericitica, foram observados resultados ligeiramente menores de SM, que atingem o máximo de $8,79 \times 10^{-3}$ SI e média de $0,87 \times 10^{-3}$ SI como se observa na Figura 10. Valores na mesma ordem de grandeza, porém menos dispersos, foram medidos para os pórfiros granodioríticos, que por sua vez apresentam maiores concentrações de minerais ferromagnesianos (até 10% vol.), com SM média de $1,77 \times 10^{-3}$ SI e valor máximo de $3,23 \times 10^{-3}$ SI.

Granodioritos, monzonitos e sienitos apresentaram valores de SM equivalentes, sendo que dentre

esses litotipos apenas os dois primeiros apresentaram-se magnéticos, ainda que fracamente, ao ímã de mão. Os granodioritos, que afloram apenas nas partes mais distantes das zonas mineralizadas, apresentaram valor médio de SM de $0,18 \times 10^{-3}$ SI, sendo as medidas acima de $1,0 \times 10^{-3}$ SI tratadas como *outliers* e, portanto, não representativas da rocha. Os resultados para os monzonitos, onde foi identificada a ocorrência de pirrotita como mineral traço, apresentaram baixa dispersão e média de $0,11 \times 10^{-3}$ SI. Já para os sienitos o valor médio de SM foi de $0,26 \times 10^{-3}$ SI, sendo consideradas *outliers* as medidas acima de $1,0 \times 10^{-3}$ SI.

A maioria dos resultados adquiridos são inferiores a $3,0 \times 10^{-3}$ SI que separa os granitos da série da ilmenita dos granitos da série da magnetita (Ishihara, 1977, 1990), fato que permite encaixar a maioria das amostras como pertencentes à série da ilmenita. Apenas algumas medidas adquiridas para os granitos e para os pórfiros granodioríticos encontram-se no campo da série da magnetita.

LITOGEOQUÍMICA

Foram selecionadas para essa etapa amostras representativas de todos litotipos que ocorrem nos arredores da Vila Patrocínio o mais preservadas possível das alterações hidrotermais. Os resultados indicam, tanto para os litotipos intrusivos quanto para os extrusivos, assinatura compatível com rochas das séries cálcio-alcalinas no diagrama AFM (Fig. 11A) de Irvine & Baragar (1971). Quanto aos índices de saturação em alumínio (ASI) versus álcalis e cálcio (MALI) de Shand

(1943), são classificadas como metaluminosas e peraluminosas (Fig. 10B). No diagrama de $K_2O \times SiO_2$ de Peccerillo & Taylor (1976) estas rochas são cálcio- alcalinas

de alto potássio, com gradações para a série shoshonítica (Fig. 11C). Entretanto, os sienitos se concentram no campo de rochas da série shoshonítica.

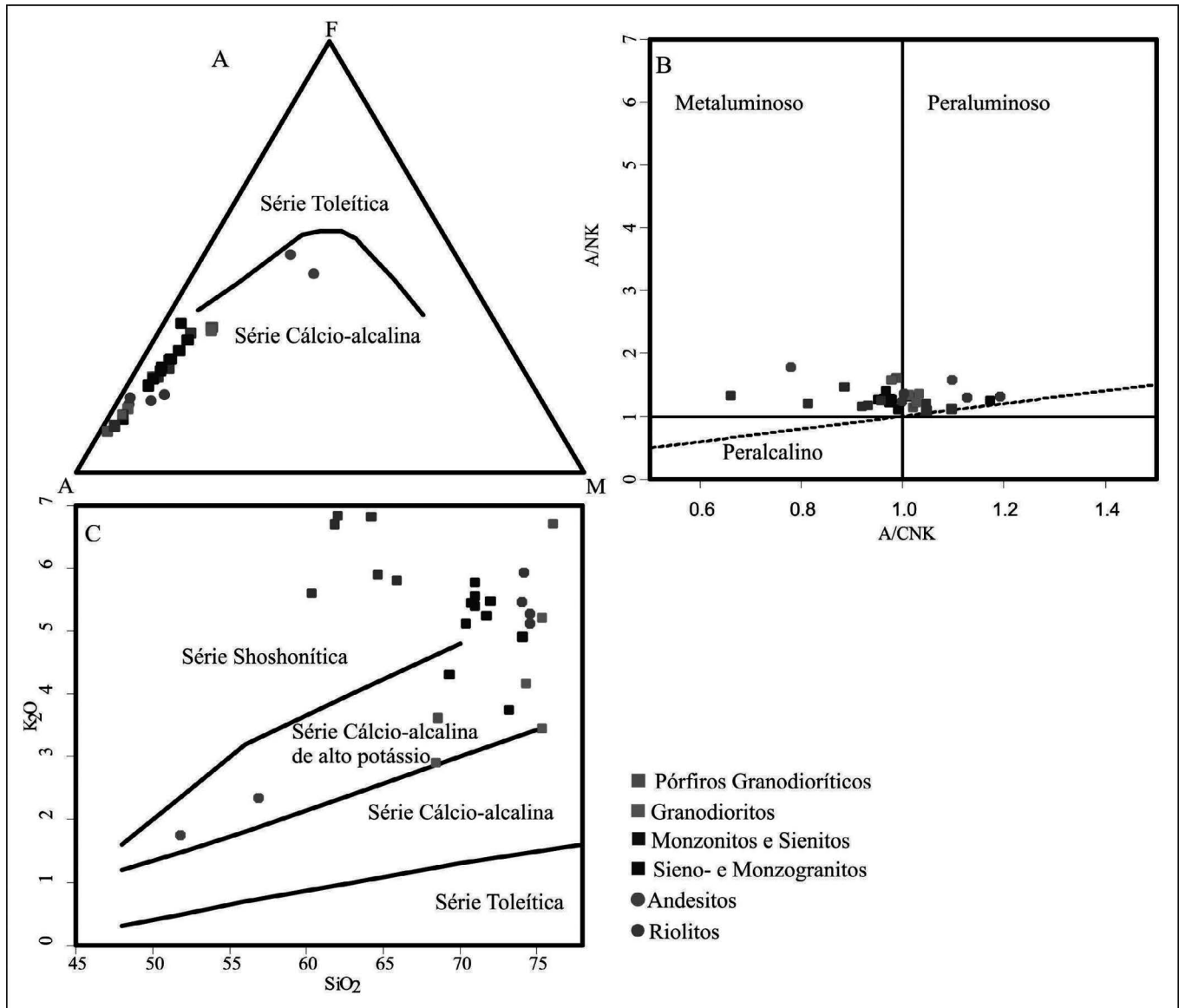


Figura 11 - A) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) classificatório de séries magmáticas, onde A = $Na_2O + K_2O$; F = FeO e M = MgO, indicando que as rochas analisadas pertencem à serie cálcio-alkalina; B) Diagrama de saturação em alumina A/CNK x A/NK de Shand (1943), onde A = Al_2O_3 , C = CaO, N = Na_2O e K = K_2O , indicando que as rochas variam de peraluminosas a metaluminosas; C) Diagrama $K_2O \times SiO_2$ de Peccerillo & Taylor (1976) para classificação das séries magmáticas subalcalinas, onde dominam os litotipos pertencentes à série cálcio-alkalina de alto potássio e à série shoshonítica.

Os elementos traço foram utilizados para a elaboração de diagramas de ambientação tectônica (Fig. 12), segundo proposta de Pearce et al. (1984). Os granitoides têm composições químicas que se posicionam principalmente nos campos de granitos de arco vulcânico (VAG) e de granitos sin-colisionais (syn-COLG), com poucas amostras no campo de granitos intraplaca (WPG). Tendência semelhante foi observada para os

sienitos e monzonitos, no entanto, esses litotipos têm composições mais compatíveis com granitos formados em ambiente intraplaca. As amostras de granodiorito e de pórfiro granodiorítico se concentram nos campos granitos sin-colisionais e de arco vulcânico. No diagrama de Ta x Yb as amostras de pórfiro granodiorítico encontram-se no limite entre os campos de granitos sin-colisionais e intraplaca.

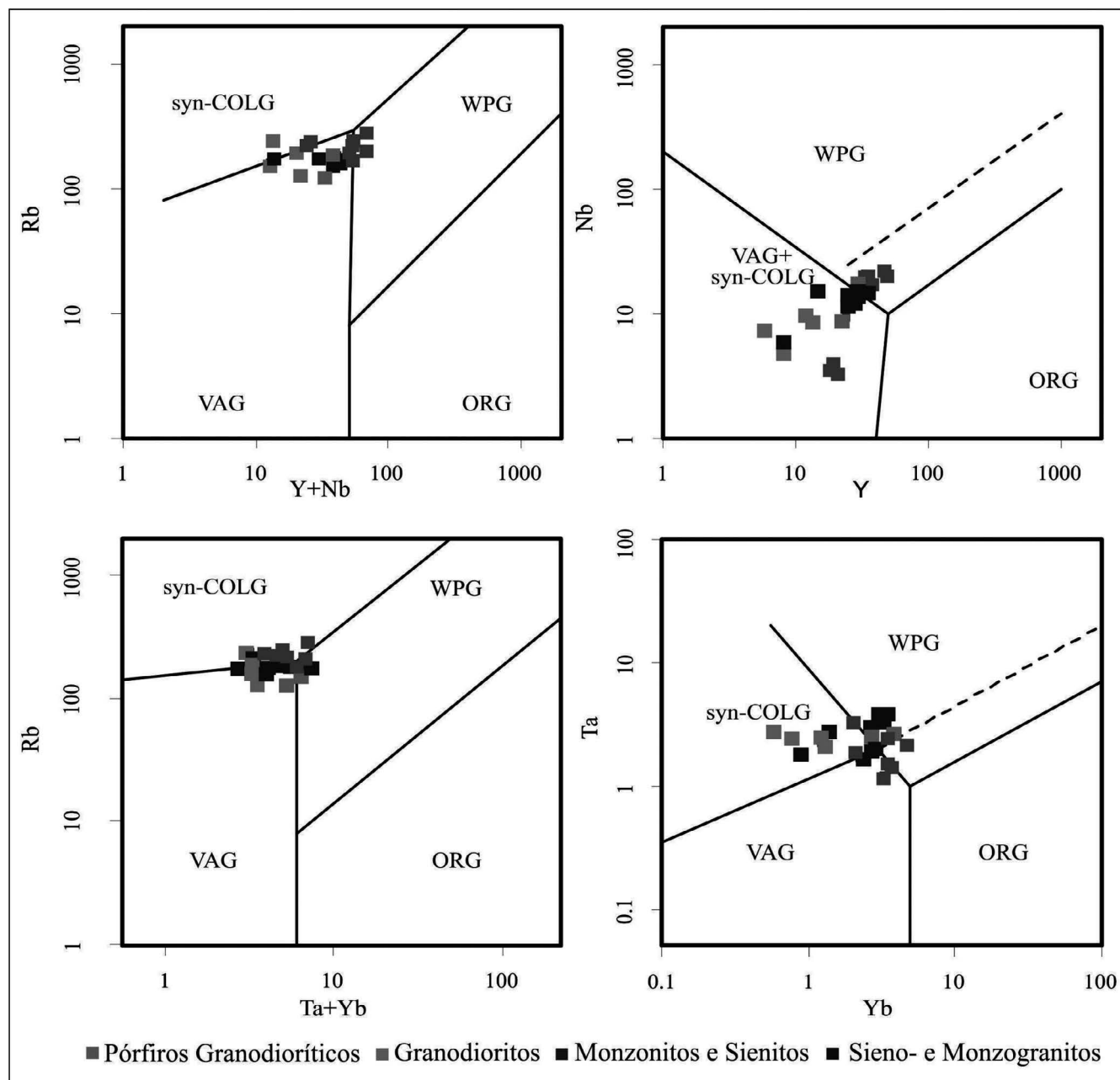


Figura 12 - Diagramas de discriminação tectônica para rochas graníticas segundo Pearce et al. (1984). Syn-COLG: granitos sin- colisionais; VAG: granitos de arco-vulcânico; WPG: granitos intra-placa; ORG: granitos de cadeia oceânica

GEOCRONOLOGIA

Análises geocronológicas U-Pb em zircão em amostras representativas de cada um DDD litotipos, foram feitas em equipamento SHRIMP-IIe/MC do Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. A preparação das amostras seguiu as rotinas estabelecidas pelo laboratório, com a britagem inicial das amostras, seguida pela moagem do britado e peneiramento para fração granulométrica entre 0,150 e 0,060 mm. Posteriormente os minerais mais e menos densos foram separados em mesa vibratória e as frações mais e menos magnéticas dos concentrados de minerais densos, após

a secagem, foram separadas em separador magnético do tipo Frantz. Depois de separados os minerais mais fortemente magnéticos, o material remanescente foi encaminhado para separação com bromofórmio ($d = 2,89 \text{ g/cm}^3$) e iodeto de metileno ($d = 3,32 \text{ g/cm}^3$). Após o tratamento com líquidos densos os concentrados com zircão foram colocados em placa de Petri e, com o auxílio de lupa, foi feita a catação com pinça dos minerais para a posterior preparação dos mounts. Com o uso de imagens de catodoluminescência foram selecionados os melhores grãos para serem analisados, evitando-se aqueles que apresentavam fraturas, metamictização e inclusões. Foram obtidas idades no intervalo de ca. 1,99 Ga a ca. 1,95 Ga, como pode ser visto na Figura 13.

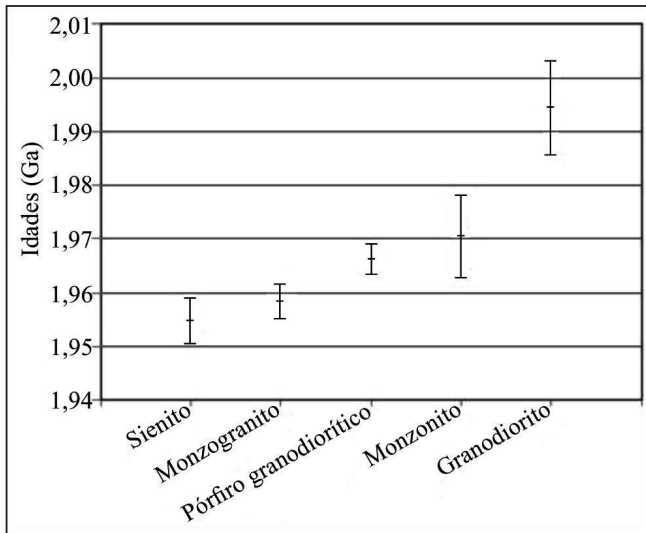


Figura 13 - Síntese dos resultados de geocronologia U-Pb em zircão. A extensão das barras ilustra a margem de erro de cada uma das idades obtidas.

DISCUSSÃO

Os dados mostram que na região da Vila Patrocínio predominam sieno- e monzogranitos maciços, leucocráticos, predominantemente magnéticos. Monzonitos, sienitos, pórfiros e granodioritos ocorrem em menor volume. Tanto sienitos quanto monzonitos são maciços, leucocráticos, inequigranulares e apresentam sulfetos disseminados (pirita e pirrotita). Os granodioritos foram identificados apenas nas sondagens mais distantes da zona mineralizada e regionalmente e os pórfiros granodioríticos maciços, leucocráticos também são de ocorrência mais restrita.

A mineralogia primária dos granitos e granodioritos, com biotita e anfibólio, indica formação a partir de magmas hidratados. Adicionalmente, os valores de susceptibilidade magnética para os granitos sugerem magmas relativamente oxidados próximos do limite entre a série da ilmenita e a série da magnetita de Ishihara (1977). Cabe ressaltar que magmas com fO_2 maior que a do tampão Ni-NiO e relativamente hidratados (teores maiores que 2% de H_2O em peso) são característicos de rochas de arco magmático (e.g. Richards, 2011, Sobolev & Chaussidon, 1996). Complementarmente, os diques de aplito identificados nos testemunhos de sondagem, sugerem que os magmas continham teores relativamente altos de fluidos que, à medida que o magma ascendeu pela crosta, foram sendo exsolvidos, resultando nas alterações hidrotermais associadas à mineralização em ouro.

As manifestações vulcânicas são representadas por diques de traquiandesitos e de riolitos. Ambas as rochas são afaníticas e variam de maciças a levemente foliadas. Os riolitos são comumente esferulíticos e têm a matriz

intensamente fraturada. A presença de esferulitos e de cavidades miarolíticas atesta o caráter epizonal e tardio para a intrusão desses corpos. Espaços vazios, incluindo as cavidades miarolíticas, fraturas e fissuras foram usualmente preenchidas por calcita, sericita, clorita, pirita e quartzo devido à percolação de fluidos hidrotermais. O contato dos diques de riolito e andesito com as rochas encaixantes é marcado pela presença de veios e vênulas de quartzo, pirita e, comumente, ouro, fato que aponta para um estilo de mineralização próprio e inerente às rochas sub-vulcânicas.

A alteração hidrotermal afetou principalmente os granitos, sienitos e monzonitos, em intensidades e estilos distintos. Predomina a alteração potássica, à qual preferencialmente se associa a mineralização, e que foi responsável pela substituição do plagioclásio ígneo das rochas por feldspato potássico secundário e pela cristalização de biotita esverdeada a partir da biotita e/ou da hornblenda ígneas. O feldspato hidrotermal por vezes forma cristais grossos tendendo a euédricos, frequentemente apresentando fissuras e relíquias de plagioclásio, especialmente no núcleo. A forte cor vermelha dos feldspatos hidrotermais, diferentemente dos típicos feldspatos róseos ou cinza- arroseados em pórfiros (Boone, 1969), foi explicada por Juliani et al. (2015), como decorrência dos elevados teores de ferro nas rochas, que resulta na cristalização mais abundante de microcristais de hematita a partir do Fe^{3+} que substituiu o Al^{3+} no plagioclásio ígneo. Também ficou constatada a diminuição da susceptibilidade magnética dos litotipos afetados pela alteração potássica e/ou sericítica, ambas responsáveis pela destruição da magnetita proporcionalmente à intensidade da alteração.

A paragênese clorita + epidoto + albita, típica da alteração propilítica, foi observada em veios e vênulas nos monzogranitos apenas nas porções distais do alvo, sendo caracterizada como estéril do ponto de vista de mineralização aurífera. A alteração carbonática está intrinsecamente relacionada aos monzonitos e comumente apresenta pirrotita euédrica disseminada em detrimento de pirita, sugerindo fluidos com menores fO_2 , fS_2 e relativamente enriquecidos em CO_2 , quando comparados aos fluidos magmáticos de sistemas oxidados. Este padrão geoquímico e mineralógico se assemelha aos observados nos Intrusion Related Gold Systems (Lang & Baker, 2001), que se associam a intrusões com estado de oxidação relativamente reduzido, magmas subalcalinos, metaluminosos, do tipo I, tipicamente encontradas em zonas de subducção. De fato, ocorrências minerais com características semelhantes foram descritas na PMT por Juliani et al. (2002), Borges et al. (2009) e por Villas et al. (2013), respectivamente para o Granito Batalha, depósito de ouro São Jorge e para o depósito aurífero Tocantinzinho. Entretanto, a intensa e expres-

siva alteração hidrotermal identificada nos monzonitos do Patrocínio não se assemelha ao que é verificado nos depósitos do tipo IRGS, mas sim à sistemas do tipo pórfiro ricos em ouro, de características reduzidas, os quais não apresentam magnetita (Rowins, 2000), também denominados *gold only porphyries*. Os pulsos magmáticos subsequentes geraram os granitos, que por sua vez, apresentam valores de SM mais elevados e compatíveis com os granitos da série da magnetita (Ishihara, 1977), sugerindo o aumento na fO₂ do magma e, conseqüentemente, a evolução do arco magmático.

As rochas no Patrocínio, tanto as plutônicas quanto as vulcânicas, seguem o trend evolutivo da série cálcio-alcalina e são classificadas como peraluminosas ou metaluminosas. No diagrama de K₂O x SiO₂ de Pecceirillo & Taylor (1976) é possível perceber que os granodioritos, monzogranitos, andesitos e riolitos pertencem predominantemente à série cálcio-alcalina de alto potássio, enquanto que sienitos estão agrupados no campo da série shoshonítica. Algumas amostras de granito por vezes se encontram no campo da série shoshonítica, fato que ocorre em função da alteração hidrotermal. Da mesma forma, monzonitos inclusos na série shoshonítica e o relativo enriquecimento em potássio de uma das amostras de granodiorito e de pórfiro granodiorítico também são feições atribuídas à alteração hidrotermal.

Os dados geocronológicos apontam para a evolução do arco magmático, que se processou no intervalo de 1,99 a 1,95 Ga. O período de 1,99 Ga é marcado na área pela colocação de granodioritos cálcio-alcalinos e o de 1,95 Ga por sienitos da série shoshonítica. Essas idades são compatíveis com as do arco Creporizão (Santos et al., 2001) ou com o Arco Tapajônico I proposto por Juliani et al. (2013). Nos diagramas de Pearce et al. (1984), os sienitos se distribuem nos campos de granitos intraplaca e sin-colisionais, sugerindo que a colocação dessas rochas se deu em situações tectônicas pós-colisionais ou até mesmo anorogênicas.

A presença de pequenos cristais avermelhados de feldspato potássico que se assemelham quanto ao hábito à adularia na sua variação “felsobanya”, dispersos em zona brechada, é sugestiva da superposição de um sistema epitermal *low-sulfidation* tardio na região. Segundo Pirajno (2009), esses depósitos se formam tipicamente a baixas profundidades (em torno de 1 km), por ação de fluidos meteóricos de baixa salinidade (1–2% em peso de NaCl eq.), com mineralizações de Au e Ag disseminadas, em veios e em vênulas, onde adularia é um mineral diagnóstico. As ocorrências de sistemas epitermais *low-sulfidation* descritas por Dreher et al. (1998) e Aguja-Bocanegra (2013), por exemplo, com presença de adularia no primeiro e adularia e sericita com sobreposição de um pórfiro no segundo, reforçam o modelo metalogenético de sistemas magmático-hidrotermais

análogos aos observados nos Andes e na costa oeste da América Central e Norte, para essa região da PMT.

CONCLUSÕES

1. Na região da Vila Patrocínio se observam granodioritos e monzonitos e intrusões de corpos de sienogranitos, monzogranitos, pórfiro granodiorítico e sienitos, a maioria afetada por alteração hidrotermal, predominantemente a potássica, à qual se associam vênulas e veios de quartzo e pirita ± calcopirita mineralizados em Au. Sericitização e alteração propilitica (clorita + epidoto + albita) se superpõem ao evento de alteração potássica. Carbonatação foi descrita apenas nos monzonitos mineralizados.

2. Um estilo de mineralização aurífera está associado aos diques de riolito e de traquiandesitos intrusivos nas rochas graníticas de 1,95 Ga. A falta de datação destas rochas não permite correlações com os eventos magmáticos e com as mineralizações magmático-hidrotermais na Província Mineral do Tapajós. A suas características geoquímicas, entretanto, são sugestivas de possíveis correlações com o vulcanismo Iriri.

3. As análises geoquímicas de elementos maiores permitem agrupar os litotipos nas séries cálcio-alcalina de alto potássio e shoshonítica, metaluminosas e peraluminosas.

4. A geocronologia U–Pb em zircão, juntamente com as características petrológicas e geoquímicas das rochas, sugere a atuação de um sistema hidrotermal ligeiramente diacrônico na região do Patrocínio, que inicialmente se associa às rochas monzoníticas de características reduzidas e, posteriormente, às intrusões graníticas mais oxidadas.

5. O conjunto de resultados aponta para a evolução do sistema hidrotermal concomitante à evolução geotectônica da porção central da PMT no período entre 1,99 e 1,95 Ga, sugerindo a mudança de ambiente de arco-magmático pleno para situações tardi-tectônicas.

AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer a empresa Belo Sun Mining pelo auxílio nas atividades de campo e pelo fornecimento dos testemunhos de sondagem, CT-Mineral/MCT/CNPq (Processo: 550342/ 2011-7), INCT-Geocim (Processo: 573733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESP/PETROBRÁS pelo auxílio financeiro, à CAPES pela concessão de bolsa de mestrado ao autor principal e SEG (*Society of Economic Geologists*) pelos recursos para as análises geocronológicas.

REFERÊNCIAS

- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil (CD-ROM).
- Aguja-Bocanegra M.A. 2013. Mineralizações epitermal low-sulfidation e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 235 p.
- Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil (CD-ROM). Boone, G.M. 1969. Origin of clouded feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. *Am. J. Sci.*, 267: 633-668.
- Borges R.M.K., Dall'agnol R., Lamarão C.N., Figueiredo M.A.B.M., Leite A.A. Da S., Barros C.E. De M., Costi H.T. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39(2), p. 375-393.
- Carneiro C.C., Carreiro-Araujo S., Juliani C., Crósta A.P., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2013. Arcabouço Crustal do Cráton Amazonas: Uma abordagem a partir de dados gravimétricos e magnetométricos. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Brasil, CD-ROM.
- Carneiro C.C., Carreiro-Araujo S., Juliani C., Crósta A.P., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2014. Arcabouço Crustal da Região Sul do Cráton Amazonas. Evidências Geofísicas e Implicações Tectônicas. In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, CD-ROM.
- Corrêa-Silva R.H., Juliani C., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D., Almeida T.I.R. 2001. Caracterização de um sistema epitermal low-sulfidation (ou adularia-sericita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na Província Aurífera do Tapajó, PA. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Resumos, Belém. [CD-ROM].
- Coutinho M.G. 2008. Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG. Evolução Tectono-Geológica e Modelo de Mineralização de Ouro. CPRM, v.1, 299-326.
- Dall'agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50, 113-138.
- Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini E.S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós mineral province, Pará state, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 397-404.
- Ferreira A.L., Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Oliveira M.A. 2004. Folha SB.21- Tapajós. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Ishihara S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rock. *Min. Geol.*, v. 27, p. 930-941.
- Ishihara S. 1990. The inner zone batholith VS. Outer zone batholith of Japan: evaluation from their magnetic susceptibility. *The University Museum, the University of Tokyo, Nature and culture*, No. 2, 21-34.
- Juliani C., Carneiro C.C., Carreiro-Araujo S.A., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Crósta A.P. 2013b. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM.
- Juliani C., Carneiro C. De C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Crósta A.P., Carreiro-Araujo S.A., Echeverri-Misas C.M., Tokashiki C.C., Aguja-Bocanegra M.A. 2014. Arcos Magmáticos Continentais paleoproterozóicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, CD-ROM.
- 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*, v. 119, p. 225-256.

- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Lagler B. 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano-plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. In: II Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM.
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S. 2015. Características da Subducção, Paleoclima e Eventos Erosivos Paleoproterozóicos (2,1 – 1,88 Ga) e Seus Efeitos na Estruturação da Parte Sul do Cráton Amazônico. In: 14^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Marabá, PA, Brasil, CD-ROM.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology* 215(1-4): 95-125.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277-279. doi:10.1016/0016-7037(83)90220-X.
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 119(1-4), p. 189-223.
- Lang J.R., Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 477-489.
- Nunes C.M.D. 2001. Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Nunes C.M.D., Juliani C., Corrêa-Silva R.H., Bettencourt J.S., Jacobi P. 2000. Paleoproterozoic quartz-alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil), In: International Geological Congress, 31. Abstracts, Rio de Janeiro, Brazil. [CD-ROM]
- 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*, v. 25, p. 956-983.
- Peccerillo A., Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Pirajno F. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer-Verlag, New-York, 1273p.
- Richards J.P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geol. Rev.* 40, 1-26. doi:10.1016/j.oregeorev.2011.05.006
- Rowins S.M. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme. *Geology*, v. 28, p. 491-494.
- Santos D.B., Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.B., Basei M.A.S., Teixeira J.B.G., 1975. Geologia-Folha SB.21 Tapajós, Projeto RADAM, Levantamento de recursos naturais 7, DNPM, Rio de Janeiro, p. 15-99.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., Mcnaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 278-299.
- 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.
- Santos J.O.S., Van Breemen O, Groves D., Hartmann L.A., Almeida M., Mcnaughton N.J., Fletcher I. 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.
- Shand S.J. 1943. The Eruptive rocks. John Wiley, New York, 444 p.
- Siivola, J., Schmid, R. 2007. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of Mineral Abbreviations. Web version 01.02.07. (http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf) IUGS Commission on the Systematics in Petrology. 1-14.
- Sobolev A., Chaussidon M. 1996. H₂O concentrations in primary melts from suprasubduction zones and mid-ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 137, p. 45-55.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- Tokashiki C. 2015. Mineralizações Low- e Intermediate-Sulfidation de Ouro e de Metais de Base em Domos de Riolito Paleoproterozóicos na Porção Sul da Província Mineral do Tapajós. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 188 p.
- Villas R.N., Santiago E.S.B. Castilho M.P. 2013. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Revista de Geologia-USP, Série Científica*, v. 13, p. 1-20.

Monitoramento geotérmico raso bianual, em Puraquequara (AM)

Shallow geothermal monitoring biannually in Puraquequara (AM)

João da Silva Carvalho¹, Alexandra Dias Gonçalves², Daniela de Moraes Bessa², Pâmella Matos da Silva², Nayara Caroline Soares Duailibe², Suelen Moraima Correa de Lucena², Luana Soares da Silva²

RESUMO: A Terra é capaz de produzir energia de diversas formas. A geotermia compreende o estudo da energia térmica produzida no interior do planeta, relacionado ao calor residual armazenado desde os primórdios de sua formação, somado aos diversos processos naturais que produzem calor, como a influência da energia produzida pela irradiação solar incidente sobre a superfície planetária. Os progressos alcançados nas últimas décadas tornam os estudos geotérmicos um caminho fértil para alavancar o desenvolvimento, principalmente no que diz respeito à geração de energia e à expansão agrícola, a partir do uso de solos. Como contribuição ao entendimento desses processos geotérmicos, foram realizados dois monitoramentos geotérmicos pontuais, a partir de medidas de temperatura em dois locais contíguos na porção sudeste da cidade de Manaus (Bairro Puraquequara), com termístores instalados na superfície, a 0,5 e a 1,0 m de profundidade, em uma área com cobertura vegetal (CCV) e uma área sem cobertura vegetal (SCV). O principal objetivo deste trabalho foi quantificar as variações de temperatura local e avaliar esse comportamento ambiental, considerando os fatores intervenientes, ao longo de um período contínuo de 48 horas. Os resultados destacam a grande importância da cobertura vegetal nesse processo, tanto pela contribuição no arrefecimento da temperatura quanto no equilíbrio térmico local. As variações térmicas registradas ao longo das 48 horas de observações e, comparativamente entre os meses de julho dos anos de 2014 e 2015, permitiram destacar sua importância para o melhor conhecimento da estrutura geotermal rasa na região estudada, como também, a sua contribuição para a tentativa de mitigar ou eliminar os efeitos de desflorestamento e urbanização.

PALAVRAS-CHAVE: Monitoramento geotérmico; Atividades antrópicas; Fluxo geotermal raso; Cobertura vegetal.

ABSTRACT: *The earth is capable of producing energy in different ways. Geothermal is the study of the thermal energy produced inside the planet, related to the residual heat stored since the early days of its formation, added to various natural processes that produce heat, such as the influence of the energy produced by the incident solar radiation on the planetary surface. The progress made in recent decades make geothermal studies a fertile way to leverage development, especially with regard to power generation and agricultural expansion, from land use. As a contribution to the understanding of these geothermal processes, two specific geothermal monitoring were performed, from temperature measurements at two adjacent sites in the southeastern portion of the city of Manaus (Puraquequara neighborhood) with thermistors installed on the surface, 0.5 and 1.0 m depth, in an area with vegetation (CCV) and an area without vegetation cover (SCV). The main objective of this study was to quantify the local temperature variations and evaluate this environmental performance, considering the factors involved, over a continuous period of 48 hours. The results highlight the importance of the vegetation cover in this process, both the contribution to the cooling temperature as the local thermal equilibrium. Thermal variations recorded over 48 hours of observations and compared between the months of July from the years 2014 and 2015, allowed highlight its importance to the knowledge of the shallow geothermal structure in the study area, as well as their contribution to the attempt to mitigate or eliminate deforestation and urbanization effects.*

KEYWORDS: *Geothermal monitoring; Anthropic activities; Shallow geothermal stream; Vegetation cover.*

¹ Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos, 6200, 69.077-000, Manaus – AM. jscarvalho@ufam.edu.br

² Curso de Geologia, Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos, 6200, 69.077-000, Manaus – AM

E-mails: alexandra.diasg@gmail.com; dani_bessa@hotmail.com; paaam_matos@hotmail.com; nayarasoaes15@hotmail.com; suelen.lucena@hotmail.com; luanaaa.silvaasoaes@gmail.com.

INTRODUÇÃO

Medidas de temperatura na superfície da Terra revelam a existência de zonas, em seu interior, onde a temperatura é mais elevada que o normal, ou seja, onde existem anomalias térmicas. Estas anomalias podem estar associadas a causas diversas, tais como a existência de feições e fatores geológicos, como falhas, através das quais circulam águas quentes, concentrações anormais de elementos químicos radioativos, que geram calor durante o processo de desintegração radioativa natural, ou ainda à existência de zonas anormalmente quentes em regiões mais profundas, como as plumas mantélicas, ou mesmo do calor residual que mantém a temperatura interna extremamente elevada (da ordem de 5.500 °C no centro do planeta). Essas ondas de calor fluem e ascendem até à superfície terrestre, constituindo o fluxo geotermal, onde se dissipam na atmosfera.

A temperatura observada em qualquer ponto da superfície terrestre depende da capacidade que os materiais geológicos possuem em transmitir calor (condutividade térmica) e do calor específico das mesmas, o qual é definido como a quantidade de calor que é fornecido a uma substância, para que sua temperatura aumente de 1°C. Quando secos, a maioria dos materiais geológicos têm calor específico entre 0,2 e 0,3, sendo que a água tem calor específico igual a 1°C, o que mostra a importância da umidade na transmissão de calor nos materiais geológicos, notadamente próximos da superfície.

Modernamente, admite-se que a ação do homem, alterando as características físicas da superfície, contribui de forma significativa nesse processo térmico. Estima-se que a degradação dos solos provocada pela ação humana atinge, nos dias atuais, cerca de 15% da área total da superfície terrestre. As principais consequências da destruição dos solos no mundo são: a erosão, a perda de matéria orgânica, o esgotamento dos solos, o processo de assoreamento dos cursos d'água e o rebaixamento dos níveis do lençol freático (Miguel & Santos 2007). A retirada da cobertura vegetal, observada de forma significativa em áreas urbanas e de cultivo, contribui de forma decisiva na alteração do equilíbrio térmico, produzindo a ocorrência de ilhas de calor. Trata-se de alterações climáticas baseadas em diferenças térmicas entre áreas mais urbanizadas e as circunvizinhas, onde há presença virtual de vegetação. Além do desequilíbrio entre os elementos do ecossistema, o desmatamento provoca a perda da biodiversidade, ou seja, da riqueza natural do conjunto de espécies vegetais e animais de uma dada área. As atividades de desflorestamento em grandes áreas continentais promovem perturbações que podem alcançar escala global.

A geotermia rasa, cujos fundamentos são considerados neste trabalho, estuda as camadas do solo e subsolo afetadas significativamente pelo fluxo de radiação solar na superfície sólida da Terra (Araújo 1999), e suas relações com os processos geotérmicos propriamente ditos. O registro e interpretação dessas variações geotérmicas são de grande importância para o melhor entendimento da estrutura geotermal rasa. Adicionalmente, essas informações podem ser úteis para a elaboração de modelos reais acerca dos efeitos causados pelos processos de desmatamento e de reflorestamento em áreas antropizadas.

O presente monitoramento geotérmico foi realizado no Sítio Renascer (3° 04' 35"S e 59° 53' 11" W), no Bairro Puraquequara, Zona Leste da Cidade de Manaus, capital do estado do Amazonas (Figura 1). O local envolve uma área construída e de lazer, contornada por áreas arborizadas (vegetação de porte médio). O levantamento constou da realização de monitoramentos geotérmicos rasos, em duas etapas de obtenção de dados, sendo uma em julho de 2014 (14 a 16.07.2014) e a segunda em julho de 2015 (20 a 22.07.2015), nas quais foram obtidas medidas de temperaturas horárias por um intervalo de 48 horas, com sensores posicionados até a profundidade de 1,0 m.

Em cada levantamento foram instalados e monitorados sensores (termistores) em dois locais distintos e contíguos, sendo um em área arborizada (protegida por vegetação) e outro em área de gramado (desprovida de vegetação).

A região da cidade de Manaus, localizada na porção central da bacia sedimentar do Amazonas, abrange rochas de idades cretácea (Formação Alter do Chão) e neógena (Formação Novo Remanso), constituída de arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados (Cunha *et al.* 1994, 2007; Roza 2005) e localmente com espessuras da ordem de 200 metros (Aguiar *et al.*, 2002).

O bairro Puraquequara está localizado na porção do limite leste da área urbana da cidade de Manaus, onde faz fronteira com a margem do lago homônimo. Nessa porção territorial foram identificadas quatro litofácies, descritas como arenoargilosa, arenosa, argilosa e Arenito Manaus (Albuquerque 1922 apud Palma 2014). Dentre essas fácies ressaltam-se as argilosas, que ocorrem na porção superior do perfil geológico da região, a qual abrange cerca de 70 % da área da cidade e perfaz cerca de 25 % do total dos litotipos considerados no arranjo sedimentológico local (Peixoto *et al.* 2006). Em sua grande maioria, esses sedimentos argilosos são resultantes de alteração intempérica de crostas lateríticas, que ocorrem localmente com espessura média de cerca de 1 m, e chegam dezenas de metros de extensão lateral, e correspondem, em profundidade, a estratos pelíticos da Formação Alter do Chão.

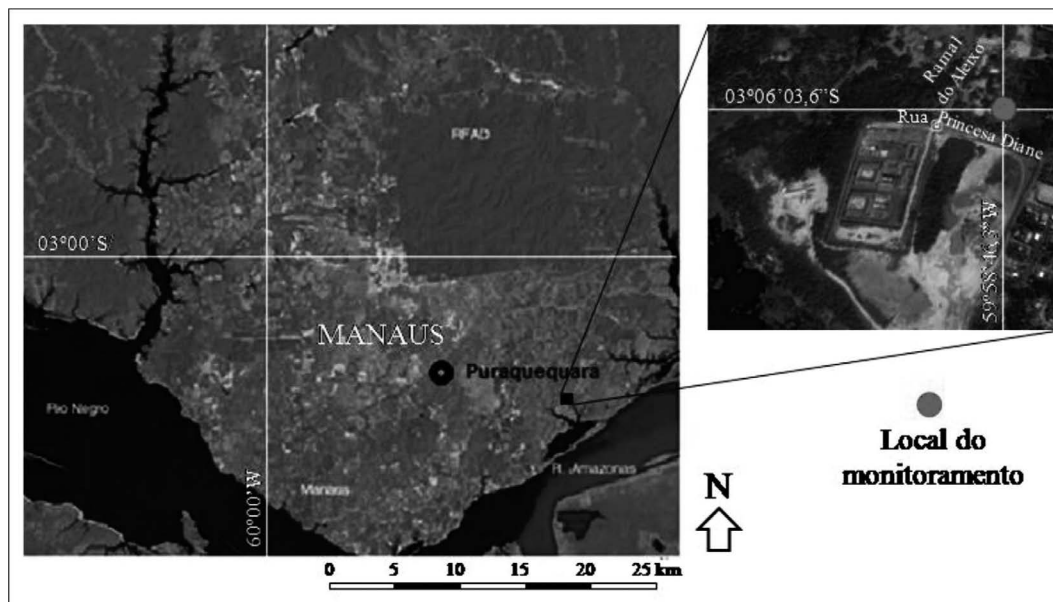


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudos

Localmente, na área do Sítio Renascer, predomina exposição de materiais arenosos a arenosiltosos, sendo que, a 1,0 m de profundidade, já se observa dominância de material argiloso, amarelado. Este trabalho teve como objetivo principal realizar um estudo geotérmico raso (até a profundidade de 1,0 m), na forma de monitoramento, em dois locais contíguos, na área do Sítio Renascer, sendo um com presença de vegetação arbórea e outro em condição de solo exposto. As medidas de temperatura efetuadas em diferentes posições dessa camada superficial, por um período contínuo de 48 horas, relativo ao mês de julho dos anos de 2014 e 2015, visaram identificar as variações temporais de temperatura diurna, e analisar acerca dos principais fatores que influenciaram esse comportamento.

GEOTERMIA RASA

A Geotermia Rasa é a parte da Geotermia que estuda especificamente as camadas do solo e subsolo afetadas significativamente pelo fluxo de radiação solar incidente na superfície sólida da Terra (Araújo 1999). Os estudos atinentes à Geotermia Rasa são de efetivo interesse científico e social, pois o conhecimento das elevadas variações de temperatura devidas ao clima e aos processos antrópicos, tem grande importância ambiental, uma vez que pode mostrar, por exemplo, se uma determinada área pode ou não ser reflorestada. Nos estudos geológicos, a Geotermia Rasa pode ser uma importante ferramenta auxiliar na prospecção mineral

e no reconhecimento, de forma indireta, de estruturas geológicas (Araújo 2004), como no monitoramento de ambientes vulcânicos e sísmicos.

TRANSMISSÃO DE CALOR - CONDUTIVIDADE TÉRMICA

Nos materiais litológicos da porção superior da crosta, a energia térmica é preponderantemente transmitida por modo condutivo, onde, nos materiais sólido, o processo se desenvolve por vibração da rede cristalina e/ou pelos elétrons de condução, e depende de diversos fatores influentes, entre os quais a habilidade que o material tem para transmitir calor (condutividade térmica, l) e magnitude e diferença de temperatura. O sentido de transmissão de calor através do material se dá sempre da porção mais quente (maior temperatura) para a mais fria (menor temperatura), o que significa dizer que, em termos globais, ocorre um constante fluxo de calor oriundo do interior da Terra, no sentido da superfície. Ressalta-se ainda que substâncias que contêm maiores quantidades de elétrons livres, caso dos metais (ligação metálica), tenderão a potencializar a condução térmica, o que justificaria os elevados valores de condutividade térmica comumente encontrados.

No que concerne à porção superficial da crosta (interface com a atmosfera), deve-se considerar outros fatores intervenientes, como exemplo da radiação solar incidente, o grau de umidade do solo, as condições físicas e biológicas da superfície, além de fatores geológicos de antropogênicos.

Neste trabalho serão utilizados dados de condutividade térmica de solos da região de Manaus, catalogados no Laboratório de Geofísica da UFAM, a exemplo das informações produzidas por Araujo *et al.* (2004) e Monteiro *et al.* (2004).

GRADIENTE GEOTÉRMICO

Em geral, verifica-se um aumento de temperatura com a profundidade do interior da Terra, o que caracteriza, cuja taxa de variação dessa grandeza física com a profundidade, em qualquer porção do interior do planeta, determina o *gradiente geotérmico*. Este gradiente térmico varia de local para local, a depender das características físicas e químicas das rochas, que comumente mostram diferentes comportamentos térmicos para as diferentes regiões. Quando se considera esse comportamento térmico a partir da superfície terrestre, deve-se considerar também outros fatores influentes, como as condições climáticas, os processos intempéricos, existência ou ausência de vegetação, as questões ambientais, entre outros.

Com respeito às porções mais profundas da Terra, pode-se deduzir a cercada configuração geral do gradiente de calor, a partir de observações da velocidade de propagação das ondas sísmicas, cujo valor médio do gradiente geotérmico é estimado como da ordem de 25°C por km de profundidade.

A fórmula empregada para quantificar o gradiente geotérmico (G) é:

$$G = \Delta T / \Delta Z$$

Onde $\Delta T = T_2 - T_1$ é a variação de temperatura e $\Delta Z = Z_2 - Z_1$ é a variação de profundidade.

FLUXO GEOTÉRMICO

Admitindo-se que a temperatura no interior da Terra é maior que na sua superfície, verifica-se então um fluxo de calor natural nesse sentido, denominado de *fluxo geotérmico*. Esse fluxo de calor, que é fortemente dependente de fatores internos (existência de fontes de calor ao longo de sua trajetória, da condutividade térmica dos materiais, das características geológicas), se dissipa ao atingir a interface com a atmosfera. Nessa interface, a interação térmica que aí se manifesta é ainda influenciada pela ocorrência de uma fonte externa de calor, devida à incidência da radiação solar (insolação), a qual contribui para o aquecimento da superfície e,

dessa forma, é responsável pelo estabelecimento de um fluxo de calor que descende no sentido do interior da Terra. Esse mecanismo é, da mesma forma, dependente das características físicas, geográficas e geológicas locais, o que lhe empresta um comportamento altamente variável (pode até nem existir), quer temporal como espacialmente. Normalmente, esse fluxo de calor afeta somente uma fina camada da porção mais superior da crosta (em média não se aprofunda além de 30 metros), a qual constitui o ambiente de estudo da Geotermia Rasa (Araujo 1999).

Com a intensificação dos estudos sobre questões climatológicas globais, é intensamente difundido que a atividade de desmatamento na Amazônia promove diversos distúrbios ambientais, com dimensões em diversas escalas espaciais (local, regional e global), um dos quais diz respeito às ampliações das variações de temperaturas (superficiais e subsuperficiais), nessa região. As peculiaridades climáticas da Amazônia, com destaque ao elevado fluxo de radiação solar incidente e o forte regime pluviométrico sazonal, são fatores que influenciam diretamente para essa considerável amplitude na variação da temperatura e da condutividade térmica nas camadas mais rasas. Somado a esses, destacam-se os impactos ambientais antropogênicos, ocasionados principalmente pelo processo de desflorestamento acentuado, que ocasionam fortes efeitos nos regimes térmicos dos solos e na interação destes com a baixa atmosfera (Araujo 1999).

A influência da cobertura vegetal, como exemplo, se faz perceber de modo essencial, em quatro fatores climáticos: temperatura, velocidade e umidade do ar e radiação solar. Quando, além disso, se considera as condições climáticas em áreas urbanas, a ação da vegetação faz diminuir os índices térmicos, aumenta a umidade relativa do ar e diminui a intensidade da "ilha de calor" urbana, além de contribuir para a interceptação e captação da energia solar incidente (Barbosa *et al.* 2015). A filtração do índice de radiação solar incidente pelo dossel das árvores implica diretamente na atenuação das temperaturas extremas. Conforme Querino *et al.* (2006), em termos médios, cerca de 13 % da radiação solar incidente sobre a superfície coberta por vegetação tipo floresta densa é refletida no dossel (albedo), parte é absorvida (cerca de 50 %), e o restante é irradiado de volta para a atmosfera (20 %). Estima-se que a quase totalidade da radiação transmitida através da camada vegetal é interceptado pelas camadas inferiores de folhas, de modo que o ganho na superfície do solo é praticamente nulo (Cantuária 1995).

É conhecido que a retirada pura e simples da vegetação, que promove a exposição direta da superfície rochosa às intempéries, causam fortes distúrbios térmicos locais, como a diminuição da absorção e aumento da reflectância (albedo), impermeabilização da superfície (que contribui, entre outros efeitos, para diminuir a infiltração e aumentar o escoamento superficial da água de precipitação). Esse comportamento é agravado em regiões urbanas, devido ao processo de retirada da vegetação e construção de vias e estruturas arquitetônicas, o que contribuem mais ainda para a formação de “ilhas de calor”, devido ao aumento significativo da absorção da energia térmica da irradiação solar.

MATERIAIS E MÉTODOS

Este estudo constou da realização de dois monitoramentos geotérmicos em dois locais dentro da área do Sítio Renascer, bairro Puraquequara, zona leste da cidade de Manaus. Trata-se de uma área urbana periférica da cidade, onde a preservação da vegetação é ainda bastante relevante, com predomínio de áreas florestadas.

Neste local foram identificados dois pontos para instalação dos sensores térmicos, sendo um em local com presença de vegetação do tipo arbórea semi-fechada, com vegetação rasteira rala (denominada formalmente de local com cobertura vegetal - CCV), e outro em local de solo exposto, com presença de gramíneas rasteiras (da mesma forma denominado de local sem cobertura vegetal - SCV). A distância entre esses locais é de cerca de 30 m, como garantia de encontrarem-se submetidos, concomitantemente, às mesmas condições climáticas e de tempo.

Em cada local foi feito um furo (a trado manual) de 1,0 m de profundidade, no qual foram instalados três sensores do tipo termístores, sendo um na superfície e outros dois a 0,5 e 1,0 m de profundidade. Um quarto termistor foi instalado a 1,0 m acima da superfície, para medida da temperatura ambiente. Termistor é um dispositivo elétrico que têm a sua resistência elétrica alterada termicamente, ou seja, apresenta valores diferentes de resistência elétrica para cada condição de temperatura absoluta. Para a realização das medidas foram utilizados cabos condutores (individuais), correspondentes a cada sensor (devidamente identificados), estendidos até um local abrigado (protegido contra intempéries), cujos terminais foram conectados a um multímetro.

Neste trabalho foi utilizado um multímetro digital de 4,5 dígitos, da Goldstar (DM341) e termístores do tipo NTC (Negative Temperatur e Coeficient), nos quais sua resistência elétrica diminui fortemente com o aumento da temperatura, o que lhe proporciona elevada precisão nas medidas (da ordem de $\pm 2,0$ Ohm e resolução de $\pm 0,5$ Ohm).

Após a instalação dos sensores foi esperado um tempo (2 a 3 horas) para estabilização térmica local, a partir de quando foram iniciadas as medidas, com intervalo de uma hora entre as mesmas. Os valores de resistência para cada sensor foram anotados em planilhas, para cada local de observação e, em seguida convertidos para valores de temperatura, a partir de tabelas de conversão apropriadas. Foram realizadas duas etapas de monitoramento, no mesmo local, sendo a primeira das 14:00 horas do dia 20 às 14 horas do dia 22 de julho de 2014, e a segunda das 12:00 horas do dia 14 às 12 horas do dia 16 de julho de 2015.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Monitoramento Geotérmico realizado em Julho de 2014

Para o monitoramento realizado das 14:00 horas do dia 14 às 14:00 horas do dia 16 de julho de 2014 - 48 horas (Tabela 1 e figuras 2 e 3), os valores de temperaturas máximas observados para o Local CCV, foram de 32,40 °C para as medidas ambientais (variação de 9,17 °C e média de 26,32 °C), de 29,50 °C para as superficiais (variação de 5,92 °C e média de 26,24 °C), de 26,54 °C para as medidas a 0,5 m de profundidade (variação de 0,17 °C e média de 26,48 °C) e de 26,64 °C para as medidas a 1,0 m de profundidade (variação de 0,08 °C média de 26,61 °C). Para o local SCV (Figura 3), nesse mesmo período, as temperaturas máximas medidas foram de 37,57 °C para as medidas ambientais (variação de 14,48 °C e média de 28,79 °C), de 49,79 °C para as superficiais (variação de 24,73 °C e média de 31,93 °C), de 30,43 °C para as medidas a 0,5 m de profundidade (variação de 0,63 °C e média de 30,21 °C) e de 29,99 °C para as medidas a 1,0 m de profundidade (variação de 0,12 °C e média de 29,93 °C).

Monitoramento geotérmico raso bianual, em Puraquequara (AM)

Tabela 1 - Dados do monitoramento geotérmico realizado em julho de 2014

DIA	HORA	TEMPERATURAS (°C)							
		Local com cobertura vegetal (CCV)				Local sem cobertura vegetal (SCV)			
		Sup.	0,5 m	1,0 m	Amb.	Sup.	0,5 m	1,0 m	Amb.
14 Jul 2014	18	26,684	27,186	27,201	25,978	27,501	29,673	29,254	25,941
	19	26,347	27,016	27,046	25,792	26,923	29,639	29,221	25,621
	20	25,954	26,948	26,992	25,556	26,504	29,622	29,199	25,433
	21	24,85	26,909	26,982	24,868	26,129	29,633	29,177	24,648
	22	25,505	26,889	26,962	24,736	25,792	29,628	29,171	24,388
	23	25,429	26,875	26,953	24,556	25,792	29,633	29,165	24,238
	24	25,154	26,875	26,957	24,161	25,321	29,633	29,165	23,718
	15 Jul 2014	1	24,917	26,86	26,948	23,869	24,908	29,616	29,16
2		24,758	26,855	26,953	23,714	24,974	29,605	29,154	23,343
3		24,736	26,85	26,948	23,627	25,086	29,599	29,154	23,489
4		24,697	26,85	26,948	23,597	24,965	29,565	29,143	23,527
5		24,578	26,845	26,943	23,432	24,736	29,56	29,138	23,188
6		24,482	26,845	26,938	23,261	24,789	29,531	29,138	23,139
7		24,67	26,845	26,938	23,526	26,217	29,475	29,127	24,131
8		25,451	26,836	26,928	24,582	28,135	29,442	29,132	29,843
9		26,243	26,855	26,938	26,906	30,229	29,398	29,116	30,872
10		26,713	26,836	26,928	27,306	28,946	29,365	29,132	30,171
11		26,366	26,826	26,928	28,698	29,849	29,326	29,127	33,162
12		27,768	26,816	26,919	29,105	30,229	29,287	29,121	33,377
13		27,431	26,821	26,909	28,482	29,248	29,243	29,116	30,287
14		27,763	26,806	26,919	28,999	29,775	29,248	29,121	30,937
15		27,486	26,797	26,933	28,214	29,639	29,248	29,105	30,398
16		27,537	26,802	26,933	27,973	29,509	29,237	29,121	30,461
17		27,016	26,802	26,928	27,136	28,962	29,248	29,121	27,166
18		26,802	26,802	26,928	26,792	28,849	29,259	29,121	26,743
19		26,044	26,802	26,928	25,603	28,393	29,282	29,127	25,352
20		25,82	26,797	26,938	25,284	28,272	29,304	29,126	24,75
21		25,732	26,802	26,938	25,131	28,177	29,32	29,121	24,82
22		25,681	26,806	26,933	24,969	27,927	29,337	29,127	24,701
23		25,566	26,811	26,938	24,859	27,778	29,348	29,121	24,512
24		25,077	26,806	26,933	24,886	26,831	29,348	29,121	24,486
16 Jul 2014	1	24,802	26,806	26,928	24,105	26,685	29,348	29,116	23,673
	2	24,499	26,816	26,933	23,506	26,841	29,348	29,121	23,021
	3	24,285	26,816	26,943	23,127	26,524	29,342	29,116	22,775
	4	23,99	26,811	26,933	22,763	26,219	29,337	29,116	22,347
	5	23,806	26,811	26,933	22,448	26,177	29,32	29,105	22,286
	6	23,618	26,832	26,938	22,274	26,167	29,309	29,11	21,684
	7	23,986	26,816	26,957	22,791	26,612	29,259	29,099	26,276
	8	24,978	26,802	26,928	24,903	27,156	29,237	29,083	33,033
	9	25,284	26,797	26,938	26,509	27,126	29,204	29,072	33,983
	10	25,429	26,802	26,938	26,792	27,356	29,177	29,06	31,83
	11	26,31	26,792	26,938	26,977	28,367	29,132	29,060	31,364
	12	26,709	26,787	26,928	27,937	29,503	29,094	29,06	34,039
	13	27,583	26,782	26,933	28,725	30,955	29,071	29,055	35,119
	14	27,614	26,763	26,928	29,011	31,309	29,049	29,055	34,55
	15	27,665	26,758	26,933	28,773	29,656	29,038	29,055	31,095
	16	27,336	26,743	26,928	28,325	29,154	29,038	29,06	30,363
	17	26,919	26,743	26,923	27,426	29,999	29,038	29,066	28,372

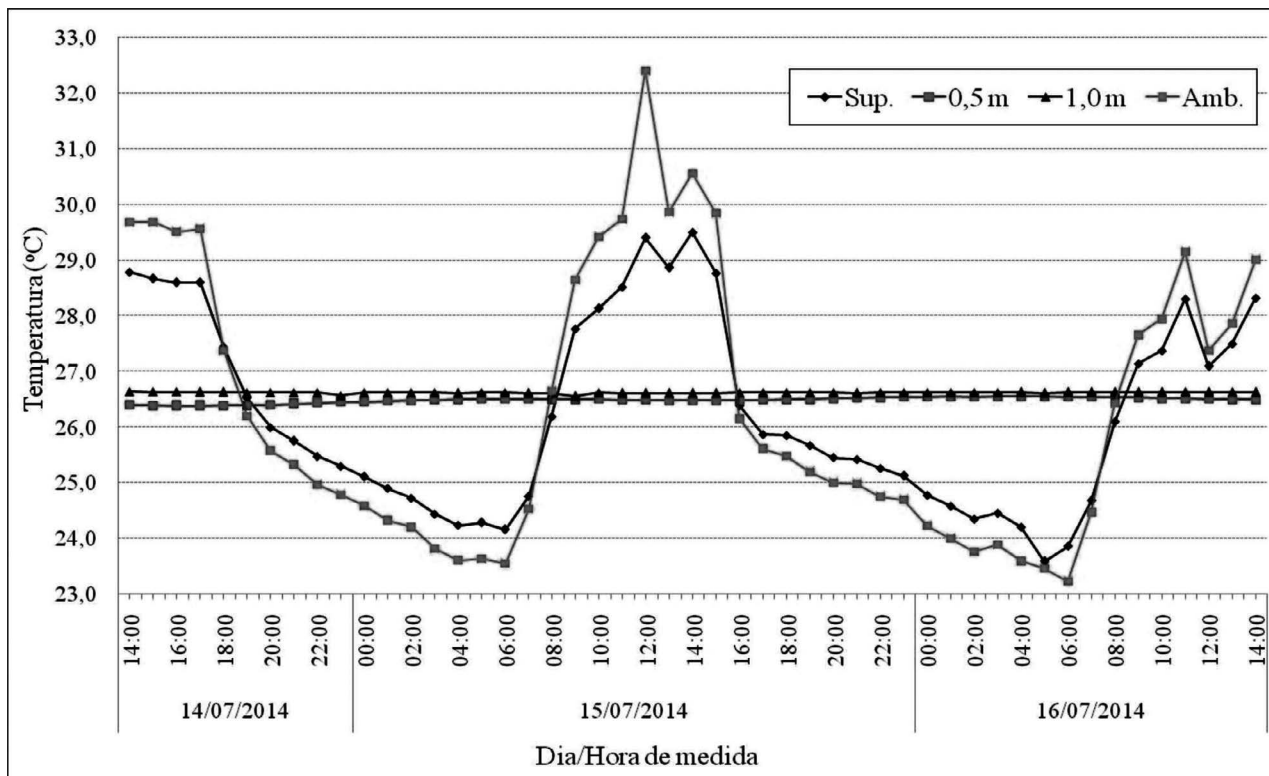


Figura 2 - Perfis de temperatura observadas no monitoramento geotérmico realizado no Sítio Renascer, em julho de 2014 - Local CCV.

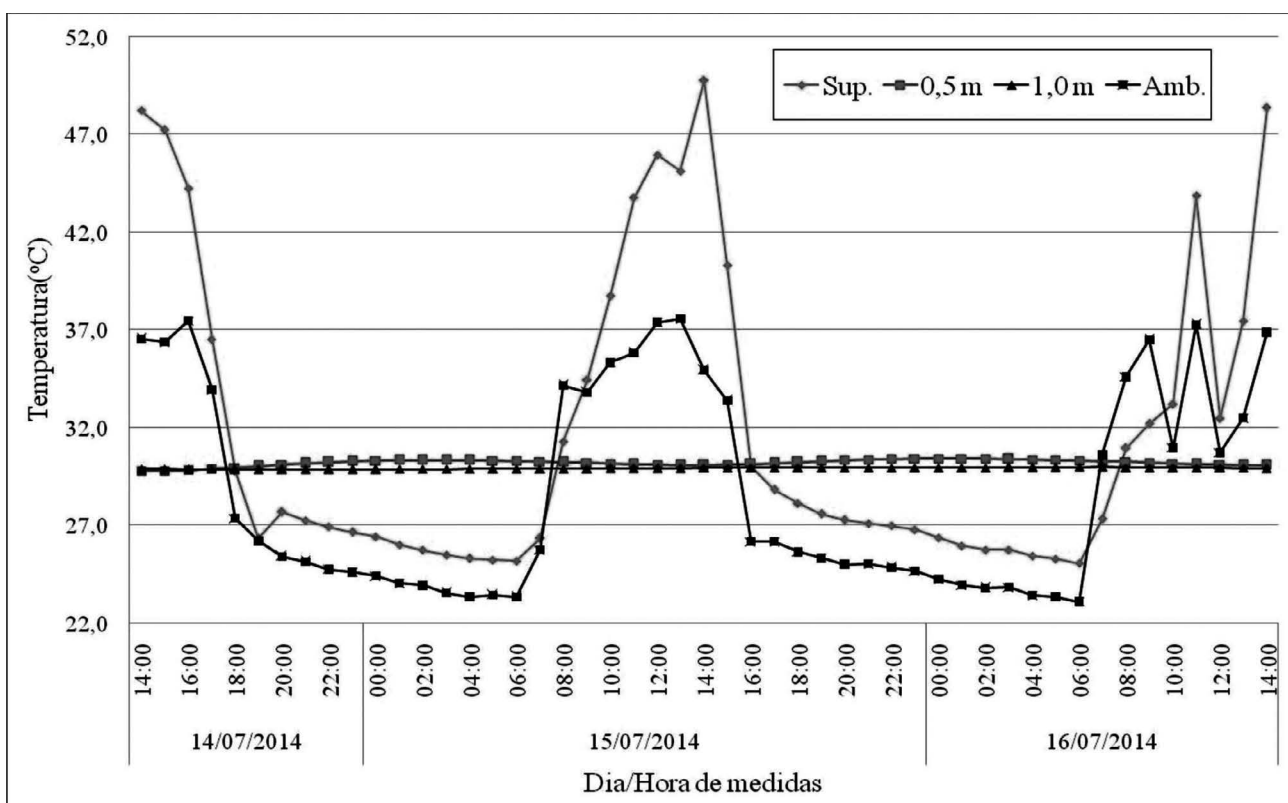


Figura 3 - Perfis de temperatura observadas no monitoramento geotérmico realizado no Sítio Renascer, em julho de 2014 - Local SCV.

As diferenças de temperatura (DT) máximas observadas entre as medidas no locais CCV e SCV ($Dt = t_{SCV} - t_{CCV}$) foram de: 5,17 °C para as medidas ambiente (aérea), 20,29 °C para as medidas superficiais, 3,88 °C para as medidas a 0,5 m de profun-

didade e de 3,35 °C para as medidas a 1,0 m de profundidade. Em média, as temperaturas no local SCV, em relação ao local CCV foram maiores 5,68 °C na superfície, 3,73 °C a 0,5 m, 3,31°C a 1,0 m de profundidade e 2,47 °C no ambiente aéreo.

**MONITORAMENTO GEOTÉRMICO
REALIZADO EM JULHO DE 2015**

Para o monitoramento realizado das 14:00 horas do dia 20 às 14:00 horas do dia 22 de julho de 2015 - 48 horas de medidas (Tabela 2 e figuras 4 e 5), as temperaturas máximas observados para o Local CCV, foram de 31,30 °C para as medidas ambientais (variação de 7,75 °C e média de 26,69 °C), de 33,94 °C para as superficiais (variação de 9,99°C e média de 26,62 °C), de 27,00 °C para as medidas a 0,5 m de profundidade (variação de

1,38°C e média de 26,50 °C) e de 26,82 °C para as medidas a 1,0 m de profundidade (variação de 0,15°C média de 26,69 °C). Para o local SCV (Figura 5), nesse mesmo período, as temperaturas máximas medidas foram de 41,53 °C para as medidas ambientais (variação de 18,39 °C e média de 28,42 °C), de 48,83°C para as superficiais (variação de 25,81 °C e média de 30,88 °C), de 30,99 °C para as medidas a 0,5 m de profundidade (variação de 2,76 °C e média de 28,71 °C) e de 28,47 °C para as medidas a 1,0 m de profundidade (variação de 0,96 °C e média de 27,60 °C).

Tabela 2 - Dados do monitoramento geotérmico realizado em julho de 2015

DIA	HORA	TEMPERATURAS (°C)							
		Local com cobertura vegetal (CCV)				Local sem cobertura vegetal (SCV)			
		Sup.	0,5 m	1,0 m	Amb.	Sup.	0,5 m	1,0 m	Amb.
20 Jul 2015	12	29,138	26,948	26,821	30,818	41,013	30,985	28,472	41,528
	13	29,787	26,67	26,748	30,937	43,533	29,582	27,953	35,963
	14	33,941	26,568	26,724	31,303	43,578	28,994	27,711	36,668
	15	29,73	26,504	26,704	31,04	40,236	28,784	27,655	36,039
	16	28,519	26,475	26,704	29,469	33,892	28,665	28,632	32,697
	17	27,723	26,466	26,699	28,487	29,882	28,616	27,583	29,514
	18	27,096	26,461	26,694	25,516	27,67	28,589	27,583	27,814
	19	26,134	25,625	26,689	26,053	26,067	28,584	27,568	25,908
	20	25,46	26,48	26,689	25,135	25,537	28,605	27,578	24,938
	21	25,226	26,49	26,689	24,938	25,171	28,605	27,537	24,811
	22	25,054	26,494	26,684	24,855	24,815	28,605	27,542	24,661
	23	24,771	26,504	26,685	24,456	24,508	28,617	27,542	24,486
24	24,802	26,509	26,679	24,63	24,49	28,627	27,537	24,516	
21 Jul 2015	1	24,692	26,519	26,675	24,444	24,595	28,622	27,537	24,324
	2	24,534	26,519	26,679	24,148	24,495	28,622	27,516	24,13
	3	24,272	26,523	26,675	23,964	25,295	28,611	27,537	23,756
	4	24,234	27,001	26,675	23,848	24,212	28,605	27,537	23,723
	5	24,225	26,504	26,675	23,81	24,096	28,595	27,547	23,668
	6	23,952	26,504	26,675	23,551	23,025	28,605	27,532	23,135
	7	24,375	26,494	26,679	24,16	25,225	28,589	27,542	26,879
	8	25,262	26,485	26,675	26,485	29,005	28,557	27,547	27,886
	9	26,5	26,476	26,675	27,016	35,023	28,541	27,553	31,089
	10	27,583	26,457	26,675	28,714	45,695	28,525	27,588	36,852
	11	28,762	26,452	26,675	29,803	47,301	28,503	27,563	36,892
	12	29,265	26,438	26,675	29,968	48,307	28,514	27,573	34,964
13	30,002	26,428	26,675	30,586	48,833	28,224	27,578	33,296	
14	33,775	26,423	26,675	30,586	45,116	28,493	27,563	32,449	
15	30,107	26,419	26,675	30,8	46,994	28,498	27,563	35,491	
16	29,226	26,423	26,675	30,083	35,32	28,52	27,573	33,851	
17	28,346	26,433	26,68	29,475	28,989	28,568	27,594	29,509	
18	26,914	26,452	26,68	27,241	26,371	28,6	27,568	26,609	
19	26,048	26,466	26,675	25,996	24,556	28,638	27,563	25,059	
20	25,602	26,48	26,67	25,388	24,161	28,692	27,619	24,789	
21	25,46	26,499	26,68	25,315	24,225	28,73	27,573	28,824	
22	25,361	26,514	26,68	25,23	23,556	28,762	27,578	24,6	
23	25,05	26,529	26,675	24,793	23,273	28,79	27,583	24,268	
24	25,068	26,538	26,675	24,877	24,045	28,789	27,573	24,371	
21 Jul 2015	1	24,837	26,543	26,675	24,578	23,534	28,789	27,558	24,058
	2	24,811	26,538	26,67	24,657	24,238	24,221	27,604	24,204
	3	24,741	26,543	26,67	24,499	23,565	28,789	27,594	24,217
	4	24,409	26,543	26,675	24,088	23,066	28,784	27,578	23,593
	5	24,414	26,543	26,68	24,135	23,196	28,751	27,588	23,593
	6	24,443	26,538	26,675	24,23	23,176	28,735	27,573	23,94
	7	24,824	26,528	26,68	24,64	25,982	28,73	27,599	26,289
	8	25,482	26,523	26,68	25,243	29,933	28,708	27,64	29,922
	9	26,29	26,519	26,68	26,582	29,889	28,676	27,593	26,699
	10	27,001	26,519	26,685	27,968	37,339	28,66	27,61	31,68
	11	28,638	26,495	26,68	29,951	42,672	28,644	27,6141	32,644
	12	28,398	26,49	26,684	29,458	44,216	28,627	27,62	35,568

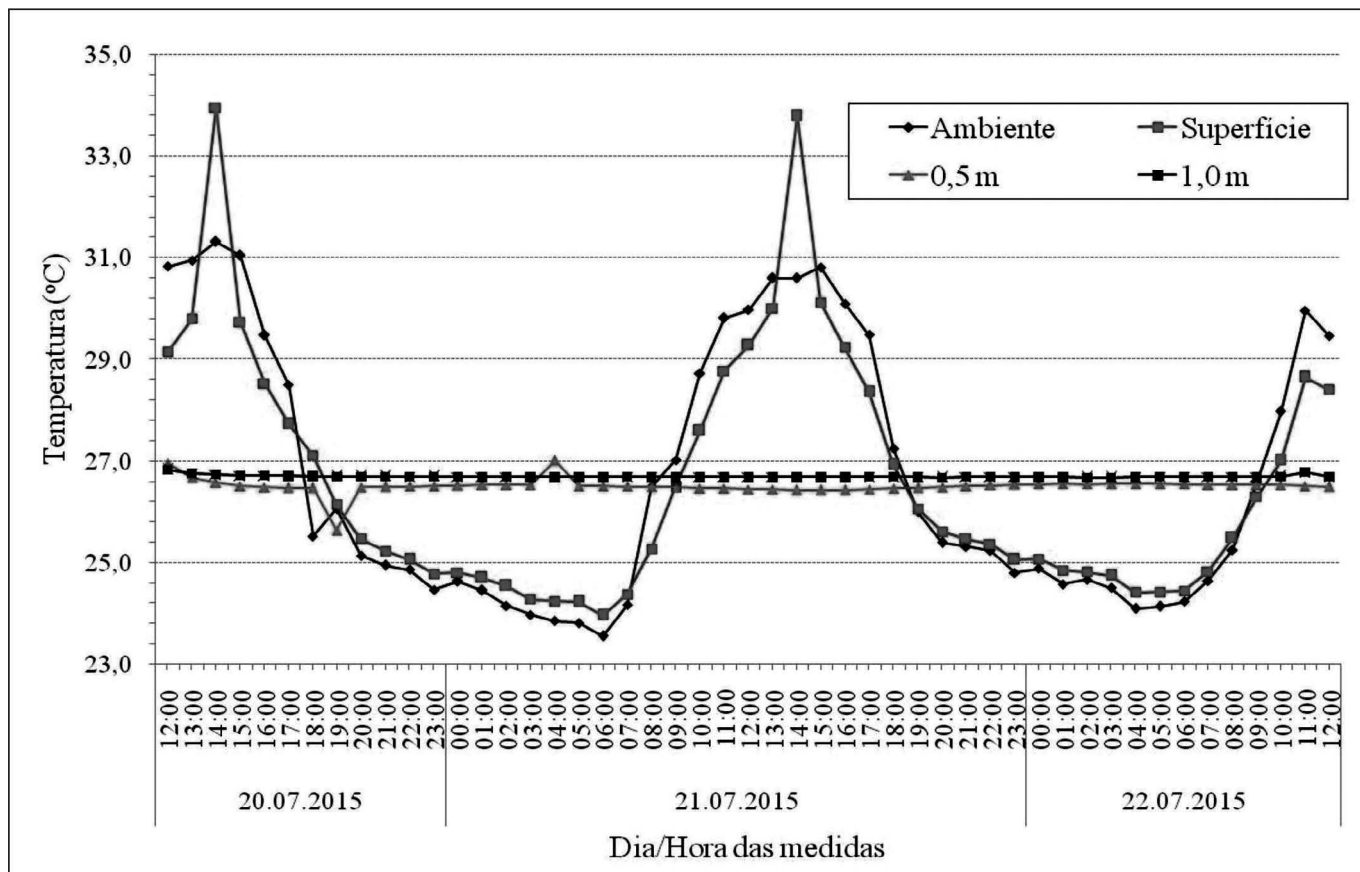


Figura 4 - Perfis de temperatura observadas no monitoramento geotérmico realizado no Sítio Renascer, em julho de 2015 - Local CCV.

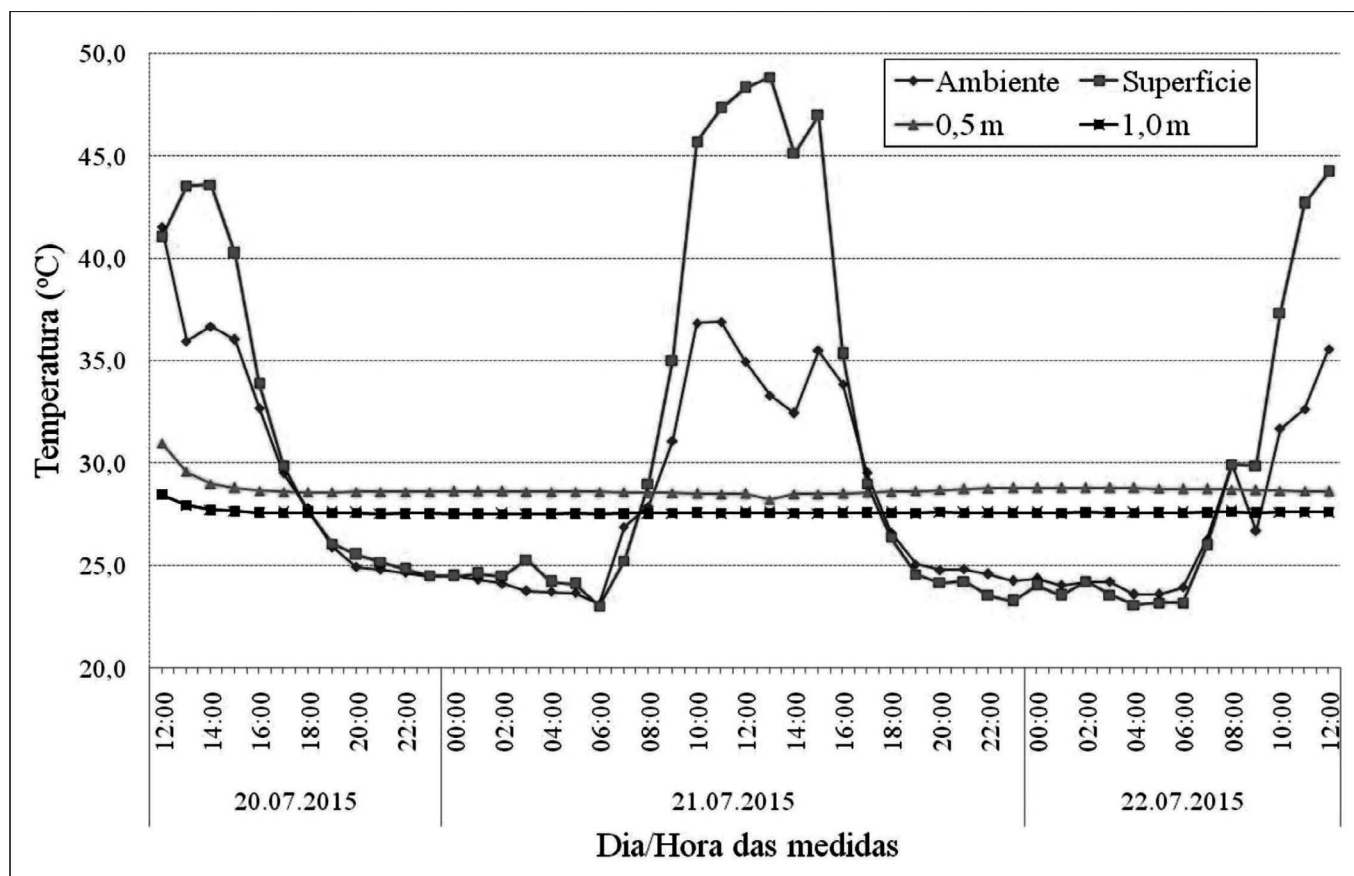


Figura 5 - Perfis de temperatura observadas no monitoramento geotérmico realizado no Sítio Renascer, em julho de 2015 - Local SCV.

As diferenças de temperatura (Dt) máximas observadas entre as medidas no locais CCV e SCV ($Dt = t_{SCV} - t_{CCV}$) foram de: 10,23 °C para as medidas aéreas (ambiente), 14,89 °C para as medidas superficiais, 2,43 °C para as medidas a 0,5 m de profundidade e de 0,99 °C para as medidas a 1,0 m de profundidade. Em média, as temperaturas no local SCV, em relação ao local CCV foram maiores 4,24°C na superfície, 2,15 °C a 0,5 m, 0,89 °C a 1,0 m de profundidade e 1,72 °C no ambiente aéreo.

De um modo geral, as temperaturas mais elevadas observadas no ambiente e superfície, no local CCV, ocorreram concomitantemente por volta de 14:00 horas, enquanto que as mínimas por volta de 04:00 a 05:00 horas. No local SCV, as temperaturas máximas ocorreram por volta das 12:00 a 13:00 horas no ambiente (aérea) e 13:00 a 14:00 horas na superfície, com defasagem de

cerca de uma hora. As temperaturas mínimas ocorreram concomitantemente por volta das 06:00 a 07:00 horas

ANÁLISE COMPARATIVA DOS DADOS OBTIDOS EM JULHO DE 2014 E JULHO DE 2015

De um modo geral, os resultados das medidas de temperatura obtidas nos monitoramentos realizado em julho de 2014 e julho de 2015 (tabelas 1 e 2 e figuras 2, 3, 4 e 5) são muito semelhantes, quer em configuração como em magnitude (maiores diferenças entre médias foi de 0,25°C na superfície do local CCV, sendo maior em 2015, e de 2,3 5°C a 1,0 m de profundidade no local SCV, sendo maior em 2014). Nesses dois anos, as temperaturas ambiente máximas para os locais CCV e SCV (figuras 6 e 7) foram, respectivamente, de 32,4 °C a 37,6 °C em 2014 e de 31,3 °C a 41,5 °C em 2015.

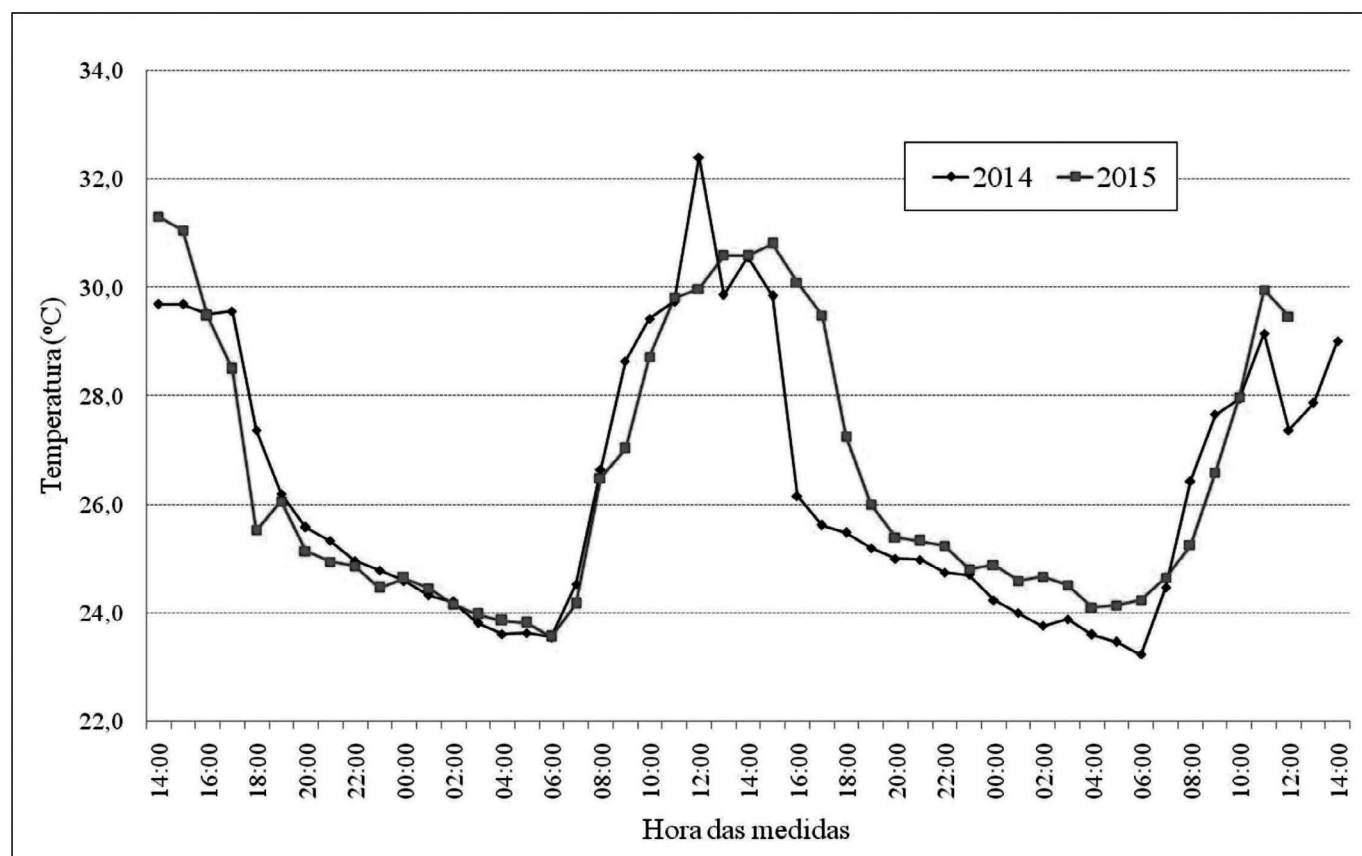


Figura 6 - Comparação entre as temperaturas ambiente (aérea) entre os monitoramentos realizados no Sítio Renascer, no local CCV, nos anos de 2014 e 2015



Figura 7 - Comparação entre as temperaturas ambiente (aérea) entre os monitoramentos realizados no Sítio Renascer, no local SCV, nos anos de 2014 e 2015

No tocante às temperaturas superficiais observadas nesses períodos (julho de 2014 e julho de 2015), conforme observado nas Figuras 8 e 9, verifica-se, do

mesmo modo, uma grande semelhança na configuração dos perfis, onde as diferenças encontradas são devidas à variações nas condições momentâneas de tempo.

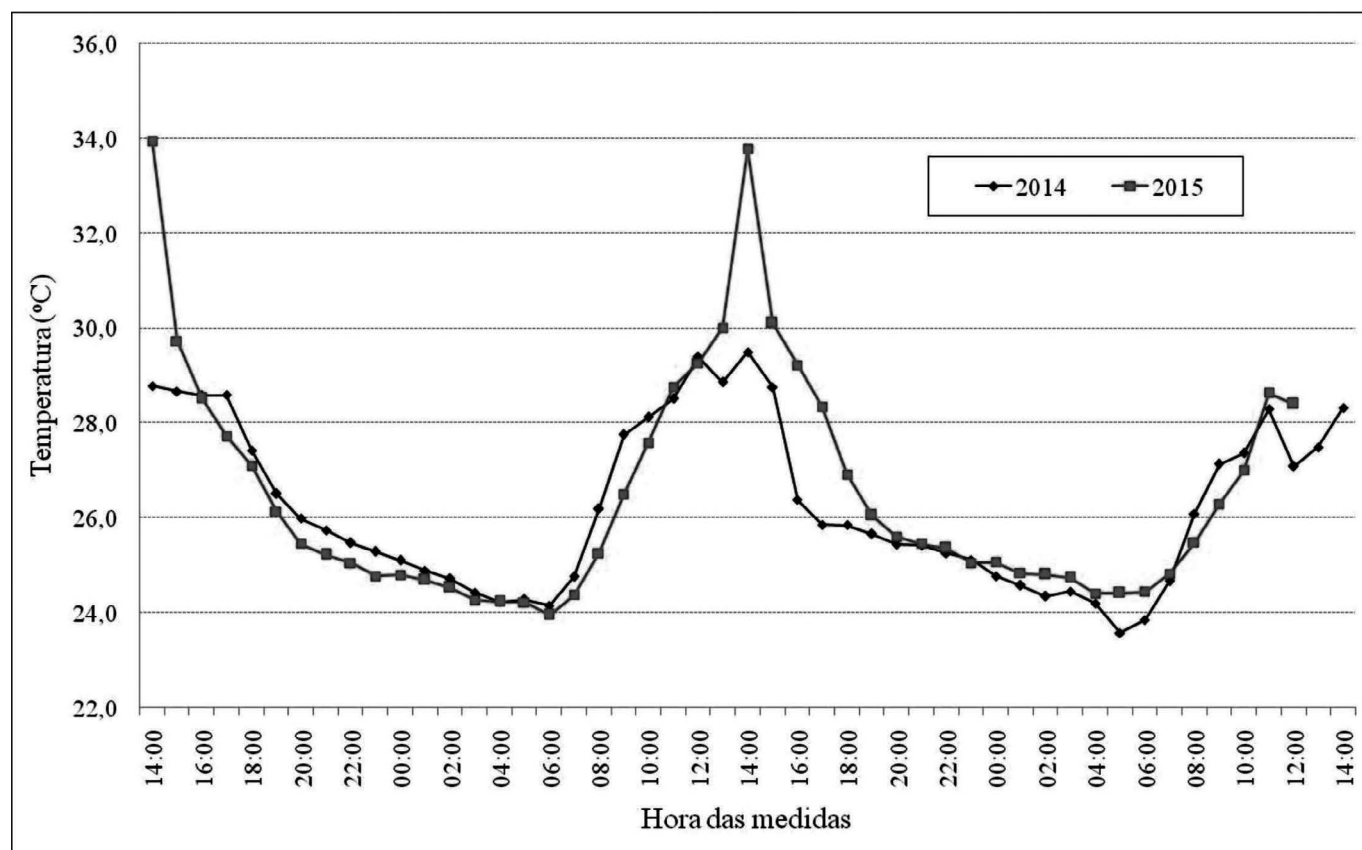


Figura 8 - Comparação entre as temperaturas superficiais entre os monitoramentos realizados no Sítio Renascer, no local CCV, nos anos de 2014 e 2015

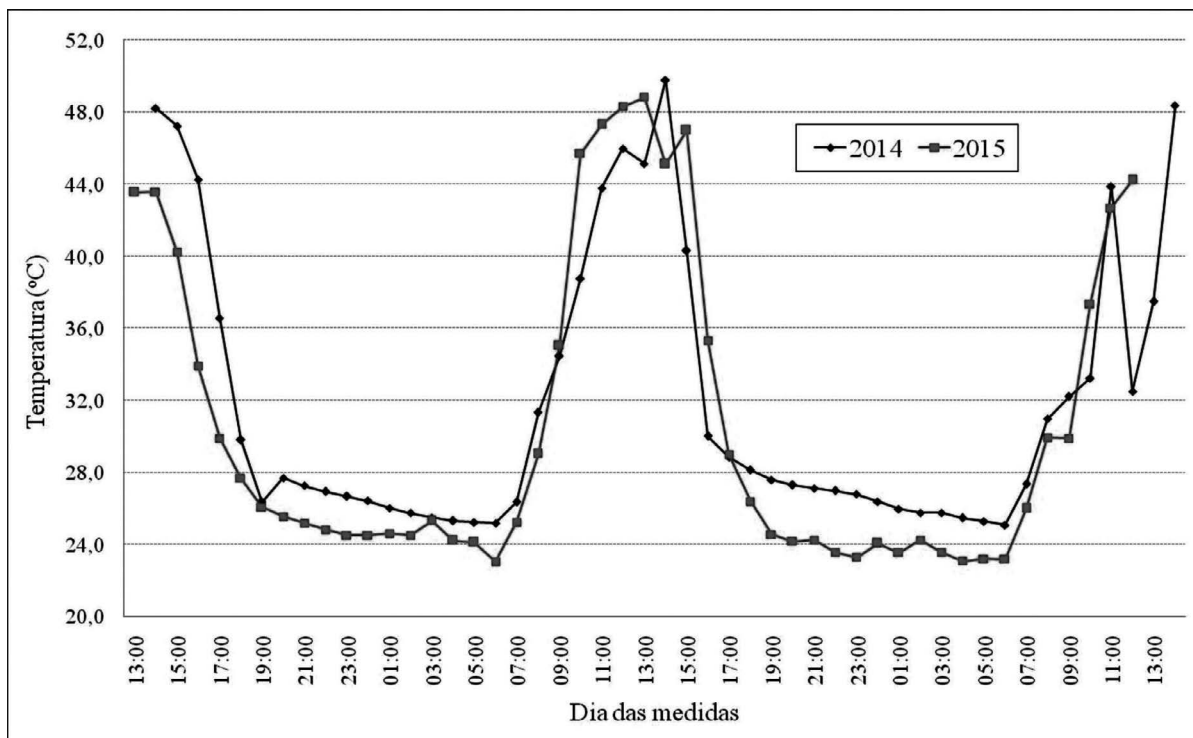


Figura 9 - Comparação entre as temperaturas superficiais entre os monitoramentos realizados no Sítio Renascer, no local SCV, nos anos de 2014 e 2015

As temperaturas médias observadas no local CCV foram de 26,24 °C em 2014 e de 26,49 °C em 2015, com diferença de 0,25 °C (maior em 2015), enquanto que, no local SCV, foram de 31,93°C em 2014 e de 30,38 °C em 2015, com diferença de 1,55 °C (superior em 2014). As diferenças entre as temperaturas médias observadas nos anos de 2014 e 2015 para o local CCV foi de 5,69 °C e, para o local SCV, foi de 3,89°C.

10 e 11), os valores médios de temperatura em 2014 para os locais CCV e SCV foram, respectivamente, de 26,5 °C e 30,2 °C, com diferença média de 3,7 °C e, em 2015, foram de 26,6 °C e 29,0 °C, respectivamente, com diferença média de 2,3 °C. As diferenças entre as médias observadas nesses dois períodos foram de 0,1 °C para o local CCV (maior em 2015) e de 1,28 °C, para o local SCV (maior em 2014), o que salienta uma grande estabilidade das temperaturas observadas, para esse mesmo período anual.

Para as medidas a 0,5 m de profundidade (Figuras

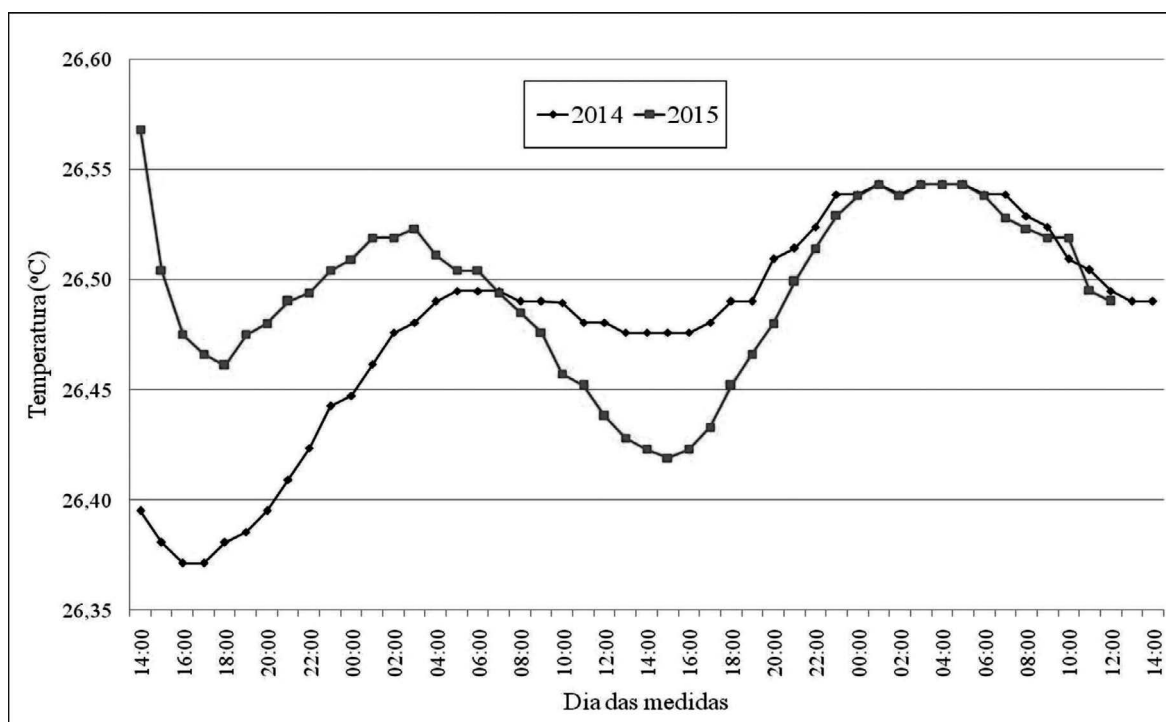


Figura 10 - Comparação entre as temperaturas a 0,5 m de profundidade, no local CCV, entre os monitoramentos realizados no Sítio Renascer, nos anos de 2014 e 2015

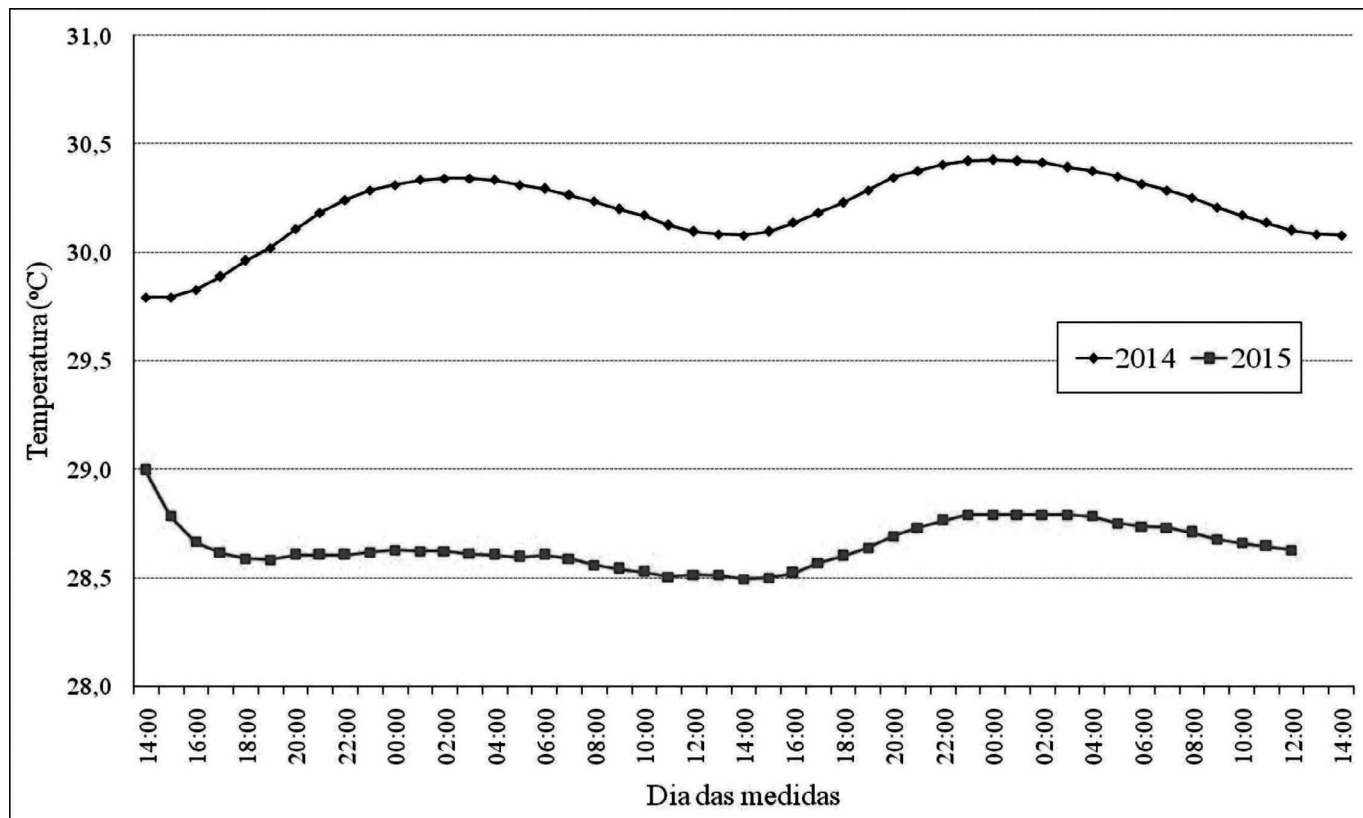


Figura 11 - Comparação entre as temperaturas a 0,5 m de profundidade, no local SCV, entre os monitoramentos realizados no Sítio Renascer, nos anos de 2014 e 2015

Para a profundidade de 1,0 m (Figuras 12 e 13), a configuração observada é muito semelhante, quer para o local CCV como para o local SCV, com valores frequentemente maiores em 2015. Os valores médios de temperatura obser-

vados no local CCV foram de 26,62 °C e 26,68 °C, respectivamente para os anos 2014 e 2015, com diferença de 0,06 °C, e no local SCV foram de 30,21 °C e 28,65 °C, respectivamente para os anos 2014 e 2015, com diferença de 1,56 °C.

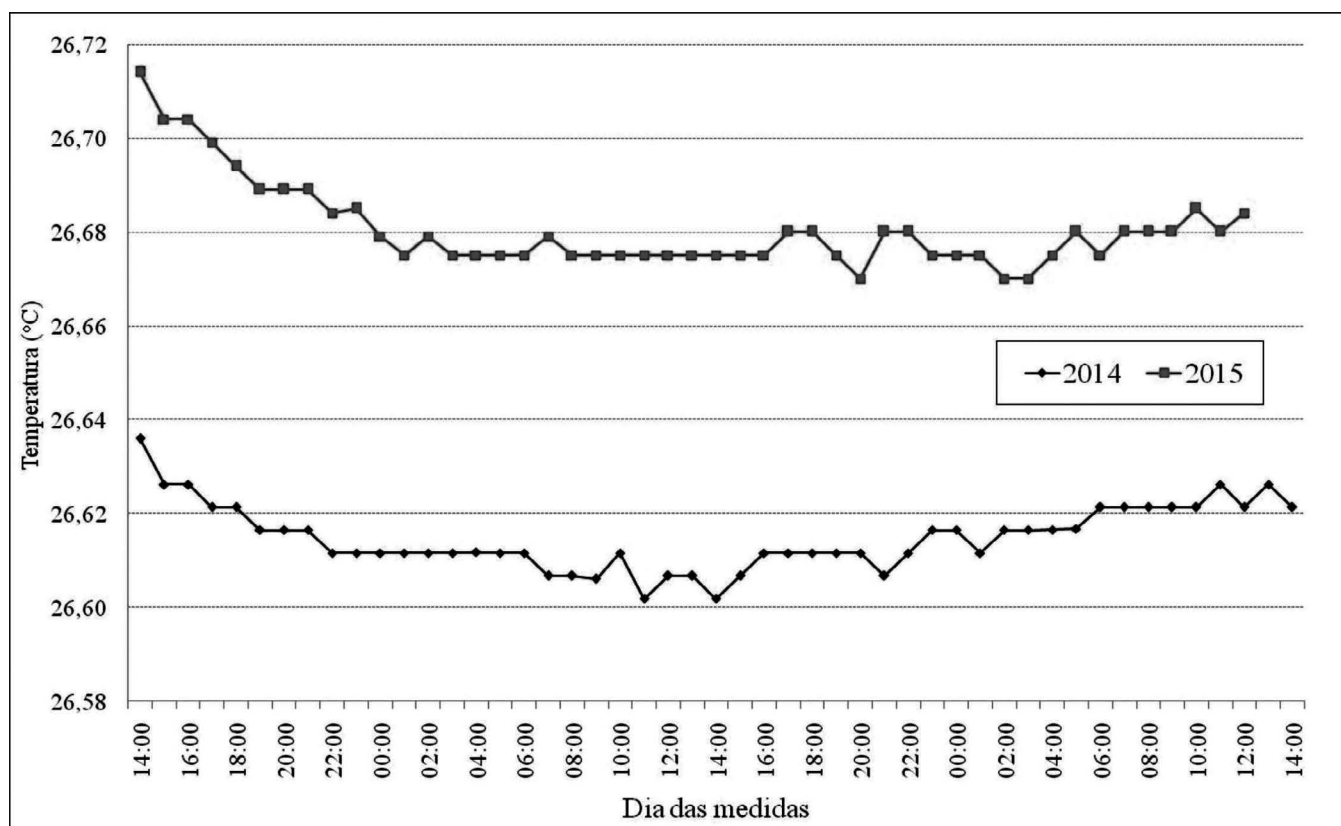


Figura 12 - Comparação entre as temperaturas a 1,0 m de profundidade, no local CCV, entre os monitoramentos realizados no Sítio Renascer, nos anos de 2014 e 2015

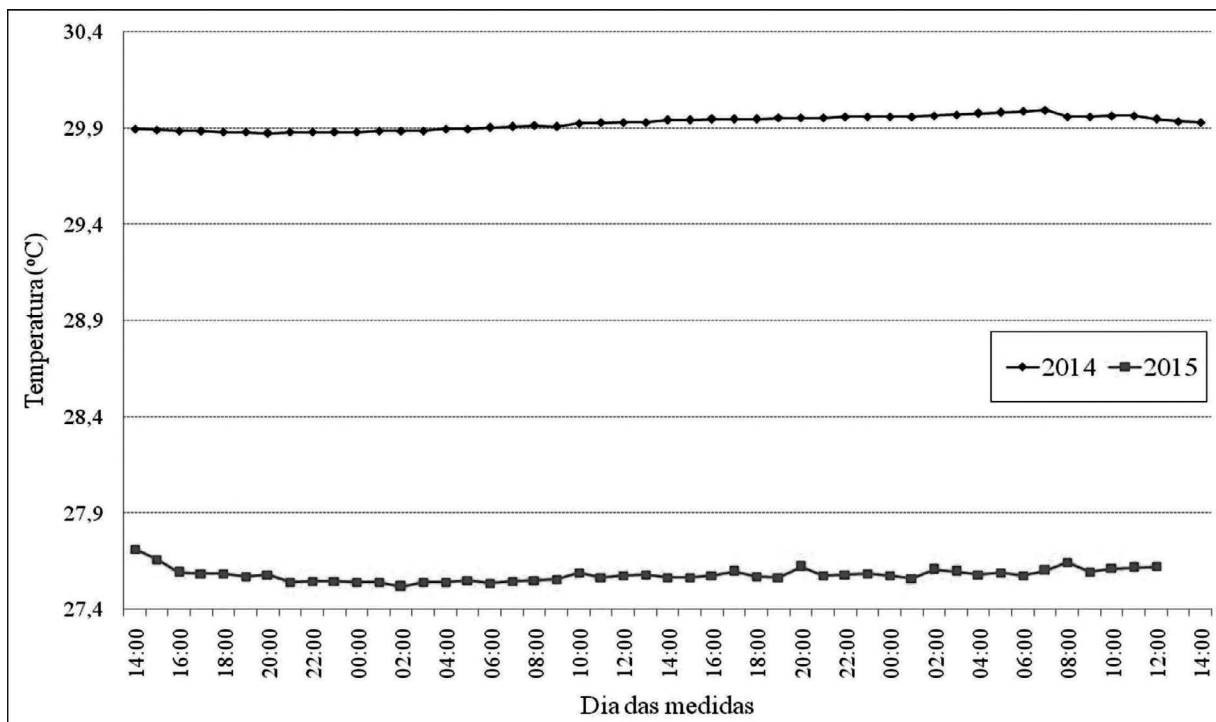


Figura 13 - Comparação entre as temperaturas a 1,0 m de profundidade, no local SCV, entre os monitoramentos realizados no Sítio Renascer, nos anos de 2014 e 2015

Com o fim de análise do comportamento das temperaturas desde a medida aérea (1,0 m acima da superfície) até à profundidade de 1,0 m, para ambos os locais, foram elaborados gráficos (Figuras 14, 15, 16 e 17), que abrangem as medidas efetuadas nos horários de 06:00, 13:00, 17:00 e 22:00 horas, representativos das oscilações diurnas das temperaturas, variando desde as mais baixas, em fase ascendente, as mais elevadas e em descendência.

A Figura 14, que envolve os valores de temperatura para o local CCV nas diferentes posições, obtidos em julho de 2014, mostra que as menores temperaturas

observadas na superfície ocorreram por volta das 06:00 h (24,00 °C) e as maiores por volta das 13:00 horas (28,18°C), relacionada com o maior índice de insolação. A 0,5 m de profundidade as temperatura mostraram-se bastante estáveis, com variação (média) de 0,09°C, sendo menor às 17:00 horas (26,43 °C) e maior às 06:00 horas (26,52 °C). As temperaturas observadas a partir de 0,5 m de profundidade continuaram aumentando suavemente, sendo a 1,0 m com valores médios de 26,612 °C às 22:00 horas a 26,616 às 13:00 horas (variação da ordem de 0,005°C).

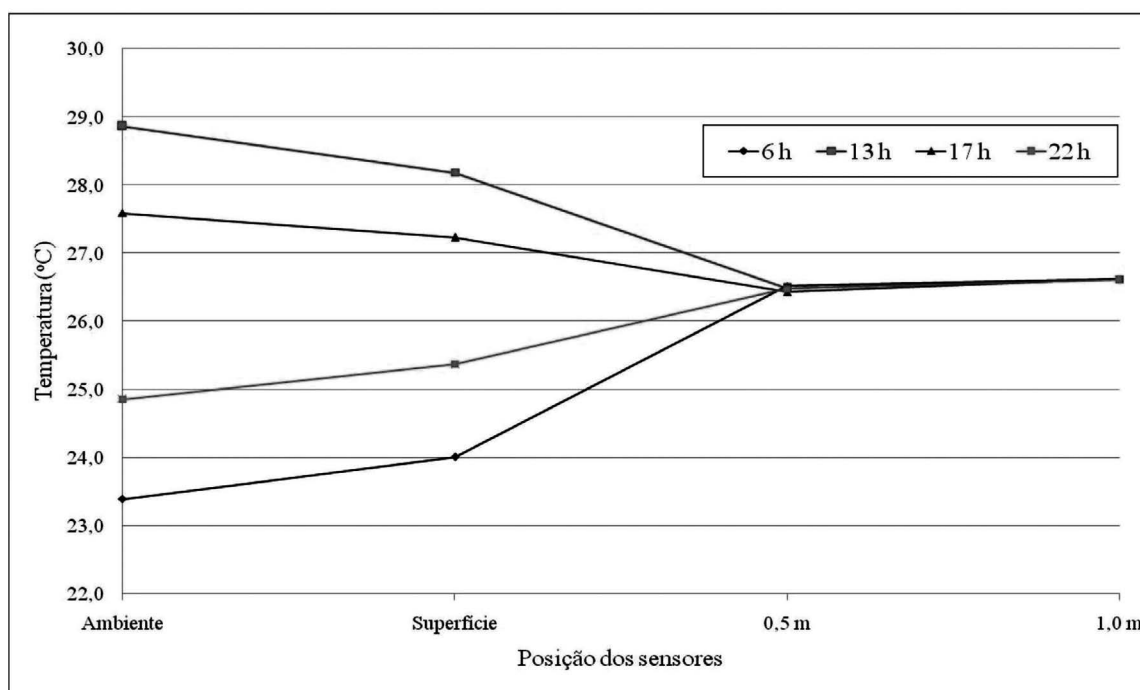


Figura 14 - Variações diurnas das temperaturas a diferentes profundidades, no local CCV, para o mês de julho de 2014

No local SCV (Figura 15), da mesma forma, as temperaturas médias na superfície são mais baixas às 06:00 h (26,12 °C) e mais elevadas por volta de 13:00 horas (chega a 41,31°C). A partir de 0,5 m de profundidade alcança maior estabilidade térmica (temperatura entre 29,91°C às 17:00 horas e 30,32 °C às 22:00 horas, com variação de 0,39 °C), atingindo valores mais

estáveis (da ordem de 29,91°C a 30,06 °C) a 1,0 m de profundidade.

As diferenças de temperaturas médias observadas nas profundidades de 0,5 m e a 1,0 m de profundidade, no local SCV, foi estimada como da ordem de 0,194 °C (maior a 0,5 m), o que caracteriza um fluxo descendente de calor nesse trecho de profundidade.

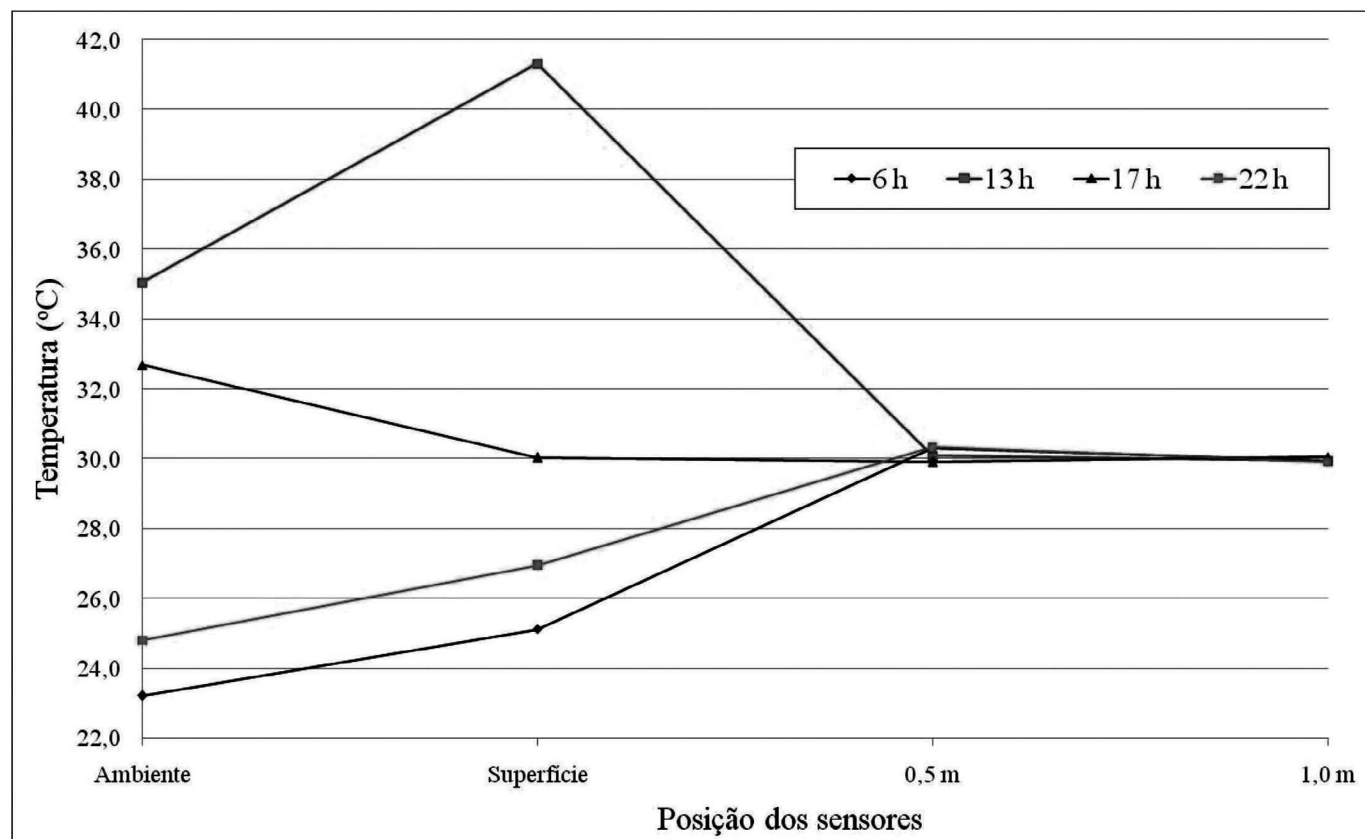


Figura 15 - Variações diurnas das temperaturas a diferentes profundidades, no local SCV, para o mês de julho de 2014

Os valores de temperatura para o local CCV nas diferentes posições e nos horários representativos das diversas fases das variações diurnas, obtidos em julho de 2015 (Figura 16), mostra que as menores temperaturas observadas na superfície ocorreram por volta das 06:00 h (24,198 °C) e as maiores por volta das 13:00 horas (29,895 °C). As temperaturas medidas a 0,5 m de profundidade mostram-se bastante estáveis (entre 26,450°C às 22:00 horas e 26,549 °C

às 13:00 horas), com variação de 0,100 °C. A partir dessa profundidade, as temperaturas continuaram aumentando suavemente, com médias variando de 26,501 °C (0,5 m) a 26,690 °C (1,0 m), com aumento médio de 0,184 °C. Essa configuração caracteriza, para esse intervalo de profundidade, um fluxo ascendente de calor, devido ao acúmulo de energia abaixo dessa profundidade, devido a transmissões ocorridas anteriormente.

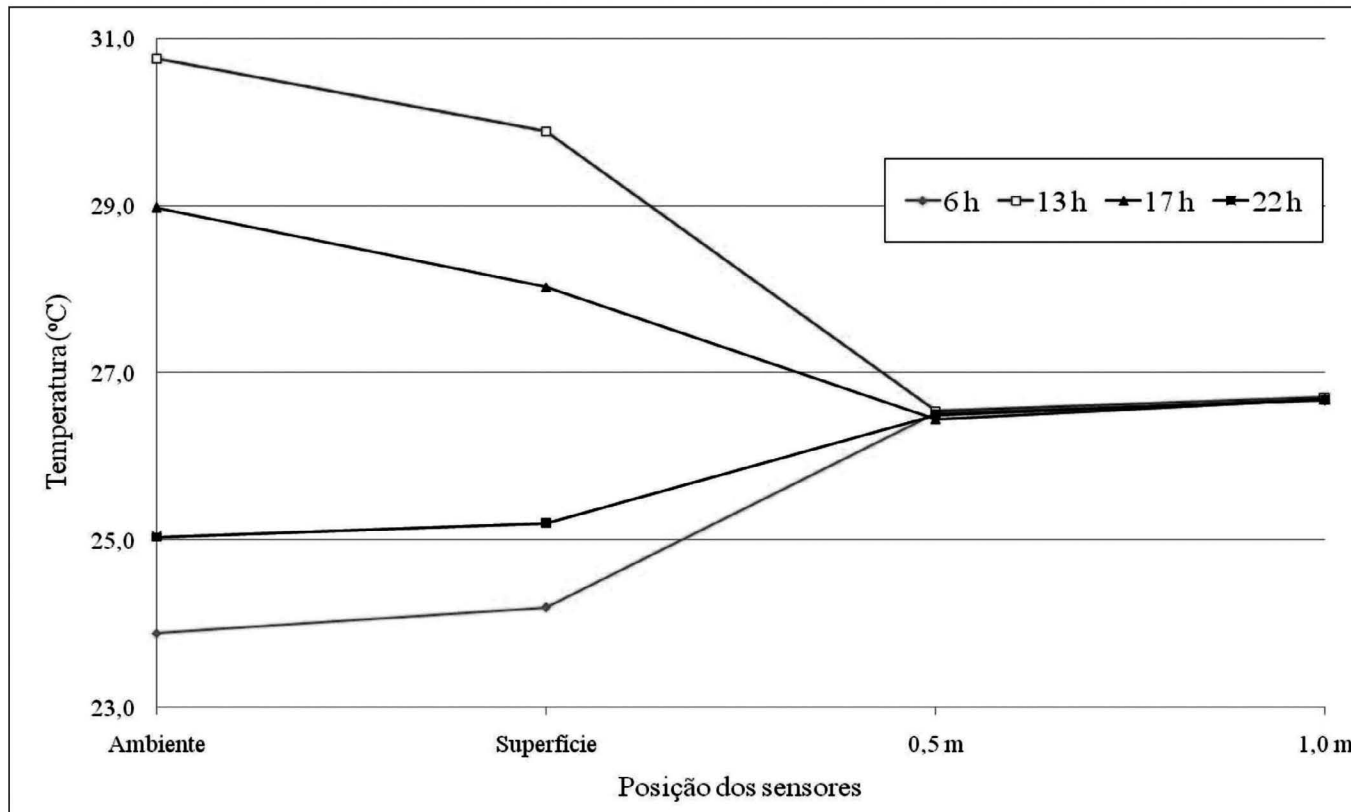


Figura 16 - Variações diurnas das temperaturas a diferentes profundidades, no local CCV, para o mês de julho de 2015

No local SCV (Figura 17), o monitoramento realizado em julho de 2015 revelou configuração semelhante à ocorrida em julho de 2014 quando, a partir de 0,5 m de profundidade, as temperaturas decaíram (até 1,0 m). As temperaturas observadas na superfície mostraram valores mais baixos às 6:00 horas (média de 23,101°C

às 06:00 horas) e maiores valores às 13:00 horas (chegou a 46,183 °C). Do mesmo modo que no local CCV, as temperaturas médias a 0,5 m de profundidade foram bastante estáveis (oscilou entre 28,592 °C às 17:00 horas até 28,903 às 13:00 horas), com diferença da ordem de 0,233 °C.

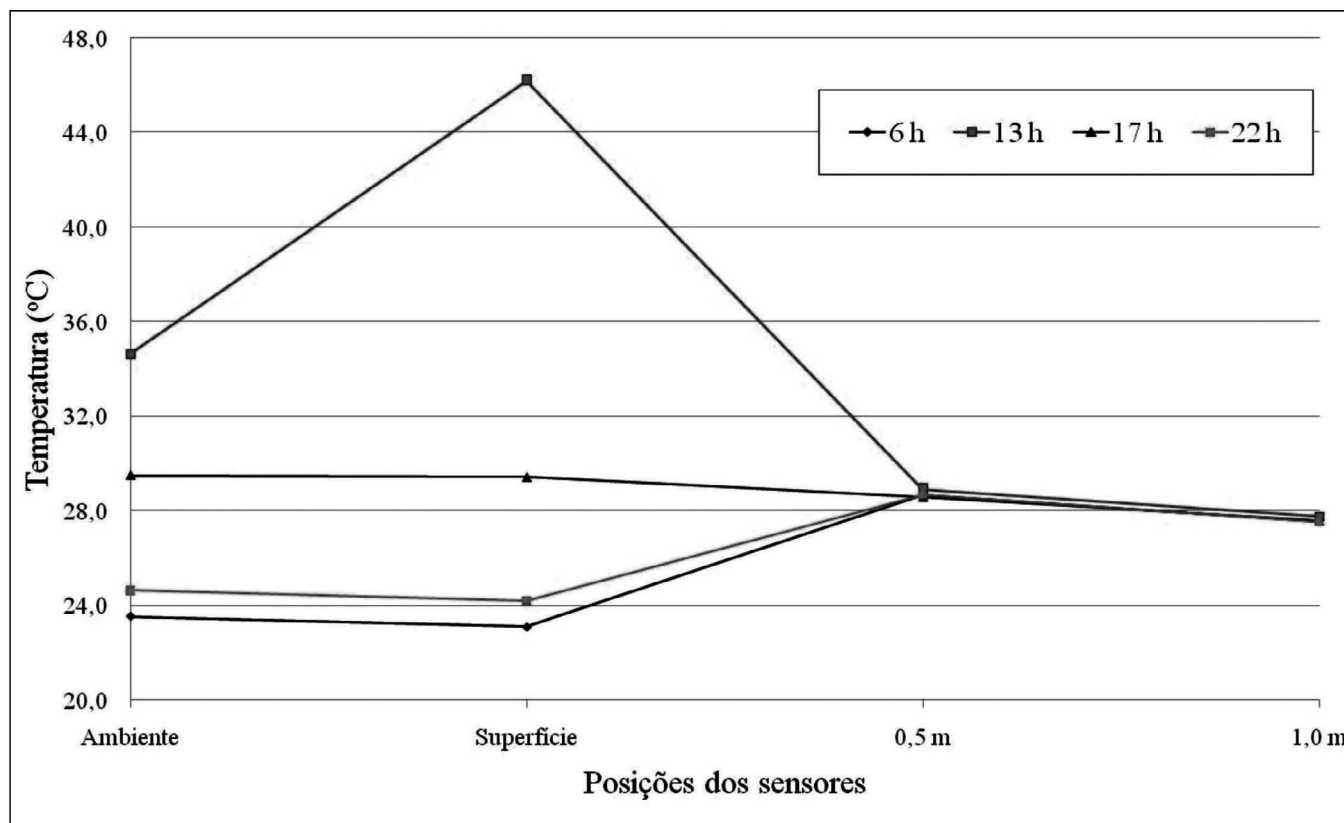


Figura 17 - Variações diurnas das temperaturas a diferentes profundidades, no local SCV, para o mês de julho de 2015

As diferenças médias de temperatura entre os locais CCV e SCV, mostram que, exceto as temperaturas ambiente, em que nas medidas noturnas (até às 06:00 horas da manhã), todas as demais medidas resultaram em valores médios superiores no local SCV, comparado com o local CCV.

CONCLUSÕES

Os resultados dos levantamentos (monitoramento geotérmicos) realizados no Sítio Renascer, no Bairro de Puraquequara, repetidamente no mês de julho dos anos de 2014 e 2015, e por períodos contínuos de 48 horas, revelaram que a energia térmica oriunda da irradiação solar, e que incide sobre a superfície terrestre, tem influência manifestada até aproximadamente 1 m de profundidade, sendo essa influência atenuada pelas características naturais dessa superfície, com destaque para a cobertura vegetal, como também pelas características de condutividade térmica dos materiais subsuperficiais. Esse comportamento reflete a influência da proteção que a vegetação exerce no processo de atenuação da energia, devido aos fenômenos de reflexão, espalhamento e absorção de calor na camada do dossel (copa), além da camada secundária e da própria liteira (resíduos das próprias árvores, que se precipitam e se acumulam sobre a superfície, constituindo-se em uma camada que reflete e absorve parte dessa energia.

A configuração dos perfis térmicos para as medidas ambiente (1,0 m acima da superfície) e de superfície são, em geral, muito semelhantes, sendo evidentemente de maiores magnitudes (máximas) no local SCV, principalmente no tocante às temperaturas superficiais. Os resultados dos monitoramentos realizados em julho/2014 e julho/2015 são muito semelhantes, diferindo um pouco nas magnitudes das temperaturas observadas. As medidas obtidas na superfície e ambiente (1,0 m acima da superfície), sendo ligeiramente maiores em 2015 se comportaram de modo semelhante, com pequenas oscilações, decorrente das variações nas condições de tempo. Mesmo comportamento foi observado nas temperaturas observadas na profundidade de 0,5 m, no local protegido por vegetação (Local CCV), com variações da ordem de 0,5 °C, ora maiores em 2014, ora em 2015. Todavia, no local desprotegido por vegetação (Local SCV), verificou-se uma sistemática superioridade (da ordem de 1,5 °C) nas medidas de 2014 (em torno de 30,2 °C), em relação a 2015 (em torno de 29,7 °C). Esse comportamento se repete nas temperaturas observadas na profundidade de 1,0 m, onde 2014 estiveram frequentemente superiores (diferença de cerca de 2,3 °C) em relação a 2015.

No local CCV, a grande estabilidade das temperaturas a 0,5 m reflete a influência da cobertura vegetal sobre o aquecimento e transmissão de calor para a subsuperfície. Da qualquer forma, o suave aumento da temperatura com a profundidade, caracteriza um fluxo ascendente de calor, que se deve à energia térmica armazenada nessa fina camada (abaixo de 0,5 m de profundidade), anteriormente a essa data.

Da mesma forma, no local SCV, a suave instabilidade a 0,5 m de profundidade (variação da ordem de 0,39 °C) reflete a influência da incidência da radiação solar sobre a superfície desprotegida (sem vegetação), sendo maior às 22:00 horas (chegada da onda de fluxo de calor descendente) e menor às 17:00 horas (a onda descendente de calor ainda não atingiu essa profundidade).

As diferenças de temperaturas médias observadas nas profundidades de 0,5 m e a 1,0 m, no local SCV, caracteriza um fluxo descendente de calor nesse trecho de profundidade, o qual se deve ao maior armazenamento de calor nessa porção mais superficial, devido à contribuição de energias anteriormente incididas sobre a superfície.

De um modo geral, as temperaturas superficiais e ambiente (1,0 m acima da superfície), do mesmo modo que as subsuperficiais (0,5 e 1,0 m de profundidade) estiveram sempre superiores no local SCV, o que se deve à maior absorção/propagação do calor da radiação solar incidente, ocasionado pela maior filtração exercida pela capa vegetal, comparado com o local CCV.

Há uma boa relação entre as variações dos parâmetros temperatura, tanto superficial quanto a 1,0 m de profundidade, com as mudanças do índice de insolação. Isto, independentemente da profundidade e locais estudados, caracterizando, assim, uma relação diretamente proporcional entre as variações dos parâmetros insolação e temperatura.

Os resultados obtidos no presente trabalho permitem mensurar a influência da cobertura vegetal superficial no estado térmico das camadas subsuperficiais, as quais se constituem palco da geotermia rasa. Tais valores são de suma importância na elaboração de modelos reais acerca dos efeitos causados pelos processos de desmatamento ou de reflorestamento na Amazônia.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Universidade Federal do Amazonas (UFAM) – Departamento de Geociências pelo suporte e apoio científico e aos alunos da disciplina Geofísica II das turmas de 2014 e 2015 pela colaboração com a coleta dos dados.

REFERÊNCIAS

- Aguiar C.J.B., Horbe M.A., R Filho S.F., Lopes E.S., Moura U.F., Andrade N.M. e Diógenes H.S., 2002. *Carta hidrogeológica da cidade de Manaus*. CPRM-AM Manaus, Relatório Interno, 1-4.
- Albuquerque O. R. 1922. Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, vol 3. DNPM, Rio de Janeiro, 84p.
- Araújo R.L.C. 1999. Contribuição da Geotermia Rasa aos Estudos Ambientais. *EDUA*, Manaus, 88p.
- Araujo R.L.C., Silva R.M., Carvalho J.S., e Monteiro I.B. 2004. Influencia ambiental sobre a estrutura geotermal rasa. *Revista Brasileira de Geofísica*, SBGf, 22(1): 33-44. ISSN 0102-261X.
- Barbosa, P. H. D. ; Costa, A. C. L. ; Cunha, A. C. ; Silva Junior, João De Athaydes. 2015. Variabilidade De Elementos Meteorológicos E De Conforto Térmico Em Diferentes Ambientes Na Amazônia Brasileira. *Revista Brasileira De Climatologia* , 17: 98-118.
- Cantuária G. 1995. *Microclimatic Impact of Vegetation on Building Surfaces*. Dissertação (Mestrado em Arquitetura) – Architectural Association Graduate School, London. 81p.
- Cunha, P.R.C., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.C., Feijó F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 8(1): 47 – 55.
- Cunha, P.R.C., Gonzaga F.G., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências*, 15(2): 227-251.
- Miguel R., Santos H.I. 2007. *Caracterização do Assoreamento do córrego Capoeira, município de Senador Conedo-GO*. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Engenharia Ambiental, Universidade Católica de Goiás – UCG.
- Monteiro I.B., Silva R.M., Araujo R.L.C., e Carvalho J.S. 2004. Variações do Fluxo Geotermal Raso na Região de Manaus. *In: I Simpósio Regional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, SBGf, São Paulo, 5p.
- Palma K.A.L. 2014. *Gênese e distribuição das silicificações aflorantes em Manaus*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 96p.
- Peixoto S.F., Horbe A. M. C. 2006. *Mineralogia e Geoquímica de perfis lateríticos no nordeste do estado do Amazonas*. Dissertação de mestrado, Instituto de Ciências exatas, Universidade Federal do Amazonas. Manaus.
- Pimentel T.E., Araújo R.L.C., Monteiro I.B., Silva R.M. 2010. Estudo de Geotermia rasa na cidade de Humaitá –AM. *Revista brasileira de Geofísica*, São Paulo. 28(4).
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G. de., Riker S.R.L., Souza M.M. de., Almeida M.E., MacNoughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000 - 2006. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9, Belém, CD-ROM.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. A evolução Tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto, Virginio, Bartoreli, Andrea, Carneiro, Celso Dal Ré, Brito-Neves, Benjamin Bley de (eds), Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, 471-485p.
- Querino C.A.S., Moura M.A.L., Lyra R.F.F., e Mariano G.L. 2006. Avaliação e comparação de radiação solar global e albedo com ângulo zenital na Região Amazônica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(3a): 42-49.

Influência neotectônica na evolução geomorfológica e geológica da região de Marabá-PA

Neotectonic influence on geomorphological and geological evolution of Marabá-PA

Leonardo Brasil Felipe¹, Norberto Morales²

RESUMO: Este trabalho aborda os aspectos tectono-estruturais e geomorfológicos que afetam e sustentam, respectivamente, os depósitos sedimentares miocênicos na região de Marabá, no Estado do Pará. As unidades geomorfológicas desenvolveram-se, predominantemente, sobre os sedimentos areno-argilosos e mal consolidados da Formação Barreiras. Essa formação repousa de forma discordante, de oeste para leste, sobre o embasamento cristalino (Província Transamazonas) e sobre as rochas metamórficas do Cinturão Araguaia, depositados na extensão sul da Sub-bacia de Mocajuba. A partir de interpretações de imagens SAR e SRTM, dados de campo, análises de perfis topográficos, integração e interpretação das informações obtidas, pode-se concluir que as reativações tectônicas pós-cretácicas constituem o fator mais importante na configuração geomorfológica da área de estudo. Essas reativações foram responsáveis por soerguimentos e basculamentos de superfícies geomorfológicas, além de criar falhamentos que orientaram entalhes e dissecações, definindo a compartimentação e a configuração atual dos terraços fluviais e das principais anomalias de drenagem na área de estudo - como o Paleo-Canal do Tocantins (bacia romboédrica) e o Bico do Papagaio (encontro dos rios Tocantins e Araguaia). A interpretação mostra uma importante movimentação neotectônica controlando o relevo e a drenagem atual com ajuste ao quadro neotectônico regional, ou seja, um sistema distensivo com instalação de falhas de direção NNE - SSW a NS, seguido pela sedimentação da Formação Barreiras (Mioceno), e distensão ENE-SSW a EW.

PALAVRAS-CHAVE: Neotectônica; Geologia; Geomorfologia; Marabá.

ABSTRACT: This work deals with the tectono-structural and geomorphological aspects that affect and sustain, respectively, the Miocene sedimentary deposits in the Marabá region, in the State of Pará. The geomorphological units were predominantly developed on the sandy and clay sediments of the Barreiras Formation. This formation rests in a discordant way, from west to east, on the crystalline basement (Transamazonas Province) and on the metamorphic rocks of the Araguaia Belt, deposited in the southern extension of the Sub-basin of Mocajuba. From interpretations of SAR and SRTM images, field data, analysis of topographic profiles, integration and interpretation of the information obtained, it can be concluded that post-Cretaceous tectonic reactivations are the most important factor in the geomorphological configuration of the study area. These reactivations were responsible for overlays and tilting of geomorphological surfaces, as well as creating faults that guided notching and dissections, defining the compartmentalization and the current configuration of the fluvial terraces and the main drainage anomalies in the study area - such as the Paleo-Canal do Tocantins (Rhomboidal basin) and Bico do Papagaio (meeting of the Tocantins and Araguaia rivers). The interpretation shows an important neotectonic movement controlling the relief and the current drainage with adjustment to the regional neotectonic, a distensive system with installation of NNE - SSW to NS direction faults, followed by the sedimentation of the Barreiras Formation (Miocene), and distention ENE-SSW to EW.

KEYWORDS: Recent Tectonic; Geology; Geomorphology; Marabá.

¹ Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências e Engenharias, Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará. Marabá
Folha 17, Quadra 04, Lote Especial. Nova Marabá. CEP 68.505-080. Marabá-PA. Brasil.
E-mail: lbfelipe@unifesspa.edu.br Fone: (94)2101-5908

² Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro.
Av. 24-A, nº 1515 - Bairro Bela Vista. CEP 13.506-900. Rio Claro-SP. Brasil
E-mail: nmorales@rc.unesp.br

INTRODUÇÃO

O Brasil está localizado na porção central de uma placa tectônica e por isso, durante muito tempo, foi considerado como uma região tectonicamente estável. O estudo do quadro neotectônico na evolução da região do sul e sudeste do Pará tem sido interpretado como importante (COSTA et al. 1996), influenciando na paisagem regional e é apresentado como resultante da deformação imposta pela relação da Placa Sul-americana com as placas do Pacífico e do Caribe, comandando com grande importância a implantação da rede de drenagem e a escultura das formas de relevo.

O entendimento da estruturação e da evolução da neotectônica da região é fundamental na caracterização da compartimentação morfotectônica, na implantação do quadro geomorfológico e na descrição da paisagem atual. A principal importância está relacionada ao entendimento do meio físico da região de Marabá. Esse

conhecimento é fundamental para a caracterização do substrato geológico e dos esforços que atuam desde o início do período do Neógeno.

O principal objetivo desse trabalho é analisar o controle tectônico Cenozócio (com ênfase no recente) e sua influência na geologia e geomorfologia da região de Marabá. Pretende-se compreender a dinâmica da paisagem e sua inter-relação com os processos tectônicos, bem como: realizar a análise morfoestrutural e neotectônica da área; contribuir para o entendimento de evolução geológica e geomorfológica em ambientes intraplaca; confeccionar o mapa de compartimentação morfotectônica; realizar a síntese da evolução tectônica, com ênfase no papel das falhas, suas etapas de atividades em diferentes épocas, seu papel na formação, preservação e deformação das bacias e / ou coberturas mais jovens; efetuar a síntese sobre o quadro neotectônico e a síntese regional sobre o papel das zonas de cisalhamento e das falhas na evolução regional, enfatizando o quadro da reativação das falhas e o quadro neotectônico.

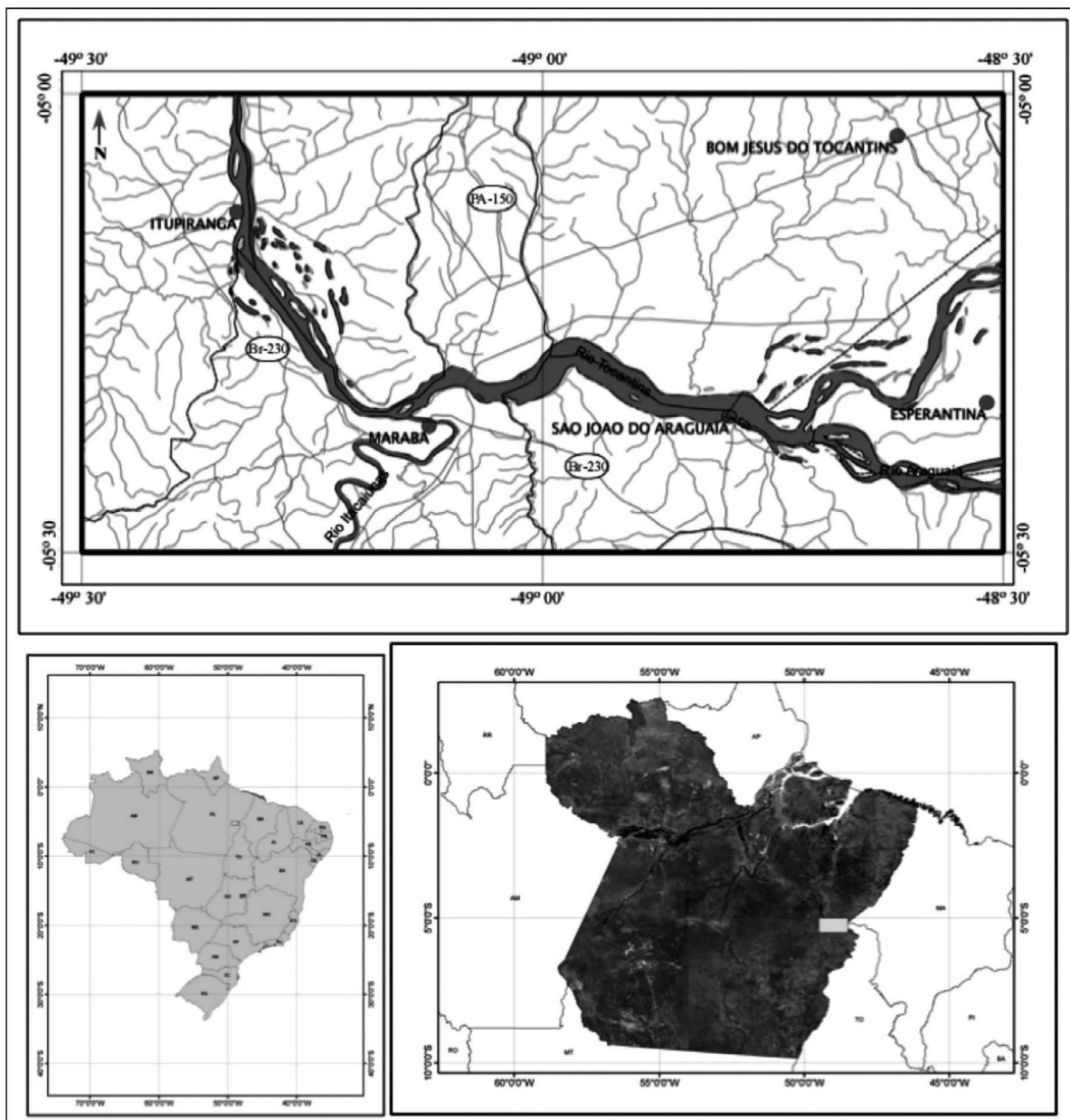


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.

ÁREA DE ESTUDO

A área estudada está localizada em parte da Folha Marabá (nas folhas SB-22-X-D-I e SB-22-X-D-II), na região sudeste do Estado do Pará e sudoeste do Estado do Maranhão.

A área compreende a região entre as duas principais anomalias de drenagem, conhecidas como “Bico do Papagaio” (região de confluência entre os rios Tocantins e Araguaia, fronteira entre os estados do Pará, Maranhão e Tocantins) e “Paleo-canal do Tocantins” (estrutura formada pela curvatura do Rio Tocantins em direção ao norte). Possui as seguintes coordenadas geográficas: Latitude $-5^{\circ} 00' 00''$ e $-5^{\circ} 30' 00''$; Longitude $-49^{\circ} 30' 00''$ e $-48^{\circ} 30' 00''$.

MATERIAIS E MÉTODO

PROCESSAMENTO E FOTO-INTERPRETAÇÃO DE PRODUTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Os produtos de sensoriamento remoto utilizados na análise morfotectônica operam na faixa das micro-ondas e foram disponibilizados pelo Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM), que dispõe de imagens geradas a partir do sensor SAR. As imagens são distribuídas em formato TIFF, sem processamento, com multipolarimetria, ou seja, quatro canais (VV, HH, HV e VH) e resolução espacial de 6 metros. Com essa resolução espacial é possível realizar mapeamentos diversos em escala de detalhe, com alcance de até 1:15.000. Cada imagem tem aproximadamente 125 x 20 km, totalizando uma área equivalente de 250.000 ha.

Para a realização da análise, as imagens SAR foram corrigidas radiometricamente (correções do padrão de antena, aplicação dos filtros *speckle* e *sharpen*) e geometricamente (ortorretificação).

O MDT utilizado neste trabalho provém do programa SRTM (NASA), reprocessado e distribuído pelo INPE no projeto Topodata, onde a resolução espacial original fornecido pela agência norte-americana é de 90 m e o dado reprocessado é distribuído, de forma gratuita pelo instituto brasileiro, com *pixel* reamostrado para 30 m. Esses dados serviram de base para ortorretificação das imagens de Radar do SIPAM, para composição de mapas hipsométricos e mapas temáticos diversos, bom como no auxílio de interpretação de geoformas regionais.

O projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) é um sistema RADAR que utilizou a técnica de interferometria para geração do Modelo Digital do Terreno (MDT), desenvolvido pela Agência Espacial Americana

(NASA) em parceria com o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI). Este sistema teve cobertura quase global operando na banda C, e os dados obtidos estão disponíveis na resolução espacial de 90 m para América do Sul (RABUS et al. 2003). Este imageamento ocorreu nos primeiros onze dias do mês de fevereiro do ano 2000, gerando produtos com resolução espacial de 30 e 90 m, que foram posteriormente disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS) via *web*.

A análise morfotectônica foi realizada a partir da interpretação de lineamentos, formas de relevo, análise das bacias hidrográficas dos rios Tocantins, Araguaia e Itacaiúnas, reconhecimento de anomalias de drenagem e distribuição das coberturas superficiais.

TRABALHO DE CAMPO

Os dados estruturais foram obtidos diretamente em campo, utilizando o método convencional geológico para medição e caracterização da deformação rúptil e/ou dúctil de rochas sedimentares cenozóicas.

As etapas de campo, com descrição geológica convencional e estrutural dos litotipos variados aflorantes, foram resumidas em cerca de 60 afloramentos naturais ou do tipo corte de estrada. Os principais afloramentos estão distribuídos ao longo da Rodovia Br-230 (Transamazônica), entre as cidades de Marabá e Itupiranga, bem como ao longo de ramais que cruzam essa rodovia e a rodovia Br-222, ao longo de estrada que liga Marabá à localidade de Beiradão, passando pela localidade de Murumuru.

RESULTADOS

O QUADRO GEOLÓGICO

As unidades geológicas aflorantes são: Província Transamazonas (Domínio Bacajá), formada por granitóides migmatizados e bastante alterados; Grupo Tucuruí (Formação Morrote), composta por rochas metamórficas de baixo grau, sendo a maior parte meta-grauvacas e meta-arenitos; Província Tocantins (Cinturão Araguaia / Formação Couto Magalhães), formada por filitos e muscovita-xistos; Formação Ipixuna (Cretáceo), arenito caulínico em afloramento localizado nas margens do Rio Vermelho; e sedimentos miocênicos argilo-arenosos (Formação Barreiras), com lateritas imaturas que sustentam os morros localizados na sede da cidade, e; um expressivo depósito aluvial proveniente da ação de erosão e deposição nos rios Tocantins, Araguaia e Itacaiúnas, com forte controle tectônico, formando amplas áreas aplainadas (Figura 02).

De acordo com Souza e Santos Jr. (2010), os depósitos sedimentares que afloram em cortes de estrada na rodovia Transamazônica (Br-230), próximas a cidade de Marabá (em direção à Itupiranga), pertencem ao contexto da borda Sul da Sub-Bacia de Mocajuba (Bacia do Marajó). Estes depósitos são carentes de estudos sedimentológicos e estratigráficos de detalhe, o que tem

ocasionado controvérsias quanto ao seu posicionamento estratigráfico e nomenclatura. De acordo com Costa et al (2002) e Soares et al (2011), a Bacia de Marajó é um rifte abortado e não apresenta movimentações tectônicas desde o início do Neocretáceo. O rifte inteiro, incluindo a sub-bacia de Mocajuba foi preenchido antes da deposição da Formação Barreiras.

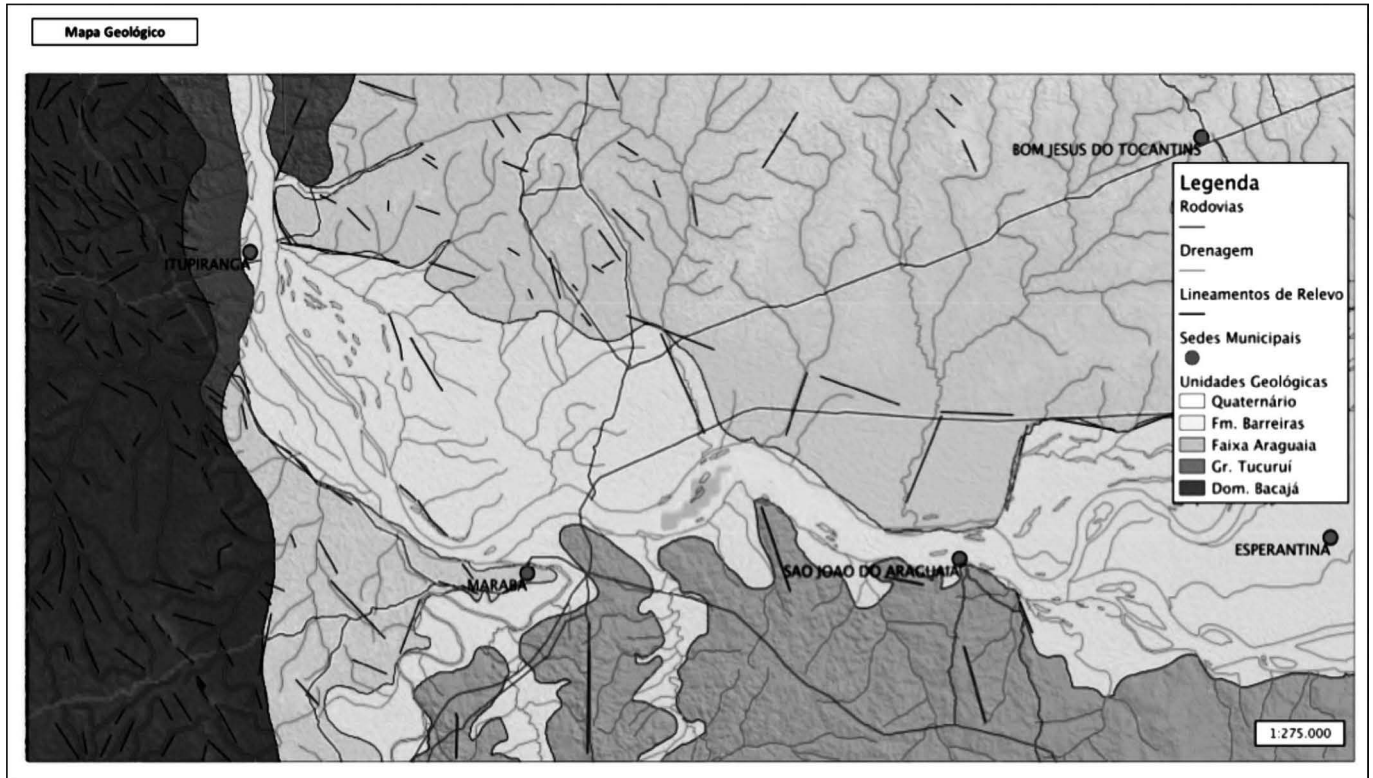


Figura 2 - Mapa de Unidades Geológicas da região de estudo.

QUADRO ESTRUTURAL

O quadro estrutural aqui abordado diz respeito ao comportamento rúptil das rochas, principalmente em função de sua resposta aos esforços em situação próxima à superfície, associada ao quadro evolutivo mais recente e associado ao regime neotectônico. As estruturas se ajustam em domínios estruturais, totalmente decorrentes dos litotipos e de suas associações estratigráficas, apresentados a seguir.

Padrão de Fraturamento

Foram reconhecidas diversas fraturas nos trabalhos de campo, porém em grandes áreas e grandes distâncias sem afloramentos não dá para reconhecer uma influência forte dessas fraturas, nem mesmo reconhecê-las no campo. O quadro do fraturamento geral engloba tanto juntas quanto falhas, exibindo uma grande distribuição e predomínio das fraturas subverticais (Figura 03). Predominam as fraturas ENE e NE, de alto ângulo de mergulho para NW, seguido de fraturas NNE também de alto ângulo para NW. O padrão NW-SE subvertical também comparece. Os últimos máximos estão direcionados próximos a EW, com mergulhos desde altos para N e para S até subverticais.

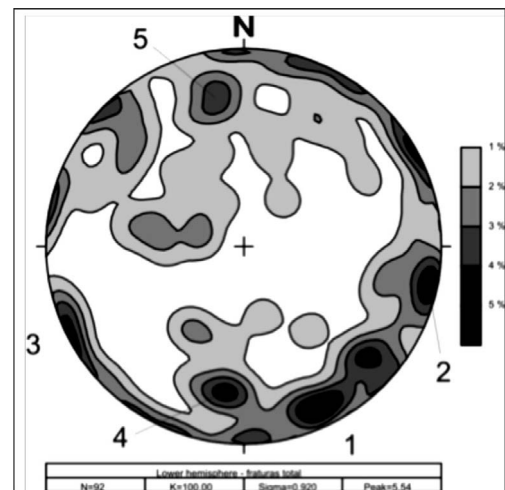


Figura 3 - Estereograma de frequência dos pólos das fraturas (incluindo juntas e falhas) da área estudada, em projeção no hemisfério inferior. As orientações preferenciais são: 1. N65E/80NW; 2. N12E/85NW; 3. N25W/VERTICAL; 4. N82W/60NE; 5. N80E/65SE.

Este padrão de fraturamento reflete razoavelmente o arranjo dos lineamentos de drenagem reconhecidos e tratados por frequência de lineamentos (Figura 04 direita) ou mesmo de comprimento acumulado (Figura 04 esquerda).

É interessante que, neste quadro, apenas as fraturas NW-SE parecem se ajustar às feições de relevo (Figura 04B), provavelmente neste caso fortemente influenciado pelas intercalações de rochas mais resistentes, com contatos verticalizados, associados ao embasamento pré-cambriano.

A retirada das falhas deste conjunto de dados leva a um arranjo definido, apesar do pequeno número de medidas. São reconhecidos os máximos em torno de ENE-WSW, NW-SE, WNW-ESE e NE-SW, todos de mergulhos subverticais, nesta ordem de importância (Figura 05). O baixo número de medidas é decorrente de extensas áreas pouco ou nada fraturadas, localmente com o desenvolvimento localizado de zonas de fraturas.

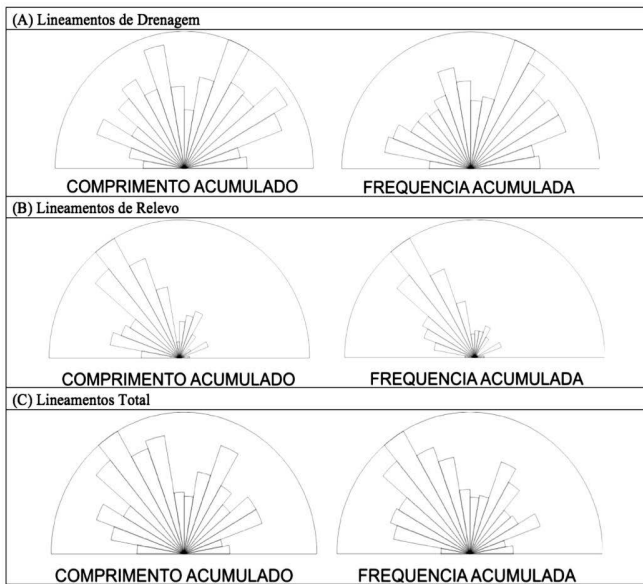


Figura 4 - Diagramas de roseta dos lineamentos de drenagem (A), de relevo (B) e total (C), construídos a partir das interpretações das imagens remotas, interpretados a partir do comprimento acumulado (esquerda) e da frequência acumulada (direita).

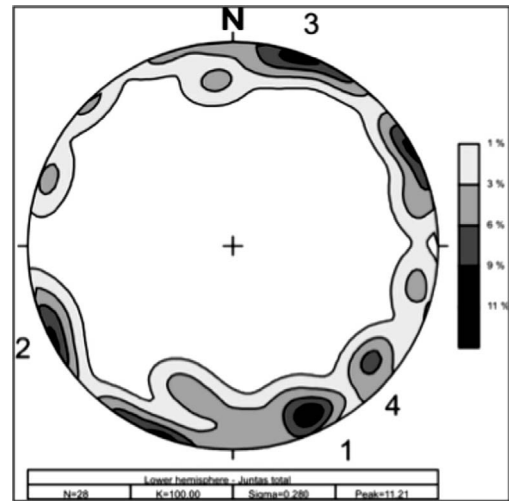


Figura 5 - Estereograma de frequência dos pólos das juntas da área estudada, em projeção no hemisfério inferior. As orientações preferenciais são: 1. N65E/80NW; 2. N25W/VERTICAL; 3. N72W/88SW; 4. N40E/75NW.

Falhas

Neste quadro, as falhas cumprem feição de destaque ocorrendo na forma de estruturas isoladas ou em conjuntos de estruturas (Figura 06) e também em função de sua associação com a paisagem, com a morfologia do terreno e com o ajuste da rede de drenagem, denunciando forte controle na evolução geológica mais recente e, assim, na evolução geomorfológica regional, como será demonstrado a seguir.

O resultado mostra um número de falhas três vezes maior que o de juntas. Ou seja, grande parte do fraturamento da área está registrado na forma de falhas, de pequenos rejeitos (decimétricos a métricos), que se concentram ao longo da margem esquerda do Rio Tocantins, principalmente a jusante da cidade de Marabá.

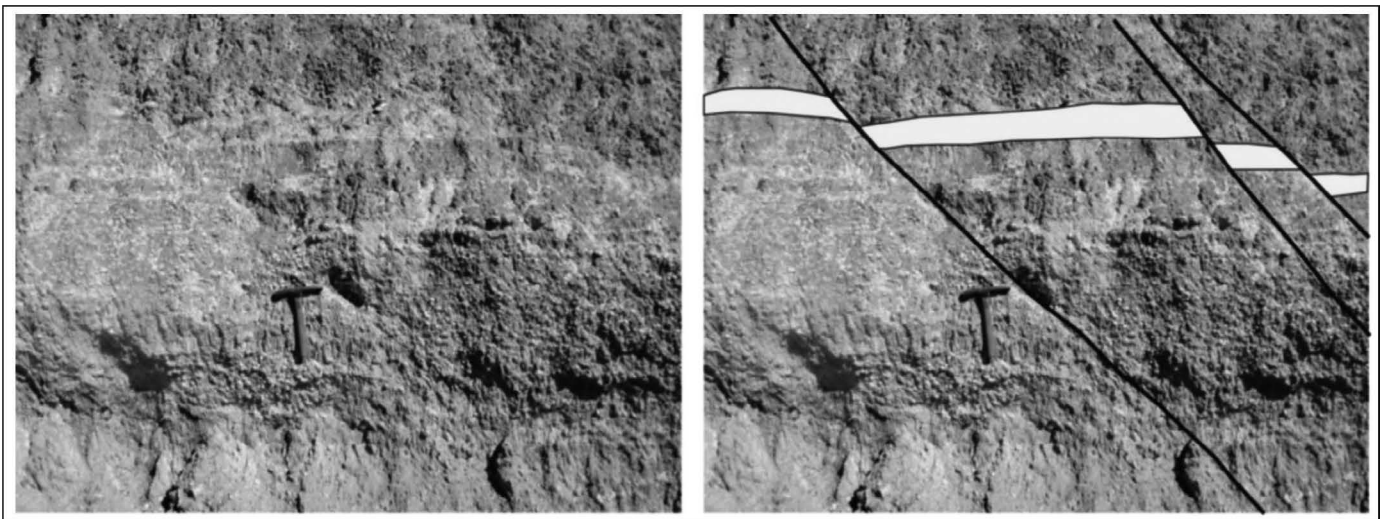


Figura 6 - Conjunto de falhas normais de rejeito decimétrico, com blocos progressivamente abatidos para a direita da foto (abatidos no sentido NE), no sentido da Rodovia Transamazônica, em direção à margem esquerda do Rio Tocantins (Rod. Transamazônica).

Os dados, observados em conjunto (Figura 07), mostram uma distribuição muito grande, com vários máximos se distribuindo em torno das direções NNE-SSW a NE-SW e WNW-ESE a NW-SE, com mergulhos médios a altos até subverticais. Predominam as falhas normais, seguidas das falhas inversas. Poucas falhas apresentaram movimentos oblíquos ou direcionais.

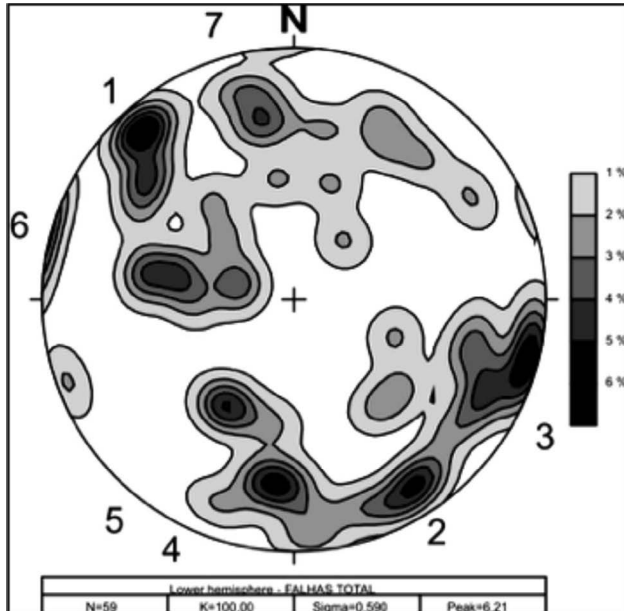


Figura 7 - Estereograma de frequência dos pólos das falhas da área estudada, em projeção no hemisfério inferior. As orientações preferenciais são: 1. N48E/78SE; 2. N55E/75NW; 3. N15E/85NW; 4. N85W/60NE; 5. N48W/42NE; 6. N10E/43SE; 7. N80E/63SE.

Falhas normais

As falhas normais constituem feições de destaque nos afloramentos ao longo da Rodovia Transamazônica (Figuras 08 e 09) e ocorrem em maior número (Figura 10), predominando falhas com orientações próximas de EW e mergulhos médios a altos para N, ENE e SSE. Um segundo conjunto se destaca, com orientações ENE-SSW a NE-SW, e mergulhos altos para NW ou SE.

Esta visão do conjunto, no entanto, não é muito clara nem muito ajustada ao entendimento do controle regional. A diagramação efetuada a partir dos compartimentos e seus limites, separando conjuntos de falhas NNE-SSW a NE-SW, e WNW-ESE a NW-SE, permite uma melhor caracterização do papel destas falhas.

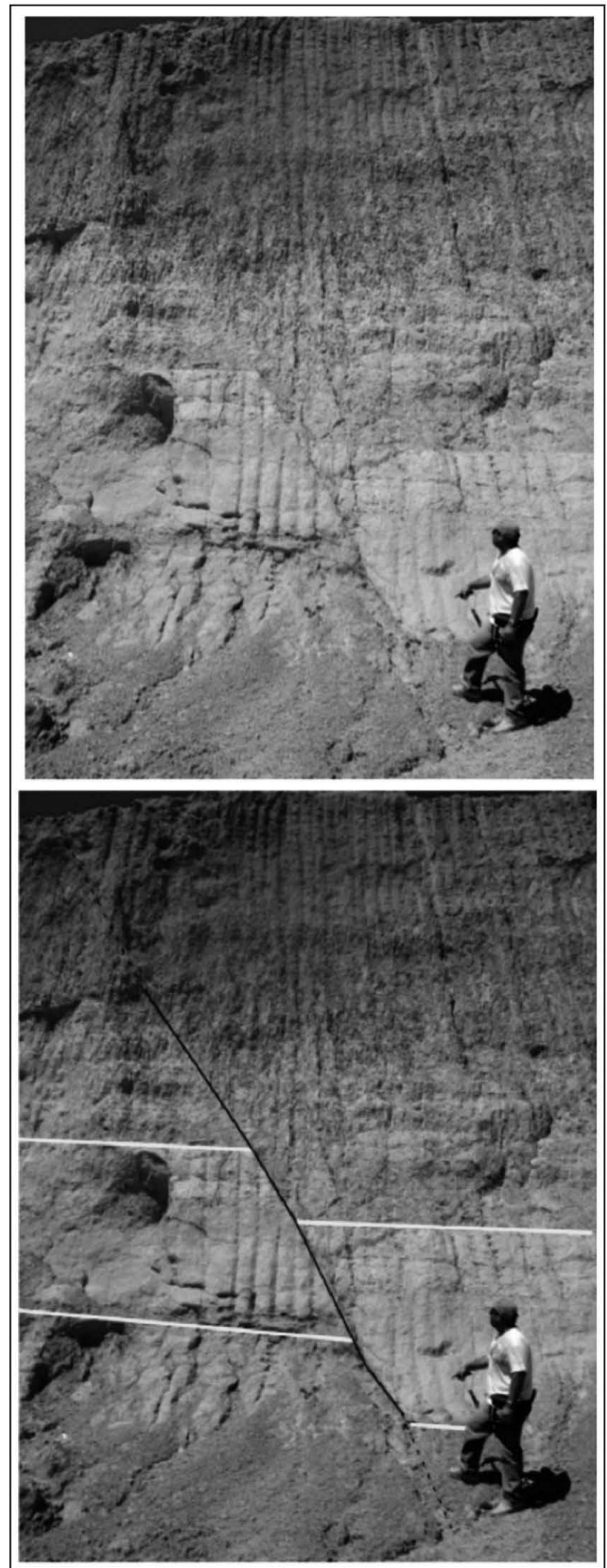


Figura 8 - Falha normal em sedimentos da Formação Barreiras, com abatimento do bloco à direita (Rodovia Transamazônica).



Figura 9 - Conjunto de falhas normais formando pares conjugados e estruturas em graben, horste e bloco abatido à direita, afetando sedimentos da Formação Barreiras (Rodovia Transamazônica).

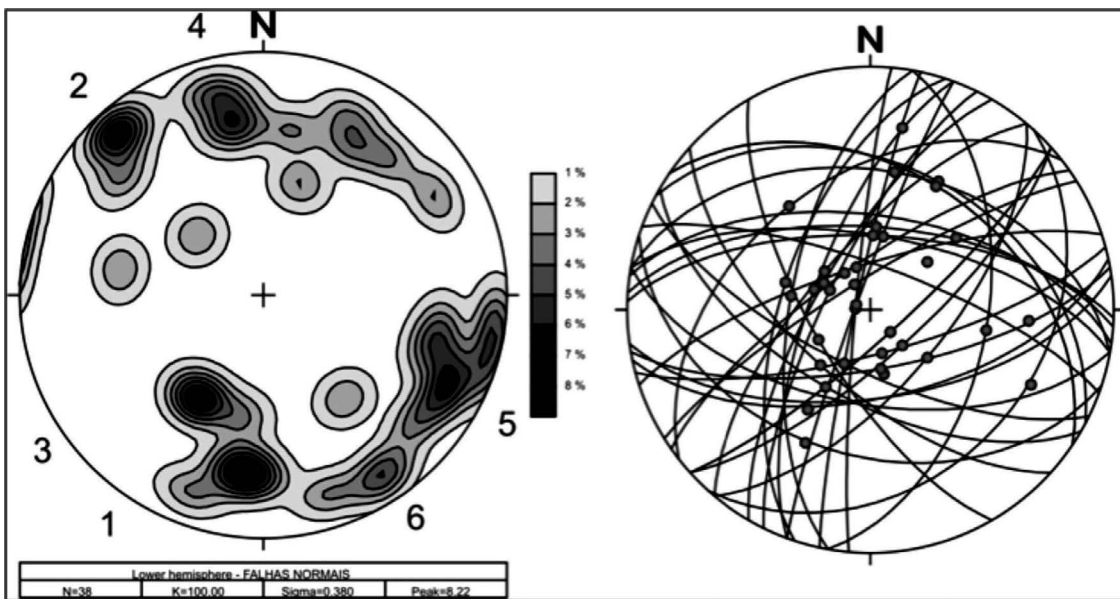


Figura 10 - Estereograma de frequência dos pólos das falhas normais da área estudada (esquerda), em projeção no hemisfério inferior. As orientações preferenciais são: 1. N85W/60NE; 2. N48E/78SE; 3. N58W/40NE; 4. N80E/62SE; 5. N25E/73NW; 6. N53E/76NW . À direita, projeção ciclográfica das falhas normais e respectivas estrias (proj. hemisfério inferior).

Esta separação em dois conjuntos é ainda sustentada pela observação local de falhas sindeposicionais, algumas reconhecidamente afetando apenas o pacote sedimentar inferior (Figura 11), direcionadas NNE-SSW a NE-SW, e o segundo conjunto (WNW-ESE) afetando inclusive as crostas lateríticas e o

perfil de alteração (Figuras 12 e 13), além de se ajustar ao quadro geomorfológico “fluvial”. Estas observações suportam, assim, uma separação dos conjuntos com base no seu tempo de formação, bem como na cinemática dos esforços atuantes na época de seu desenvolvimento.

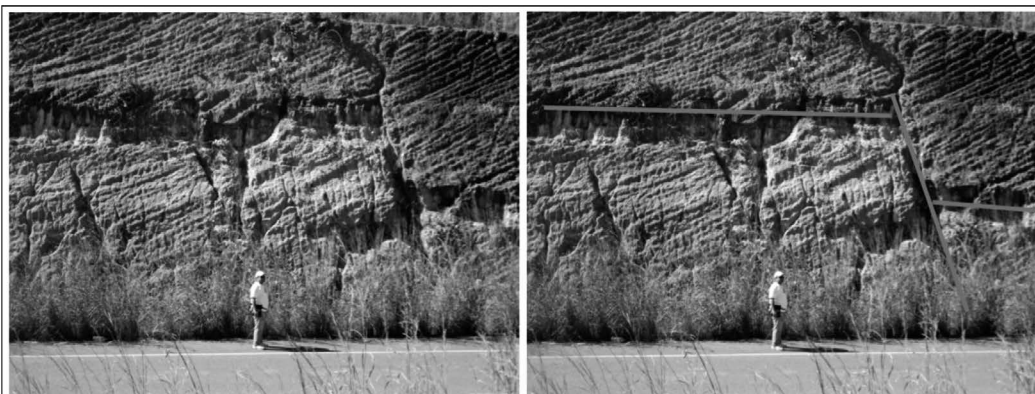


Figura 11 - Falha normal sindeposicional deslocando o pacote sedimentar inferior, com abatimento do bloco à direita. Notar que o conjunto superior não é afetado pela falha.

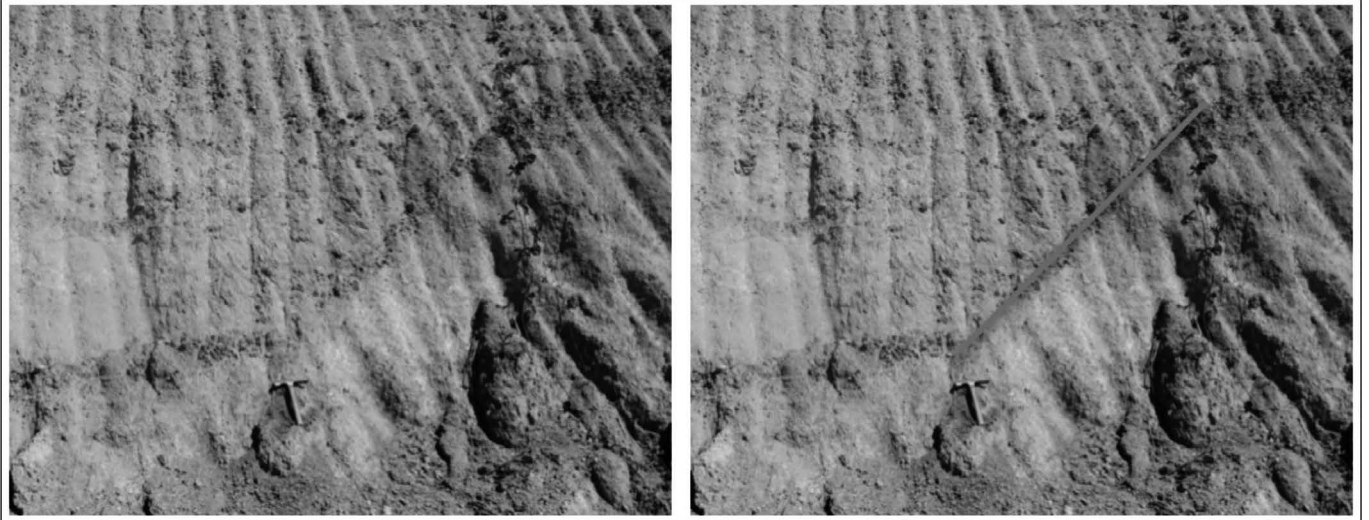


Figura 12 - Falha normal deslocando a crosta laterítica em abatimento do bloco da esquerda.

Falhas normais NNE-SSW a NE-SW

As falhas direcionadas NNE-SSW a NE-SW mostram alto a médio ângulo de mergulho, com orientações bem marcadas em torno de dois máximos, N25E/72NW e N55E/76NW (Figura 13), com dispersão alcançando a direção N10E. Este conjunto de falhas apresenta orientações bem definidas, e as falhas reconhecidas afetam sistematicamente as rochas do Grupo Barreiras. São

feições sistemáticas, repetitivamente reconhecidas ao longo da Rodovia Transamazônica. Os rejeitos são decimétricos a métricos e, pelo menos em alguns afloramentos visitados (Afloramentos 8, 9, 10, 11), há indícios de deformação sin-deposicional, ou pelo menos controlando a sedimentação do pacote imediatamente superior (Figura 14 – Prancha de Fotos de falhas diversas).

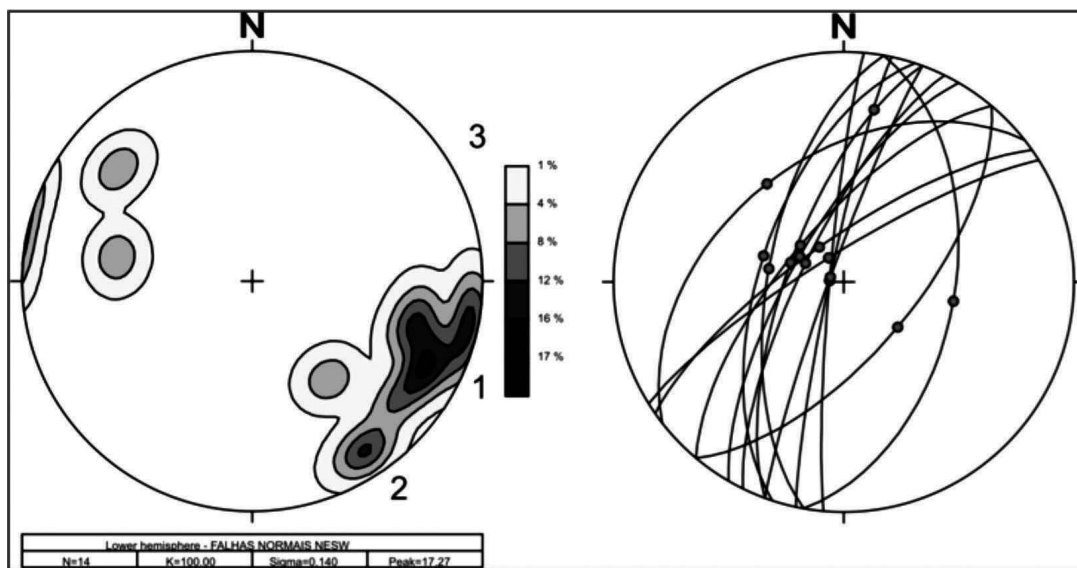


Figura 13 - Estereogramas das falhas normais do conjunto NNE-SSW a NE-SW, em projeção no hemisfério inferior. À esquerda, de frequência dos pólos, com as orientações preferenciais: 1. N25E/72NW; 2. N55E/76NW; 3. N18E/80NW. À direita, projeção ciclográfica das falhas normais e respectivas estrias.

Falhas normais WNW-ESE

As falhas normais com direção no quadrante NW-SE também formam máximos bem definidos, indicados pelas orientações preferenciais N85W/63NE e N60W/40NE (Figura 15). É mais marcante, porém, o posicionamento das estrias, fortemente orientadas NNE-SSW. Foram reconhecidas principalmente ao longo da Rodo-

via Transamazônica, como falhas isoladas ou ocorrendo em grupo, paralelas a subparalelas em arranjos de abatimento sucessivo (Figura 16) em direção à margem do Rio Tocantins, numa clara evidência de controle estrutural por falha de bloco abatido a NE, encaixando e controlando, neste setor, o curso do Rio Tocantins e de sua sedimentação no local.

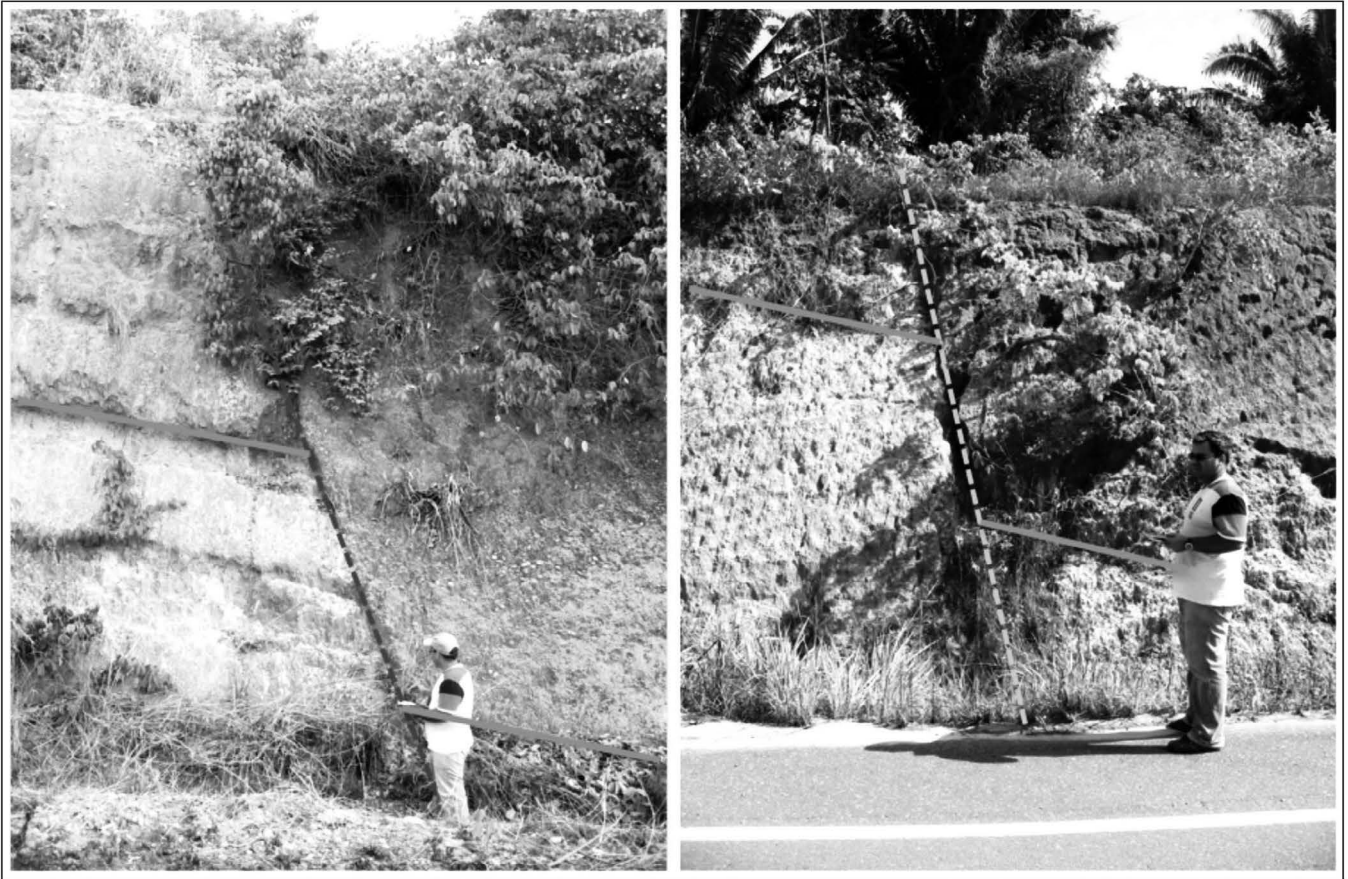


Figura 14 - Prancha com fotos de falhas deformando a Formação Barreiras.

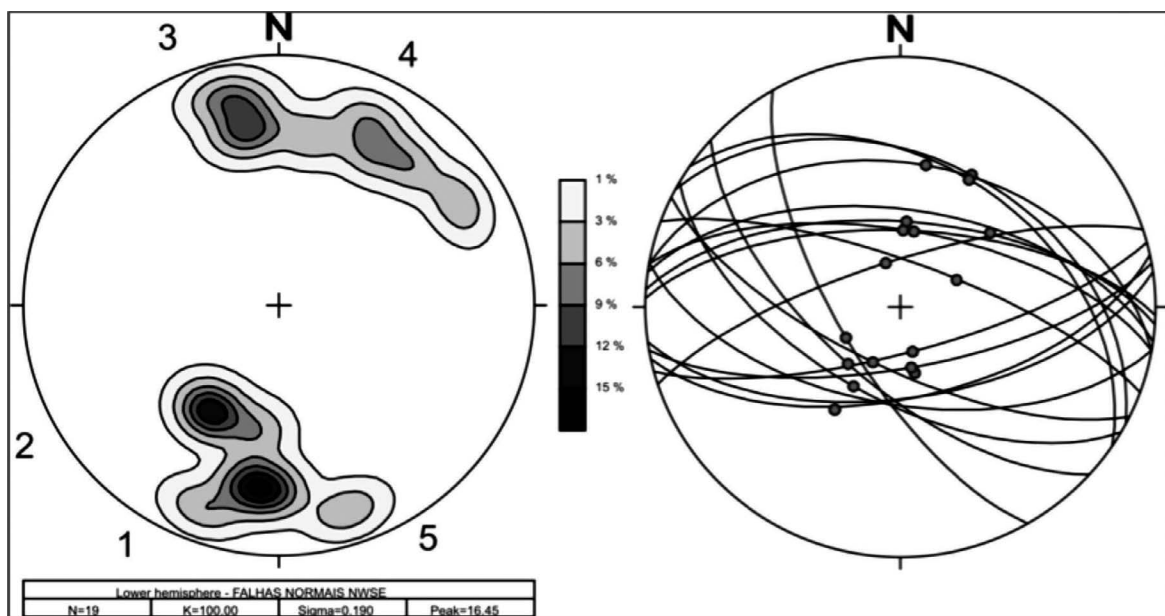


Figura 15 - Estereogramas das falhas normais do conjunto WNW-ESE, em projeção no hemisfério inferior. À esquerda, de frequência dos pólos, com as orientações preferenciais: 1. N85W/63NE; 2. N60W/40NE; 3. N80E/65SE; 4. N58W/64SW; 5. N70E/75NW. À direita, projeção ciclográfica das falhas normais e respectivas estrias.

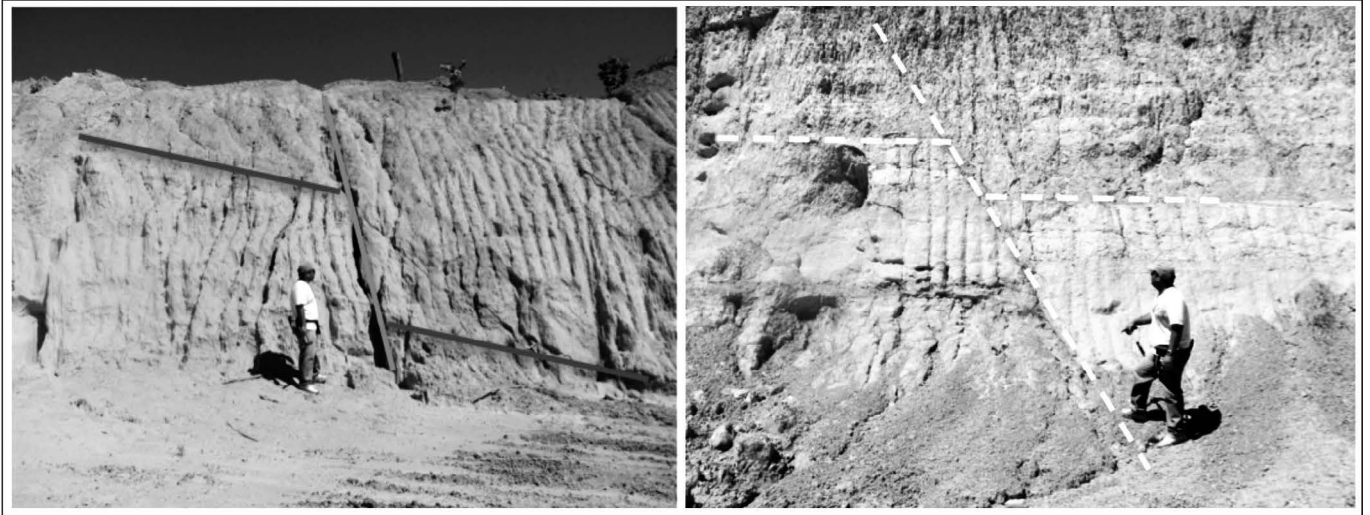


Figura 16 - Prancha com fotos de falhas deformando a Formação Barreiras.

Entre as falhas deste conjunto, cabe destacar, em função do quadro reconhecido pelos pesquisadores precedentes (COSTA et al., 1996; MELO Jr., 1998), as falhas que apresentam movimentação oblíqua (Figura 17), com direção próxima a NS, médio ângulo e mergulho e estrias com caimento para NE-SW. O movimento oblíquo reconhecido tem componente direcional destal, ajustando-se portanto ao quadro de falhas normais associadas com transcorrências destrais.

Desta forma, as falhas normais, além de terem sido reconhecidas em maior número, se arranjam em dois conjuntos muito bem estabelecidos, com direções diversas de eixos de paleotensões, como será discutido adiante.

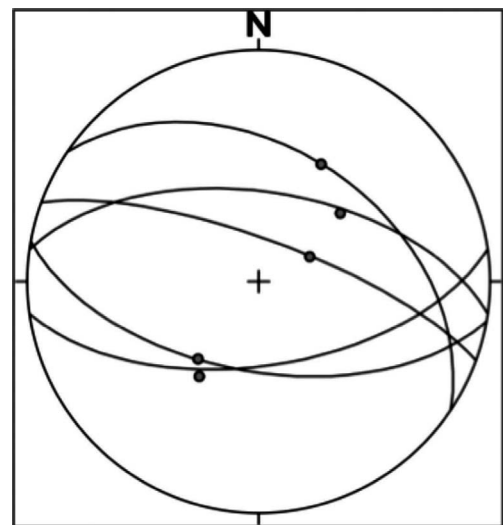


Figura 17 - Estereograma da projeção ciclográfica das falhas normais oblíquas do conjunto WNW-ESE e respectivas estrias, em projeção no hemisfério inferior.

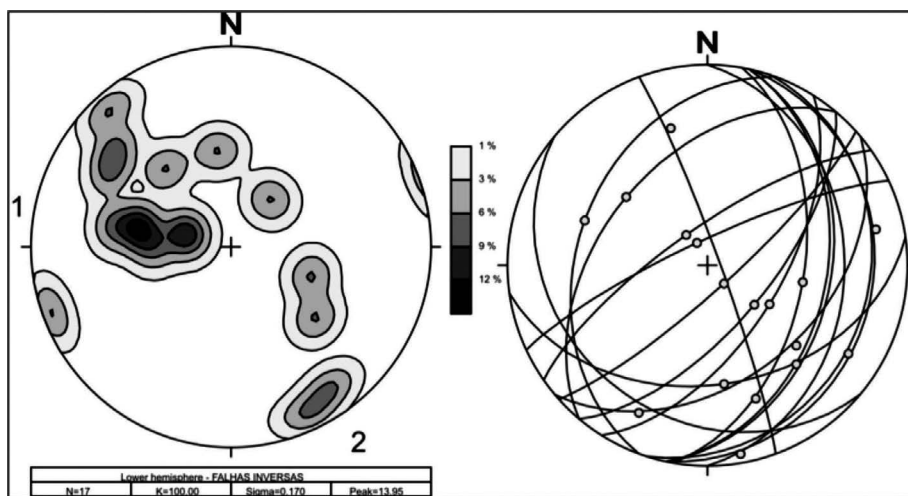


Figura 18 - Estereogramas das falhas inversas reconhecidas na área, em projeção no hemisfério inferior. À esquerda, de frequência dos pólos, com as orientações preferenciais: 1. N10E/40SE; 2. N15E/20SE; 3. N36E/30SE; N60E/78NW. À direita, projeção ciclográfica das falhas inversas e respectivas estrias.

Falhas inversas

As falhas inversas representam o segundo conjunto em número de falhas reconhecidas. Apresentam uma distribuição dos seus pólos ao longo de uma guirlanda NW-SE, indicando uma variação das direções predominando no quadrante NE-SW. A orientação preferencial é N10E/40SE, com máximos subordinados em N15E/20SE, N36E/30SE e N60E/78NW (Figura 18).

Estas falhas inversas ocorrem como pares ou sistemas paralelos, como falhas isoladas ou ainda formando caixa de falha com 0,5 a 1m de largura, com brechação e fragmentação intensas, constituindo domínios cataclásticos com intensa alteração das rochas. Em

afloramento, os conjuntos de falhas afetam filitos pré-cambrianos, porém são rochas alteradas e os planos estriados se desenvolveram sobre hidróxidos de ferro (limonita / goethita – Figura 20), indicando francamente movimentação posterior ao desenvolvimento do perfil de alteração. Foram reconhecidas também sobre rochas filíticas (da Faixa Araguaia), porém caracterizadas também como sendo desenvolvidas sobre as rochas alteradas (Figura 20).

Em afloramento descrito, forma caixa de falha afetando o perfil de alteração, com larga faixa de rochas cataclásticas associadas, deformando o horizonte mosqueado ou plíntico, com desenvolvimento de intensa zona brechada (Figura 21).



Figura 19 - Par de falhas inversas afetando filitos alterados em afloramento na Rodovia Transamazônica, cortando os traços da foliação / bandamento composicional. Na esquerda, planos de falhas inclinados para SE e SSE (lado esquerdo da foto). À direita, vista (de baixo para cima) do plano estriado de uma das falhas da foto ao lado, com estrias marcadas sobre o material ferruginoso da crosta laterítica.



Figura 20 - Par de falhas inversas afetando filitos alterados da Fx Araguaia, em planos inclinados com baixo ângulo para ESE (afloramento 33, leste de Marabá).



Figura 21 - Zona de "caixa de falha" de movimentação inversa em afloramento, afetando rochas graníticas alteradas e, principalmente, material argilo-arenoso com alteração de horizonte plíntico (ou mosqueado). Os planos de falhas mergulham com baixo ângulo para NW.



Figura 22 - Detalhe da zona de "caixa de falha" de movimentação inversa, exibindo a brechação intensa. Os planos de falhas mergulham com baixo ângulo para NW.

Falhas transcorrentes

Poucas foram as falhas transcorrentes reconhecidas, apenas três com movimentação dextral e uma com movimentação sinistral (Figura 23). Entre estas feições, cabe destacar as falhas dextrais com orientação EW, subverticais, apresentadas em trabalhos anteriores. A falha sinistral tem direção NNE-SSW, com alto ângulo de mergulho.

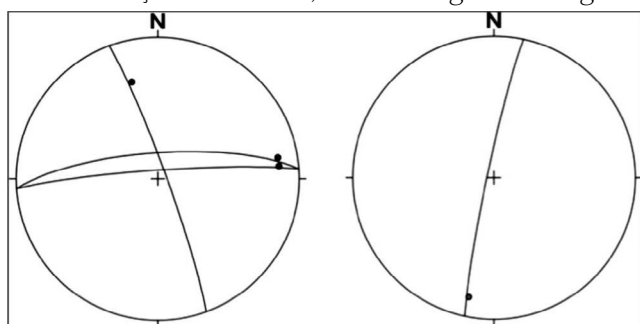


Figura 23 - Estereogramas da projeção ciclográfica das falhas transcorrentes dextrais (esquerda) e sinistras (direita), com respectivas estrias, em projeção no hemisfério inferior.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O QUADRO EVOLUTIVO

A partir das estruturas reconhecidas e sua associação com os conjuntos lito-estratigráficos e feições geomorfológicas, é possível interpretar um quadro evolutivo, onde as feições tectônicas desempenham importante papel no controle da sedimentação da Formação Barreiras, na sua distribuição, recobrando as rochas pré-cambrianas do Cráton Amazônico e da Faixa Araguaia, e no controle do desenvolvimento dos elementos de relevo e da implantação do sistema de drenagem.

Deformação na época da sedimentação Barreiras

A Formação Barreiras ocorre a partir de um lineamento de relevo NNE-SSW para Leste, lineamento este que encaixa o Rio Tocantins no seu curso inflexionado para a direção Norte. A partir desta estrutura, são reconhecidos sedimentos de leques aluviais, com muitos clastos do embasamento, em sequências sedimentares espessas que, progressivamente para leste, incluem pacotes sedimentares de canais, de planícies de inundação, de canais de fluxos. Esta mudança é acompanhada da diminuição da granulação e de camadas cada vez menos espessas. O modelo sedimentar é de leque aluvial proximal, com características cada vez mais distais para a direção leste.

O lineamento também se ajusta às falhas NNE-SSW reconhecidas, algumas delas afetando apenas parcialmente camadas sedimentares, lembrando estruturas sin-sedimentares. Desta forma, as falhas NNE-SSE são reconhecidas como sindeposicionais à Formação Barreiras.

reiras, a principal delas tendo formado relevo em bloco elevado a W, a partir do qual deve ter se instalado sistema de leques aluviais que progressivamente “empurrou” a Formação Pirabas para norte, na região NE do Estado do Pará. Reativações do sistema de falhas estariam

evidenciadas tanto nas falhas sindeposicionais quanto nos pulsos deposicionais, reconhecidos por paleopavimentos conglomeráticos e mesmo pelas estruturas de corte e preenchimento (sulcos erosivos) entre pacotes sedimentares sucessivos (Figura 24).



Figura 24 - Foto de sedimentos da Formação Barreiras, com destaque para paleopavimento conglomerático com feições de sulcos erosivos do pacote inferior, preenchidos por conglomerados retrabalhados e depositados antes do pulso deposicional superior – feição de corte e preenchimento (Rod. Transamazônica).

Paleotensões e evolução morfotectônica

O quadro de paleotensões para as falhas, construído com o auxílio do software WINTensor e elaborado pelo método dos diedros retos, aponta para uma distensão WNW-ESE (Figura 25), com σ_3 posicionado em N60W/18, σ_2 S30W/07 e σ_1 subvertical, orientado em S80W/71. Este arranjo se ajusta com boa aproximação a estudos realizados no nordeste do Brasil, com indicações de distensão EW a WNW-ESE para a Formação Barreiras (GOMES NETO, 2007; SOUZA et al., 1999; SOUZA et al., 2008). Segundo estes autores, as falhas com orientação próxima a NS e associadas a processo distensivo EW seriam sin- a pós- deposicionais à Formação Barreiras. Este pulso deformacional é interpretado como associado ao início do Mioceno, em função das idades reconhecidas para os sedimentos da Formação Barreiras (ARAI, 2006).

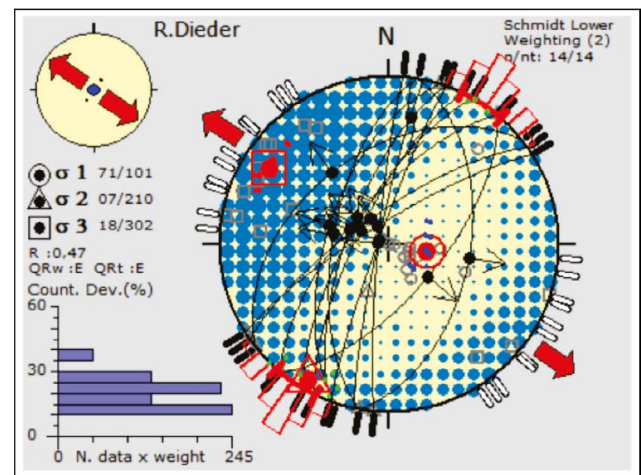


Figura 25 - Estereograma de dedução dos eixos de paleotensões para o conjunto de falhas NNE-SSW, interpretadas como associadas ao processo deposicional da Fm Barreiras (projeção no Hemisfério Inferior, construído com auxílio do software WINTensor 4.03, aplicando o método dos diedros retos).

Após a deposição da Formação Barreiras, há o registros de crosta laterítica e perfil de alteração com desenvolvimento de horizontes intempéricos ferruginoso, plíntico ou mosqueados e pálido ou caolinítico, reconhecidos em todos os afloramentos da Formação

Barreiras, indicam período de estabilidade e calmaria em ambiente tropical. Este período resultou em superfície de aplainamento reconhecida em grande parte da área, presente na forma de crosta laterítica em desmantelamento na porção SW (localmente designada como “gorgulho”), nas crostas lateríticas reconhecidas nos afloramentos ao longo da Rodovia Transamazônica, e nos morros testemunhos da porção norte central (Figuras 26 e 27), na margem direita do Rio Tocantins.



Figura 26 - Morro testemunho com topo aplainado sustentado por crosta laterítica na região centro-norte da área (Afloramento 50).



Figura 27 - Morro testemunho com topo aplainado sustentado por crosta laterítica na região centro-norte da área (afloramento corte de estrada, localizado na vicinal para a localidade de Murumuru).

Nos afloramentos ao longo da Rodovia Transamazônica, desde Marabá até o Rio Vermelho, e nas estradas que saem da rodovia para Sul e Sudoeste, topos aplainados são comuns e a laterita em desmantelamento forma um “cascalho”, chamado localmente de “gorgulho” (Figura 28), e usado para a pavimentação das estradas de terra. A ocorrência desses topos aplainados e da laterita denuncia um aplainamento generalizado e a formação de uma superfície pós-sedimentação da Formação Barreiras.



Figura 28 - Crosta laterítica desmantelada, utilizada na região para pavimentação das estradas de terra, conhecido localmente como “gorgulho” (Afloramento 34).

De acordo com Costa et al. (1991), os sedimentos da Formação Barreiras foram intemperizados no Pleistoceno, desenvolvendo perfis lateríticos maduros a imaturos reconhecidos em toda a Amazônia. É sobre este cenário que se desenvolveu o segundo conjunto de falhas. Na região estudada, é possível reconhecer um grande conjunto de falhas normais que afetam as rochas da Formação Barreiras, mas que também truncam o perfil de alteração e as lateritas. De acordo com o quadro regional estabelecido anteriormente, estas falhas devem estar associadas a sistemas transcorrentes e domínios de falhas de empurrão (COSTA et al, 1991, 1996, MELO Jr., 1998, entre outros).

As falhas normais deste conjunto têm direção preferencial próxima a WNW-ESE, com caimento para ambos os quadrantes. O estudo das paleotensões para este conjunto indica um posicionamento de σ_1 próximo da vertical, σ_2 em N55W/02 e σ_3 em N35E/03, marcando a direção de distensão para o conjunto de falhas (Figura 29).

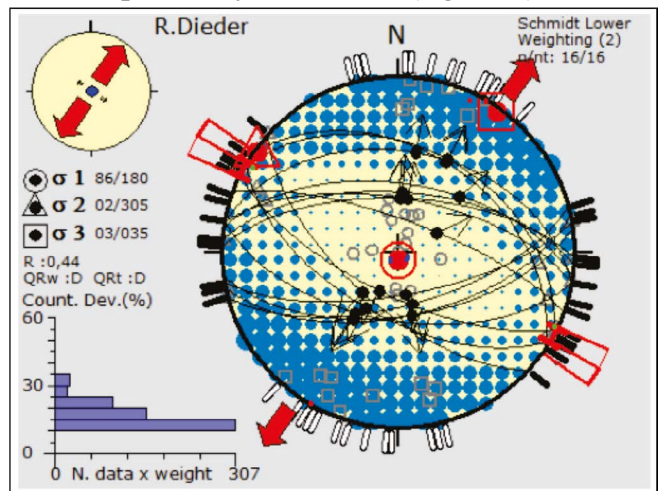


Figura 29 - Estereograma de dedução dos eixos de paleotensões para o conjunto de falhas WNW-ESE, interpretadas como associadas ao processo de implantação do quadro geomorfológico atual (projeção no Hemisfério Inferior, construído com auxílio do software WINTensor 4.03, aplicando o método dos diedros retos).

Este sistema de falhas apresenta mais de um pulso evolutivo, tendo provocado inicialmente o abatimento do bloco central da margem direita do Rio Tocantins, marcando o limite retilíneo entre os compartimentos III e V, com abatimento deste último. As coberturas presentes no Compartimento V são arenosas e inconsolidadas, oriundas da dissecação das rochas da Formação Barreiras do Compartimento III. As falhas deste conjunto, na margem esquerda do Rio Tocantins, mostram um abatimento sucessivo de blocos para NE, levando ao principal bloco abatido na forma de bacia romboédrica, onde se encaixa a planície aluvionar do Rio Tocantins.

A esse respeito, cabe destacar que parte das falhas apresenta rejeito oblíquo, com componente de movimentação direcional destal, também apontando para associação entre as estruturas deformacionais e para um processo de partição da deformação em função da orientação dos planos principais em relação aos esforços regionais.

O outro conjunto rúptil que também deforma as lateritas é representado por falhas de empurrão ou falhas inversas, cuja orientação preferencial está em torno da direção NE-SW, com mergulhos médios a altos para NW ou SE, e poucas de baixo ângulo de mergulho. Sistemáticamente, estas estruturas truncam o perfil de alteração laterítico, indicando uma atividade também jovem. Foram reconhecidas nas rochas na margem esquerda do Rio Tocantins, principalmente na região de Marabá, e algumas afetam as rochas pré-cambrianas do Cráton Amazônico, já alteradas.

O estudo das paleotensões para estas estruturas indica um quadro compressivo com σ_1 horizontal, na direção N45W, σ_2 N45E/horizontal e σ_3 vertical (Figura 30).

Pelo menos em parte, para as falhas inversas de alto ângulo de mergulho, há indícios de se tratarem de falhas normais reativadas pois, a partir de seus limites em blocos alto e baixo sucessivos.

Poucas falhas transcorrentes foram reconhecidas, apenas três destrais e uma sinistral, não sendo possível fazer um tratamento adequado. Certamente são necessários mais dados para sua compreensão total. No entanto, as falhas transcorrentes destrais direcionadas próximas a EW são importantes, principalmente pelo reconhecimento anterior (COSTA et al., 1996; MELO Jr, 1998). No quadro geral, elas também dão suporte para a interpretação regional, como será visto a seguir.

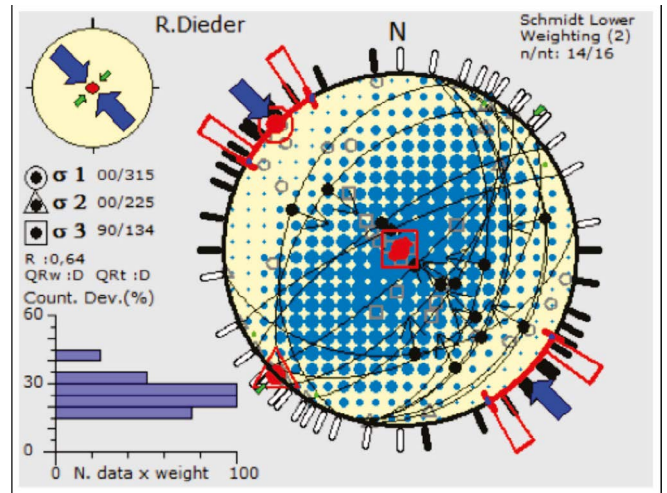


Figura 30 - Estereograma de dedução dos eixos de paleotensões para o conjunto de falhas inversas (projeção no Hemisfério Inferior, construído com auxílio do software WINTensor 4.03, aplicando o método dos diedros retos).

As falhas normais do segundo conjunto e as falhas inversas deformam as rochas da Formação Barreiras e truncam o perfil de alteração, por isso foram interpretadas como mais jovens e relacionadas ao quadro neotectônico. A presença de falhas transcorrentes destrais nos modelos evolutivos regionais também indica esta associação, de forma que elas são interpretadas nesta direção, neste mesmo sentido. Um grupo de estruturas decorrentes de um quadro evolutivo regional, neotectônico, com partição da deformação em segmentos distensivos (que em sua associação regional com estruturas transcorrentes destrais, deve ser visualizado como transtensivo ou transtrativo) alternados com segmentos compressivos (ou transpressivos).

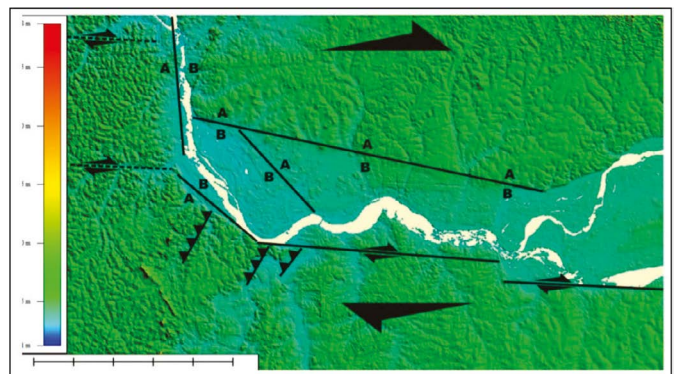


Figura 31 - Compartmentação morfotectônica da região de Marabá (PA), com indicação dos principais traços de falhas neotectônicas reconhecidas (falhas transcorrentes destrais, falhas normais e falhas inversas).

A figura 31 mostra esta interpretação em compartimentos morfotectônicos, condicionados por uma deformação principal transcorrentes destal direcionada EW, vertical, onde segmentos abatidos são controlados por falhas normais WNW-ESE a NW-SE, de caráter normal e caracterizando domínios transtensi-

vos. O exemplo mais clássico é a bacia romboédrica que encaixa o Rio Tocantins (Paleo-Canal do Tocantins). Na margem esquerda, com relevo mais alto, até a região de Marabá, domínio atual com ocorrência de falhas de empurrão, caracterizando domínio transpressivo. Saliencia-se que, na porção leste de Marabá, os metassedimentos da Faixa Araguaia afloram, sem a “cobertura” Barreiras, sendo ali reconhecidas falhas de empurrão deformando as rochas alteradas. Esta feição também indica um soerguimento (mesmo que de pequenas proporções), levando à erosão da possível cobertura (então existente), decorrentes do papel das falhas de empurrão no terreno. Poucas falhas transcorrentes foram reconhecidas, possivelmente porque, em afloramento de cortes de estrada, não promovem deslocamento reconhecível (separação vertical).

O arranjo reconhecido pode ser associado ao modelo de deformação de Riedel para sistema transcorrente dextral (Figura 32), onde as falhas transcorrentes associadas predominariam com a direção EW, na direção NW-SE predominam as estruturas trativas, entre elas as falhas normais, e na direção NE-SW, as falhas de empurrão e as direções axiais das dobras. Este regime tectônico é muito semelhante àquele apresentado anteriormente (COSTA et al. 1996, MELO Jr., 1998), e por vários autores que o sucederam para a região Amazônica, para a região de Marabá, e por Hasui e colaboradores em diversos trabalhos no território brasileiro. Se ajusta ao quadro neotectônico para o território brasileiro e é interpretado como decorrente da movimentação da Placa Sul-Americana para NW e sua interação com a Placa de Nazca à Oeste e com a Placa do Caribe a NW.

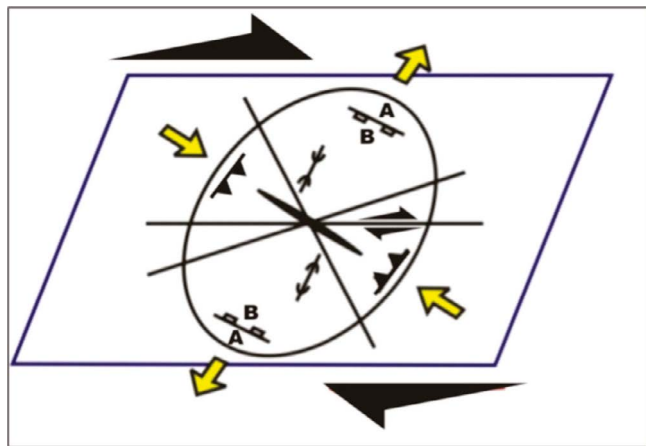


Figura 32 - Modelo de deformação de Riedel em binário dextral EW vertical, com partição da deformação e desenvolvimento de falhas transcorrentes dextrais EW, de falhas normais NW-SW e falhas inversas e dobras NE-SW.

Após cumpridas as fases de integração de dados de sensores remotos, lineamentos de relevo e drenagem para delimitação dos domínios morfoestruturais, com informações tectono-estruturais obtidas diretamente em campo, nota-se uma forte influência da tectônica

recente no quadro evolutivo regional para a região de Marabá. Em parte, foi possível identificar importante reativação de estruturas mais antigas, tanto do Cráton Amazonas quanto do Cinturão Araguaia.

Essas reativações são observadas principalmente sobre o limite do Cráton antigo Arqueano com a faixa móvel neoproterozóica, que é recoberto com sedimentos siliciclásticos miocênicos atribuídos à Formação Barreiras e extensos depósitos aluvionares (Quaternários). Ainda sobre a cobertura sedimentar miocênica, desenvolveram-se extensas áreas de aplainamento, bem como o perfil de alteração laterítico imaturo (COSTA, 1996) e crosta ferruginosa, atribuída ao período Neógeno. As falhas que cortam essas lateritas e os perfis de alteração possuem forte controle estrutural, com formação de Domínios Transpressivos, caracterizados por blocos abatidos, bacia romboédrica (Paleo-Canal do Tocantins), bem como a formação de arranjos transpressivos locais.

As consequências da movimentação neotectônica na região manifestam-se diretamente no relevo e na forma geral da rede de drenagem, definindo muitas feições morfológicas que podem ser utilizadas como indicadores de estilo, magnitude e taxa de movimentos tectônicos.

A reconstrução local, com indicação de distensão próxima a NNE - SSW, associada a esforços compressivos NS, seguida por distensão ENE-SSW, com esforços EW, se aproxima muito do quadro reconhecido inicialmente por Saadi e Torquato (1992), rerepresentado por Sousa et al. (1999) para a região de Ponta Grossa / Icapuí, e Gomes Neto (2007) para a região do baixo vale do Rio Jaguaribe, no Ceará. Os resultados podem ser comparados àqueles apresentados por Bezerra e Vita-Finzi (2000) para a região Nordeste do Brasil, com esforços compressivos direcionados entre NW-SE e WNW-ESE, e diedros distensivos correspondentes orientados em NE-SW a NNE-SSW. Podem ser comparados também aos resultados mostrados por vários pesquisadores nas regiões norte e sudeste do país.

Desta forma, estas estruturas são interpretadas como resultantes do regime neotectônico atuando sobre as rochas miocênicas da Formação Barreiras, na região de Marabá, associado a binário dextral transcorrente com direção próxima a EW, vertical, cuja componente de esforços distensivo estende-se na direção NNE-SSW, afetando principalmente o Rio Tocantins e formando as principais anomalias de drenagem da região. Este regime é responsável pela formação das falhas, pela deformação das rochas da Formação Barreiras e pela formação do padrão de faturamento principal reconhecido naquelas rochas, promovendo então falhas de pequeno e médio deslocamento para acomodar a deformação.

REFERÊNCIAS

- ARAI, M. A Grande elevação eustática do mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.
- COSTA, J. B. S. HASUI, Y, BEMERGUY, R. L., BORGES, M. S. 1996. Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos. Revista de Geociências*, v.4, n.2, p.23-44.
- Costa, J. B. S. ; Hasui, Y. ; Bamerguy, R. L. ; SOARES JUNIOR, A. V. ; Villegas, J. M. C. . Tectonics and Paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, p. 519-531, 2002.
- MELO JR, H. R. 1998. Neotectônica na região de Marabá – PA. Trabalho de Conclusão de Curso, Geologia, UFPA.
- SOARES JUNIOR, A. V.; MACHADO, F. B. ; SOUZA, I. A. ; FRANCO-MAGALHAES, A. O. B. ; Hasui, Y. . The Gondwana breakup in Equatorial Atlantic Ocean during Mesozoic. In: *Gondwana 14*, 2011, Búzios - RJ. Anais - CD-ROM, 2011.
- BEZERRA, F. H; VITA-FINZI, C. (2000). How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brasil. *Geology*. v. 28: 591-594.
- Costa, J.B.S; Igreja; H.L.S.; Borges, M.S.; Hasui, Y. Aspectos estruturais da tectônica mesozoica do Brasil Setentrional. In: SIMPÓSIO DE Geologia da Amazônia, 3, Belém, 1991. Atas... Belém, SBGeo, 1991.
- GOMES NETO, A.G. Neotectônica no baixo vale do Rio Jaguaribe – Ceará (Tese (Doutorado) Universidade Estadual Paulista UNESP, Rio Claro, 234p, 2007.
- Rabus, B.; Eineder, M.; Roth, A.; Bamler, R. 2003. The shuttle radar topography mission - A new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, v. 57, p. 241-262, 2003.
- Saadí, A.; Torquato, J.R. Neotectônica no Ceará: uma hipótese de interpretação global. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. Anais..... São Paulo, SBGeo, vol.1, p. 597-598, 1992.
- SAADI, A. & TORQUATO, J.R. (1994) Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Revista de Geologia, Fortaleza-CE*. 5: 5-38.
- SOUZA, S. C. R; SANTOS JUNIOR, A. E. S. Fácies e estratigrafia da sedimentação proximal da Formação Barreiras, sul do sistema de gráben do Marajó, região de Marabá. 45o. Congresso Brasileiro de Geologia. 2010. Anais...
- SOUZA-FILHO, P. W. M.; QUADROS, M. L. E. S.; SCANDOLARA, J. E.; FILHO, E. P. S.; REIS, M. R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29,p. 469-476, 1999.
- SOUZA, D.C.; SÁ, E.F.J.; ANTUNES, A.F. Deformação neógena e suas implicações na estruturação dos campos de petróleo na região de Icapuí-Ponta Grossa (CE), Bacia Potiguar emersa. *Revista Brasileira de Geociências*, , 38(2 - suplemento): 97-110, junho de 2008.

Caracterização microestrutural e da alteração hidrotermal dos granitoides arqueanos próximos de vila Planalto - Canaã dos Carajás, Província Carajás

Microstructural and hydrothermal alteration characterization of Archean granitoids near to Vila Planalto - Canaã dos Carajás, Carajás Province

Caio José Soares Mesquita¹, Gilmara Regina Lima Feio²

RESUMO: Este trabalho caracterizou aspectos microestruturais e de alteração hidrotermal dos granitoides arqueanos próximos de vila Planalto, município de Canaã dos Carajás. O estudo microestrutural mostrou que próximo às zonas de cisalhamento texturas primárias são modificadas e estruturas deformacionais são impressas, bem como formação de minerais secundários. A sequência deformacional dos minerais félsicos é representada pelas seguintes microestruturas: extinção ondulante; subgrãos; novos grãos; extinção ondulante de novos grãos; formação de subgrãos em novos grãos e fraturas. A sequência evolutiva dos mecanismos de deformação associada às microestruturas é, respectivamente: migração de deslocamentos; recuperação; recristalização; migração de deslocamentos em novos grãos; recuperação em novos grãos e fraturamento intercrystalino. Os tipos de alteração hidrotermal identificadas foram alteração sódica cálcica e alteração potássica II no Trondhjemite Rio Verde, bem como alteração sódica e potássica I no Granito Vila Serra Dourada. As análises via EDS confirmaram a ação da alteração hidrotermal com a presença de biotitas verdes, empobrecidas em Ti, formação de actinolita e cristais de epidoto proveniente da alteração de plagioclásio e cristais de magnetita martitizados. A sequência dos estágios de alteração hidrotermal é dada por: albitização; escapolitização; formação de óxidos de ferro; potássica I; sódica Cálcica; e potássica II, respectivamente. Portanto, o Trondhjemite Rio Verde e o Granito Vila Serra Dourada são rochas ígneas metamorfas e deformadas ao longo de zonas de cisalhamento. O Gnaiss ganítico Bom Jesus é considerado rocha metamórfica, de origem ígnea, formada em condições de fácies anfíbolito a granulito. Conclui-se que a alteração hidrotermal na área de vila Planalto ocorreu através da percolação de fluidos hidrotermais por fraturas geradas pelas zonas de cisalhamento.

PALAVRAS-CHAVE: Microestrutural; hidrotermalismo; granitoides; Província Carajás.

ABSTRACT: This study characterized the microstructural aspects and hydrothermal alteration of Archean granitoids near Planalto village, municipality of Canaã dos Carajás. The microstructural study showed that close to shear zones the primary textures are modified and deformational structures are printed, as well as formation of secondary minerals. The deformational sequence of felsic minerals is represented by the following microstructures: undulating extinction; subgrains; new grains; undulant extinction of new grains; subgrains formation of new grains and fractures. The evolutionary order of deformation mechanisms associated with microstructures are respectively: dislocation migration; recovery; recrystallization; dislocation migration in new grains; recovery in new grains and intercrystal-line fracture. The types of identified hydrothermal alteration were sodium-calcium alteration and potassic alteration II in Trondhjemite Rio Verde, as well as Sodium and potassic I alterations in Vila Serra Dourada Granite. Analyses by EDS confirmed the action of hydrothermal alteration with presence of green biotite, impoverished in Ti, actinolite training and epidote crystals from the alteration of plagioclase and, crystals of oxidized magnetite. The sequence of hydrothermal alteration stages is given by: albitization; scapolitization; formation of iron oxide; Potassic I; calcium-Sodium; and potassium II, respectively. Therefore, the Rio Verde Trondhjemite and Vila Serra Dourada Granite are metamorphosed igneous rocks and deformed along shear zones. The Bom Jesus Gneiss is considered metamorphic rock of igneous origin, formed in amphibolite facies conditions to granulite. It is concluded that the hydrothermal alteration in the Planalto area occurred through the percolation of hydrothermal fluids fractures generated by shear zones.

KEYWORDS: Microstructural; hydrothermalism, granitoids; Carajás Province.

¹ Universidade Federal do Pará – Instituto de Geociências - Campus Universitário do Guamá, CEP 66.07-110. Belém - Pará - Brasil.
E-mail: caiojsm@gmail.com. Tel: (91)3226-2024

² Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará - Instituto de Geociências e Engenharias - Folha 17, Qd. 04, Lote Especial. Nova Marabá, Marabá - PA. 68505-030.
E-mail: gilmarafeio@unifesspa.edu.br. Tel: (91)21015908

INTRODUÇÃO

O Subdomínio Canaã do Carajás (Dall'Agnol *et al.*, 2013), localizado na porção norte da Província Carajás (Fig. 1a), é formado por uma ampla variedade de granitoides e rochas máficas de idade arqueana, intrudidos pelos granitos tipo-A Paleoproterozóicos (Dall'Agnol *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2010; Santos *et al.*, 2013a). Estudos geológicos, geoquímicos e isotópicos realizados em granitoides do Subdomínio de Transição (Feio, 2011) ou Subdomínio Canaã dos Carajás (Dall'Agnol *et al.*, 2013) têm melhorado o conhecimento sobre a geologia da Província Carajás. A área de Canaã dos Carajás, porção nordeste do subdomínio Canaã dos Carajás (Fig. 1b), é a porção mais bem estudada deste segmento da Província Carajás. Porém, apesar de existir estudos minuciosos sobre os granitoides da área de Canaã dos Carajás, faltava uma melhor caracterização da deformação/metamorfismo (?) e alteração hidrotermal dos granitoides ao longo do corredor de cisalhamento que afetou as unidades próximas de vila Planalto (Fig. 1c). Embora vários pesquisadores estejam discutindo a gênese dos depósitos de Cu de Carajás, a maior parte dos estudos sobre alteração hidrotermal na área de Canaã dos Carajás estava limitado aos depósitos do Sossego/Sequeirinho e corpos satélites associados ao Tonalito Bacaba (Sousa, 2007; Monteiro *et al.*, 2010; Moreto *et al.*, 2011; Craveiro *et al.*, 2012) faltando uma discussão sobre deformação e possível relação com a alteração hidrotermal.

Por esta razão, neste trabalho os dados obtidos acerca de deformação e alteração hidrotermal da área de estudo permitiram um avanço considerável na compreensão dos processos *subsolidus* atuantes nos granitoides da região de Canaã dos Carajás, bem como entender a relação entre as rochas e a gênese dos depósitos IOCG da Província Carajás. Este trabalho vincula-se ao projeto de pesquisa “Caracterização dos granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás” e “Instituto Nacional de Geociências da Amazônia”, ambos financiados pelo CNPQ.

MATERIAIS E MÉTODOS

Levantamento bibliográfico

Primeiramente foi realizada uma pesquisa bibliográfica com ênfase em rochas TTG e granitos arqueanos, deformação sintectônica e metamorfismo e alteração hidrotermal bem como paragêneses minerais de depósitos tipo IOCG. Paralelamente, foram pesquisadas características petrográficas e mineralógicas de TTG

arqueanos da Província Carajás. Para realizar os estudos microestruturais foram utilizadas as seguintes referências: Blenkinsop (2000), Vernon (2004), Passchier & Trouw (2005), Trouw *et al.*, (2010) e Fossen (2012).

Estudo petrográfico

Realizaram-se estudos mineralógicos concomitantes a estudos petrográficos minuciosos em 33 amostras representativas dos diversos granitoides da área de vila Planalto, com ênfase em microestrutural (deformação) e alteração hidrotermal. Tais estudos foram realizados ao microscópio óptico (Modelo ZEISS-Axioskop 40) em luz transmitida e refletida. Os mesmos foram efetuados no Laboratório de Petrografia da Faculdade de Geologia (FAGEO) da Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (Unifesspa).

Estudo mineralógico

Foi realizada a caracterização dos minerais chaves para determinação da alteração hidrotermal através de microscopia eletrônica de varredura, utilizando-se do método de análises semiquantitativa por EDS (Espectroscopia de Raios-X por Dispersão de Energia), no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA utilizando-se microscópio eletrônico LEO modelo 1430, sob condições de voltagem de 20kv, tempo de análise de 30s, a 15 mm de distância e diâmetro de feixe de 5 micrômetros. As lâminas polidas de amostras utilizadas para análise foram preparadas e metalizadas a carbono.

GEOLOGIA REGIONAL

Província Carajás

A Província Carajás localizada no sudeste do Cráton Amazônico (Fig. 1a) é subdividida em dois domínios tectônicos denominados: Domínio Rio Maria (DRM), ao sul, e Domínio Carajás (DC), ao norte (Vasques *et al.*, 2008) (Fig. 1b). O Domínio Rio Maria, formado durante o final do Mesoarqueano (3,0 a 2,86 Ga), é o domínio cuja evolução geológica foi estudada em maior detalhe dentro da Província Carajás (Dall'Agnol *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2009; Almeida *et al.*, 2011). Estudos recentemente realizados por Dall'Agnol *et al.*, (2013), propuseram a subdivisão do Domínio Carajás em Bacia Carajás, subdomínio Sapucaia e subdomínio Canaã dos Carajás (Fig. 1b), baseada em diferenças geológicas e tectônicas.

O Domínio Rio Maria está localizado na porção sul da Província Carajás e compreende uma crosta fundamentalmente mesoarqueana. É formado por *Greenstone belts* (Supergrupo Andorinhas) e por cinco principais grupos de granitoides arqueanos (Almeida *et al.*, 2010; 2011; Althoff *et al.*, 2000; Dall'Agnol *et al.*, 2006; Leite, 2001; Leite *et al.*, 2004; Macambira & Lafon, 1995; Oli-

veira *et al.*, 2009; Pimentel & Machado, 1994), os quais são: (1) Séries TTGs mais antigas formadas em dois episódios distintos, sendo o mais antigo (2,96 a 2,93 ± 0,02 Ga); (2) granitoides tipo sanukitóide, principalmente, granodioritos com alto Mg (2,87 Ga); (3) leucogranodioritos e leucomonzogranitos cálcico-alcálicos enriquecidos em Ba e Sr, (2,87 Ga); (4) TTGs mais jovens (2,86 Ga); e (5) leucogranitos alto K (2,86 Ga).

Na Bacia Carajás, porção norte do Domínio Carajás, o magmatismo é bimodal, e constituído principalmente rochas máficas neoarqueanas (Vasquez *et al.*, 2008) intrudidas por granitos neoarqueanos (2,75 a 2,73 Ga).

As principais unidades do subdomínio Sapucaia (2,95 a 2,73Ga) apresentam similaridades litológicas com as rochas dominantes do Domínio Rio Maria, mas foram fortemente afetadas por eventos tectônicos neoarqueanos e intrudidas por plútons da Suíte Vila Jussara (Oliveira *et al.*, 2010; Dall Agnol *et al.*, 2013; Gabriel e Oliveira, 2014; Teixeira *et al.*, 2013; Santos *et al.*, 2013b; Silva *et al.*, 2014; Santos e Oliveira, 2014; Rodrigues *et al.*, 2014). O subdomínio Canaã dos Carajás compreende granitoides arqueanos e subordinadamente rochas granulíticas ou charnockíticas (Vasquez *et al.*, 2008 Dall' Agnol *et al.*, 2013). Feio *et al.*, (2013) caracterizaram os granitoides arqueanos da área de Canaã e individualizaram quatro eventos magmáticos principais: (1) em 3,05-3,0 Ga ocorreu a formação do protólito do Complexo

Pium, Tonalito Bacaba (Moreto *et al.*, 2011) e de rochas com idades similares; (2) em 2,96-2,93 Ga deu-se a cristalização do Granito Canaã dos Carajás e a formação das rochas mais antigas do Trondhjemito Rio Verde; (3) em 2,87-2,83 Ga foram formados o Tonalito Campina Verde e os granitos Bom Jesus, Cruzadão e Vila Serra Dourada; (4) no Neoarqueano, em 2,75-2,73 Ga (Feio *et al.*, 2012, 2013; Santos, *et al.*, 2013c) foram originadas as suítes Planalto e Pedra Branca; e rochas charnockíticas. Além dos granitoides desta porção do Subdomínio de Transição, encontra-se o Diopsídio-Norito Pium, a oeste de Canaã dos Carajás, o qual foi, primeiramente, associado à idade mesoarqueana (Pidgeon *et al.*, 2000) ou como associação charnockítica formada durante o Neoarqueano (Vasquez *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2013c).

GEOLOGIA LOCAL

O mapeamento geológico efetuado pelos pesquisadores do GPPG (Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides-UFGA) individualizou três principais tipos de granitoides na área de vila Planalto, as quais são Trondhjemito Rio Verde, Gnaiss Granítico Bom Jesus e Granito Vila Serra Dourada (Fig. 1c). A distinção entre as unidades foi difícil de ser realizada, pois esta área é interceptada por um corredor de cisalhamento que provocou a deformação e, provavelmente, a circulação de fluidos alterando as rochas da área.

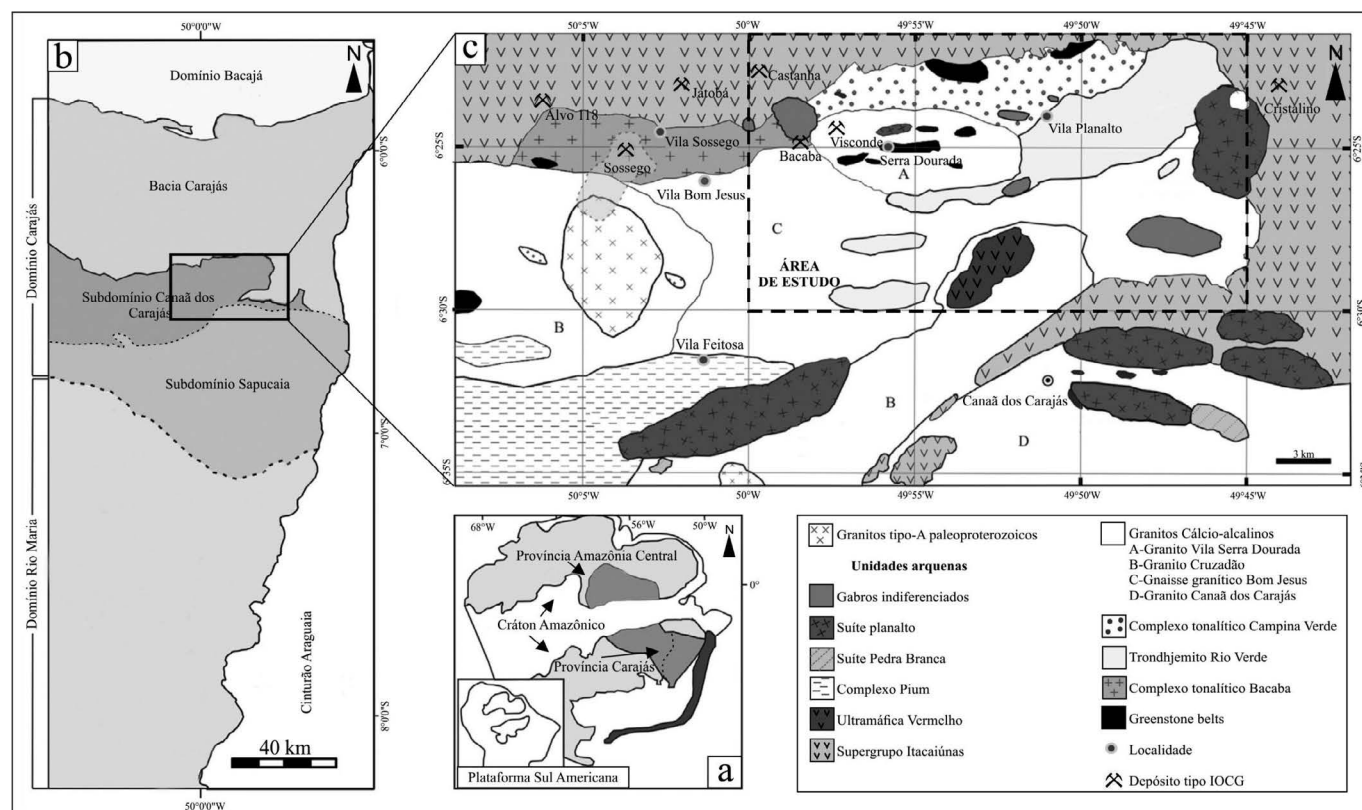


Figura 1 - a) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico; b) Mapa geológico simplificado da Província Carajás, evidenciando os Domínios Rio Maria e Carajás, e suas subdivisões, os subdomínios Sapucaia, Canaã dos Carajás e Bacia Carajás; o retângulo corresponde à área de estudo. c) Mapa esquemático e litológico das proximidades de vila Planalto, evidenciando os granitoides estudados (mod. de Cunha *et al.*, 2016).

Trondhjemitó Rio Verde

O Trondhjemitó Rio Verde ocorre imediatamente a sul de vila Planalto e se estende por uma faixa estreita em direção a oeste, até o contato com o Granito Vila Serra Dourada. Aflora como blocos e lajedos de dimensões inexpressivas e de relevo pouco saliente. O aspecto mesoscópico do trondhjemitó é a cor branca com eventuais pontuações rosadas, geralmente de aspecto sujo. A deformação é heterogênea, com preservação parcial da textura magmática. Apresentam megaenclaves de *greenstone belts* com foliação $75^{\circ}/208^{\circ}\text{Az}$ e são cortadas por veios de leucogranito e, a leste de vila Planalto, por rochas do Tonalito Campina Verde. A sua foliação varia de EW para NW-SE com mergulhos altos para NE, NW e SW ($65^{\circ}/35^{\circ}\text{Az}$, $78^{\circ}/300^{\circ}\text{Az}$, $52^{\circ}/255^{\circ}\text{Az}$).

Gnaiss granítico Bom Jesus

Compreende uma extensa faixa disposta no sentido leste-oeste, em relevo relativamente plano ou caracterizado por colinas suaves e morros arredondados. Aflora em lajedos ou blocos, sendo constituído por rochas de cor rosa acinzentado a cinza, e granulação média a grossa. Engloba enclaves de anfíbolitos e tonalitos, estes dispostos como corpos oclares ao longo da foliação. A alteração hidrotermal nesta unidade é bem menos intensa. No Gnaiss granítico Bom Jesus, a deformação é heterogênea, sendo marcada por zonas moderadamente deformadas até porções intensamente deformadas e milonitizadas. As feições estruturais identificadas foram foliação milonítica, estruturas S-C e dobras. De modo geral, apresenta uma foliação penetrativa com direção em geral variando de E-W para NW-SE, concordante com a estruturação regional, e mergulhos variáveis de moderados a fortes, ora para sul, ora para norte ($45^{\circ}/190^{\circ}\text{Az}$, $60^{\circ}/20^{\circ}\text{Az}$, $85^{\circ}/355^{\circ}\text{Az}$). Localmente, esta rocha apresenta bandamento composicional concordante com a foliação e é cortado por zonas de cisalhamento de direção 300°Az .

Granito Vila Serra Dourada

É um *stock* granítico com cerca de 45 km^2 , localizada a oeste de vila Planalto, nas proximidades da vila de Serra Dourada. Trata-se de um corpo subcircular alongado na direção EW, intrusivo no Tonalito Campina Verde e no gnaiss granítico Bom Jesus. Além disso, o granito é cortado na sua porção norte por um pequeno corpo de granito arqueano tipo Planalto. De modo geral, o Granito Vila Serra Dourada apresenta textura equigranular média a grossa, coloração rosada e aspecto isotrópico ou pouco deformado. Localmente, foram observados leucogranitos de granulação média a fina associados. O granito é cortado por veios pegmatíticos e aplíticos.

RESULTADOS

Análise microestrutural

Trondhjemitó Rio Verde

É composto essencialmente por plagioclásio, quartzo e, em menor quantidade feldspato potássico. A biotita é o principal mineral máfico. Allanita, zircão, apatita são acessórios, enquanto que epidoto, albita, clorita, actinolita, magnetita, muscovita e sericita figuram como minerais secundários. De modo geral, esta unidade encontra-se muito deformada, mostrando cristais oclares de quartzo e plagioclásio, que, apesar de deformados preservam seus contornos originais.

a) Descrição microestrutural distal às zonas de cisalhamento

Em geral, as rochas distantes das zonas de cisalhamento preservam textura ígnea primária, a exemplo de cristais tabulares subédricos de plagioclásio e discreta formação de subgrãos e novos grãos de quartzo. O quartzo ocorre em agregados de cristais anédricos recristalizados de granulação fina a média ($0,5 - 2\text{mm}$), com moderada a forte extinção ondulante e formação de subgrãos (Fig. 2a), intersticiais a porfiroclastos de plagioclásio ($\sim 2\text{ mm}$). Estes últimos apresentam maclas indistintas (Fig. 2b).

b) Descrição microestrutural proximal às zonas de cisalhamento

De modo geral, as rochas próximas às zonas de cisalhamento encontram-se visivelmente com granulação mais fina, devido à maior cominuição dos cristais de quartzo e plagioclásio. Além disso, apresentam porfiroclastos ovalados de plagioclásio imersos em matriz quartzo-feldspática fina formada por subgrãos e novos grãos caracterizando uma textura milonítica. O quartzo ocorre como finos cristais ($<1\text{ mm}$) recristalizados em agregados e *ribbons*. O quartzo recristalizado em agregados exibe moderada a forte extinção ondulante com formação de subgrãos, apresenta contatos poligonais com junção triplíce (Fig. 2c), ou como *ribbons* com moderada extinção ondulante, e estão alinhados e orientados no plano da foliação milonítica (Fig. 2d), bem como contatos irregulares, devido à recristalização por migração de limite de grão (Trouw *et al.*, 2010) (Fig. 2e). Os porfiroclastos de plagioclásio são tabulares subédricos de granulação média ($\sim 2\text{ mm}$), com maclas albita ligeiramente apagadas e maclas lenticulares deformacionais (Passchier & Trouw, 2005) (Fig. 2f). Comumente ocorre formação de novos grãos finos de plagioclásio com fraca extinção ondulante nas bordas dos porfiroclastos, caracterizando a textura núcleo-manto (Vernon, 2004).

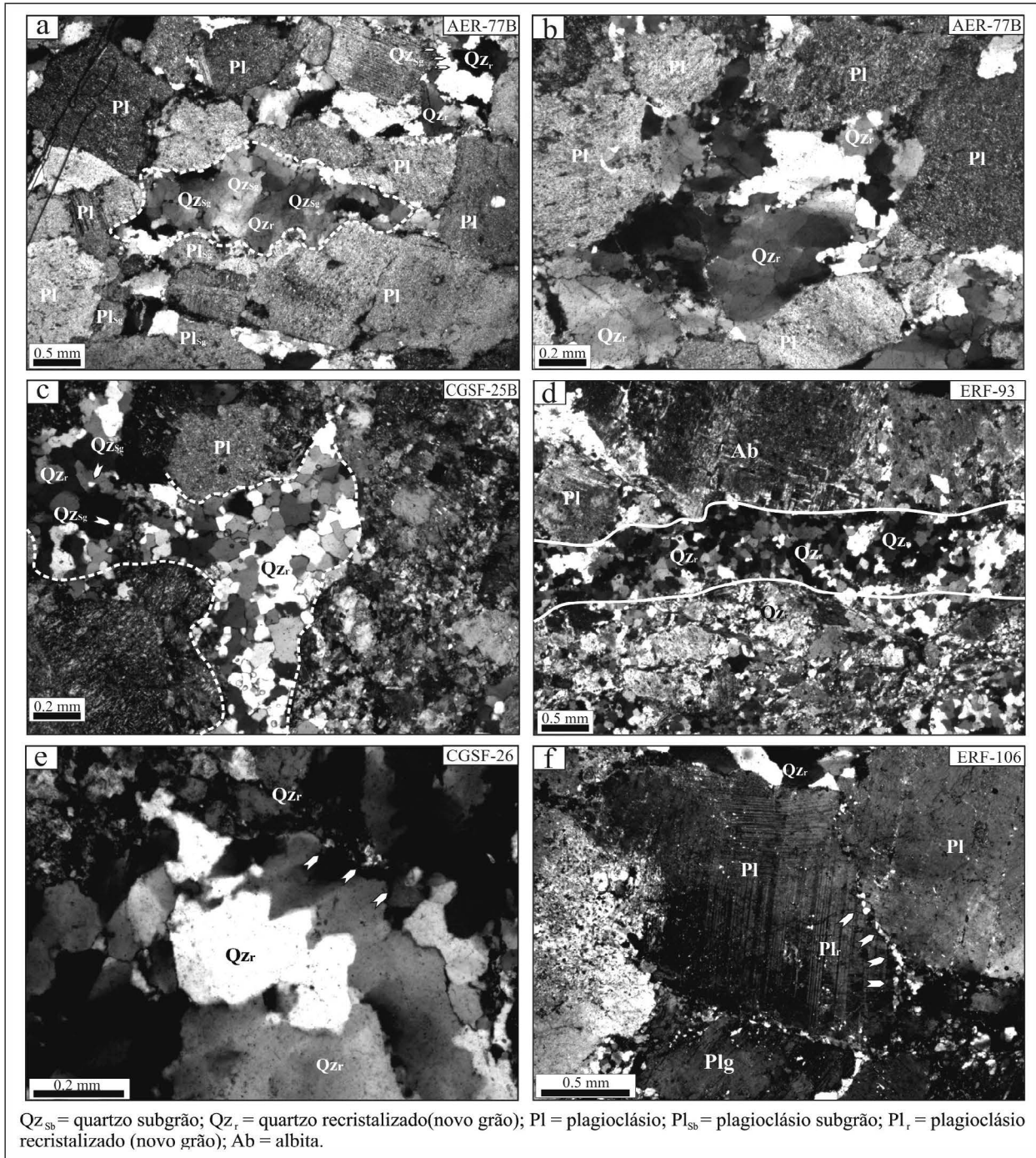


Figura 2 - Aspectos microestruturais dos cristais de quartzo e plagioclásio das rochas do Trondhjemito Rio Verde. As figuras a) e b) representam porções deformadas da unidade. a) entre a linha branca tracejada encontra-se aglomerado de cristais recristalizados de quartzo com formação de subgrãos; b) Observar os contatos irregulares entre os cristais de quartzo rescrystalizados e porfiroclastos de plagioclásio tabulares subédricos, com maclamento indistinto do tipo albita, com textura ígnea moderadamente preservada; c) No campo tracejado branco evidencia-se cristais recristalizados de quartzo poligonalizados com junção tríplice, além de formação de subgrãos; d) Observar entre as linhas brancas cristais de quartzo ribbons recristalizados orientados no plano da foliação milonítica e) cristais recristalizados de quartzo com contatos irregulares provenientes da recristalização por migração de limite de grão; f) Porfiroclastos de plagioclásio tabulares com macclas do tipo albita lenticulares deformacionais. Observar a formação de novos grãos recristalizados nas bordas dos porfiroclastos caracterizando a textura núcleo-manto. Todas as fotos foram obtidas sob nicóis cruzados.

Gnaise granítico Bom Jesus

Apresenta minerais essenciais como o quartzo, feldspato potássico e plagioclásio; e biotita é subordinada. Allanita, apatita e zircão são acessórios, enquanto que epidoto, magnetita e ilmenita são minerais secundários.

Esta unidade é dominada por zonas de cisalhamento. Portanto, as amostras descritas correspondem

apenas às rochas próximas ao cisalhamento. De modo geral, as amostras desta unidade não preservam textura ígnea, acham-se fortemente deformadas, sendo caracterizadas por ocelos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, parcial ou totalmente envoltos por grãos finos produzidos pela recristalização intensa de suas bordas (Feio *et al.*, 2013).

a) Descrição microestrutural proximal às zonas de cisalhamento

O quartzo ocorre de dois modos distintos: (1) agregados recrystalizados formando a matriz e (2) como *ribbons*. Ambos com granulação fina (< 1mm). Os cristais de quartzo recrystalizados que formam a matriz apresentam forma subédrica, e exibem moderada a forte extinção ondulante (Fig. 3a). Por vezes, alguns cristais exibem o desenvolvimento de *bulge* (Fig. 3b), resultado da migração do limite de grão para o interior de um grão mais deformado (Vernon, 2004). Os cristais de quartzo *ribbons* são euédricos a subédricos, com moderada extinção ondulante alinhados e orientados no plano da foliação milonítica. Comumente existe a formação de subgrãos (Fig. 3a), além disso, estes podem formar-se em caudas de recrystalização de porfiroclastos de plagioclásio (Figs. 3d, e).

Os cristais de microclina ocorrem como porfiroclastos ou novos grãos recrystalizados formando a matriz. Os porfiroclastos geralmente são tabulares, subédricos e de granulação média (~2 mm) com maclamento do tipo xadrez e com forte extinção ondulante (Fig. 3c).

Observa-se formação de subgrãos e/ou novos grãos (Fig. 3c). Os novos grãos recrystalizados (Mc_r) formadores de matriz são tabulares, subédricos, de granulação fina (<1mm) e com fraca extinção ondulante. O plagioclásio ocorre de duas maneiras: (1) porfiroclastos; e (2) novos grãos recrystalizados nas bordas dos porfiroclastos. Os porfiroclastos de plagioclásio são tabulares, subédricos de granulação média (~2 mm), com maclamento do tipo albita intensamente apagado ou também maclas lenticulares deformacionais, bem como forte extinção ondulante (Fig. 3d). Habitualmente ocorre formação de subgrãos, além de novos grãos nas bordas dos porfiroclastos caracterizando a textura núcleo-manto (Fig. 3d). Observa-se a formação de caudas deformacionais desenhadas por quartzo *ribbons* e cristais de biotita orientados (Fig. 3d,e). Os cristais de biotita (< 1mm) ocorrem como blastos neoformados por alteração hidrotermal com forte orientação preferencial. Em conjunto com cristais de quartzo *ribbons* desenham caudas deformacionais de porfiroclastos de plagioclásio e encontram-se dispostos no plano da foliação milonítica (Fig. 3e).

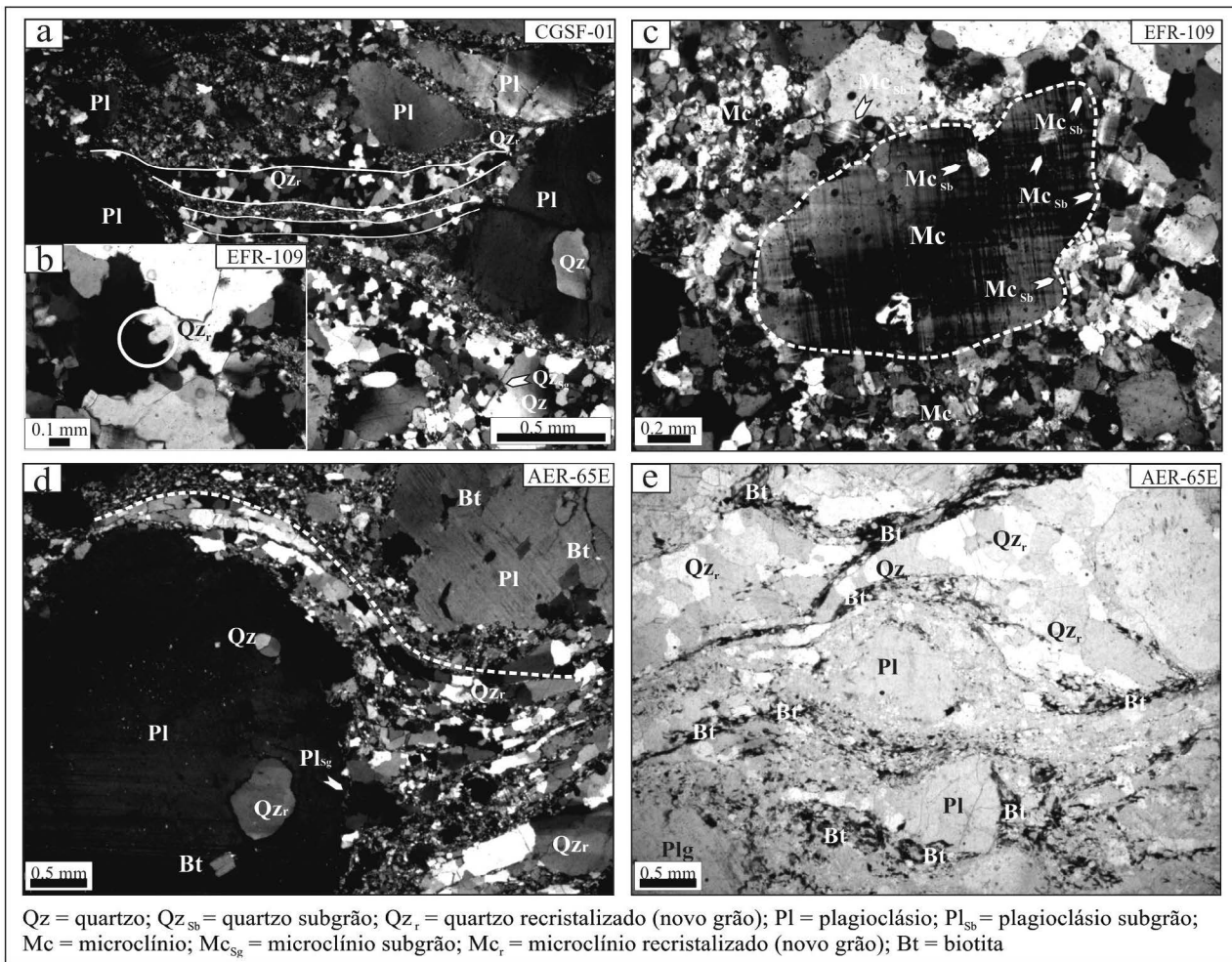


Figura 3 - Aspectos microestruturais dos minerais das rochas do Gnaiss granítico Bom Jesus a) Notar entre as linhas brancas cristais de quartzo ribbons com moderada extinção ondulante, imersos a uma matriz quartzo-feldspática muito fina. Percebe-se a existência de subgrãos de quartzo no canto direito inferior da figura; b) desenvolvimento de bulge em cristais de Qz_r, resultado da migração do limite de grão para o interior de um grão mais deformado; c) Observar entre as linhas brancas tracejadas porfiroclastos de microclina imerso em uma matriz quartzo-feldspática. Apresenta forte extinção ondulante e evidente formação de subgrãos; d) Porfiroclasto de plagioclásio tabular com forma subédrica, com maclas lenticulares apagadas, imersos em uma matriz quartzo-feldspática fina, bem como formação de subgrãos. Notar a formação de caudas deformacionais desenhadas por quartzo ribbons e cristais de biotita orientados. e) Cristais de biotita em conjunto a cristais de quartzo ribbons desenham caudas deformacionais de porfiroclastos de plagioclásio e encontram-se dispostos no plano da foliação milonítica. Fotos a-d obtidas sob nicóis cruzados e e em luz natural.

Granito Vila Serra Dourada

Em proporções iguais feldspato potássico, quartzo e plagioclásio figuram como minerais essenciais. A biotita é rara ou ausente. Allanita e zircão são acessórios, enquanto que epidoto, clorita, magnetita, turmalina radial, titanita, escapolita, encontram-se como secundários.

Esta unidade destaca-se por apresentar texturas ígneas mais preservadas em relação às outras unidades descritas, a exemplo de cristais tabulares subédricos de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, bem como tímida formação de subgrãos e novos grãos. Porém, localmente há rochas bastantes milonitizadas, caracterizadas por cristais oclares e arredondados de feldspatos envolvidos ou associados com cristais de quartzo cominuídos e fitados (Feio *et al.*, 2013).

a) Descrição microestrutural distal às zonas de cisalhamento

Os cristais de quartzo ocorrem de duas maneiras diferentes: (1) porfiroclastos; e (2) novos grãos recrisc-

talizados. Nas figuras 4a e 4b observam-se os porfiroclastos de quartzo subédricos, com suas faces levemente arredondadas a arredondas (cristais globulares), de granulação média (~2 mm) a fina (<1mm), com extinção ondulante forte a moderada, raramente encontra-se fraturados e com discreta formação de subgrãos nas bordas dos porfiroclastos. Os novos grãos recriscalizados são tabulares, subédricos, de granulação fina (< 1 mm) e com fraca extinção ondulante. Encontram-se em pequenos agregados entre porfiroclastos de quartzo e plagioclásio ou nas bordas de porfiroclastos de quartzo. Os cristais de feldspato potássico ocorrem como porfiroclastos de microclina subédricos, tabulares ou globulares (arredondados), com granulação média (~1 mm), exibindo maclamento do tipo xadrez, moderada extinção ondulante (Fig. 4a). O plagioclásio ocorre como cristais subédricos e de granulação média (~2 mm). São representados por albita tabulares, com maclamento do tipo albita *chessboard* (Fig. 4c), levemente fraturados e por cristais prismáticos com maclamento do tipo carlsbad (Fig. 4d).

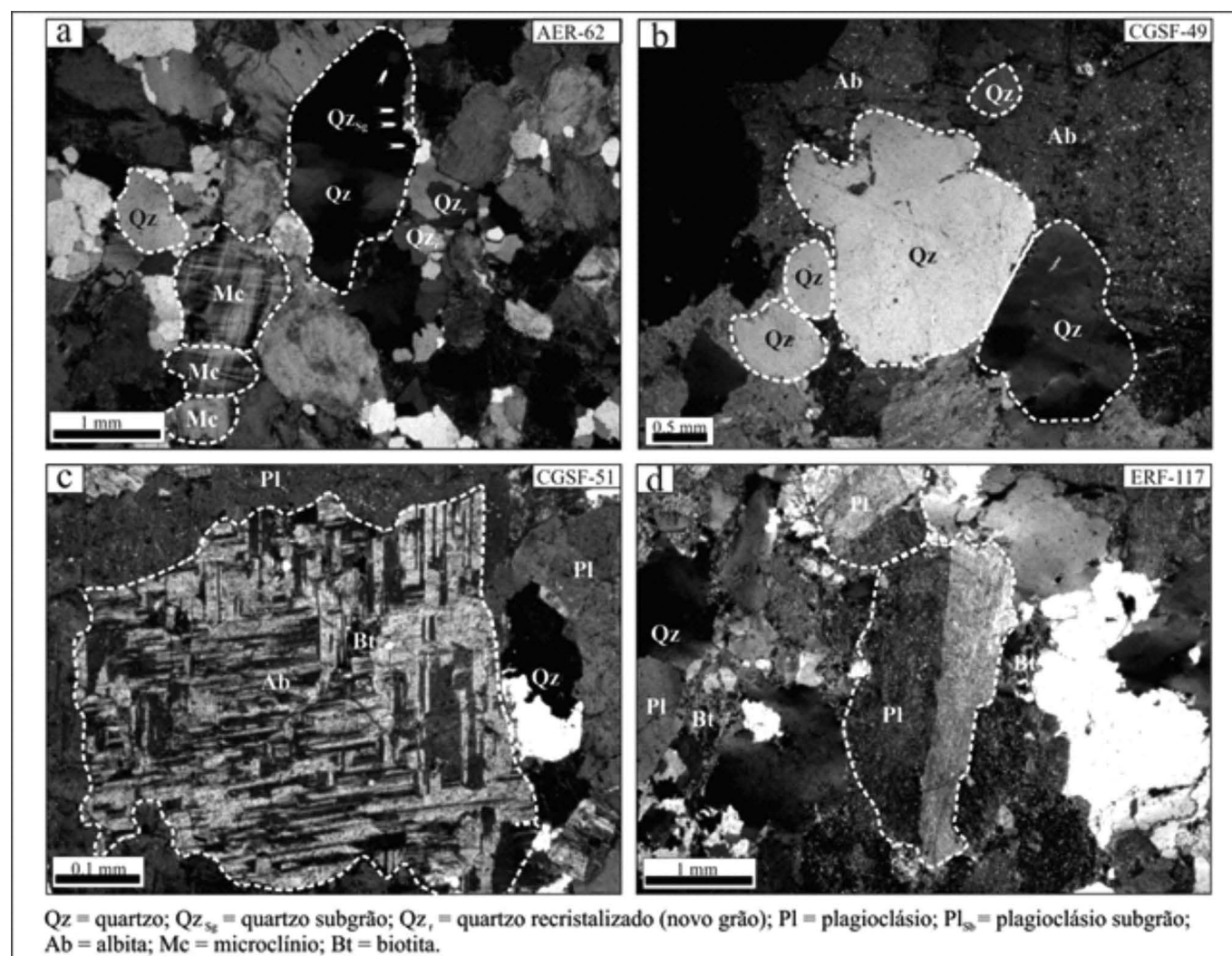


Figura 4 - Aspectos microestruturais dos cristais de quartzo e feldspatos das rochas do Granito Vila Serra Dourada distantes das zonas de cisalhamento. a) Os campos tracejados delimitam os porfiroclastos de quartzo, os quais exibem formação de subgrãos nas bordas, além de porfiroclastos de quartzo e microclina dispersos; b) Porfiroclastos de quartzo tabulares e globulares ambos sem formação de subgrãos; c) destaque para o cristal de albita com maclamento do tipo xadrez levemente fraturado; d) Cristal de plagioclásio prismático, com maclamento do tipo carlsbad. Fotos obtidas sob nicóis cruzados.

b) Descrição microestrutural proximal às zonas de cisalhamento

Os cristais de quartzo ocorrem de duas formas distintas: (1) recristalizados em agregados; e (2) porfiroclastos. Os cristais recristalizados em agregado apresentam forma subédrica, com granulação fina (<1 mm), exibem forte extinção ondulante e observa-se formação de subgrãos (Fig. 5a). Podem ser encontrados de forma lenticular fortemente orientado ou em agregado com contatos poligonizados (Fig. 5a e 5b). Os contatos entre os cristais dentro dos agregados são irregulares (Fig. 5a), devido a recristalização por migração de limite de grão (Trouw *et al.*, 2010) e por vezes poligonais com junção tríplice (Fig. 5b).

Os porfiroclastos de quartzo são subédricos com granulação média (~1,5 mm) e moderada extinção ondulante. Observa-se formação de novos grãos recristali-

zados na borda, caracterizando a textura núcleo-manto (Figs. 5c, d). Apresentam contatos irregulares entre os cristais recristalizados. Os cristais de feldspato potássico ocorrem de duas maneiras: (1) porfiroclastos; e (2) novos grãos recristalizados formando a matriz. Os porfiroclastos de feldspato potássico geralmente são tabulares ou globulares, subédricos e de granulação média (~2 mm). Representados por porfiroclastos de microclina com maclamento do tipo xadrez e com forte extinção ondulante (Fig. 5c). É comum a formação de novos grãos (Fig. 5c). Os novos grãos formadores de matriz são tabulares, subédricos, de granulação muito fina (< 0,5 mm) e com fraca extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio ocorrem como cristais subédricos de albita tabulares, de granulação média (~2 mm), com maclamento do tipo xadrez levemente apagado, encontram-se intensamente fraturados, nos quais as fraturas são preenchidas por biotita hidrotermal (Fig. 5d).

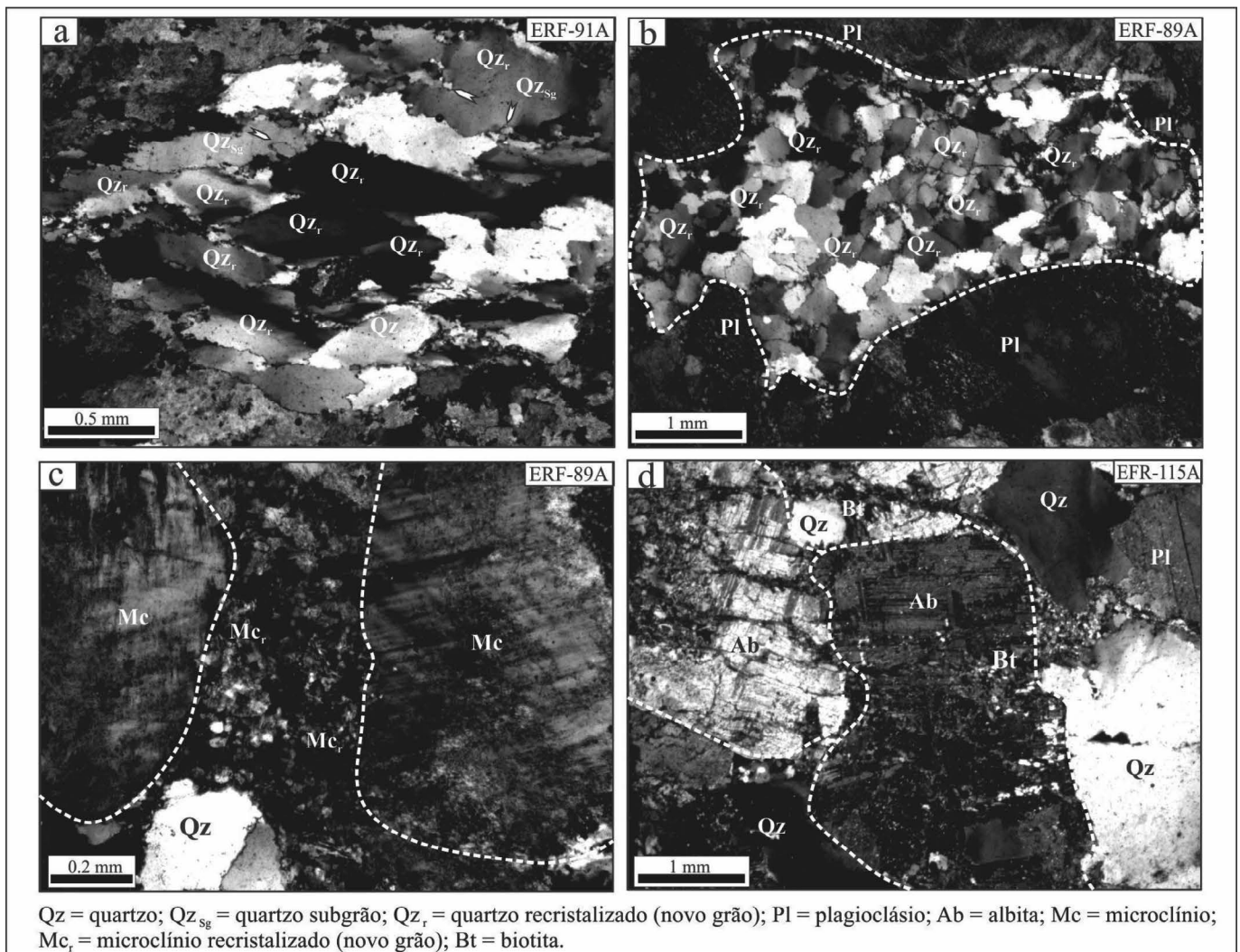


Figura 5 - Aspectos microestruturais dos cristais de quartzo e feldspatos das rochas do Granito Vila Serra Dourada próximas às zonas de cisalhamento. a) Agregados de quartzo recristalizados lenticulares fortemente orientados com formação de subgrãos; b) Agregados de cristais de quartzo recristalizados exibindo contatos poligonais; c) Porfiroclastos de microclina geralmente tabulares ou globulares (arredondados), com maclamento do tipo xadrez, intensamente apagados e com forte extinção ondulante. Encontram-se imersos a uma matriz formada por novos grãos de microclina e quartzo. d) Cristais de albita subédricos, tabulares, com maclamento do tipo xadrez levemente apagado.

Alteração hidrotermal

Trondhjemito Rio Verde

Nesta unidade a alteração hidrotermal é representada principalmente pela neoformação de cristais de sericita, biotita, actinolita, epidoto e óxidos de ferro. Os cristais de sericita encontram-se de forma granular na superfície de porfiroclastos de plagioclásio, são anédricos e de granulação fina (< 1 mm) (Fig. 6a). A biotita apresenta-se como cristais euédricos, de granulação fina (< 1 mm), que ocorrem inclusos em porfiroclastos de plagioclásio (Fig. 6a) e por vezes encontram-se associados a cristais de magnetita. Estes últimos são euédricos a subédricos de granulação fina (< 1 mm), ocorrem inclusos em cristais de biotita ou intercrescidos entre porfiroclastos de plagioclásio (Figs. 6a, b). Comumente, encontram-se martitizados. Os cristais de hematita mostram-se anédricos de granulação fina (< 1 mm), ocorrem inclusos como martitas nos cristais de magnetita (Fig. 6b). Os cristais de actinolita são subédricos a anédricos, de granulação fina a média (< 1 mm - 2,5 mm), ocorrem como agregados associadas a cristais de epidoto (Fig. 6c) e intercrescidos entre porfiroclastos de plagioclásio e cristais de quartzo. Alguns exemplares mostram-se fraturados (Fig. 6c). Os cristais de epidoto são anédricos, de granulação fina (< 1 mm), ocorrem como agregados associadas a cristais de actinolita ou inclusos em porfiroclastos de plagioclásio (Fig. 6c).

Granito Vila Serra Dourada

No Granito Vila Serra Dourada cristais secundários de albita, escapolita, biotita, magnetita e turmalina caracterizam a alteração hidrotermal presente. Os cristais de albita são subédricos tabulares, de granulação média (~2 mm), com maclamento do tipo xadrez levemente apagado (Fig. 4c), encontram-se intensamente fraturados, nos quais as fraturas são preenchidas por biotita hidrotermal (Fig. 5d e 6d). Os cristais de escapolita são subédricos, de granulação média (~2 mm), ocorrem associados a cristais de biotita hidrotermal e seus contatos são irregulares com cristais de plagioclásio (Fig. 6d). A turmalina apresenta forma anédrica, hábito radial, medindo ~2mm e ocorre associada a cristais de albita e biotita granular hidrotermal (Fig 6e). A biotita mostra-se como cristais anédricos, com hábito granular e possuem granulação fina (< 1 mm). Ocorrem intercrescidos entre cristais de plagioclásio e preenchendo fraturas. Estão associados a cristais de magnetita, escapolita e turmalina radial (Fig. 6d e 6e). E por fim, os cristais de magnetita são euédricos a subédricos de granulação fina (< 1 mm), ocorrem associados a cristais de biotita granular ou preenchendo fraturas de minerais félsicos (Fig. 5d e 6f).

Sequência paragenética

No Trondhjemito Rio Verde a organização dos minerais na rocha indica que primeiramente houve formação de biotita inclusa em cristais de plagioclásio, associada a cristais de magnetita. Os cristais de magnetita dispõem-se ora inclusos em cristais de biotita, ora intercrescidos entre porfiroclastos de plagioclásio, além disso, apresentam martitas oriundas de oxidação. Em um segundo momento, há desenvolvimento de cristais de actinolita acompanhados de cristais de epidoto. Posteriormente, formação de cristais de sericita, produto da alteração do plagioclásio. Logo, a sequência é a seguinte: (1) biotita + magnetita (2) actinolita + epidoto. (3) sericita.

No Granito Vila Serra Dourada observa-se a neoformação de cristais de albita com maclamento do tipo xadrez, acompanhados de cristais de escapolita e/ou turmalina radial. Por conseguinte, preenchendo fraturas ou nos interstícios entre os porfiroblastos de albita ocorre formação de cristais de biotita granulares com magnetita associada. Portanto, a sequência é a seguinte: (1) albita + escapolita + turmalina radial (2) biotita + magnetita.

Vale ressaltar que a alteração hidrotermal no Gnaiss granítico Bom Jesus é escassa, sendo representada apenas por cristais de biotita verde reequilibrada.

Química mineral dos minerais de alteração hidrotermal

Das três unidades estudadas que ocorrem na região de vila Planalto, foram determinadas as composições químicas dos principais minerais magmáticos e secundários a partir de análises semiquantitativas por EDS (Espectroscopia de Raios-X por Dispersão de Energia) em microscópio eletrônico de varredura. Os minerais analisados foram: biotita, anfibólio, epidoto, magnetita e ilmenita. As composições obtidas foram lançadas em diagramas e gráficos de classificação.

a) Biotita

Foram feitas 36 análises pontuais em cristais de biotita de quatro amostras representativas dos diferentes granitoides de Vila Planalto. O cálculo da fórmula estrutural foi feita com base em 22 átomos de oxigênio. Os cristais de biotita presentes nos granitoides estudados ocupam campos diferentes no diagrama $Al^{VI} \times Fe/(Fe+Mg)$, que estão separados, à exceção de dois pontos, pela linha correspondente à fração molar $Fe/(Fe+Mg) = 0,5$. Os cristais de biotita apresentam majoritariamente composições aníticas, com alumínio total variando de 2,52 a 2,99 aproximadamente (Fig. 7a). Ao plotar as composições químicas no diagrama ternário $(FeOt+MnO)-(10*TiO_2)-MgO$, (campos de Nachit, 1994), as biotitas marrons incidiram no campo das biotitas magmáticas primárias, enquanto que as biotitas verdes variam entre biotitas magmáticas reequilibradas ou hidrotermais, estas últimas com menores proporções de TiO_2 (Fig. 7b), ambas ocorrentes no Gnaiss Granítico Bom Jesus.

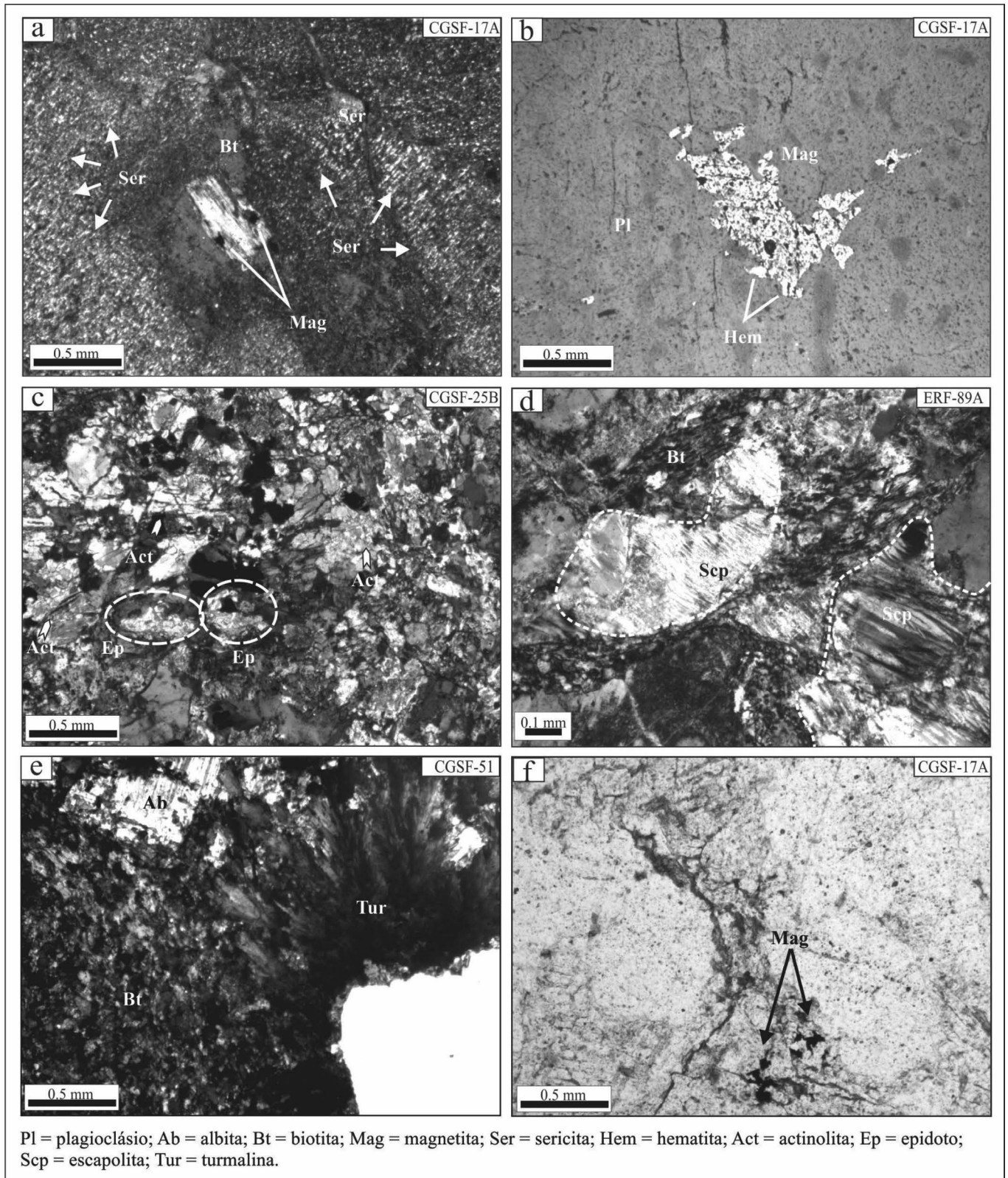


Figura 6 - Aspectos petrográficos dos minerais de alteração hidrotermal do Trondhjemitó Rio Verde (a,b,c) e Granito Vila Serra Dourada (d). a) cristal de biotita euédrico associado a cristais de magnetita e incluso em porfiroclastos de plagioclásio intensamente sericitizado (seta); b) cristal de magnetita subédrico preenchendo interstícios de cristais de plagioclásio. Apresenta hematita em forma de martitas; c) Cristais de actinolita (seta) e epidoto associados; d) Cristais de escapolita associados a cristais de biotita hidrotermal; e) Cristal de turmalina radial associado albita e biotita hidrotermal; f) Cristais de magnetita preenchendo fraturas. Fotos a, c, e e d em nicóis cruzados de luz transmitida, em b luz refletida e em f luz natural.

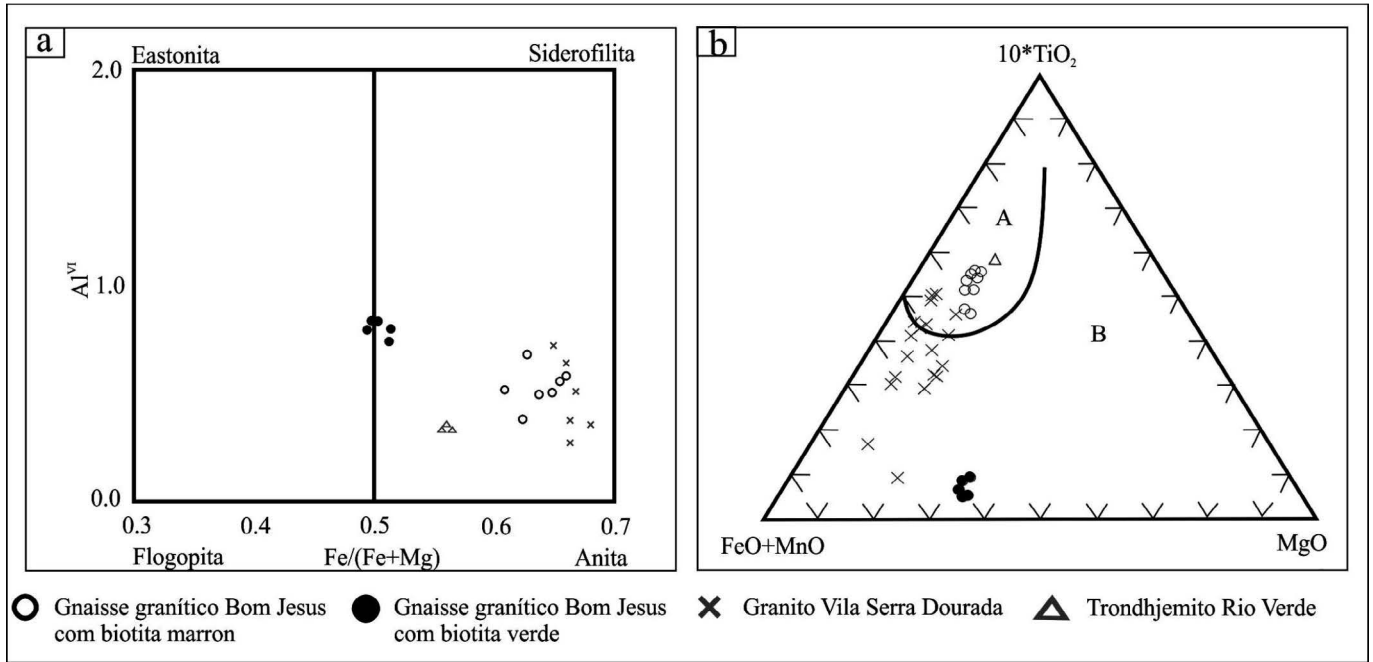


Figura 7 - a) Variação composicional das biotitas ocorrentes nos granitoides de vila Planalto de acordo com o diagrama Al^{VI} vs. Fe/(Fe+Mg). b) Diagrama (FeO+MnO)-(10*TiO₂)-MgO com campos de Nachit (1994), mostrando a distribuição das composições químicas das biotitas analisadas. A: campo das biotitas magmáticas primárias; B: campo das biotitas magmáticas reequilibradas.

b) Anfibólio

Foram realizadas quatro análises pontuais em um único cristal de anfibólio do Trondhjemito Rio Verde. O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 23 átomos de oxigênio e recalculados para 13eCNK. O

anfibólio analisado pode ser considerado cálcico, pois, se enquadra na regra $Ca_B \geq 1,50$; $(Na+K)_A \geq 0,50$ (2) $Ca_B \geq 1,50$; $(Na+K)_A \leq 0,50$, na qual os 4 valores obtidos pertencem ao segundo grupo, além disso plotam no campo da actinolita (Fig. 8).

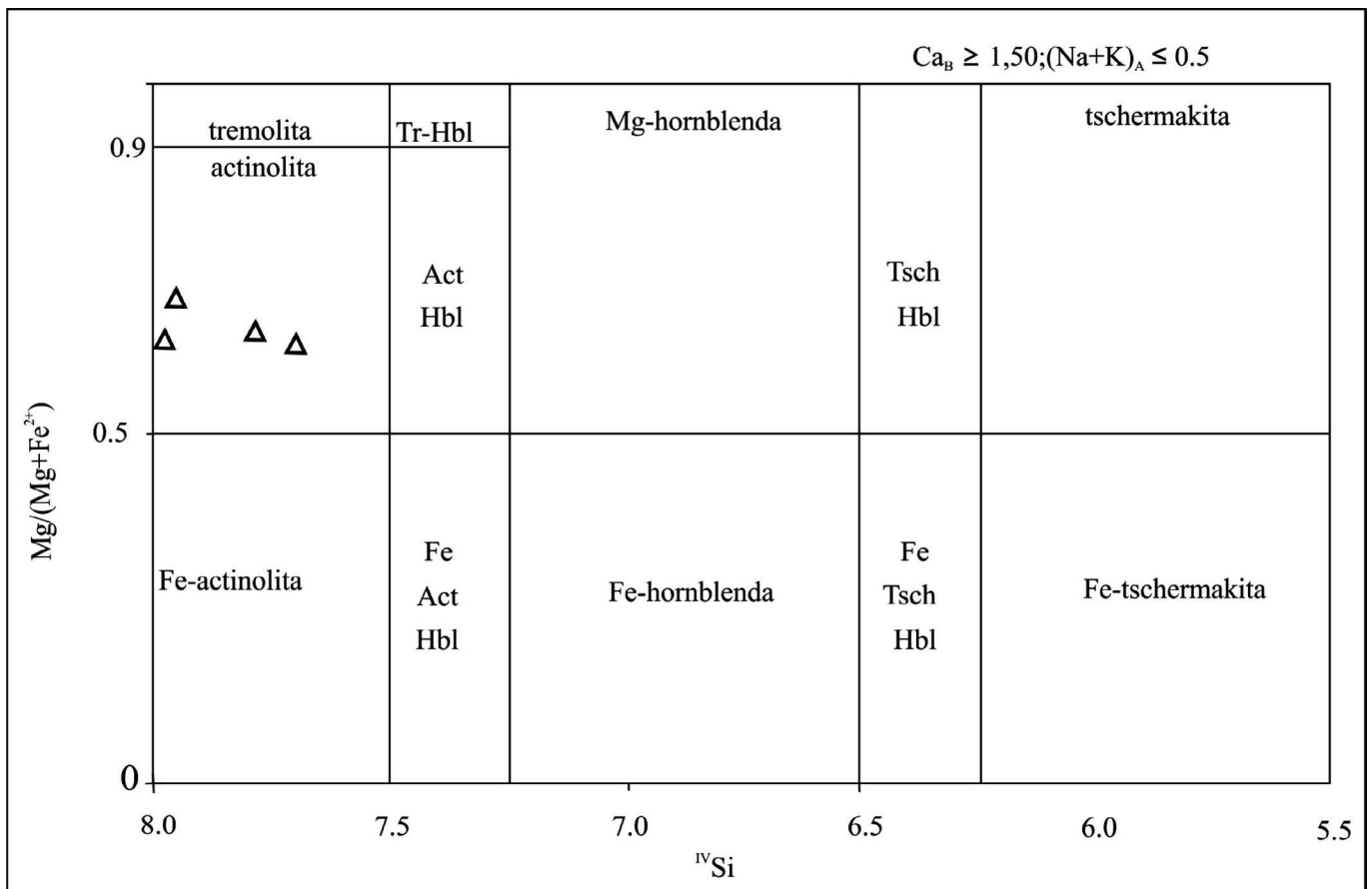


Figura 8 - Diagrama de classificação de anfibólios (Leake et al., 1997), do Trondhjemito Rio Verde.

c) Epidoto

Seis análises pontuais foram feitas em cristais de epidoto do Trondhjemito Rio Verde. O cálculo da fórmula foi baseada em 13 átomos de oxigênio. De acordo com o gráfico de Tulloch (1979), o qual considera a percentagem molar de pistacita (Ps) expressa pela fórmula $[\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Al}) \cdot 100]$, foi possível confirmar as evidências petrográficas e texturais as quais indicam a origem do epidoto a partir da alteração do plagioclásio, com Ps entre 18 e 22. Porém, alguns cristais plotaram no campo do epidoto magmático, próximo ao campo do epidoto proveniente da alteração do plagioclásio, com teores de Ps entre 25 e 26 (Fig. 9).

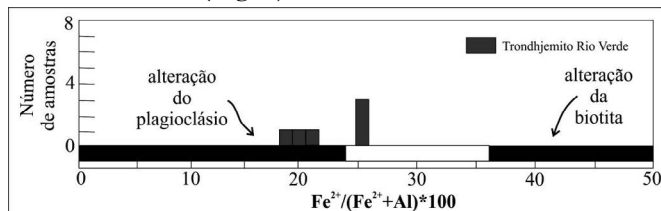


Figura 9 - Histograma com teores de pistacita (% mol), de epidoto ocorrente no Trondhjemito Rio Verde. Composições de epidoto a partir da alteração de plagioclásio ou biotita, segundo Tulloch, (1979).

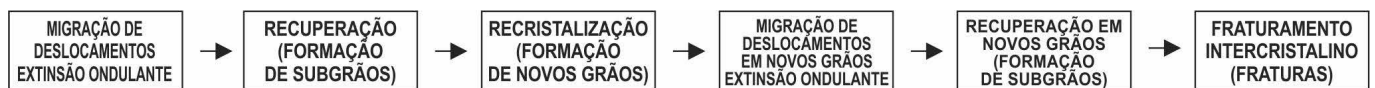


Figura 10 - Sequência evolutiva dos mecanismos de deformação e suas respectivas microestruturas associadas.

Análise da variação deformacional em direção às zonas de cisalhamento

A partir do estudo da deformação microcristalina, verificou-se que as microestruturas presentes nas rochas estão diretamente relacionadas às zonas de cisalhamento que cortam a área de estudo (Fig. 11a), atuando sob diferentes condições de deformação e temperatura. Observa-se, que as rochas distantes das zonas de cisalhamento preservam textura ígnea primitiva a exemplo de cristais tabulares subédricos de plagioclásio e feldspato potássico, bem como cristais de biotita não se encontram orientados evidenciando baixo grau de deformação. A deformação intracristalina (Vernon, 2004) é restrita a extinção ondulante e tímida formação de subgrãos e novos grãos de quartzo (Figs. 11b, c, d). Por outro lado, aproximando-se das zonas de cisalhamento as estruturas deformacionais são mais expressivas. A deformação intracristalina passa a ser representada pela formação de novos grãos e subgrãos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico caracterizando textura núcleo-manto. Em alguns casos com a crescente deformação chega a formar subgrãos em novos grãos. As rochas exibem cristais de quartzo *ri-*

DISCUSSÕES

Sequência evolutiva e mecanismos de deformação das microestruturas

A análise microestrutural mostrou que as fases félsicas das três unidades estudadas responderam à deformação imposta às rochas de modo evidente, por outro lado, os cristais de biotita revelam aspectos deformacionais limitados à orientação preferencial. Sendo assim, os mecanismos de deformação tendem a ser mais expressivos nas proximidades das zonas de cisalhamento, gerando mais microestruturas. Portanto, a sequência evolutiva e os mecanismos de deformação ocorrentes nas três unidades expostos a seguir, serão de rochas das porções mais próximas das zonas de cisalhamento (Fig. 10).

bbons, alinhados e orientados no plano da foliação milonítica, por vezes acompanhados de cristais de biotita desenham caudas deformacionais em porfiroclastos de plagioclásio. A presença destes subgrãos e novos grãos indica a segregação da rocha confirmando o aumento progressivo da deformação sintectônica, a qual foi mais expressiva em cristais de quartzo por serem minerais de menor temperatura de cristalização/deformação (Figs. 11e, f, g). O aumento contínuo da deformação pode obliterar estruturas pré-existentes, como as maclas magmáticas dos plagioclásios, as quais são retas e contínuas e com a atuação da deformação tornam-se pontiagudas e descontínuas sendo denominadas maclas deformacionais ou lenticulares.

A granulação reduzida pode ser considerada um tipo de matriz, logo, segundo Vernon, (2004), a rocha pode ser classificada a partir da porcentagem de matriz recristalizada. Sendo assim, as rochas distantes das zonas de cisalhamento apresentam 5-15% de matriz, e as rochas próximas às zonas de cisalhamento 50-60%, ou seja, são classificadas, respectivamente, como protomilonitos e milonitos gerados em zonas de cisalhamento dúctil.

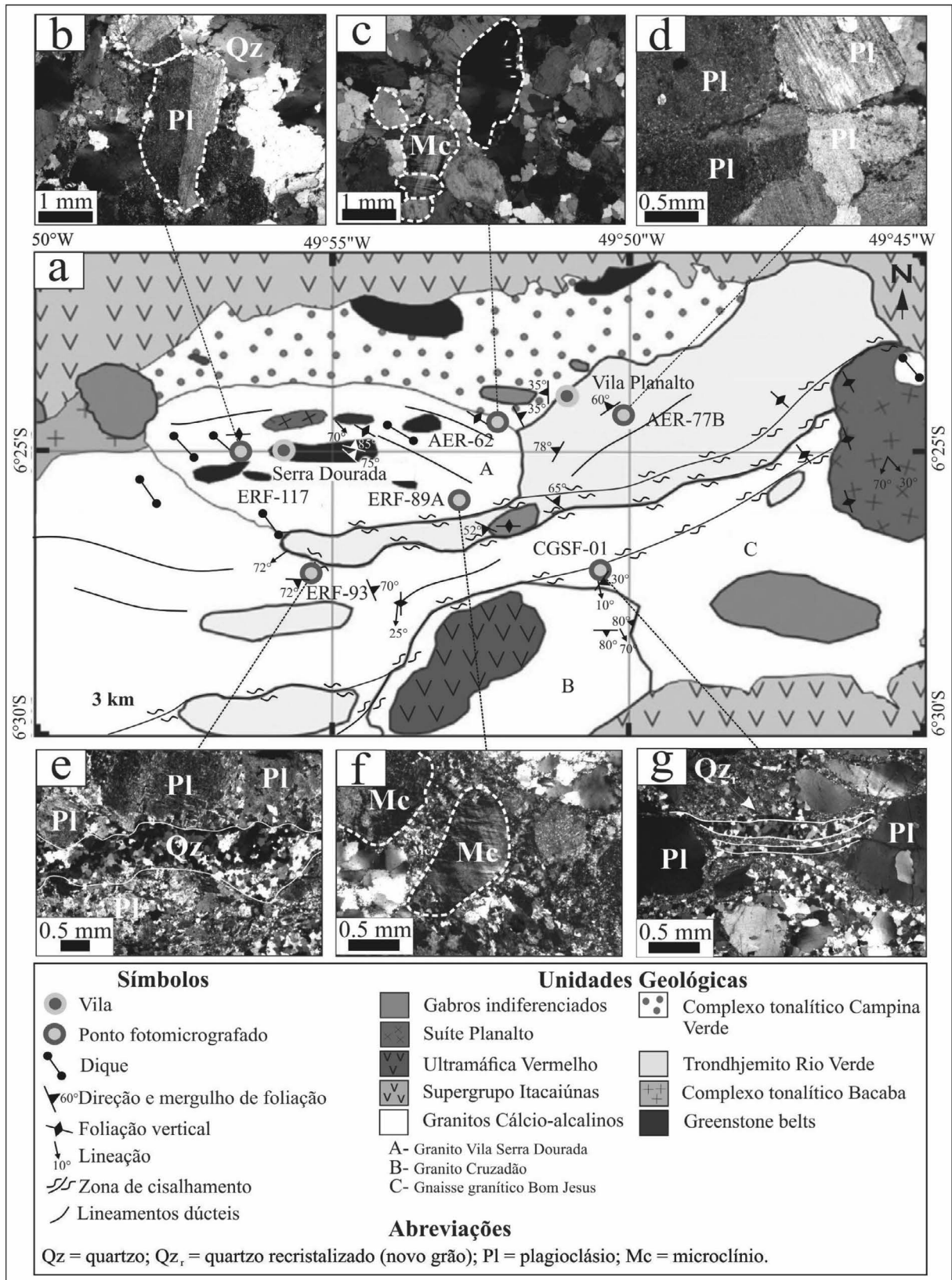


Figura 11 - Feições microestruturais distais e proximais às zonas de cisalhamento. Notar o aumento de matriz recristalizada (diminuição da granulometria) próximo às zonas e texturas ígneas preservadas distante das mesmas. a) Mapa geológico da área de estudo; b) Porfiroclasto de plagioclásio prismático, com maclamento do tipo carlsbad; c) Observar porfiroclastos de microclina subédricos, tabulares ou globulares (arredondados), exibindo maclamento do tipo xadrez e com moderada extinção ondulante; d) Porfiroclastos de plagioclásio tabulares subédricos, com maclamento indistinto do tipo albita. Com textura ígnea preservada; e) Observar entre as linhas brancas cristais de quartzo ribbons recristalizados orientados no plano da foliação milonítica; f) Porfiroclastos de microclina geralmente tabulares ou globulares (arredondados), com maclamento do tipo xadrez intensamente apagado e com forte extinção ondulante. Encontram-se imersos a uma matriz formada por novos grãos de microclina e quartzo; g) Notar a presença de cristais de quartzo ribbons, formando caldas de recristalização nos porfiroclatos de plagioclásio os quais apresentam maclas intensamente apagadas. Fotos de b-g foram obtidas sob nicóis cruzados.

Principais tipos de alteração hidrotermal

Com base na descrição mineralógica dos minerais secundários e suas associações foi possível correlacioná-las com quatro tipos de alteração hidrotermal: Alteração Sódica, Alteração Sódica Cálcida, Alteração Potássica I e II. Geralmente a alteração hidrotermal nas unidades estudadas é intensa, com exceção do Gnaisse granítico Bom Jesus. Os processos hidrotermais, em conjunto com os deformacionais obliteraram parcialmente a totalmente as texturas originais das rochas hospedeiras.

A alteração sódica ocorre quando rochas entram em contato com fluidos, geralmente aquosos, enriquecidos neste álcali. Este processo é comum no Trondhjemito Rio Verde e no Granito Vila Serra Dourada, sendo representado neste último pelo processo de albitização do feldspato alcalino, escapolitização do plagioclásio e formação de turmalina (Alteração Sódica). No Granito Vila Serra Dourada, ocorre formação de cristais de albita com maclamento tipo xadrez devido a uma substituição direta do K e Ca pelo Na nos feldspatos alcalinos preexistentes. Além da albitização, observa-se o processo de escapolitização do plagioclásio e formação de turmalina. Segundo Sousa (2007), a escapolita associada aos granitoides da área de Vila Planalto é da variedade marialita, a qual foi interpretada como gerada a $\approx 400^\circ\text{C}$ a partir de fluidos com ≈ 40 mol% de NaCl (Orville, 1975; Vanko & Bishop, 1982; Sousa, 2007, Moreto *et al.*, 2011). Ao passo que, a ocorrência de turmalina implica na atividade de fluidos altamente salinos, ricos em B, provavelmente resultantes da interação com seqüências evaporíticas, em depósitos do tipo IOCG da Província Carajás (Xavier *et al.*, 2008).

A alteração potássica é caracterizada pela neoformação de minerais devido a um enriquecimento de potássio por fluidos hidrotermais o qual, no Granito Vila Serra Dourada propiciou a formação de cristais de biotita granular (Alteração Potássica I). A origem hidrotermal destas biotitas é confirmada pelos valores composicionais que plotam no campo da biotita reequilibrada, conforme diagrama $(\text{FeO}+\text{MnO})-(10*\text{TiO}_2)\text{-MgO}$ com campos de Nachit (1994).

O tipo de alteração está relacionado ao litotipo no qual ela opera, portanto, no Trondhjemito Rio Verde a alteração será distinta, representada por alteração Sódica Cálcida e Potássica II. Os fatores que influenciam na alteração Sódica Cálcida são semelhantes aos que ocorrem na Sódica, porém além de sódio há interação de íons de Ca, que entram na estrutura do plagioclásio ocasionando a formação de epidoto. Dúvidas acerca da origem do epidoto surgiram no decorrer do trabalho, sendo assim, em posse dos valores obtidos via EDS de cristais de epidoto plotou-se estes valores no gráfi-

co de Tulloch (1979), o qual considera a percentagem molar de pistacita (Ps) expressa pela fórmula $(\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Al})*100)$, confirmando as evidências petrográficas e texturais as quais indicam a origem do epidoto a partir da alteração do plagioclásio, com Ps entre 18 e 22. Porém, alguns cristais plotaram no campo dos epidotos magmáticos, próximo ao limite dos epidotos de alteração do plagioclásio, com teores de Ps entre 25 e 26. Associado a cristais de epidoto hidrotermal desenvolveu-se cristais de actinolita. Este anfibólio pode ser considerado cálcico, pois, se enquadra na regra $\text{CaB} \geq 1,50$; $(\text{Na}+\text{K})\text{A} \geq 0,50$ (2) $\text{CaB} \geq 1,50$; $(\text{Na}+\text{K})\text{A} \leq 0,50$, na qual os 4 valores obtidos pertencem ao segundo grupo.

Diferente da Alteração Potássica I na Alteração Potássica II destaca-se a sericita, oriunda da alteração de plagioclásio. O processo de sericitização é caracterizado pela à entrada de potássio no estrutura do plagioclásio e a liberação de Ca ou Na no sistema. Nas rochas estudadas esse tipo de alteração ocorreu provavelmente em um estágio tardi magmático a subsólidos precoce.

Paralelo à formação de minerais translúcidos observa-se o desenvolvimento de minerais opacos. No Trondhjemito Rio Verde cristais de magnetita ocorrem em interstícios entre cristais de plagioclásio e quartzo e no Granito Vila Serra Dourada preenchem fraturas. Estas formas de ocorrência evidenciam que esses cristais certamente se desenvolveram também a partir de processos hidrotermais. Cristais de hematita ocorrem como produto de alteração da magnetita sob a forma de martita que exhibe, em geral, formas irregulares, desenvolvendo-se a partir da borda da magnetita hospedeira.

Monteiro *et al.*, (2010) afirmam que o Cinturão Sul do Cobre da Província Mineral de Carajás (PMC) é notável pela ocorrência de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG), tais como Alvo 118, Sossego, Cristalino, Bacaba, Castanha, Jatobá, Bacuri e Visconde ao longo de um importante corredor estrutural WNW-ESSE. Com base nos tipos de alteração hidrotermal identificados nos granitoides próximos de vila Planalto, supõem-se que os fluidos que as originaram, assemelham-se quimicamente aos que formaram os depósitos IOCG do cinturão sul de Cobre da PMC. A principal diferença está nos estágios mais tardios e de formação de minério de Cu-Au que existem nos depósitos IOCG da PMC, os quais não foram identificados nos granitoides estudados neste trabalho.

Seqüência de estágios de alteração hidrotermal

A seqüência dos estágios de alteração hidrotermal foi definida baseando-se principalmente nos seguintes fatores: seqüência paragenética dos minerais de alteração, decréscimo de temperatura, salinidade,

pH e aumento da fugacidade de oxigênio ao longo do tempo (Fig. 12). Além de comparações com sequências estabelecidas em outras pesquisas acerca de alteração hidrotermal na região de Canaã dos Carajás (Villas *et al.*, 2005; Sousa 2007; Augusto *et al.*, 2008; Monteiro *et al.*, 2010; Moreto *et al.*, 2011; Craveiro *et al.*, 2012; Silva, 2013, Silva *et al.*, 2015).

A precoce albitização acompanhada de escapolitização e/ou formação de turmalina ocorrentes no Granito Vila Serra Dourada também foi descritos por Silva *et al.*, (2015), a qual realizou sua pesquisa no depósito Visconde, hospedado em rochas arqueanas variavelmente cisalhadas e alteradas hidrotermalmente, as principais sendo metavulcânicas félsicas (2968 ± 15 Ma), e no Granito Vila Serra Dourada (2860 ± 22 Ma) e gabros/dioritos. Tais associações também foram observadas no Alvo Bacaba (Augusto *et al.*, 2008). A escapolita de composição marialítica (Sousa 2007, Moreto *et al.* 2011) encontrada no Depósito Sossego indica a presença de fluidos hipersalinos (Moreto *et al.*, 2011). Neste trabalho não foi possível caracterizar o tipo de escapolita associada aos granitoides, mas as características petrográficas e a associação hidrotermal sugerem composição escapolita marialita para os granitoides de Vila Planalto.

De acordo com Craveiro (2012), minerais opacos como magnetita ocorrem no Granito Vila Serra Dourada, na típica associação: albita + escapolita + quartzo + magnetita. Além de aparecerem em associações de minerais que caracterizam a Alteração Potássica I (Biotita + Magnetita).

O Trondhjemito Rio Verde por estar localizado próximo aos depósitos IOCG, na região de Canaã é diretamente influenciado pelos mesmos processos hidrotermais e apresenta típicas alterações desses depósitos como a Sódica Cálca e Sericítica (Potássica II). Porém diferente do sugerido por Monteiro *et al.*, (2010), que consideram a alteração Potássica II mais tardia, nas rochas estudadas provavelmente esta alteração pode estar associada a um estágio tardi-magmático a subsolidus precoce. Devido a diferenças litológicas, ou seja, por se tratar de trondhjemito a alteração sericítica é mais intensa nesta unidade, na qual o principal alvo são os abundantes cristais de plagioclásio, que por sua vez, são mais preservados em áreas distantes às zonas de cisalhamento.

Desta forma, ao que tudo indica as associações descritas neste trabalho são correlatas aos estágios de alteração sódica regional precoce que evolui para sódica-cálca precoce e potássica que se deram sob altas temperaturas (470° a 355°C) no Depósito Visconde (Silva *et al.*, 2015).

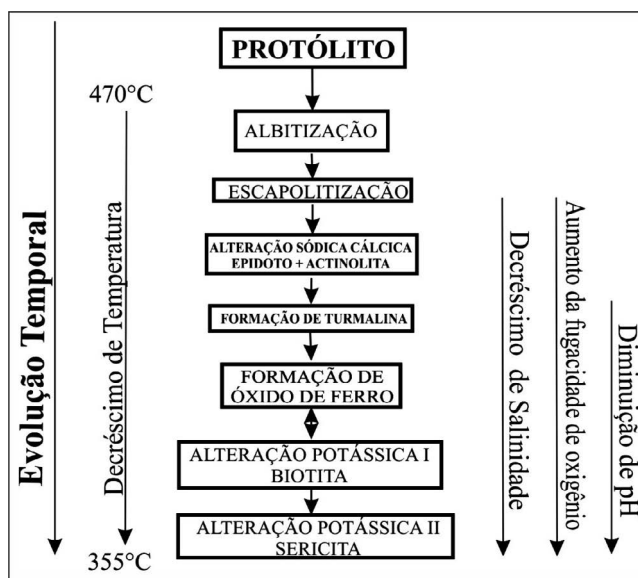


Figura 12 - Evolução paragenética das unidades estudadas associada aos diferentes estágios e tipos de alteração hidrotermal. (Modificado de Augusto *et al.*, 2008).

Relações entre deformação e alteração hidrotermal

As unidades estudadas estão interceptadas por zonas de cisalhamento inseridas no grande corredor de cisalhamento Itacaíúnas. Logo, foram alvo dos eventos deformacionais que ocorreram na área. Sendo assim, cabe comentar as observações de ordem estrutural realizadas por Villas *et al.*, (2005) as quais indicam que a área do Sossego, depósito localizado próximo à área de estudo, experimentou, inicialmente, deformação sob um regime dúctil, o qual evoluiu para um regime rúptil nos estágios mais tardios, sempre, porém, acompanhada de intensa circulação de fluidos hidrotermais. Como mostra o tópico anterior, percebeu-se que quanto mais próximo às zonas de cisalhamento, devido ao aumento de pressão e temperatura, texturas primárias são modificadas e microestruturas deformacionais são impressas, bem como a formação dos minerais hidrotermais a partir da percolação de fluidos.

A origem desses fluidos pode ser comparada a proveniência dos fluidos hidrotermais que agiram na formação do Depósito Visconde. De acordo com Silva (2013) o evento transpressivo que ocorreu entre 2,76 e 2,74 Ga, responsável pela inversão da Bacia Carajás e pela geração de magmatismo granítico nos domínios Carajás e de Transição desencadeou reações de devolatilização em rochas do Supergrupo Itacaíúnas, ou mesmo, provocou a expulsão de fluidos conatos salinos aprisionados em seus interstícios. Tais fluidos percolaram por zonas de cisalhamento e provavelmente reagiram com as rochas (da bacia e do embasamento) pelas quais se locomoveram durante a fase dúctil (Silva, 2013).

CONCLUSÕES

A análise microestrutural mostrou que as fases fêlsicas das três unidades estudadas respondem à deformação de modo evidente, por outro lado, a biotita revela aspectos deformacionais restritos à orientação preferencial. A sequência da evolução deformacional dos minerais fêlsicos é representada pelas microestruturas seguintes: (1) extinção ondulante; (2) subgrãos; (3) novos grãos; (4) extinção ondulante de novos grãos; (5) formação de subgrãos em novos grãos; e (6) Fraturas. Os mecanismos associados a essas estruturas evoluíram da seguinte forma: (1) migração de deslocamentos (extinção ondulante); (2) recuperação (formação de subgrãos); (3) recristalização (formação de novos grãos); (4) migração de deslocamentos em novos grãos (extinção ondulante); (5) recuperação em novos grãos (formação de subgrãos); e (6) Fraturamento intercrystalino (Fraturas).

As informações acerca de deformação microcristalina permitiram concluir que as microestruturas presentes nas rochas estão diretamente relacionadas às zonas de cisalhamento que cortam a área de estudo, atuando sob diferentes condições de deformação e temperatura. Sendo assim, percebeu-se que quanto mais próximo às zonas de cisalhamento, devido ao aumento de pressão e temperatura, texturas primárias são modificadas e estruturas deformacionais são impressas, bem como existe a formação de minerais secundários. Portanto, neste trabalho o Trondhjemitó Rio Verde e o Granito Vila Serra Dourada são ambas rochas ígneas metamorfizadas e deformadas apenas ao longo de zonas de cisalhamento. Enquanto que o Gnaíse granítico Bom Jesus é considerado como rocha metamórfica, de origem ígnea, formada em condições de fácies anfíbolito a granulito.

Com base na descrição mineralógica dos minerais secundários e suas associações foi possível correlacioná-las com quatro tipos de alteração hidrotermal: Alteração Sódica, Alteração Sódica Cálcica, Alteração Potássica I e II. No trondhjemitó Rio Verde é comum Alteração Sódica Cálcica representada por actinolita + epidoto e Alteração

ção Potássica II evidenciada pela abundante formação de sericita. Já no Granito Vila Serra Dourada constatou-se a presença de Alteração Sódica (albita + escapolita e /ou turmalina) e Alteração Potássica I (biotita + magnetita). A análise semiquantitativa via EDS em alguns minerais ajudaram a confirmar a ação da alteração hidrotermal. Em tal análise observou-se presença de biotitas verdes, empobrecidas em Ti por processos hidrotermais, bem como formação de actinolita e cristais de epidoto proveniente da alteração de plagioclásio. Por fim cristais de magnetita martitizados, resultado de oxidação da magnetita e presença de ilmenita subordinada. A sequência dos estágios de alteração hidrotermal foi definida baseando-se principalmente nos seguintes fatores: sequência paragenética dos minerais de alteração, decréscimo de temperatura, salinidade, pH e aumento da fugacidade de oxigênio ao longo do tempo. Além de comparações com sequências estabelecidas em outras pesquisas acerca de alteração hidrotermal na região de Canaã dos Carajás. Desta forma a sequência é a seguinte: (1) Albitização; (2) Escapolitização/formação de turmalina; (3) Formação de óxidos de ferro; (4) Potássica; (5) Sódica Cálcica; e (6) Potássica II.

Por fim, a alteração hidrotermal na área de Canaã se deu através da percolação de fluidos hidrotermais por fraturas geradas pelas zonas de cisalhamento e assemelham-se, com algumas restrições, aquelas descritas nos depósitos tipo IOCG de Carajás datadas entre o Mesorqueno e o Neorqueno.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao suporte financeiro do programa INCT (CNPq/FAPESPA/CAPES/PETROBRAS; Proc. 573733/2008-2) e CNPq/Universal; proc. 483330/2012-4 e técnico do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da Universidade Federal do Pará, em nome do professor Dr. Claudio Nery Lamarão. Ao revisor anônimo do manuscrito, bem como os editores do livro Contribuições à Geologia da Amazônia.

REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos* 187: 201-221.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rãmõ O.T. Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 120: 235-257.
- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104:187-206.
- Augusto R.A., Monteiro L.V.S., Xavier R.O P., Filho C. R.S. 2008. Zonas de alteração hidrotermal e paragenese do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (2):263-277.
- Blenkinsop T.G. 2000. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 p.

- Craveiro G.S., Villa S R.N., Silva A.R.C. 2012. Fluidos hidrotermais e origem do depósito cupro-aurífero Visconde, norte da Província Carajás, Pará. *Comunicações Geológicas, Laboratório Nacional de Energia e Geologia*, Portugal, 18 p.
- Cunha I. R.V., Dall'Agnol R., Feio G.R.L. 2016. Mineral Chemistry and Magnetic Petrology of the Archean Planalto Suite, Carajás Province – Amazonian Craton: Implications for the Evolution of Ferroan Archean Granites. *Journal of South American Earth Sciences*. **67**: 100-121.
- Dall'Agnol R.; Oliveira M.A.; Almeida J.A.C.; Althoff F.J.; Leite A.A.S.; Oliveira D.C.; Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol R.; Rosa-Costa L.T.; Klein, E.L. (eds.). *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 150p.
- 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 e Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás, Pará. In: SBG, 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Anais CDrom.
- Feio GRL 2011. *Magmatismo Granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém. 205p.
- Feio G.R.L, Dall'Agnol R. Dantas E., Macambira M.J.B., Gomes A.C.B. Sardinha A.S., Santos P., 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Planalto Granite suite and associated rocks: implications for the Neoproterozoic evolution of the Carajás province. *Lithos* **151**: 57-73.
- 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.
- Fossen H., Tradução: Andrade R.D.F. 2012. *Geologia Estrutural*. Editora Oficina de Textos, São Paulo, 584p.
- 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*. Belém **9** (3), 533-564.
- Leake B. E., Wooley A. R., ARPS C. E. S., Birch W. D., Burke E. A. J., Ferraris G., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Schumacher J., Stephenson N. C. N., Whittaker E. J. W. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Additions and Revisions to the International Mineralogical Association's Recommendations. *The Canadian Mineralogist*, **41**: 1355-1362, 2003.
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém.
- 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.
- Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* **7**: 263-287.
- Monteiro L.V.S., Moreto C. P. N., Pestilho A. L. S., Xavier R. P., Juliani C., Souza Filho C. R., 2010. Cinturão Sul do Cobre na Província Mineral de Carajás: Evolução e gênese dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro. SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais, CDrom.
- 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 2,86Ga) host rocks of the iron-oxide-Cu-Au bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenic implications. *Mineralium Deposita*, **46**:789-811.
- Nachit H. 1994. *Contribution à la typologie des granitoides, Petrogenèse et pétrologie structurale du batholite Panafricain du cercle de Tafrouste (boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas occidental, Maroc)*. Thèse d'Etat, Université Ibnou Zohor, Agadir. 465p.
- 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 of South American Earth Sciences*, **27**:146-160.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, CDrom.

- Orville P.M. 1975. Stability of scapolite in the system Ab-An-NaCl-CaCO₃ at 4 kbar and 750°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39:1091-1105.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*, 2nd ed., Germany, Springer-Verlag, 366p.
- Pidgeon R.T.; Macambira M.J.B.; Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from the pium complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of the granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166:159-171.
- Pimentel M.M., Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 1988. *Boletim de Resumos Expandidos*, Camboriú, 390-391p.
- 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. Série Ciências Terra*, 9:597-633.
- Santos P.A., Feio, G.R.L., Dall'Agnol R., Costi, H.T., Lamarão, C.N., Galarza, M.A. 2013a. Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1): 2-15.
- Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Guimarães F.V., 2013b. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG) do extremo leste do subdomínio de transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Terra* 8:257-290
- Santos R.D., Galarza M.A., Oliveira D.C., 2013c. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Terra*, 8:355-382.
- Santos P.J.L., Oliveira D.C., 2014. Trondhjemitos da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Terra*, 9:635-659.
- Silva A.R.C 2013. Estudos Isotópicos (pb, o, h, s) em Zonas Alteradas e Mineralizadas do Depósito Cuproaurífero Visconde, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará, Belém, 73p.
- Silva A.C., Dall'Agnol R., Guimarães F.V., Oliveira D.C., 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemiticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Nat.* 9:13-45.
- Silva A.R.C., Villas, R.N.N.; Lafon J.M.; Craveiro G.S., Ferreira V.P. 2015. Stable isotope systematics and fluid inclusion studies in the Cu-Au Visconde deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: implications for fluid source generation. *Mineralium Deposita*, 50:547-569.
- Sousa F.D.S. 2007. *Estudo da Alteração Hidrotermal, com Ênfase no Metamorfismo Sódico, de Rochas Granitoides e Máficas da Região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 202p.
- 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 de Sapucaia, Província Carajás, PA: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Nat.* 8:291-323 .
- Trouw R.A.J., Passchier C.W., Wiersma D.J. 2010. *Atlas of Mylonites – and related microstructures*. Springer Germany, 313p.
- Tulloch, A. (1979). Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69:105-117.
- Vanko D.A., Bishop F.C. 1982. Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt Lopolith, N.W. Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81:277-289.
- 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, 328p.
- Vernon R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructures*. Cambridge University Press, New York, 578p.
- Villas R. N., Lima L.F.O., Neves M.P., Sousa F.D.S., Lamarão C.N., Fanton J., Moraes R. 2005. Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: 1º Simpósio Brasileiro de Metalogenia. Gramado (RS), Resumos CD-rom.
- Xavier R. P., Wiedenbeck M., Trumbull R. B., Dreher A. M., Monteiro L.V.S., Rhede D., Araújo C.E.G., Torresi I. 2008. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology* 36(9):743-746.

Petrologia e Geocronologia U-Pb do Granito Tarumã: Batólito sin-tectônico da Orogenia San Ignacio - Terreno Paraguá, SW do Cráton Amazônico

Petrology and U-Pb Geochronology of Tarumã Granite: sin-tectonic batholith of San Ignacio orogeny – Paraguá Terrane, SW Amazonian Craton

João Batista de Matos^{1,5,6}, Amarildo Salina Ruiz^{1,5,6}, Maria Zélia Aguiar de Sousa^{1,5,6},
Maria Elisa Fróes Batata^{2,5}, Gabrielle Aparecida de Lima^{3,5,6}, Jean Michel Lafon^{4,6}

RESUMO: O objetivo deste trabalho é apresentar os resultados de estudos petrológicos, geoquímicos e geocronológicos (U-Pb) do Granito Tarumã (GT), Terreno Paraguá, SW do Cráton Amazônico, fronteira Brasil-Bolívia. As dimensões deste corpo são batolíticas e o embasamento regional é constituído por Anfíbolito Ascención e Gnaise Rio Fortuna. As rochas do GT distribuem-se por lajedos e matações na área mapeada e são classificadas como Biotita-Sienogranitos e apresentam estrutura milonítica com porfiroclastos avermelhados de feldspato alcalino, imersos em matriz esverdeada, granulação média a grossa. Opticamente, apresentam textura granolepidoblástica/porfiroclástica na qual se sobressaem cristais de quartzo, microclina e plagioclásio, sendo a biotita o principal mineral máfico. Opacos, titanita, allanita, zircão são os minerais acessórios enquanto que sericita, muscovita, epidoto, calcita, clorita, fluorita e argilominerais são os minerais de alteração. Os biotita sienogranitos classificam-se como hipersolvus (presença de pertitas). O magmatismo gerador do GT é subalcalino (cálcio-alcalino), de arco magmático (VAG) evoluindo de metaluminoso a peraluminoso, sin-colisional. A idade U-Pb em zircão efetuada por LA-ICP-MS apresenta a idade obtida através do diagrama concórdia de 1377 ± 5 Ma, idade interpretada como de cristalização desse batólito. O valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ sugerindo contaminação crustal em sua formação e TDM de 1,93 Ga sugere segregação mantélica ocorrida durante o período Orosiriano. As rochas encaixantes apresentam padrão de deformação polifásico com pelo menos três fases de deformação enquanto que o GT possui apenas duas fases de deformação. Dois eventos metamórficos Barrovianos associados às duas deformações foram identificados no GT: o primeiro refere-se ao metamorfismo de fácies xisto verde, zona da granada, representado por paragêneses com biotita + granada (rara), interpretado neste trabalho como pós 1377 ± 5 Ma, ainda relacionado à Orogenia San Ignacio e o segundo episódio representado pela clivagem de crenulação que redobrou a xistosidade anterior com metamorfismo de fácies xisto verde baixo, zona da clorita (muscovita + sericita + clorita), relacionadas à Orogenia Sunsás que atuou na deformação e metamorfismo de alguns granitos da Suíte Pensamiento e de parte da Cobertura Aguapeí.

PALAVRAS-CHAVE: Granito Tarumã; Terreno Paraguá; Petrologia; Geocronologia U-Pb.

ABSTRACT: The objective of this work is to present petrological, geochemical, geochronological U-Pb results of the Tarumã Granite (TG), in the Paraguá Terrane, SW of Amazonian Craton, Brazil-Bolivia border. The GT presents batholithic dimensions and the regional basement is constituted by Ascención Amphibolite and Rio Fortuna Gneiss. The rocks of TG are classified as Biotite Syenogranites, distributed by pavements and boulders in the mapped area and mylonitic structures shows porphyroclasts of the reddish K-feldspar, in the greenish matrix with coarse medium grain. Optically, occur granolepidoblastic/porphyroclastic textures, in which stand out quartz grain, microcline, plagioclase, biotite as principal mafic mineral. Opaques, sphene, allanite, zircon are minerals accessories while sericite, muscovite, epidote, calcite, chlorite, fluorite and clay minerals represents the mineral alteration. The biotite syenogranite are classified as hypersolvus relatively to the occurrence of perthite. The parental magmatism of the TG is sub-alkalic (calc-alkaline), sin-collisional generated in volcanic arc environment (VAG), evolving to the metaluminous to lightly peraluminous composition, suggesting crustal contamination.

The U-Pb age in zircons by LA-ICP-MS obtained through the Concordia diagram is 1377 ± 5 Ma., interpreted as crystallization of this batholith. The value of $\epsilon\text{Nd}(t)$ indicate the crustal participation and the TDM of the 1930 Ma suggest the mantelic segregation occurred during the Orosirian period. The host rocks presents a polyphasic deformational path with at least three deformational phases while the GT presents only two deformational phases. Two barrovian metamorphic events, both associated to two deformational phases were identified in TG: the first related to the greenschist facies of garnet zone, represented by paragenesis with biotite + garnet (rare), interpreted in this study as post 1377 ± 5 Ma., still related to San Ignacio Orogeny and the second episode represented by crenulation cleavage of previous schistosity with low greenschist facies, chlorite zone (muscovite + sericite + chlorite) related to Sunsás Orogeny active in deformation and metamorphism of some granites of Suíte Pensamiento and part of Aguapeí platform cover.

KEYWORDS: Tarumã Granite; Paraguá Terrane; Petrology; U-Pb Geochronology.

¹ Faculdade de Geociências, FAGEO/UFMT

² Programa de Pós-Graduação em Geociências (Mineralogia e Petrologia), IGc/USP

³ Instituto de Engenharia, IENG/UFMT

⁴ Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso, IG/UFPA

⁵ Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica - Guaporé, FAGEO/UFMT

⁶ Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM

INTRODUÇÃO

A região sudoeste do Estado de Mato Grosso compreendida pelas serras Santa Bárbara e do Baú, fronteira Brasil-Bolívia, é caracterizada pela ocorrência de rochas gnáissicas polideformadas de natureza ortoderivadas, enclaves anfibolíticos, granulitos e granitoides com grande diversidade composicional sendo a maioria de idade San Ignácio (1,40 a 1,29 Ga). As porções sudoeste do estado de Mato Grosso e leste da Bolívia, como já contextualizada por alguns autores como Litherland *et al.* (1986), Saes (1999), Ruiz (2005), Cordani & Teixeira (2007) e Bettencourt *et al.* (2010), foram alvos de sucessivos eventos tectônicos acrescionários que amalgamaram diversos terrenos alóctones em sucessivos eventos policíclicos ocorrendo a partir do período Orosiriano (Litherland *et al.*, 1986; Ruiz, 2005; Bettencourt *et al.*, 2010).

Segundo Ruiz (2009), Matos *et al.* (2009), Bettencourt *et al.* (2010), Rizotto *et al.* (2014), França *et al.* (2014) entre outros, a Província Rondoniana-San Ignácio (Tassinari e Macambira, 2004) é constituída por um conjunto de terrenos aglutinados em sucessivos processos acrescionários. Atualmente são reconhecidos quatro terrenos alóctones, Jauru, Rio Alegre, Alto Guaporé e Paraguá, todos limitados por zonas de cisalhamento regionais, similares a zonas de suturas. O Terreno Paraguá, onde se situa o batólito estudado, é constituído por um embasamento gnáissico-granulítico, orosiriano-estateriano denominados de Complexo Lomas Manechis e Chiquitania/Serra do Baú, que hospedam três suítes intrusivas graníticas: Pensamiento (1380 a 1290 Ma; Litherland *et al.*, 1986), Sunsás (1070 a 1020 Ma; Litherland *et al.*, 1986) e Suíte Yarituses, (1670 a 1650 Ma; Matos, 2010).

O propósito desse trabalho é, com base nos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos (U-Pb e Sm-Nd), entender a evolução petrológica e tectônica do Granito Tarumã da Suíte Intrusiva Pensamiento e, como consequência, contribuir para o entendimento da evolução magmática e tectônica durante a Orogenia San Ignácio.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Segundo Tassinari e Macambira. (2004) o Cráton Amazônico é compartimentado em seis províncias geocronológicas, que são grandes faixas com direção preferencial NW, onde predomina um padrão geocronológico, com as idades obtidas por diferentes métodos aplicados em distintos materiais, exibindo valores coerentes entre si. Essas províncias são: Amazônia Central (2,5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,25 - 2,0 Ga); Ventuari-

-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55 - 1,3 Ga) e Sunsás (1,3 - 1,0 Ga). Santos *et al.* (2000, 2008) apresentam distinto modelo de compartimentação geocronológica, com intervalos de idade, nomenclatura e número de províncias diferentes do proposto por Tassinari e Macambira (2004).

Para Ruiz (2009) e Bettencourt *et al.* (2010), o SW do Cráton Amazônico é constituído por quatro segmentos crustais, denominados Terrenos Paraguá, Jauru, Rio Alegre e Alto Guaporé (Figura 1) que guardam, em parte, os registros geológicos da implantação das Faixas Sunsás e Aguapeí, durante a Orogenia Sunsás.

A área estudada situa-se no Terreno Paraguá, SW do Cráton Amazônico, cujo embasamento regional é constituído pelo Complexo Metamórfico Lomas Manechis, Complexo Metamórfico Chiquitania e Grupo San Ignácio, com idades U-Pb em zircão que variam entre 1720 e 1650 Ma (Litherland *et al.*, 1986; Boger *et al.*, 2005; Ruiz, 2005; Jesus & Assis, 2006; Matos *et al.*, 2006, 2007; Santos *et al.*, 2008; Matos *et al.*, 2009; Bettencourt *et al.*, 2010; Figueiredo *et al.* 2013, Matos *et al.* 2013, dentre outros).

Há pelo menos três eventos magmáticos que afetam o embasamento paleoproterozoico, representados pela Suíte Pensamiento de 1380 Ma a 1290 Ma (Litherland *et al.*, 1986) e Sunsás de 1070 Ma a 1020 Ma (Litherland *et al.*, 1986) Yarituses de 1670 a 1650 Ma (Matos, 2010).

A Suíte Intrusiva Pensamiento (França *et al.*, 2014) ou Complexo Granitoide Pensamiento (Litherland *et al.*, 1986) corresponde a um conjunto de intrusões graníticas cujas idades variam entre 1,37 Ga a 1,29 Ma, sendo as mais velhas classificadas como pré a sin-cinemáticas e as mais jovens como tardi a pós-cinemáticas. Essa granitogênese está restrita ao Terreno Paraguá e vincula-se à evolução da Orogenia San Ignácio (1,40 a 1,29 Ga). A Tabela 1 resume os dados geocronológicos da literatura da Suíte Pensamiento no Brasil e Bolívia.

Dados isotópicos Sm-Nd apresentados para o Granito Tarumã indicam valores T_{DM} de 1700 Ma com $\epsilon Nd(0) = -22$ (Silva *et al.*, 2012) e T_{DM} de 1930 Ma com $\epsilon Nd(0) = -19,68$ (Ruiz, 2005).

ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS

O Granito Tarumã é uma intrusão, com dimensão batolítica, alojada nos ortognaisses do Complexo Metamórfico Serra do Baú/Chiquitania e parcialmente recoberta pelas rochas sedimentares do Grupo Aguapeí e pelos sedimentos Quaternários da Formação Pantanal/Guaporé (Figura 2 e 3).

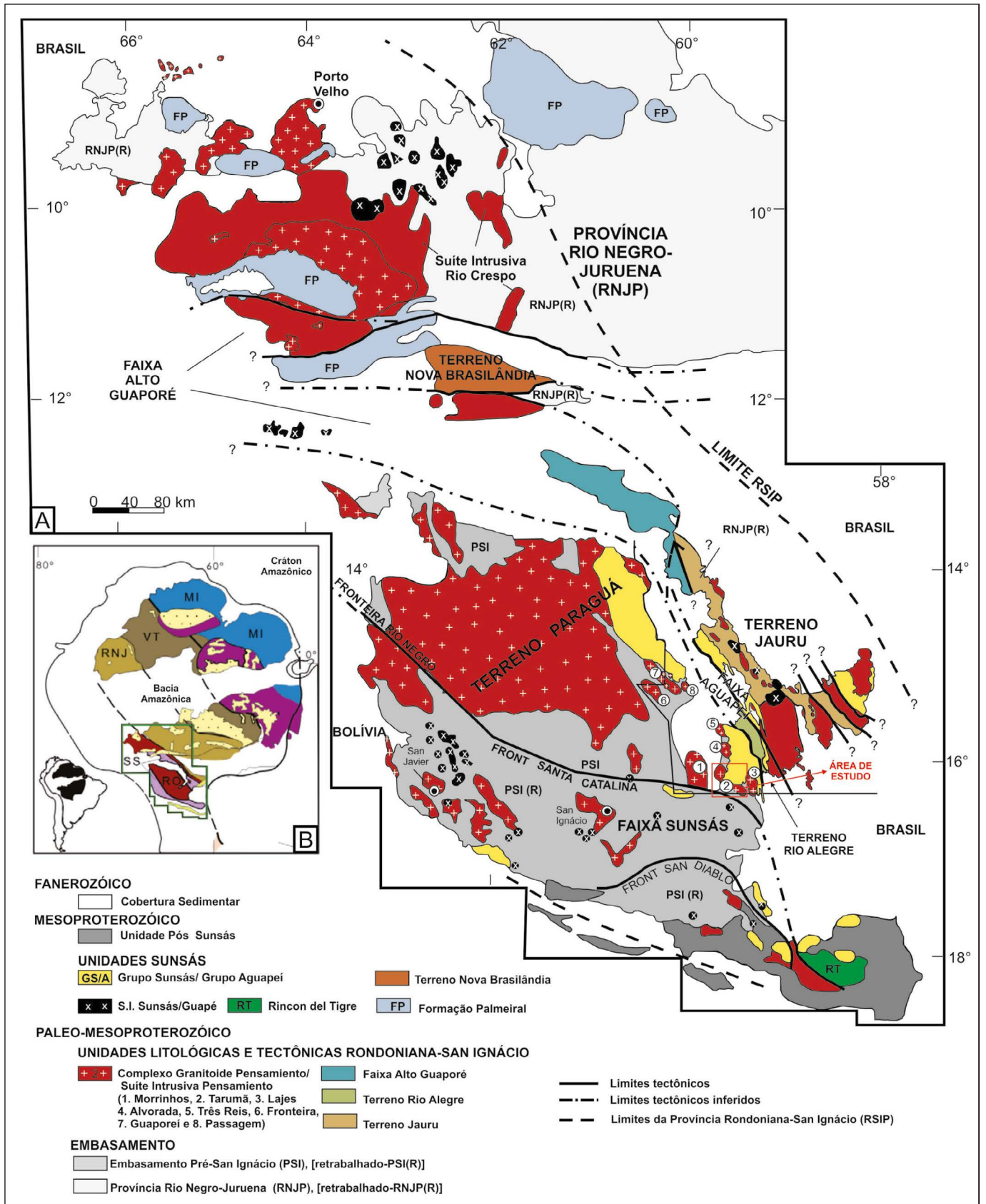


Figura 1 - Contexto geológico da Província Rondoniana-San Ignácio, com destaque para os granitos da Suíte Pensamiento [(Extraído de França et al. (2014); modificado de Bettencourt et al. (2010)].

O batólito é formado por rochas distribuídas em forma de lajedos e matacões (Fig. 4A e 4B), podendo apresentar diques aplíticos sin-plutônicos e xenólitos de anfibolitos estirados e parcialmente assimilados (Figura 4C). Os litotipos mais frequentes dessa unidade li-

toestratigráfica mostram cor rosa esverdeada, leucocrática, de textura inequigranular média até muito grossa e, principalmente, porfiroclástica em matriz esverdeada com feições de recristalização e deformação dúctil-rúptil, onde se sobressaem megacrístais centimétricos de

feldspatos alcalinos de cor avermelhada (Figuras 4D, 4E, 4F). Estas rochas foram submetidas a *stress* de variadas intensidades, apresentando regiões de baixo *strain*, intercaladas a zonas fortemente deformadas gerando foliação milonítica (Figura 4E) distribuídas de forma

descontínua em todo o corpo. Classificam-se, modalmente, como biotita monzo a sienogranitos e, de acordo com os feldspatos alcalinos, como granitos *subsolvus* caracterizados pela presença de pertitas associadas ao plagioclásio identificado como oligoclásio.

Tabela 1 - Dados geocronológicos disponíveis para a Suíte Intrusiva Pensamiento (Extraída e modificada de França et al., 2014).

Unidade Litoestratigráfica	Referências Idade (Ma)	U-Pb	Pb-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd			K-Ar	
		Idade (Ma)	Idade (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (RT)	T_{DM} (Ga)	$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	Idade (Ma)		
Granitos Tardi a Pós Cinemáticos (1340 Ma)	Piso Firme	Litherland et al. (1986)			1325±45	0,7044				
		Matos et al. (2009)					1,59	-7,99	2,32	
	San Javier	Litherland et al. (1986)			(RT) 1291±33	0,7033				
		Litherland et al. (1986)			(RT) 1391±70	0,7004				
	Diamantina	Litherland et al. (1986)			(RT)					
		Matos et al. (2009)					1,65 a 1,92	-16,6 a -8,51	-1,25 a 0,39	
	Orabayaya	Litherland et al. (1986)			(RT) 1283±33	0,7042				
	El Tigre	Litherland et al. (1986)			(RT) 1286±46	0,7058				
	San Cristobal	Litherland et al. (1986)								(B) 1296±18
		Matos et al. (2009)					1,58 a 1,59	-6,28 a -5,87	2,63 a 2,75	
	Padre Eterno	Litherland et al. (1986)								(B) 1326±19 (M) 1268±20
		Matos et al. (2009)					1,74	-6,89	1,48	
	Lajes	Geraldes (2000)	(Z) LA 1310±34				1,69		0,0	
	Lajes	Jesus et al. (2010)	(Z) LA 1284±20				1,60	-10,56	-7	
Guaporeí	Nalon et al. (2013)		(Z) 1314±2,5			1,76	-21,42	-14		
Morinhos	França et al. (2014)	(Z) SHRIMP 1350±12				1,77	-24,09	-2,57		
Granitos Sin a Tardi Cinemáticos (1373 - 1347 Ma)	La Junta	Litherland et al. (1986)			(RT) 1375±80	0,7052				
		Matos et al. (2009)	(Z) SHRIMP 1347±21				1,87 a 2,04	-19,6 a -17,8	-4,29 a -2,94	
	Florida	Litherland et al. (1986)							(B) 1380±19 (M) 1244±27	
	San Martín	Matos et al. (2009)	(Z) SHRIMP 1373±20				1,68	-7,43	1,78	

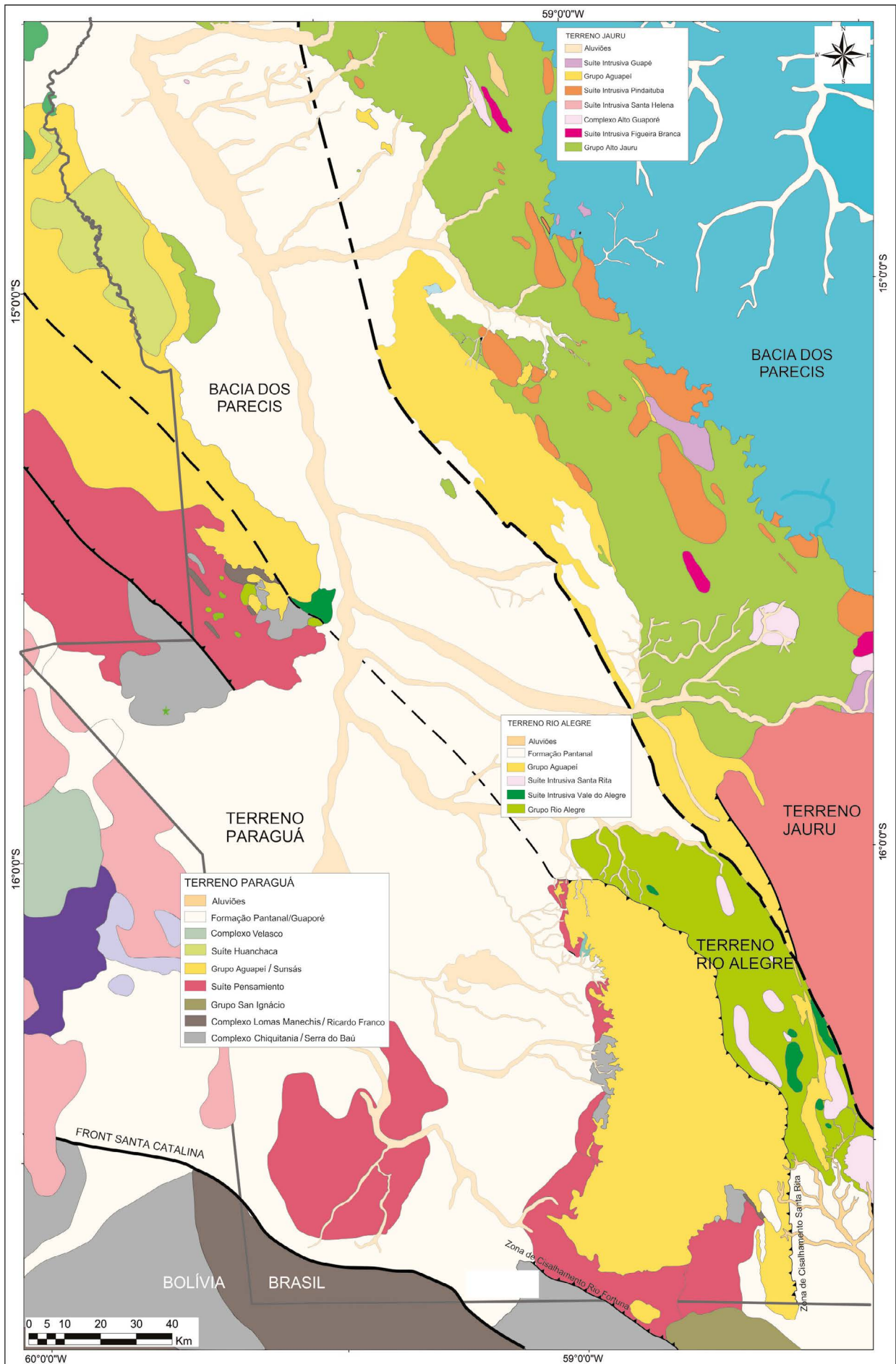


Figura 2 - Mapa geológico do SW do Cráton Amazônico, mostrando a divisão dos Terranos da Província Rondoniana San Ignácio. Extraído e modificado de Faria (2015).

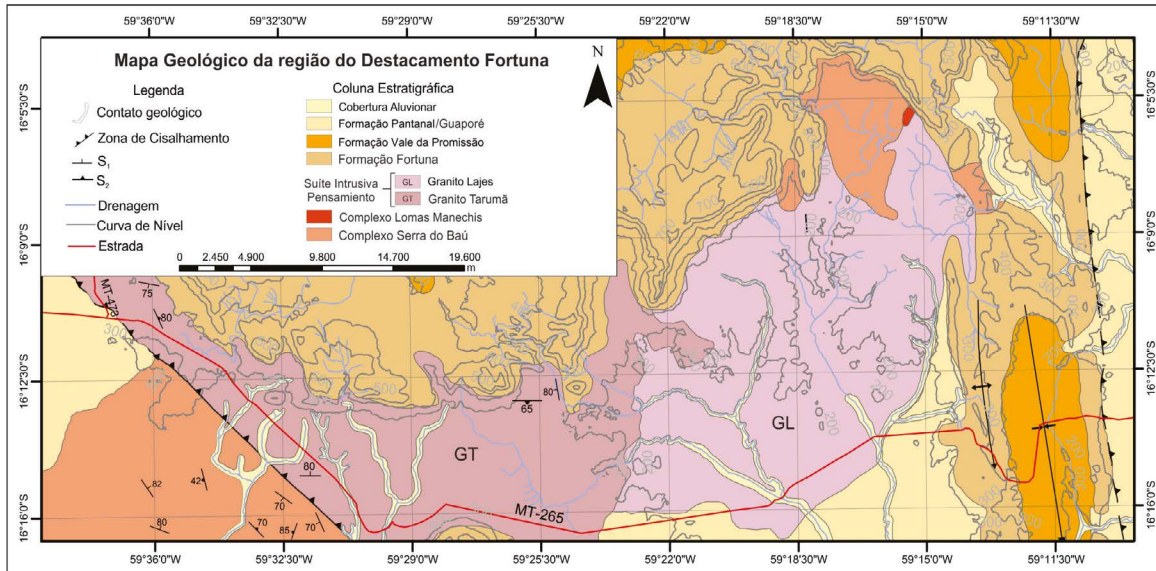


Figura 3 - Mapa geológico da região do Destacamento Fortuna com destaque para o Granito Tarumã. Extraído e modificado de Faria (2015).

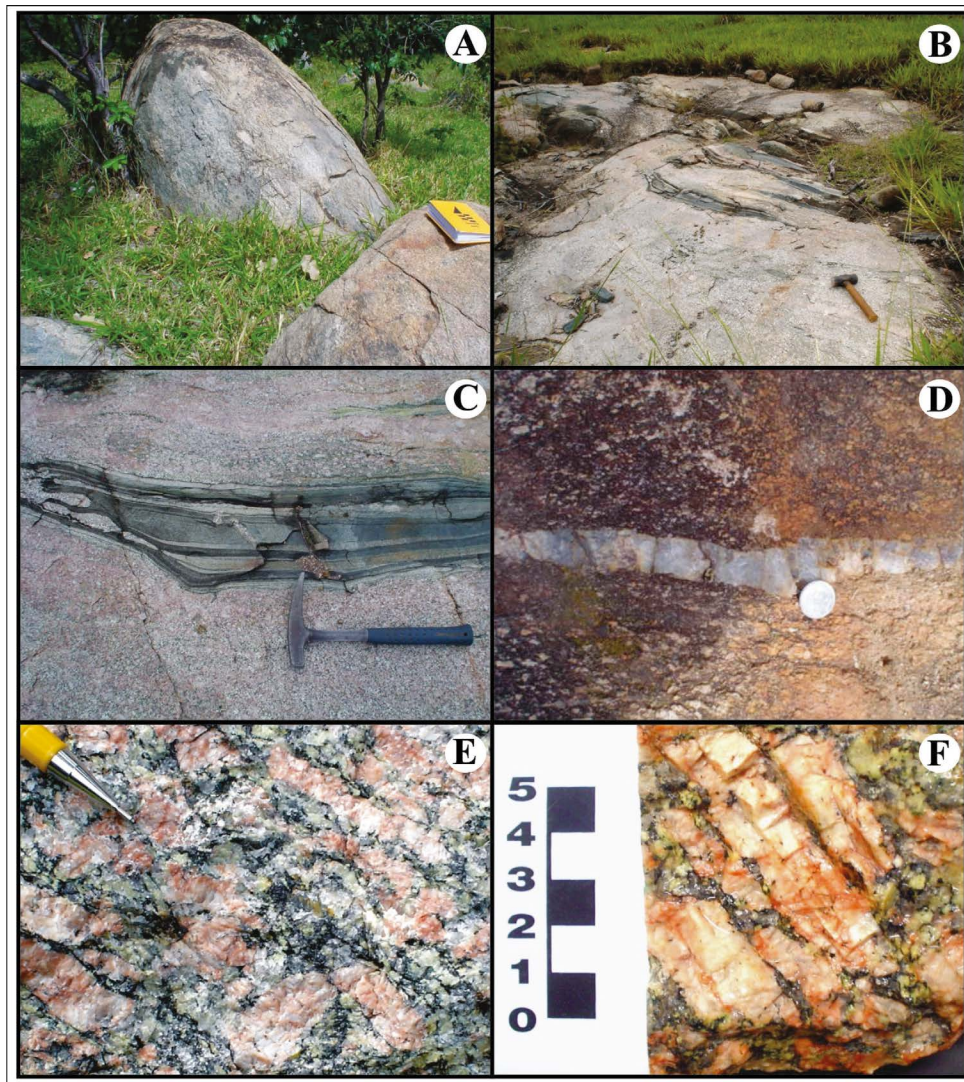


Figura 4 - Fotografias de campo do Granito Tarumã, ilustrando: A e B) blocos e lajes; C) fraturas ortogonais à foliação S1, representada pelo estiramento do xenólito de anfibolito; D) foliação S1 marcada pela orientação de porfiroclastos de feldspato alcalino parcialmente deformados e ao centro, veio de quartzo fraturado obliquo à foliação; E) estrutura milonítica com porfiroclastos de feldspato alcalino de cor avermelhada, formando ribbons imersos em matriz de coloração esverdeada; F) detalhe de porfiroclastos de feldspatos alcalinos bem formados com dimensões de até 5 cm, em matriz de cor predominantemente esverdeada.

Opticamente, essas rochas apresentam textura porfiroclástica com grãos de feldspatos alcalinos, imersos em uma matriz granolepidoblástica (Figura 5A), dominada por quartzo e feldspatos recristalizados, tendo biotita como único máfico essencial disposta em palhetas isoladas ou em agregados isorientados (Figuras 5A e 5B). Têm como minerais acessórios: opacos (dentre eles, magnetita e pirita), rutilo, titanita, apatita, alanita, zircão e como fases de alteração/metamorfismo: actinolita-tremolita, clorita, sericita, muscovita, epidoto, calcita, granada, fluorita, argilo-minerais e opacos.

Os feldspatos alcalinos ocorrem em porfiroclastos centimétricos e em pequenos grãos anédricos constituindo a matriz. Estão representados por ortoclásio e microclina peritíticos com geminações Carlsbad e combinadas albíta-periclina. O intercrescimento peritítico é muito comum e apresenta a fase hóspede disposta em *drops* e, principalmente, em *stringer* (Figura 5C). Localmente, exibem também intercrescimento com quartzo caracterizando textura gráfica. Evidências de processos de alteração são encontradas, especialmente, argilização e sericitização. Esporadicamente, exibem sombra de pressão em zonas de alto *strain*. Os plagioclásios, identificados como albíta e oligoclásio, são encontrados em grãos anédricos, muito alterados, principalmente, por processos de saussuritização, por vezes, com porções preservadas onde é possível identificar geminação polissintética reliquiar; encontram-se também recristalizados em grãos menores e, por vezes, com lamelas deformadas (Figura 5D). O quartzo ocorre anédrico com extinção ondulante, lamelas e bandas de deformação e, por vezes, em subgrãos ou *ribbons* e também na forma vermicular e/ou em gotículas constituindo intercrescimentos gráfico e mirmequítico, respectivamente, com os feldspatos alcalinos e plagioclásios. É encontrado ainda como porfiroclastos fraturados (Figura 5E) ou envoltos por um manto de pequenos grãos recristalizados caracterizando microestrutura em moldura e/ou dobrada (5F). A biotita apresenta-se em palhetas, com pleocroísmo marrom a castanho, com evidências de deformação dúctil, tais como, *kink bands* e clivagens de crenulação, bem como de cor esverdeada, parcial ou totalmente cloritizada. Pode incluir minúsculos grãos de quartzo, feldspatos alcalinos e zircão e mais comumente encontra-se com grande quantidade de cristais aciculares de rutilo caracterizando textura sagenítica (Figura 5G).

Os minerais acessórios estão representados por grãos anédricos e cristais subédricos de titanita (Figura 5H), alanita metamáptica, bem como, por inclusões granulares e aciculares, respectivamente, de zircão e rutilo/apatita.

A tremolita-actinolita é proveniente de metassomatismo e encontrada em cristais amarelo-claros de hábito acicular a fibroso, associados ao quartzo for-

mando agregados e/ou preenchendo fraturas da rocha; esporadicamente, é encontrada em cristais prismáticos associados ao epidoto e clorita. A granada é uma fase secundária e ocorre em raros cristais associados ao plagioclásio. A fluorita representa, possivelmente, um produto de metassomatismo ocorrendo em minúsculos cristais anédricos de cor púrpura preenchendo fraturas e venulações de algumas amostras. Os minerais do grupo do epidoto (epidoto, clinozoizita e pistacita) que representam, em geral, produtos de saussuritização apresentadas na Figura 5F, são encontrados em minúsculos grãos associados a sericita e calcita. A calcita, proveniente de saussuritização ou de metassomatismo, é incolor anédrica sendo encontrada disseminada e/ou preenchendo venulações. A muscovita está sempre associada a sericita e ambas correspondem a produtos de alteração dos feldspatos.

DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

O Granito Tarumã apresenta pelo menos duas fases deformacionais, designadas neste trabalho como D_1 e D_2 . A primeira trama tectônica impressa nessas rochas exibe registros de um evento compressivo posterior à sua cristalização, como indica a foliação contínua de estado sólido, S_1 .

A foliação S_1 é definida pela orientação planar dos porfiroclastos de feldspatos alcalinos e das palhetas de biotita, podendo ser caracterizada como uma foliação contínua do tipo xistosidade que, em zonas de cisalhamento apresentam estrutura milonítica com *augens* rotacionados paralelas à foliação regional S_1 . Ao microscópio, a foliação é definida pelo arranjo planar das palhetas de biotita, que juntamente com os minerais acessórios e de alteração como titanita, epidoto e clorita formam os níveis máficos, enquanto que, os níveis félsicos são constituídos por quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino. Porfiroclastos de feldspato alcalino ocorrem envoltos por um manto de pequenos grãos recristalizados resultando em microestrutura em moldura. As palhetas de biotita mostram *kink bands* e clivagens de crenulação e o plagioclásio exibe, frequentemente, encurvamento e ruptura das lamelas de geminações polissintéticas.

A atitude dominante de S_1 , varia entre N50-20W/75-85NE, e a lineação de estiramento L_1 , definida pelo arranjo das palhetas de biotita e agregados quartzo-feldspáticos estirados, está contida na foliação S_1 e apresentam-se o caimento paralelo ao mergulho da foliação (*down dip*).

Essas rochas também mostram evidências de imposição de uma segunda fase de deformação D_2 rúptil-dúctil com dobras suaves a abertas da foliação S_1 , com clivagem disjuntiva plano-axial, normalmente agrupada em arranjo paralelo ou conjugado, com direções N20-30E e N40-50E, verticais.

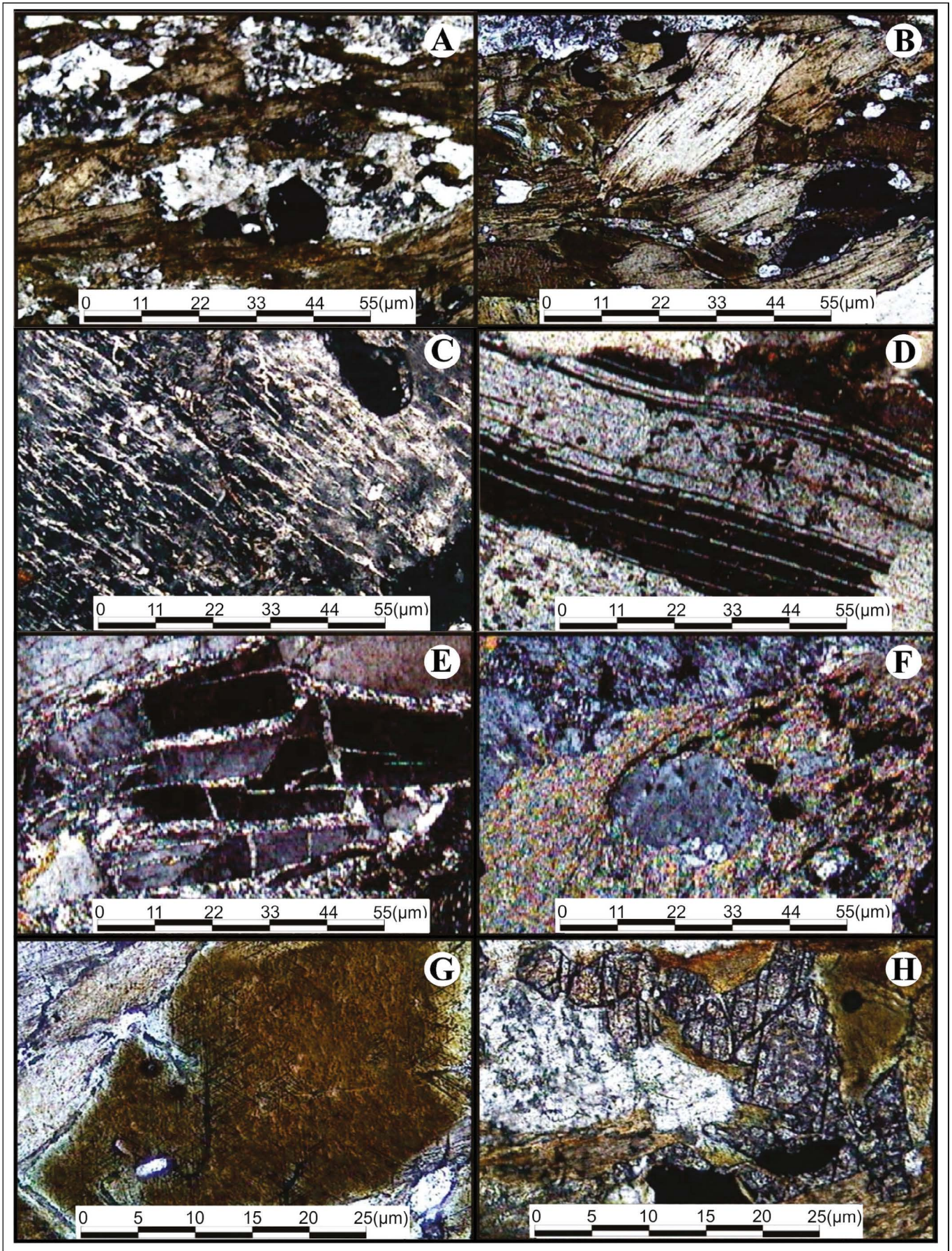


Figura 5 - Fotomicrografias do Granito Tarumã ilustrando: (A) textura granolepidoblástica; (B) agregado de lamelas de biotita; (C) intercrescimento pertítico em stringer; (D) lamelas de geminação da albita encurvadas; (E) detalhe de grão de quartzo com fraturas preenchidas por quartzo recristalizado e sericita; (F) intensa saussuritização; (G) seção de biotita com inclusões de rutilo caracterizando textura sagenítica; (H) agregado de titanita, biotita/clorita e mineral opaco. Polarizadores paralelos em G e H e cruzados em A, B, C, D, E e F.

Regionalmente, sugerem-se dois eventos metamórficos de natureza barrovia para as rochas do Granito Tarumã. A fase de metamorfismo (M_1) é associada à fase de deformação D1 e ao desenvolvimento de xistosidade (S_1), cuja paragênese com biotita + granada (rara), sugere condições metamórficas de fácies xisto verde alto, Zona da Almandina. A segunda fase de metamorfismo (M_2), associado à fase D2, é marcado por um metamorfismo de fácies xisto verde baixo com paragênese muscovita + sericita + clorita, representativo da Zona da Clorita, afetou principalmente os granitos Tarumã e Lajes e parte da cobertura plataformal do Grupo Aguapeí. Salienta-se que parte do Terreno Paragua, tanto na Bolívia como no Brasil foi poupado por esses esforços de deformação/metamorfismo representativos de D2, M2 ocorridos durante a Orogenia Sunsás.

LITOQUÍMICA

Quinze amostras do Granito Tarumã foram analisadas, cujos resultados constam da tabela 2. Os dados de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) de seis delas foram obtidos no LABOGEÓ-IGCE/UNESP-Rio Claro utilizando-se fluorescência de Raios X através da fusão em meio borato. Das amostras analisadas em Rio Claro, não foram efetuadas as análises de LOI, por essa razão elas não constam na tabela 2. Os dados dos outros dez exemplares e mais os elementos menores e traços, inclusive ETR, das seis primeiras amostras foram obtidos no Laboratório AcmeLab - Vancouver - Canadá, através dos métodos ICP (*Inductively Coupled Plasma*) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

As rochas analisadas apresentam homogeneidade composicional, com valores saturados de SiO_2 num intervalo entre 62,2 e 73,7 % (Tabela 2), refletindo a natureza evoluída do magmatismo, o que as caracteriza como rochas graníticas ácidas e diferenciadas. Nos diagramas de variação binários de Harker, pode-se observar o comportamento dos elementos maiores, menores e traços na evolução magmática (Figura 6). Neles, observam-se tendências de variações coerentes para a maioria dos óxidos, o que sugere uma sequência evolutiva normal, podendo ser identificadas correlações lineares negativas entre a sílica e TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 e FeO , onde os decréscimos desses teores devem estar ligados ao empobrecimento no conteúdo de molécula de anortita do plagioclásio e em minerais máficos primários, tais como hornblenda, biotita, ilmenita-magnetita, titanita e apatita, durante a diferenciação. A diminuição do Al_2O_3 vincula-se também ao fato de que o aumento de SiO_2 da rocha durante sua diferenciação proporciona, ao mesmo tempo, incrementos maiores nos teores modais de quartzo quando comparados aos de feldspato alcalino e plagioclásio, suficientes para impor a correlação negativa entre estes dois elementos. Observa-se entre o SiO_2 e Na_2O uma correlação coerente com a distribuição normal para granitos, bem como dispersão para K_2O . Com relação ao comportamento dos elementos traço (Figura 6), os valores de Ba, Rb, Sr e Zr apresentam distribuições relativamente semelhantes e correlações negativas com a sílica.

Isto corrobora a hipótese de processos de diferenciação envolvendo fracionamento de plagioclásio, biotita e zircão, minerais mais comuns nos litotipos menos diferenciados.

Tabela 2 - Dados litoquímicos do Granito Tarumã [elementos maiores (% em peso), traço e terras raras (ppm)].

	GJ-58	GJ-24A	GJ-21	GJ-26	P-9	P-32	P-1	P-22	P42A	P-41	GJ-11	P-39	GJ-40	GJ-23	GJ-43
SiO ₂	73,7	72,5	72,3	72,3	72,3	72,12	71,63	71,34	70,66	69,74	69,6	68,56	67,6	65,3	62,2
TiO ₂	0,7	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	0,32	0,19	0,27	0,47	0,4	0,47	0,6	0,9	1,2
Al ₂ O ₃	12,3	13,7	14,2	13,9	13,6	13,09	14,32	13,93	14,57	14,16	14,4	14,35	14,8	15	14,7
Fe ₂ O ₃	4,9	1,7	2,6	1,8	2,5	2,67	3,03	2,71	3,11	4,01	3,1	4,37	3,6	4,6	6,7
MnO	0,1	0	0	0	0	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0	0,03	0,1	0,1	0,1
MgO	1,5	0,4	0,7	0,4	0,5	0,51	0,56	0,53	0,5	0,72	0,7	0,91	0,9	1,4	2
CaO	0,5	1,4	0,8	1,3	1	1,54	1,78	1,63	1,35	1,26	1,4	1,66	2	2,4	3,4
Na ₂ O	0,7	3,1	3,9	2,8	3,5	3,71	3,17	3,26	2,87	2,76	2,9	3,02	2,9	2,8	3
K ₂ O	3,6	5,7	3,7	6,3	5,4	6,11	4,5	5,34	6,04	5,95	6,3	5,6	5,9	5,7	4,2
P ₂ O ₅	0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,17	0,05	0,1	0,11	0,2	0,1	0,2	0,2	0,4	0,5
LOI	2	0,9	1,2	0,8	0,7						0,9		1,2	1,2	1,7
Som	100	100	99,8	99,9	99,9	100,34	99,38	99,05	99,51	99,29	99,8	99,17	99,8	99,8	99,7
Ba	933,8	1177,3	844,2	1602	892,7	1303,3	533	1026,5	847	1036,5	1465	1457,6	2061,7	2014,6	1807,5
Rb	169,2	147,7	138,9	186,7	160,8	220,5	183	164,1	222,2	225,9	225,1	197,7	224,4	259,3	238
Sr	65,6	444	160,1	285,8	219,9	272,2	181	348,5	217,1	230,2	271,7	310,7	477,7	437,7	485,8
Zr	366,8	269,3	151,7	230,3	194,9	255,4	181	201,8	193,2	480,7	380,1	479,5	547,6	670,9	594,1
Nb	10	11	4,5	7,7	4,8	8,2	9	4,2	7,1	13,9	7,8	11,1	6,4	17,2	23

(Continua)

(Tabela 2 - Continuação)

	GJ-58	GJ-24A	GJ-21	GJ-26	P-9	P-32	P-1	P-22	P42A	P-41	GJ-11	P-39	GJ-40	GJ-23	GJ-43
Ni	16,3	3,9	0,3	1	29,8	16	25	25	48	23	2,6	24	5,2	10,1	16,2
Zn	69	29	27	28	34						48		53	79	91
La	33,7	52,9	15,7	102,3	23,1	46,4		44	173,8	151,6	117,6	53,1	219,6	175,3	109,6
Ce	62,8	115,8	62,5	207,6	53,6	120,6	101	99,1	131,6	390,9	313,9	310	553,9	448,3	263,9
Pr	7,3	13,8	3,8	19,8	5,8	13,7		10,7	15,7	47,5	28,2	35,8	49,7	48	29,4
Nd	27,4	54,1	13,5	64,8	22	48,9		37,9	55,9	173,2	99,8	125,1	165,5	171,8	113,5
Sm	4,5	9,3	2	6,6	3,5	7,6		5	8,5	26,3	13,6	16,1	17,6	18,8	17,3
Eu	1	1,2	0,8	1,2	1,1	1,3		0,9	1,2	1,7	1,5	1,7	2,3	2,1	2,8
Gd	4,3	7,7	1,4	3	2,4	5,1		3,3	5,5	14,2	7,6	8,1	6,4	7,4	12,3
Tb	0,9	1,3	0,2	0,4	0,3	0,8		0,5	0,8	1,9	1,1	1,1	0,8	0,9	2
Dy	5,2	7,1	1,2	1,5	1,6	3,4		2,3	3,1	7,8	4,3	4,5	2,8	3,5	9,7
Ho	1,1	1,2	0,2	0,2	0,2	0,6		0,4	0,5	1,2	0,6	0,7	0,3	0,5	1,7
Er	3,5	3,4	0,6	0,7	0,7	1,4		1	1,1	2,8	1,7	2	1	1,5	4,5
Tm	0,7	0,6	0,1	0,1	0,1	0,2		0,2	0,2	0,4	0,3	0,4	0,2	0,3	0,8
Yb	4,1	3,7	0,6	0,9	0,8	1,2		1	1,1	2,4	1,8	2,3	1,5	2,2	4,5
Lu	0,6	0,5	0,1	0,1	0,1	0,2		0,2	0,2	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4	0,6
Y	37,9	44	7,6	9,4	9,1	18,7	11	12,6	15	38,1	22,1	24,2	13,7	21	55,3
Cs	2,6	0,8	1,5	0,9	1,3	1,3		1,4	2,1	1,7	1,5	1,2	3	2,3	4,5
Ta	0,3	1,4	0,1	2,1	0,2	0,3		0,1	0,3	0,4	0,2	0,6	0,5	1,4	1,1
Hf	9,8	9,6	3,8	7,3	6,3	7,1		5,8	5,7	14,1	10,2	13,3	13,6	17,5	15,6
Be	1	3	2	2	2	2		2	1	1	2	1	1	2	3
Ga	16,8	16,7	15,7	16,6	16,2	15,8		16,4	15,3	18	19,2	17,2	18,8	21,6	22

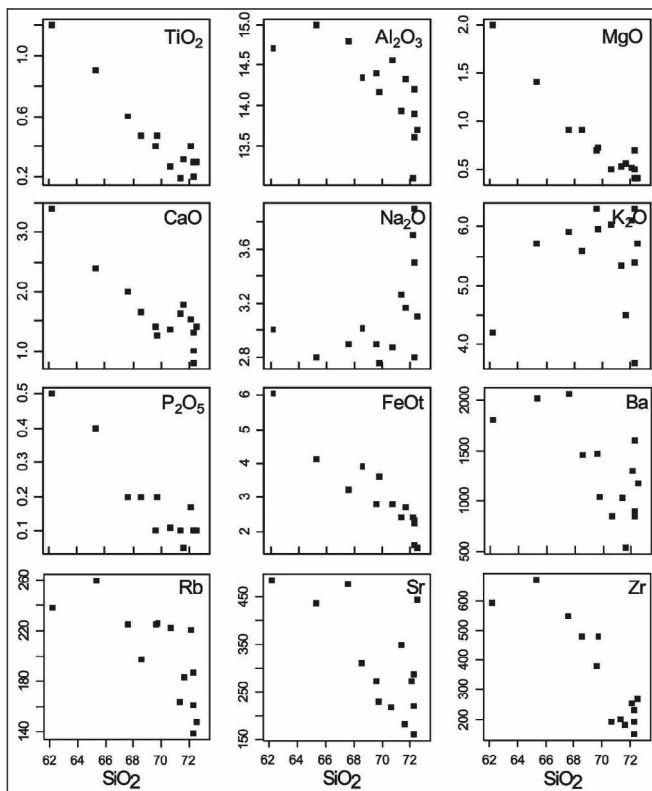


Figura 6 - Diagramas de variação de Harker para elementos maiores expressos em óxidos (% em peso) e elementos traço (ppm) de rochas do Granito Tarumã.

Similarmente aos dados petrográficos modais, onde as amostras do Granito Tarumã apresentam composição monzo a sienogranítica, os resultados de elementos maiores classificam essas rochas como adamelitos (monzogranitos) e granitos e como tonalitos, monzo e sienogranitos, respectivamente nos diagramas Q-P (Debon & Le Fort 1983; Figura 7A) e R1-R2 (La Roche *et al.*, 1980; Figura 7B). O magmatismo que originou essas rochas é caracterizado como sub-alcalino (Figura 7C), de afinidade cálcio-alcalina (Figura 7D), respectivamente, nos diagramas Na_2O+K_2O versus SiO_2 e AFM propostos por Irvine & Baragar (1971), bem como de alto K a shoshonítico conforme ilustrado na figura 7E (Hastie *et al.*, 2007) que considera os elementos Co e Th.

Quanto à saturação em alumina e álcalis, os dados analíticos foram plotados no diagrama proposto por Maniar & Piccoli (1989), A/CNK versus A/NK (Figura 7F), onde se pode observar que os índices de Shand transicionam de metaluminosos a levemente peraluminosos.

Nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos Nb versus Y e $Hf-Rb/30-Ta*3$ propostos, respectivamente, por Pearce *et al.* (1984) e Harris *et al.* (1986), os pontos representativos das rochas estudadas coincidem com o campo definido para granitoides fanerozoicos de arco vulcânico (VAG; Figuras 8A e 8B).

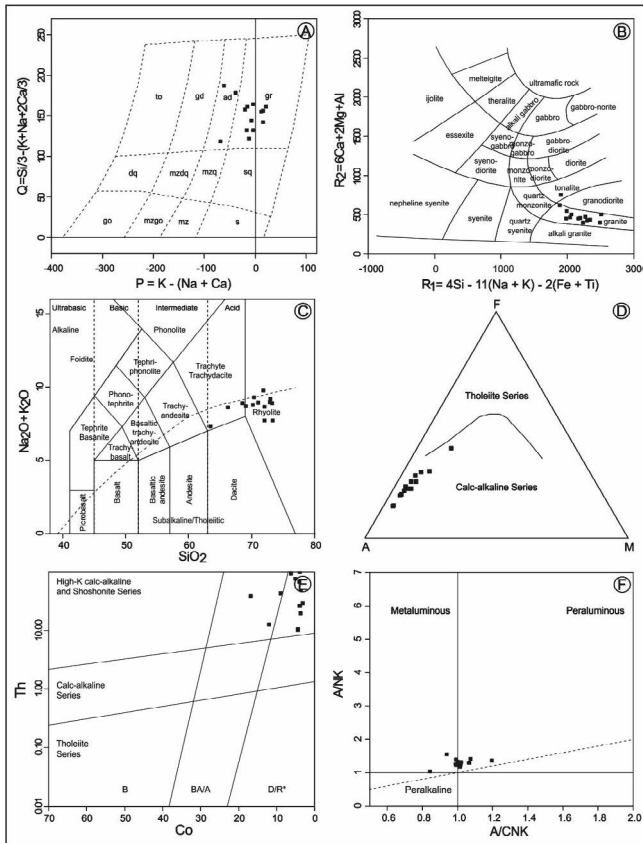


Figura 7 - Distribuição dos pontos representativos das amostras do Granito Tarumã nos diagramas: (A) Q-P (Debon & Le Fort, 1983); (B) R1/R2 (La Roche, 1980); (C) Na₂O+K₂O vs SiO₂ e (D) AFM (Irvine & Baragar, 1971); (E) Th versus Co (Hastie et al., 2007); (F) A/NK versus A/CNK (Maniar & Piccoli, 1989).

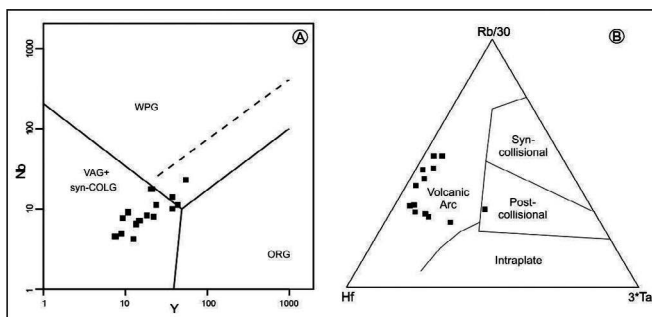


Figura 8 - Distribuição dos pontos representativos das rochas do Granito Tarumã nos diagramas: (A) Nb versus Y (Pearce et al., 1984); (B) Hf-Rb/30-Ta*3 (Harris et al., 1986).

O padrão dos elementos terras raras, normalizados pelo condrito de Nakamura (1977; Figura 9A), evidencia enriquecimento de ETRL em relação a ETRP, com razões La/Yb entre 2,7 e 148,3. No diagrama da figura 9B, a variação de K₂O e de elementos incompatíveis normalizados pelos valores dos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce *et al.*, 1984) mostra um enriquecimento em LILE (elementos litófilos de íons grandes) em relação aos HFSE (elementos de alto potencial iônico), bem como, anomalias negativas de Nb e Ta típicas de ambiente de arco magmático (Pearce, 1982).

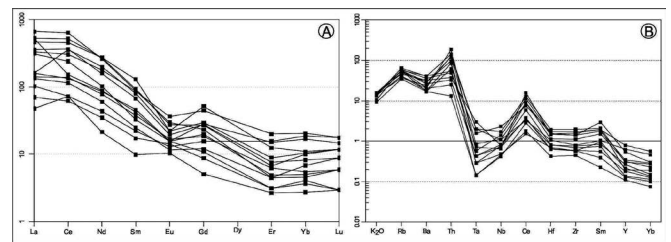


Figura 9 - Padrões de distribuição elementar das rochas do Granito Tarumã nos diagramas: (A) ETR normalizados pelo condrito de Nakamura (1977); (B) Elementos traço e K₂O normalizados pelos valores dos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica de Pearce et al. (1984).

GEOCRONOLOGIA U-Pb (LA-ICP-MS)

A amostra analisada P-19 foi trabalhada no laboratório de Preparação de Amostras da FAGEO-U-FMT. Os resultados analíticos do método U-Pb são apresentados na tabela 4, tendo sido obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Os cristais de zircão analisados forneceram uma idade concordante de 1377 ± 5 Ma, interpretada como idade de cristalização do Granito Tarumã (Figura 10). Na Figura 11, podem ser observadas as imagens de MEV e fotos de microscopia ótica dos zircões, com “spots” de 25 µm produzidos pela microsonda a laser, sendo A e B = Zr-075-E-VII-14, C e D = Zr-075-E-VIII-04 e E e F = Zr-075-F-IX-06.

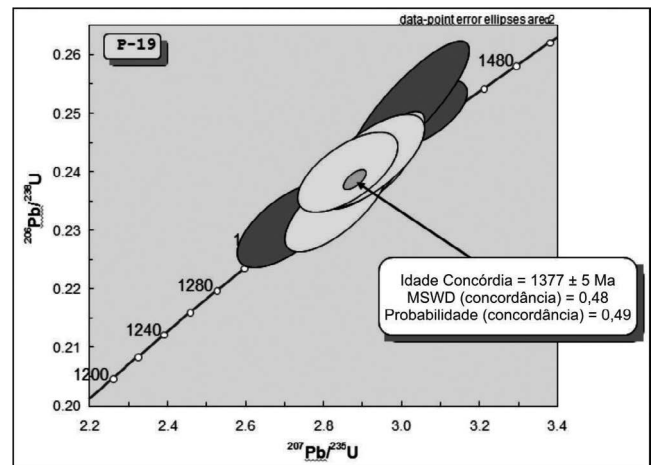


Figura 10 - Diagrama com dados de U-Pb em zircões da amostra P-19, obtidos com LA-ICP-MS forneceram uma idade concordante de 1377 ± 5 Ma.

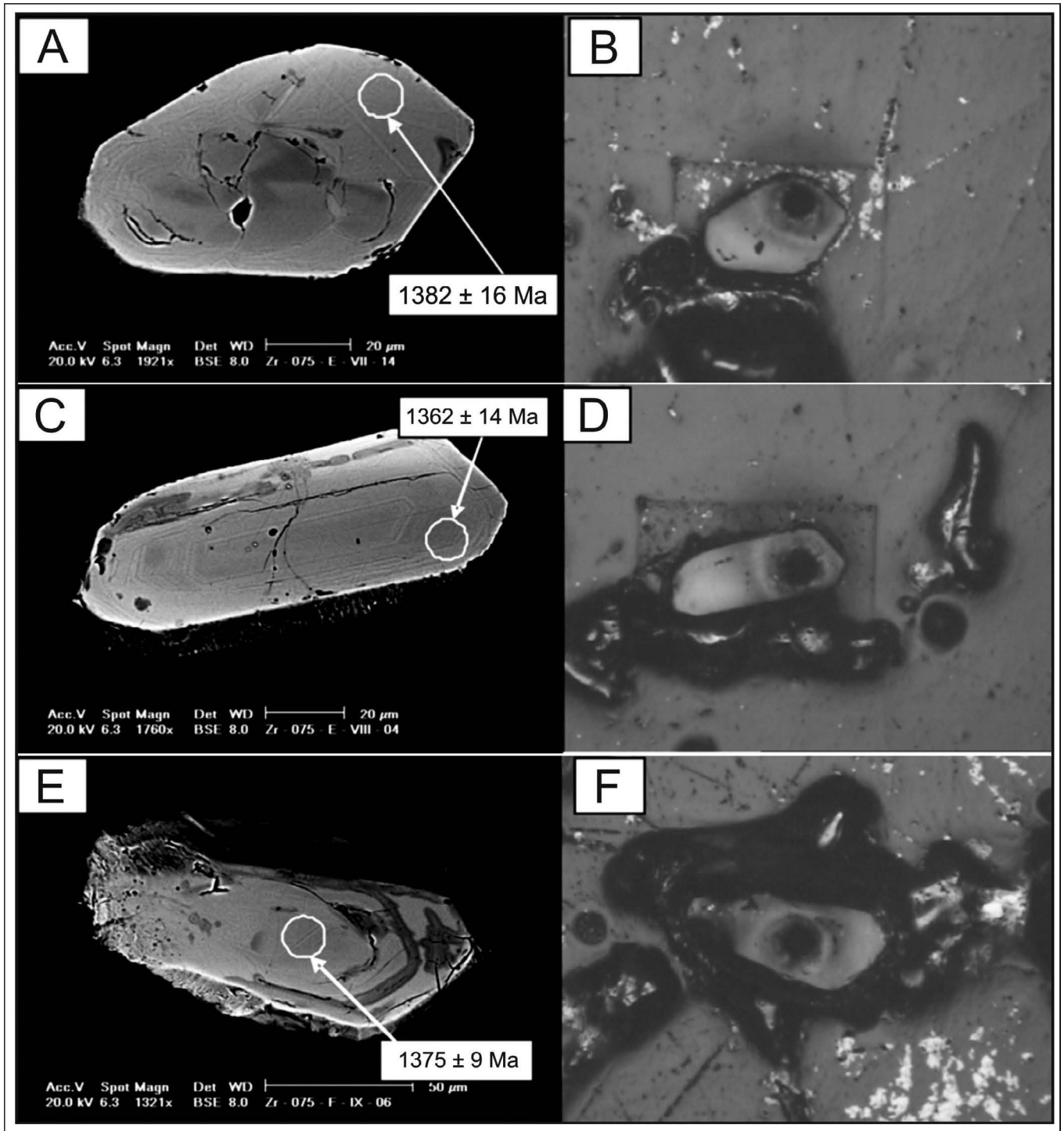


Figura 11 - Imagens de MEV e fotos de microscopia ótica dos zircões, com “spots” de 25 μm produzidos pela microsonda a laser, sendo A e B = Zr-075-E-VII-14, C e D = Zr-075-E-VIII-04 e E e F = Zr-075-F-IX-06.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A unidade objeto deste estudo, o Granito Tarumã, exibe uma história deformacional e metamórfica menos complexa que as suas encaixantes, os gnaisses e granulitos dos Complexos Metamórfico Lomas Manechis e Chiquitania/Serra do Baú. Embora não haja um consenso a respeito das idades e derivação sedimentar ou ígnea dos complexos metamórficos mencionados, eles claramente são as encaixantes do Granito Tarumã e das outras intrusões relacionadas. Os biotita-gnaisses de composição monzogranítica mapeados como Gnaiss Rio Fortuna,

do Complexo Serra do Baú, apresenta idade U-Pb em zircão de $1711 \pm 13 \text{ Ma}$ (Faria *et al.*, 2014) e, na Bolívia, idade U-Pb de 1772-1774 Ma (Santos *et al.*, 2008).

As rochas que constituem o Granito Tarumã correspondem a Biotita Monzo a Sienogranitos foliados, *hypersolvus*. O magmatismo que as produziu foi caracterizado com sub-alcalino, de afinidade cálcio-alcalina de alto K a shoshonítico. Evoluiu de metaluminoso até levemente peraluminoso, sugerindo uma provável contaminação crustal, gerado em ambiente de arco magmático continental.

O metamorfismo regional é interpretado como tendo ocorrido concomitantemente com a cristalização do batólito relativamente às suas características de campo, petrográficas, geoquímicas e de idade. Portanto, a sua formação é atribuída à Orogenia San Ignácio uma vez que não há evidências dessa deformação/metamorfismo nas rochas do Grupo Aguapeí sobreposto estratigraficamente. O batólito foi submetido a um metamorfismo regional de Fácies Xisto Verde Alto (Zona da Almandina), com retrometamorfismo de fácies Xisto Verde baixo (Zona da Clorita), provavelmente durante a segunda fase de deformação D₂.

A idade U-Pb em zircão de 1377 ± 5 Ma é interpretada como a idade de formação do batólito, o que posiciona o Granito Tarumã na Suíte Intrusiva Pensamiento de Litherland *et al.* (1986). Considerando tanto a idade de formação da intrusão, como o registro de marcada foliação regional e do metamorfismo de baixo grau, sugerem que a colocação deste corpo no estágio sintectônico, com respeito à Orogenia San Ignácio. Os dados isotópicos de Nd disponíveis na literatura, Ruiz (2005) e Silva *et al.* (2012) sugerem forte contaminação crustal na formação do magma e um período de extração do manto entre 1.7 a 1.9 Ga.

Considerando os dados geológicos, litoquímicos e geocronológicos apresentados, sugere-se que o Granito Tarumã seja correlato em termos de tempo de colocação e estágio orogênico, aos granitos sin a tardi tectônicos Guaporeí, Fronteira, San Martín, Florida, La Junta (Litherland *et al.*, 1986; Matos *et al.*, 2009; Nalon *et al.*, 2013 e Bettencourt *et al.*, 2010).

Sugere-se que o ambiente tectônico convergente similar aos arcos continentais fanerozoicos, tenha sido o responsável pela formação do magmatismo granítico abrigado na Suíte Intrusiva Pensamiento, possivelmente resultante da interação do manto litosférico da placa superior (Terreno Paraguá) com a litosférica oceânica representada pelo Terreno Rio Alegre, provável suíte ofiolítica mesoproterozoica.

Após os eventos relacionados à Orogenia San Ignácio, novo ciclo de sedimentação siliciclástica é definido pela deposição das rochas sedimentares do Grupo Aguapeí/Sunsás, que na área de estudo recobre em discordância erosiva e tectônica o Granito Tarumã e suas encaixantes. Considerando que essas rochas sedimentares exibem evidências de deformação penetrativa e paragêneses metamórficas, sugere-se que o último episódio orogênico na área estudada está vinculado a evolução da Faixa Aguapeí.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPEMAT (Edital 005-2015 Nº222489/2015), CNPq (479779/2011-2), Grupo de Pesquisa Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé e ao GEOCIAM (INCT - Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa. A.S. Ruiz agradece ao CNPq pela bolsa de Produtividade em Pesquisa.

REFERÊNCIAS

- Bettencourt J.S., Leite J.R., Payolla B., Ruiz A.S., Matos, R.S., Tosdal R.M. 2010. The Rondonian- San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29:28-46.
- Boger S.D., Retz M., Giles D., Etchart E., Fanning C.M. 2005. U-Pb age data from the Sunsas region of eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block. *Precambrian Research*, 139:121-146.
- Cordani, U.G. & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts of the Amazonian Craton. In: Hatcher, R.D. Jr.; (org) *The 4D Framework of Continental Crust*. Boulder, Colo: Geol.Soc. Am. P.297-320 (Memoir v. 200).
- Debon F. & Le Fort P. 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Science*, 73:135-149.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁R₂-diagrams and major element analysis—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29:183–210.
- Faria D.A., Ruiz A.S., Matos J.B., Sousa M.Z.A., Lima G.A., Macambira M.J.B. 2014. Geology, Geochemistry, and Geochronology (U-Pb) of the Rio Fortuna Gneiss - Serra do Baú Intrusive Suite - Paraguá Terrane - SW Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, 44:139-154.
- Faria D.A. 2015. *Petrografia, Análise Deformacional e Geocronologia (U-Pb) dos Gnaisses do Terreno Paraguá: provável Arco Vulcânico Orosiriano – SW do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, 94 p.
- Figueiredo, F.L.P., Ruiz, A.S., Sousa, M.Z.A., Macambira, M.J.B. 2013. Gnaiss Turvo: registro de magmatismo paleoproterozóico no Terreno Paraguá – sudoeste do Cráton Amazônico, Vila Bela da Santíssima Trindade, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*, 43 (2):401-422.
- França O., Ruiz A.S., Sousa M.Z.A., Batata M.E.F., Lafon, J. M. 2014. Geology, petrology, U-Pb (SHRIMP) geochronology of the Morrinhos Granite -Paraguá Terrane, SW Amazonian Craton: implications for the magmatic evolution of the San Ignácio Orogeny. *Brazilian Journal of Geology*, 44:415-432.

- Geraldes M.C. 2000. Geocronologia e geoquímica do plutonismo mesoproterozóico do SW do estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo Tese de Doutorado, 193p.
- Harker A. 1909. *The natural history of the igneous rocks*. New York, 384p.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Special Publications of Geological Society, London*, 19: 67-81.
- Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F. 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc using Immobile Trace Elements Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, 48:2341-2357.
- Irvine I.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common Volcanic Rocks. *Canadian Journal Earth Science*, 8:523-548.
- Jesus G.C. & Assis M.M.C. 2006. *Petrografia, Geoquímica e Deformação do Ortognaisse Tarumã – SW do Estado de Mato Grosso – Fronteira Brasil/Bolívia*. UFMT. Cuiabá, Monografia de Graduação, 77 p.
- Jesus, G.C., Sousa, M.Z.A., Ruiz, A.S., Matos, J.B. 2010. Petrologia e geocronologia (U-Pb - Sm-Nd) do Granito Passagem, Complexo Granitóide Pensamiento, SW do Cráton Amazônico (MT) *Revista Brasileira de Geociências*, volume 40 (3), 392-408.
- Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Llanos A., Mithcell W.I., O'Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power, G., Webb B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. British Geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101:635-643.
- Matos J. B., Assis M. M.C., Jesus, G.C., Sousa M.Z.A., Costa P.C.C., Silva C.H., Ruiz A.S. 2006. Rochas Granulíticas Félsicas da Fronteira Brasil-Bolívia: aspectos petrográficos preliminares. In: XVII Congresso Geológico Boliviano. Sucre, *Short papers*, p. 126-128.
- Matos J.B., Sousa M.Z.A., Ruiz A.S., Silva C.H., Assis M.M.C., Jesus G.C., Costa P.C.C., Costa A.C.D. 2007. Considerações sobre o Granulito Lomas Maneches em Território Brasileiro - Um registro de Fragmento de Crosta Inferior Paleoproterozoica na região SW de Mato Grosso. In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Natal, *Short papers*, p. 174.
- Matos J.B., Juliani C., Ruiz A.S., Salinas G.R.M., Sousa M.Z.A., Tokashiki C.C., Batata M.E.F. 2013. Granulito Lomas Manechis (Brasil-Bolívia) Um ou dois episódios de granulitização no Terreno Paraguá? In: XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Chapada dos Guimarães, *Short papers*.
- Matos, G.R.R., Teixeira, W., Geraldes, M.C., Bettencourt, J.S. 2009. Geochemistry and Nd-Sr Isotopic Signatures of the Pensamiento Granitoid Complex, Rondonian-San Ignacio Province, Eastern Precambrian Shield of Bolivia: Petrogenetic Constraints for a Mesoproterozoic Magmatic Arc Setting. *Revista do Instituto de Geociências - USP - 89 - Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 9, n. 2, p. 89-117.*
- Nakamura K. 1977. Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 2:1-16.
- Nalon P.A., Sousa M.Z.A., Ruiz A.S., Macambira M.J.B. 2013. Batólito Guaporeí: uma extensão do Complexo Granitóide Pensamiento em Mato Grosso, SW do Cráton Amazônico [Guaporeí Batholith: an extension of the Pensamiento Granitoid Complex in Mato Grosso, SW Amazonian Craton]. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):85-100.
- Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 525-548.
- 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.
- Rizzotto G.J., Hartmann L.A., Santos J.O.S., Mcnaughton N. 2014. Amazonian craton in the late Mesoproterozoic based on field relationships and zircon U-Pb geochronology. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86(1):57-84.
- Ruiz A.S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 250 p.
- Ruiz A.S. 2009. Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil. In: Congresso Geológico Boliviano, 18, Actas, p. 159-163.
- Saes G.S. 1999. *Evolução Tectônica e Paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1.2 – 1.0 Ga) e dos Terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 135 p.
- Salinas G.R.M. 2010. *Geocronologia e Evolução Tectônica Paleo-Mesoproterozóica do Oriente Boliviano- Região Sudeste do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 432p.
- Salinas G.R.M., Teixeira W., Geraldes M.C., Bettencourt J.S. 2009. Geochemistry and Nd-Sr Isotopic signature of the Pensamiento Granitoid Complex, Rondonian-San Ignacio Province, Eastern Precambrian Shield of Bolivia: Petrogenetic Constraints for a Mesoproterozoic Magmatic Arc Setting. *Geologia USP - Série Científica*, 9(2):89-117.
- Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter P.E., Mcnaughton N.J., Matos R.S., Hartmann L.A., Chemale F., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping on the U-Pb geochronology. *ambrian Research*, 165:120-152.
- Tassinari C.G.C. & Macambira, M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Neto-Mantesso 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. 471-486.

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

Lu-Hf zircon isotope analyses by LA-MC-ICP-MS at the Pará-Iso laboratory (UFPA): methodology and first example of application in the southeastern Guyana Shield, Amapá state

João Marinho Milhomem Neto¹, Jean Michel Lafon², Marco Antonio Galarza²

RESUMO: Apresentamos os primeiros resultados isotópicos Lu-Hf em zircão obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso). O procedimento de análise de Hf foi desenvolvido utilizando um MC-ICP-MS Neptune Thermo Finnigan de alta resolução, equipado com uma sonda laser Nd:YAG 213nm LSX-213 G2 CETAC. Os resultados obtidos para os materiais de referência de Hf reproduziram os valores da literatura com precisão, acurácia e reprodutibilidade necessárias para a aplicação em rotina da metodologia Lu-Hf in situ em zircão. Como primeira tentativa de aplicação, foram utilizados zircões de duas amostras do sudeste do Escudo das Guianas: (a) um tonalito riaciano sin a tardi-orogênico transamazônico (idade Pb-Pb em zircão de 2099 ± 1 Ma) do domínio paleoproterozoico Lourenço, no norte do Amapá e, (b) um ortognaisse tonalítico mesoarqueano retrabalhado durante o evento Transamazônico (idade Pb-Pb em zircão de 2849 ± 6 Ma) do bloco Arqueano Amapá, na parte central do Amapá. Dados Sm-Nd em rocha total forneceram idades-modelo Nd-T_{DM} de 2,64 e 2,94 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,6 e 1,0, respectivamente, para o tonalito e ortognaisse, indicando episódios de crescimento crustal no Neoarqueano no Domínio Lourenço e Mesoarqueano no Bloco Amapá. As assinaturas isotópicas de Hf forneceram idades-modelo Hf-T_{DM} de 2,64 a 2,82 Ga (tonalito riaciano) e de 3,49 a 3,54 Ga (ortognaisse mesoarqueano). O parâmetro $\epsilon_{Hf(t)}$ variou de 0,49 a -2,34 e -4,62 a -3,73 para o tonalito e ortognaisse, respectivamente. Estes dados sugerem o envolvimento de fontes meso a neoarqueanas na geração do tonalito riaciano do Domínio Lourenço, bem como a participação de material crustal paleoarqueano nos protólitos do ortognaisse migmatítico do Bloco Amapá, não identificados pelos dados Sm-Nd.

PALAVRAS-CHAVE: LA-MC-ICP-MS; Lu-Hf em zircão; Escudo das Guianas; Domínio Lourenço; Bloco Amapá.

ABSTRACT: We present the first Lu-Hf isotopic results on zircon obtained at the UFPA Isotope Geology Laboratory (Pará-Iso). The procedure of Hf analysis was developed using a high resolution Neptune Thermo Finnigan MC-ICP-MS, equipped with an Nd:YAG 213 nm LSX-213 G2 CETAC laser. The results obtained for Hf reference materials reproduced the literature values with the precision, accuracy and reproducibility necessary for routine application of Lu-Hf in situ analysis on zircon. As a first attempt of application, two samples of the southeastern Guyana Shield were selected: (a) a Trans-Amazonian late to sin orogenic Rhyacian tonalite (Pb-Pb zircon age of 2099 ± 1 Ma) from the Paleoproterozoic Lourenço domain, in northern Amapá and, (b) a Mesoproterozoic tonalitic orthogneiss reworked during the Trans-Amazonian orogenesis (Pb-Pb zircon age of 2849 ± 6 Ma) from the Archean Amapá block, in the central part of the Amapá state. Sm-Nd whole rock data provided Nd-T_{DM} model-ages of 2.64 and 2.94 Ga with $\epsilon_{Nd(t)}$ values of -3.6 and 1.0, respectively for the tonalite and the orthogneiss, indicating crustal growth episodes during Neoproterozoic in the Lourenço domain and Mesoproterozoic in the Amapá block. The zircon Hf isotopic signatures provided Hf-T_{DM} model-ages from 2.64-2.82 Ga (Rhyacian tonalite) and of 3.49-3.54 Ga (Mesoproterozoic orthogneiss). The $\epsilon_{Hf(t)}$ parameter ranges from 0.49 and -2.34 and from -4.62 to -3.73, for the tonalite and orthogneiss, respectively. These data suggest the involvement of Meso to Neoproterozoic sources in the generation of the Rhyacian tonalite from the Lourenço Domain as well as the participation of Paleoproterozoic crustal material in the protoliths of the migmatitic orthogneiss from the Amapá Block, not previously identified by Sm-Nd data.

KEYWORDS: LA-MC-ICP-MS; Lu-Hf zircon; Guyana Shield; Lourenço domain; Amapá block.

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Correa, 1, CEP: 66.075-110, Belém, Pará, Brasil.

² Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
E-mails: milhomem@ufpa.br, lafonjm@ufpa.br, antogt@ufpa.br

INTRODUÇÃO

O sistema isotópico Lutécio-Háfnio aplicado em zircão representa atualmente uma das ferramentas mais eficazes para estudos isotópicos e geocronológicos. Análises Lu-Hf *in situ* em uma população de zircão de rochas magmáticas por espectrometria de massa de fonte ICP e sistema de ablação a laser (LA-MC-ICP-MS) fornecem valiosas informações sobre a formação e evolução da crosta continental (Thirlwall & Walder, 1995; Griffin *et al.*, 2000, 2002, 2004; Gerdes & Zeh 2006; Hawkesworth & Kemp, 2006; Andersen *et al.*, 2009; Belousova *et al.*, 2009, 2010; Heinonen *et al.*, 2010, 2015; Vervoort & Kemp, 2016). O interesse na aplicação desta metodologia, quando se dispõe de um sistema como o LA-MC-ICP-MS, deve-se à relativa simplicidade, sensibilidade e rapidez das análises. A baixa razão Lu/Hf no zircão, que torna a correção do crescimento radiogênico *in situ* desprezível, aliada a alta concentração e a baixa mobilidade do Hf no zircão propiciam razões isotópicas e idades modelo precisas, que podem subsidiar importantes inferências não só quanto à idade de extração mantélica, mas também quanto a sua possível história evolutiva, proveniência e estudos afins (Kinny *et al.*, 1991; Blichert-Toft & Albarède, 1997; Amelin *et al.*, 1999; Vervoort & Blichert-Toft, 1999; Nebel *et al.*, 2007, 2014).

O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral acessório comum em uma ampla variedade de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. A importância desse mineral deve-se a sua durabilidade físico-química e sua alta resistência a diversos processos geológicos, além de sua capacidade para abrigar altas concentrações de elementos traço, incluindo dois radionuclídeos de grande importância em geocronologia, um do sistema U-Th-Pb e outro do sistema Lu-Hf. Outra característica importante é que o zircão é um mineral altamente refratário com alto conteúdo de Hf, e a metamitização e/ou alteração posterior, geralmente, não tem nenhum efeito nos isótopos de háfnio (Gerdes & Zeh, 2009), visto que é um elemento essencial na estrutura cristalina do zircão com uma abundância de 0,5 a 2% ou valores mais altos (Patchett *et al.* 1981; Fujimaki, 1986). O zircão proporciona um registro único da história petrogenética das rochas magmáticas que não pode ser obtido a partir da geoquímica isotópica em rocha total, como no caso da metodologia Sm-Nd. Neste caso a composição isotópica representa, em geral, uma média homogeneizada das rochas fontes, o que limita o estudo de terrenos retrabalhados ou de rochas com fontes heterogêneas (Kinny & Maas, 2003; Nebel *et al.*, 2007; Arvizu & Iriondo, 2011).

Neste trabalho será descrito o protocolo experimental da metodologia Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS implantado no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso/UFPA), a exemplo de trabalhos similares desenvolvidos em outras instituições no Brasil (Universidade de Brasília, Mattei-

ni *et al.*, 2010; Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Bertotti *et al.*, 2013). Serão apresentadas as análises isotópicas de Hf obtidas para a solução de referência JMC-475 (Patchett & Tatsumoto, 1980) e dois padrões internacionais de zircão, GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004; Morel *et al.*, 2008) e 91500 (Wiedenbeck *et al.*, 1995), além dos primeiros resultados da aplicação desta metodologia em zircões de rochas granitóides e metagranitóides da porção sudeste do Escudo das Guianas, no estado do Amapá. A implantação desta metodologia permite disponibilizar mais uma importante ferramenta de investigação isotópica para a comunidade científica, especialmente para o desenvolvimento de estudos na região amazônica, ainda muito carente deste tipo de dados.

SISTEMA ISOTÓPICO Lu-Hf

O princípio básico do sistema isotópico Lu-Hf (Patchett *et al.*, 1981; Kinny *et al.*, 1991; Kinny & Maas, 2003; Faure & Mensing, 2005; Nebel *et al.*, 2007, 2014) reside no decaimento radioativo do radionuclídeo instável ^{176}Lu para o estável ^{176}Hf , por meio da emissão espontânea de uma partícula β^- com o tempo de meia-vida de 37,2 Ga (Scherer *et al.*, 2001). O ^{176}Lu é o último dos elementos terras raras (ETRs) e, como tal, é amplamente distribuído e ocorre primariamente em fosfatos, silicatos e óxidos. Apresenta valência +3 e raio iônico de 0,93 Å, este último similar ao raio iônico do Ca^{2+} (0,99 Å). O ^{176}Hf é um metal de transição, dito elemento de elevado potencial iônico (HFSE - *High Field Strength Element*), pertencente ao grupo IVB da tabela periódica. Sua valência +4 e seu raio iônico de 0,81 Å o tornam idêntico ao Zr^{4+} (0,80 Å), indicando sua ocorrência abundante em minerais de Zr (badeleíta, zircão, zirkeliíta e eudialita). Ambos Lu e Hf são elementos traço e não formam seus próprios minerais na maioria dos ambientes geológicos, apesar disso a concentração média de Hf em zircões é de 15.000 ppm (Faure & Mensing, 2005).

As propriedades geoquímicas de Lu e Hf são bastante similares àquelas de Sm e Nd. O Hf, assim como o Nd, se enriquece em líquidos silicáticos produtos de fusão parcial do manto, enquanto que o Lu, a exemplo do Sm, se concentra no resíduo mantélico. Dessa maneira, magmas basálticos derivados do manto geralmente têm razões Lu/Hf menores do que suas rochas fonte. Por outro lado, os sólidos residuais que permanecem após a extração desses magmas são empobrecidos em Hf e apresentam razões Lu/Hf maiores do que as rochas do manto antes do evento de fusão. Um importante ativador desse processo de fracionamento é a granada, cuja forte afinidade para Lu inibe sua entrada no líquido e, assim, promove o aumento da razão Lu/Hf no resíduo sólido (Faure & Mensing, 2005).

O Lu tem dois isótopos de ocorrência naturais, ^{175}Lu (97,40%) e ^{176}Lu (2,59%), sendo o primeiro estável e o segundo radioativo. A baixa abundância de ^{176}Lu junto com os altos teores de Hf fazem com que a contribuição do ^{176}Hf radiogênico para a composição isotópica de Hf do zircão seja muito pequena e quase insignificante (Amelin *et al.*, 1999). O Hf possui seis isótopos naturais: ^{174}Hf (0,16%), ^{176}Hf (5,29%), ^{177}Hf (18,60%), ^{178}Hf (27,19%), ^{179}Hf (13,74%) e ^{180}Hf (35,20%), todos estáveis, sendo o ^{176}Hf o único isótopo radiogênico. As variações na abundância de ^{176}Hf são convencionalmente expressas em relação ao ^{177}Hf , o qual apresenta abundância natural constante. O ^{176}Hf aumenta com o tempo a uma taxa que depende da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ das rochas e minerais. Assim, a equação básica de idade para o método Lu-Hf (Patchett *et al.*, 1981), aplicado para qualquer sistema fechado, é a seguinte:

$$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{hoje}} = (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{inicial}} + (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{hoje}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

De acordo com essa equação, o tempo t é aquele decorrido desde a cristalização do mineral ou da rocha e λ é a constante de decaimento do ^{176}Lu , cujo valor mais recente e atualmente utilizado em diversos trabalhos é de $1,867 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Söderlund *et al.* 2004). As razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ atuais de um determinado material geológico podem ser facilmente obtidas por espectrometria de massa, quando se utiliza um equipamento com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS). Sabendo-se a idade de cristalização (t) deste mesmo material é possível então chegar ao valor da razão $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{inicial}}$, utilizando-se a equação acima.

O principal processo capaz de modificar de maneira eficiente a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ é a diferenciação química do sistema manto-crosta (Terra silicatada) quando ocorre o fracionamento de Lu em relação ao Hf durante as fusões mantélicas e a respectiva geração de magmas. Dessa forma a razão Lu/Hf tem sido progressivamente modificada ao longo do tempo, resultando em um manto empobrecido e uma crosta enriquecida com respectiva razão Lu/Hf maior e menor do que a composição condrítica inicial da Terra. Em resposta direta a essas variações, a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ também evolui diferentemente no manto e crosta terrestres, como sintetizado na figura 1.

A razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de uma rocha ou mineral em um determinado tempo t pode ser maior ou menor do que aquela do reservatório uniforme condrítico (CHUR), dependendo da razão Lu/Hf do reservatório geológico pelo qual o Hf passou antes de ser incorporado na rocha ou mineral. Essa comparação é expressa em unidade épsilon (ϵ), partes por dez mil, definida segundo Patchett *et al.* (1981), como:

$$\epsilon_{\text{Hf}(t)} = \left[\frac{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{amostra}}}{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{condrítica}}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (2)$$

Amostras com razão $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^t$ maior que a razão $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^t$ condrítica tem valores de ϵ_{Hf} positivos indicando um enriquecimento em ^{176}Hf radiogênico e origem a partir de uma fonte que evoluiu com razão Lu/Hf maior que a dos condritos, ou seja, fonte mantélica empobrecida. Similarmente, se a razão $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^t$ de uma amostra é menor do que aquela condrítica o valor de ϵ_{Hf} é negativo resultante da deficiência de ^{176}Hf e implicando uma derivação a partir de uma fonte crustal com razão Lu/Hf mais baixa do que a do reservatório condrítico. Um valor de $\epsilon_{\text{Hf}} = 0$ indica uma composição condrítica (CHUR), entretanto a mistura entre fontes mantélicas e crustais também podem produzir valores de ϵ_{Hf} próximos de zero (Figura 1).

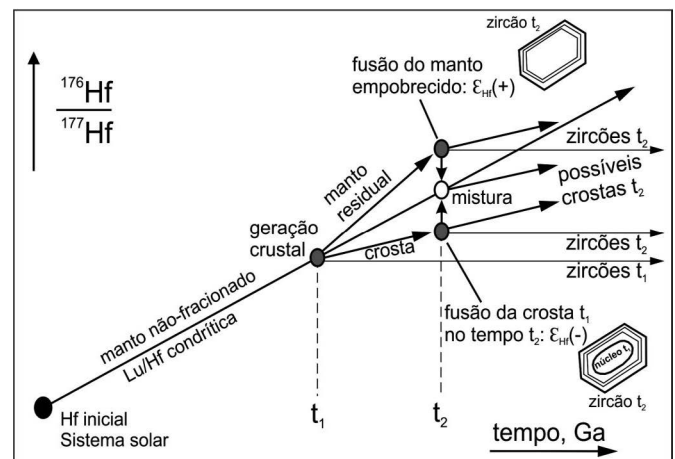


Figura 1 - Diagrama esquemático de evolução isotópica de Hf partindo de um reservatório condrítico (Patchett *et al.*, 1981 e Kinny & Maas, 2003), mostrando como um episódio de fusão parcial no manto terrestre a um determinado tempo t_1 resulta em *trends* divergentes de evolução isotópica de Hf para uma nova crosta gerada (baixa Lu/Hf) e para o manto residual (alta Lu/Hf). Considerando suas razões Lu/Hf extremamente baixas, zircões formados na crosta do episódio t_1 irão preservar a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial daquela crosta e assim, ao longo do tempo divergir em composição do restante da rocha hospedeira. No tempo t_2 , várias possíveis fontes podem contribuir para a crosta recém-formada. Se totalmente derivada do manto empobrecido, o ϵ_{Hf} inicial será positivo, entretanto a mistura com uma fonte enriquecida ou empobrecida, por contaminação crustal, por exemplo, pode resultar em valores de ϵ_{Hf} variando em torno zero, positivos ou negativos no momento da cristalização dependendo do balanço entre os componentes. A qualquer núcleo de zircões herdados no tempo t_2 esperam-se valores de ϵ_{Hf} inferiores aqueles dos zircões recentemente cristalizados.

Tomando como base a equação fundamental (1) do sistema isotópico Lu-Hf, bem como toda a teoria envolvida nos processos de diferenciação manto-crosta ao longo do tempo geológico, que leva a significantes diferenças na razão Lu/Hf entre rochas evoluídas e primitivas, é possível calcular o momento em que determinado

material foi extraído do manto para dar origem a uma crosta geoquimicamente diferenciada (Tempos t_1 e t_2 na figura 1). A esse momento é atribuído o termo “idade modelo”, pelo fato de estar relacionado com o modelo de manto empobrecido (DM). O cálculo geral da idade modelo Hf- T_{DM} segue a equação (3) abaixo:

$$T_{DM} = \lambda \times \ln \left\{ \frac{[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{amostra} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{DM}]}{[(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{amostra} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{DM}]} \right\} \quad (3)$$

As idades-modelo Hf- T_{DM} em estágio único (“single-stage Hf model ages”) são obtidas pela aplicação da equação acima (Yang *et al.*, 2006; Ma *et al.*, 2013), utilizando-se as razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medidas nas amostras (em rocha total ou em zircão) e as razões atuais aceitas para o DM. Essas idades, comumente usadas quando os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ são positivos e indicam derivação mantélica, proporcionam apenas uma idade mínima para a fonte do magma a partir do qual o zircão foi cristalizado (Andersen *et al.*, 2002; Belousova *et al.*, 2009, 2010). Idades Hf- T_{DM} em rocha total, da mesma forma que as idades Nd- T_{DM} em rocha total, em geral indicam idades-modelo médias produtos da homogeneização de diferentes reservatórios-fonte durante a formação da maioria das rochas ígneas e sedimentares (Arndt & Goldstein, 1987). Por outro lado, informações isotópicas deduzidas de cristais de zircão individuais com idade de cristalização conhecida podem ser usadas para calcular uma idade modelo Hf em estágio duplo (“two-stage Hf model ages”), também denominada de idade modelo crustal (T_{DM}^C). Essa idade é considerada como o registro do último momento em que o Hf contido pelo sistema esteve em equilíbrio isotópico com um reservatório de manto empobrecido até a sua incorporação no zircão. Análises combinadas de Lu/Hf e isótopos de Hf com determinações de idade U-Pb em zircão podem ser usadas para calcular tal idade modelo em estágio duplo (Nebel-Jacobsen *et al.*, 2005). Primeiramente, a razão isotópica inicial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ deve ser calculada, utilizando-se a equação (1), a partir da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medida e da idade de cristalização U-Pb do zircão (t). De posse desses dados e assumindo para o reservatório-fonte da rocha hospedeira do zircão um valor médio da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de uma crosta precursora ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{crustal}}$), a evolução isotópica da rocha hospedeira pode ser calculada como o tempo de separação a partir da curva de evolução do manto empobrecido. Assim sendo, o cálculo da idade modelo crustal (T_{DM}^C), geralmente utilizada quando os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ são negativos, assume que a fonte do magma produzido foi uma crosta continental média (máfica, intermediária ou félsica) inicialmente derivada do manto empobrecido. As idades T_{DM}^C são calculadas, como em Yang *et al.* (2006), Ma *et al.* (2013) e Payne *et al.* (2016), de acordo com a equação (4):

$$T_{DM}^C = \lambda \times \ln \left\{ \frac{[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t^{\text{amostra}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{DM}]}{[(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{crustal}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{DM}]} \right\} + t \quad (4)$$

A idade-modelo Hf estimada para um zircão, portanto, depende fortemente dos parâmetros da fonte usados para os “retro cálculos” (“back calculation”), isto é, da razão Lu/Hf que é usada para calcular a evolução isotópica do reservatório no qual o zircão foi formado, entre o momento de separação do manto empobrecido até o momento da cristalização do zircão. Utilizar uma razão Lu/Hf alta, típica de uma crosta máfica média, como potencial reservatório hospede fornece uma idade modelo Hf máxima, enquanto cálculos assumindo um tipo de crosta precursora félsica produzem idades-modelo Hf mínimas (Nebel *et al.*, 2007). Exemplos de valores médios da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ utilizados para os cálculos das idades-modelo crustais Hf- T_{DM}^C podem ser encontrados nos trabalhos de Amelin *et al.* 1999 ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0093$, para crosta félsica), Griffin *et al.* (2002, 2004) e Belousova *et al.* (2009, 2010) ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$, crosta continental média) e Pietranik *et al.*, (2008) ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,022$, crosta máfica).

A escolha da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ e o tipo de crosta precursora são de fundamental importância para a obtenção de idades-modelo (T_{DM}^C) representativas do momento da diferenciação manto-crosta. Considerando-se a possibilidade de mistura de material de diferentes fontes para a formação de uma rocha, como representado na figura 1, essa tarefa se torna mais complexa. Portanto, sugere-se que um cuidado especial deve ser tomado quando da interpretação de idades-modelo T_{DM}^C obtidas a partir da assinatura isotópica $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de zircões. No entanto, levando em consideração essas possíveis complicações, as idades podem fornecer importantes informações sobre a formação de domínios crustais, especialmente em áreas altamente retrabalhadas onde somente os zircões sobreviveram à evolução geológica complexa (Nebel *et al.*, 2007, 2014; Vervoort & Kemp, 2016; Payne *et al.*, 2016).

PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Preparação das amostras para estudos isotópicos

Os cristais de zircão utilizados neste trabalho são provenientes de rochas estudadas anteriormente (Avelar, 2002; Avelar *et al.*, 2003) e foram obtidos em etapas que incluíram: britagem/fragmentação (britadores de mandíbulas), moagem (cominuição em moinho de disco), separação em frações granulométricas (com peneiras de 250, 180, 125 e 75 μm), separação magnética (ímãs de mão e separador eletromagnético *Isodynamic Frantz*), concentração de minerais pesados por densidade/gravimetria (elutriador e líquidos pesados-bromofórmio) e seleção dos melhores cristais de zircão em lupa binocular. Os cristais selecionados, preferencialmente eudrícos, transparentes, sem feições metamíticas visíveis, fraturas e/ou inclusões, foram então arranjados em fita

adesiva dupla-face colada sobre lâmina delgada (Figura 2A) e enviados ao laboratório de laminação do Instituto de Geociências (IG) da UFPA, onde foram confeccionadas pastilhas cilíndricas de aproximadamente 1 cm de diâmetro com resina epóxi, devidamente polidas com lixa e pasta diamantadas de modo a expor uma seção transversal e límpida dos cristais (Figura 2B). O registro fotográfico das seções polidas para orientar os es-

tudos por microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi então realizado. As seções foram produzidas com diâmetro padrão, adequado ao porta amostras que é inserido na câmara do laser durante as análises por LA-MC-ICP-MS. Esse porta amostras foi preparado para abrigar até três seções polidas (*mounts*) individuais e, geralmente, são colocadas duas seções com zircões de referência e uma com cristais de amostras (Figura 2C).

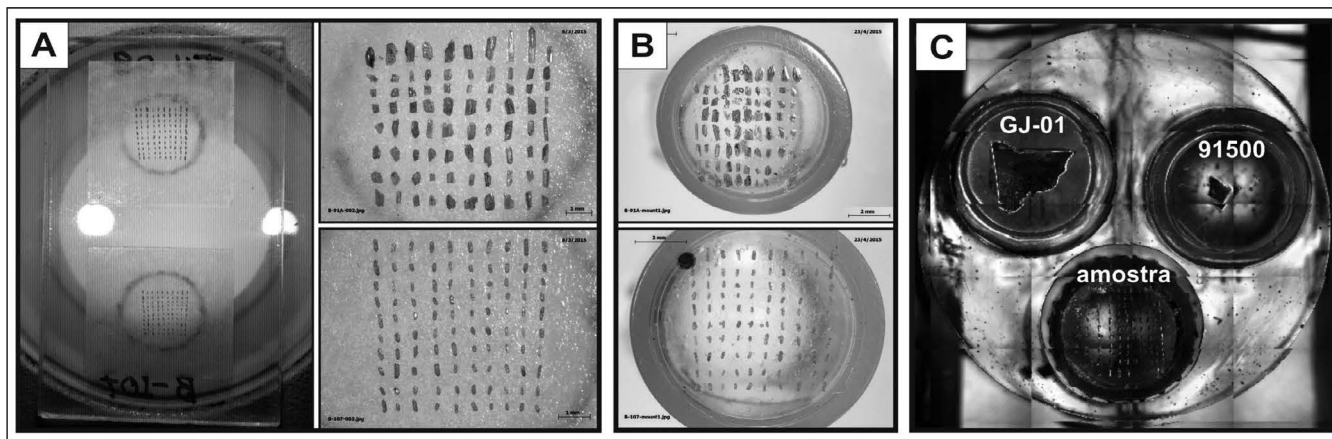


Figura 2 - A) organização de cristais de zircão sobre fita adesiva em lâmina para imersão em resina epóxi, B) seções polidas (~1cm de diâmetro) para estudos no MEV e LA-MC-ICP-MS, e C) porta amostras do laser contendo lugar para três seções polidas.

Microscopia eletrônica de varredura

Visando a obtenção de imagens de catodoluminescência (CL) e elétrons retro espalhados (ERE), as pastilhas epóxi com os cristais de zircão previamente polidas (*mounts*) foram submetidas a estudos com o microscópio eletrônico de varredura (MEV) LEO-ZEISS 1430, o qual conta com sistema de Mono-CL da GATAN acoplado e pertence ao Laboratório de Microanálises do IG-UFPA. As seções polidas são metalizadas durante 30 s com uma fina camada de ouro antes de serem inseridas na câmara de amostras. As condições de operação para obtenção de imagens de CL são: corrente do feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 10 kV e distância de trabalho = 13 mm. As imagens de ERE foram obtidas sob as mesmas condições, exceto a voltagem de aceleração, que foi de 20 kV e a distância de trabalho de 15 mm. As imagens de CL e ERE adquiridas foram fundamentais para se observar a estrutura interna dos cristais (zoneamentos, inclusões, fraturas) e selecionar as melhores porções para as análises isotópicas pontuais.

Metodologia Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso

Para a implantação do protocolo experimental da metodologia Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no Pará-Iso/UFPA buscou-se seguir os procedimentos já desenvolvidos e descritos em outros laboratórios no Brasil e no exterior, os quais de modo geral incluem inicialmente a preparação e análise de soluções produzi-

das a partir de materiais de referência amplamente estudados e difundidos na literatura. Portanto, antes de se iniciarem as análises *in situ* com técnica de ablação a laser, é necessário testar a reprodutibilidade dos dados das soluções de referência, quantificar os erros analíticos e comparar com os valores aceitos na literatura, de modo a calibrar o MC-ICP-MS para obter a melhor precisão nas análises, tanto em solução quanto posteriormente *in situ* em zircão.

A solução de referência de Hf, o JMC-475 (Johnson Matthey Corporation; Patchett & Tatsumoto, 1980) foi produzida no Pará-Iso a partir do HfO_2 . O procedimento envolveu a pesagem de 50 mg de HfO_2 em um cadinho de abertura apropriado e a posterior adição de 3 ml de ácido fluorídrico (HF) e 0,5 ml de ácido nítrico (HNO_3). Essa mistura, com o cadinho devidamente fechado, foi levada à chapa aquecida a 100°C até a dissolução completa. Após evaporação, foram acrescentados 2ml de HNO_3 2% no cadinho com o resíduo do JMC-475, homogeneizados e transferidos para um tubo de centrifuga, sendo centrifugado por 20 minutos. Foi então extraído o líquido sobrenadante para produzir 50 ml de uma solução concentrada a 500 ppm de Hf (*stock solution*), que é diluída, sempre que necessário, para produzir as soluções JMC-475 a 100 e 200 ppb de Hf rotineiramente analisadas. Com intuito de testar as correções de massa (Isóbaros interferentes ^{176}Yb e ^{176}Lu sobre o ^{176}Hf), assim como a eficácia das correções de fracionamento isotópico que ocorrem no MC-ICP-MS, foram também preparadas soluções de referência JMC-475 (200 ppb de Hf) dopadas com quantidades conhecidas de Yb (Yb/Hf = 0,2) e Lu (Lu/Hf = 0,2).

A exemplo das análises em solução, as análises isotópicas de Hf *in situ* em cristais de zircão precisam ser certificadas a partir da leitura de zircões de referência com idade e composição isotópica muito bem definidas, como é o caso dos zircões *GJ-1* (609 Ma, Jackson *et al.*, 2004; Morel *et al.*, 2008) e *91500* (1065 Ma, Wiedenbeck *et al.*, 1995; Goolaerts *et al.*, 2004), os quais foram utilizados neste trabalho. Para zircões de amostras é indispensável que a idade desses cristais tenha sido previamente determinada pelo método U-Pb em zircão por técnicas pontuais (SIMS ou LA-MC-ICP-MS) ou ainda pelo método de evaporação de Pb em zircão (TIMS), em se tratando de zircões magmáticos não herdados de rochas ígneas. Ressaltando-se que na metodologia Lu-Hf utiliza-se a idade de cristalização (U-Pb/Pb-Pb) para o cálculo das idades-modelo, diferentemente da metodologia Sm-Nd.

As análises de Hf foram realizadas utilizando-se um espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução MC-ICP-MS de marca *Thermo Finnigan* modelo *Neptune*

equipado com nove coletores Faraday e seis contadores de íons, que podem ser combinados em diversas configurações. A configuração dos coletores utilizada para as análises Lu-Hf, bem como os parâmetros de instrumentação e operação usados para o MC-ICP-MS estão sumarizados nas tabelas 1 e 2.

Tabela 1 - Configuração dos coletores Faraday para o Neptune MC-ICP-MS.

Coletores Faraday	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3
Massas medidas	171	173	174	175	176	177	178	179
Isótopos de Hf			Hf		Hf	Hf	Hf	Hf
Isótopos de Yb	Yb	Yb	Yb		Yb			
Isótopos de Lu				Lu	Lu			

Isótopos de Yb e Lu interferentes sobre os isótopos de Hf

Tabela 2 - Parâmetros analíticos usados para o MC-ICP-MS e laser Nd:YAG 213.

MC-ICP-MS	Neptune (Thermo Finnigan)	Laser Nd:YAG 213	LSX-213 G2 CETAC
Fluxo de gás argônio resfriador	16,0 l/min	Fluxo de gás Hélio	450 - 500 mL/min
Fluxo de gás argônio auxiliar	0,7 - 0,8 l/min	Diâmetro dos furos	50 µm
Fluxo de gás argônio de arraste	1,2 - 1,3 l/min	Frequência	10 Hz
Potência (rádio frequência)	1200 W	Potência	50%
Extração	-2000	Energia	4 -5 J/cm ²
Modo de análise	Estático em baixa resolução	Tempo de ablação	~ 60 segundos
Detectores usados	8 coletores Faraday	-	-
Tempo de integração	1,049s	-	-
Nº de integrações	1	-	-

Para as análises *in situ* foi utilizada a microsonda a laser Nd:YAG 213 nm modelo *LSX-213 G2* da marca *CETAC* acoplada ao *Neptune*. Durante as análises com laser, o fluxo de gás hélio (He), responsável pelo transporte do material da ablação para o ICP-MS, variou de 450-500 mL/min. O diâmetro dos furos (*Spot size*) foi de 50µm, a frequência de 10 Hz e tempo total de ablação de aproximadamente 60 segundos. Utilizou-se uma potência de 50% de modo a fornecer uma densidade de energia de 4-5 J/cm². Com essa configuração do laser, sintetizada também na tabela 2, obteve-se um sinal da ordem de 1 a 3 volts para ¹⁷⁸Hf em todas as análises. A sequência de análises intercala três cristais da amostra com um do zircão de referência *GJ-1*, no qual a razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf é conhecida com precisão.

Os isótopos de Lu, Hf e Yb são medidos concomitantemente durante as análises no MC-ICP-MS, como indicado na tabela 1. As razões isotópicas medidas para estes elementos foram: ¹⁷³Yb/¹⁷¹Yb, ¹⁷⁹Hf/¹⁷⁷Hf, ¹⁷⁵Lu/¹⁷⁷Hf e ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf. Buscando-se corrigir o fracionamento iso-

tópico que ocorre durante as análises, as razões isotópicas de Yb foram normalizadas assumindo um valor de 1,12346 para ¹⁷³Yb/¹⁷¹Yb (Thirlwall & Anczkiewicz, 2004) e as razões isotópicas de Hf e Lu normalizadas segundo o valor de 0,7325 para a razão ¹⁷⁹Hf/¹⁷⁷Hf (Patchett & Tatsumoto, 1980), de acordo com a lei exponencial (*Exponential law*) (Russel *et al.*, 1978). Durante as análises *in situ* de Hf no zircão, os núclídeos isóbaros interferentes ¹⁷⁶Lu e ¹⁷⁶Yb são medidos juntamente com o ¹⁷⁶Hf. Para uma determinação precisa da razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf do zircão, essas interferências isobáricas devem ser corrigidas de acordo com a intensidade dos sinais observados dos isótopos livres de interferência ¹⁷⁵Lu e ¹⁷³Yb, ambos com as devidas normalizações, utilizando-se suas abundâncias isotópicas aceitas ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁵Lu = 0,026549 (Chu *et al.* 2002) e ¹⁷⁶Yb/¹⁷³Yb = 0,786956 (Thirlwall & Anczkiewicz, 2004). A equação de correção de interferência isobárica sobre o ¹⁷⁶Hf pode ser expressa como:

$$^{176}\text{Hf} = 176_{\text{m}}^{(\text{Hf}+\text{Yb}+\text{Lu})} - \left[\frac{^{175}\text{Lu}}{\text{m}} \times \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{175}\text{Lu}} \right)_{\text{t}} \times \left(\frac{M_{^{176}\text{Lu}}}{M_{^{175}\text{Lu}}} \right)^{\beta(\text{Lu})} + \frac{^{173}\text{Yb}}{\text{m}} \times \left(\frac{^{176}\text{Yb}}{^{173}\text{Yb}} \right)_{\text{t}} \times \left(\frac{M_{^{176}\text{Yb}}}{M_{^{173}\text{Yb}}} \right)^{\beta(\text{Yb})} \right]$$

Onde:

m- valor medido; t-valor aceito/tabelado da razão;
 M-massa exata do isótopo;
 β -fator de fracionamento de massa para Lu e Yb
 (*Mass bias coefficient*);

O fator de fracionamento β é calculado usando uma razão isotópica invariável com valores aceitos, de acordo com a equação abaixo:

$$\beta = \ln(R_m/R_t)/\ln(M_A/M_B)$$

R é a razão entre um isótopo de massa M_A para um isótopo com massa M_B . No caso do Hf, por exemplo, $R_t = {}^{179}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf} = 0,7325$ (Valor de normalização supracitado). O fator $\beta_{(\text{Hf}, \text{Yb e Lu})}$ deve ser calculado para cada medida realizada, uma vez que seu valor depende diretamente da razão medida entre os isótopos de interesse.

As razões isotópicas corrigidas para as análises em solução foram calculadas utilizando-se o *software* de resolução temporal (*time-resolved*) do *Neptune*. Os dados

obtidos *in situ* foram processados em macro *Microsoft Excel* (Adaptado de Bertotti, 2012 e Bertotti *et al.*, 2013) de modo a calcular os valores corrigidos das razões ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ e ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ de cada ponto analisado, sendo selecionados aproximadamente 40 valores de um total de 60 dados integrados de 1,049 s/ponto. A constante de decaimento $\lambda_{176\text{Lu}}$ utilizada para os cálculos foi de $1,867 \times 10^{-11}$ anos⁻¹ (Söderlund *et al.*, 2004). Foram utilizadas as razões atuais ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ de 0,0336 e ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ de 0,282785 para o Reservatório Uniforme Condritico (CHUR) (Bouvier *et al.*, 2008) e ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ de 0,0388 e ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ de 0,28325 para o manto empobrecido (DM) (Andersen *et al.*, 2009). A razão ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ de 0,015 (Griffin *et al.*, 2002, 2004; Belousova *et al.*, 2009, 2010) foi utilizada como um valor médio da crosta continental para o cálculo das idades-modelo crustais. Por fim, foram utilizadas planilhas do *Excel* específicas para Lu-Hf a fim de calcular a idade modelo T_{DM} e o parâmetro ϵ_{Hf} de cada cristal analisado, bem como todos os parâmetros necessários para construção dos diagramas de evolução do Hf com o tempo geológico, como ilustrado na figura 3.

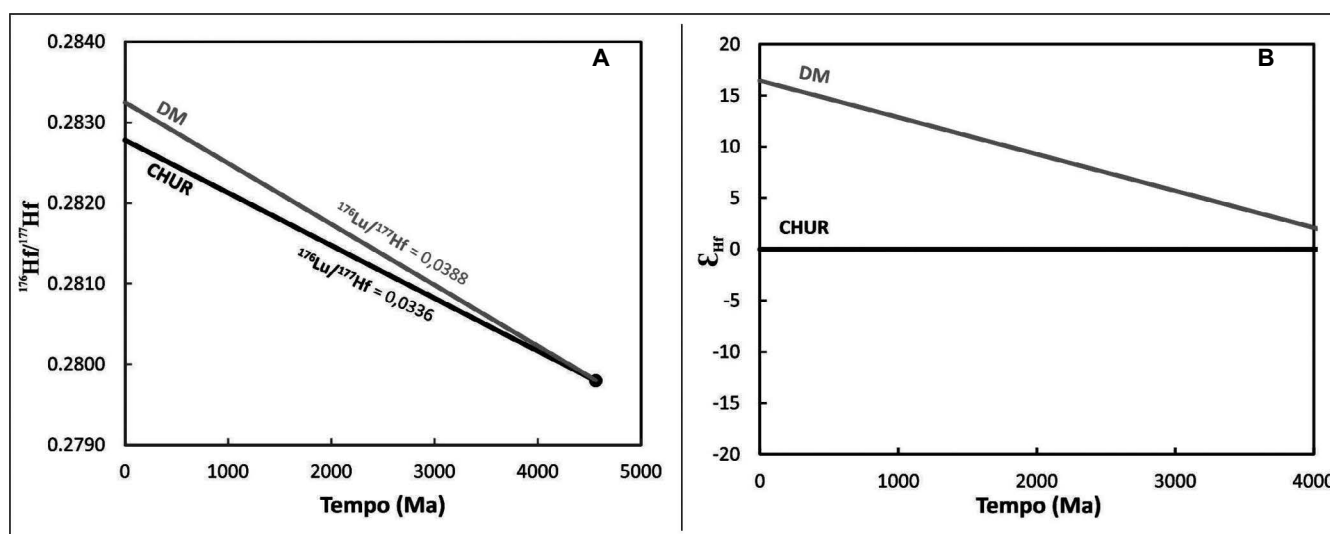


Figura 3 - Diagramas de evolução da composição isotópica ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ (A) e ϵ_{Hf} (B) com o tempo geológico (Ma). Valores para o CHUR (reservatório uniforme condritico) segundo Bouvier *et al.* (2008) e para o DM (manto empobrecido) de acordo com Andersen *et al.* (2009).

RESULTADOS

Análise dos materiais de referência internacional de Hf

Para a calibração e focalização do MC-ICP-MS antes das análises por ablação com o laser (LA), bem como para a certificação internacional dos dados a serem obtidos, é imprescindível realizar leituras de soluções certificadas, que em termos de estabilidade do sinal analítico apresentam razões isotópicas mais precisas que aquelas por ablação a laser. Dessa forma, foram realizadas análises da solução de referência de Hf

JMC-475, previamente produzida no Pará-Iso, as quais forneceram razões médias normalizadas ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ de $0,282158 \pm 0,000037$ (100ppb-Hf, n=15, 2DP) e $0,282154 \pm 0,000032$ (200ppb-Hf, n=67, 2DP) (tabela 3). Esses resultados são similares aos diversos valores publicados na literatura especializada com razão ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ média de 0,282160 (Blichert-Toft & Albarède, 1997; Patchett *et al.*, 2004; Kimura *et al.*, 2012). Do mesmo modo, foram analisadas as soluções de JMC-475 (200 ppb) dopadas com quantidades conhecidas de Yb e Lu, as quais forneceram para ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ os valores de $0,282148 \pm 0,000032$ (Yb/Hf = 0,02, n=10, 2DP) e de $0,282160 \pm 0,000029$ (Lu/Hf = 0,02, n=10, 2DP), em concordância com os valores médios obtidos na solução não dopada.

Em complemento às análises das soluções certificadas, é necessária para as análises pontuais em zircão com o laser (LA-MC-ICP-MS) a leitura de zircões certificados, amplamente utilizados em diversos laboratórios pelo mundo e bastante difundidos na literatura. Com esse propósito, foram analisados neste trabalho dois zircões de referência: *GJ-1* (Morel *et al.*, 2008) e *91500* (Goolaerts *et al.*, 2004). O valor obtido para a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ do zircão *GJ-1* durante repetidas sessões ao longo de um período de duas semanas foi de $0,281998 \pm 0,000031$ (n=15, 2DP), idêntico ao valor de $0,282000 \pm 0,000005$ (n=24, 2DP) publicado por Morel *et al.* (2008) após análises em solução por

diluição isotópica (ID) no MC-ICP-MS. No mesmo período o valor da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ para o zircão *91500* foi de $0,282306 \pm 0,000025$ (n=4, 2DP), concordante com os valores de $0,282307 \pm 0,000031$ (n=44, 2DP) e de $0,282300 \pm 0,000020$ (n=10, 2DP), obtidos no trabalho de Wu *et al.* (2006) por LA-MC-ICP-MS e ID-MC-ICP-MS, respectivamente. O 2DP (desvio padrão) observado para o *GJ-1* é considerado como a reprodutibilidade externa do método. A tabela 3 sintetiza os valores da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ obtida para os diferentes materiais de referência analisados em comparação com dados da literatura e a figura 4 mostra exemplos de diagramas analíticos para esses materiais.

Tabela 3 - Composições isotópicas médias de Hf obtidas para os materiais de referência.

Material de referência	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2DP	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2DP	n	Método	Referência
JMC-475 (100ppb-Hf)	0,282158	0,000037	-	-	15	MC-ICP-MS	Este trabalho
JMC-475 (200ppb-Hf)	0,282154	0,000032	-	-	67	MC-ICP-MS	Este trabalho
JMC-475 (Yb/Hf=0,02)	0,282148	0,000032	-	-	10	MC-ICP-MS	Este trabalho
JMC-475 (Lu/Hf=0,02)	0,282160	0,000029	-	-	10	MC-ICP-MS	Este trabalho
JMC-475 (250ppb-Hf)	0,282161	0,000016	-	-	>100	MC-ICP-MS	Goolaerts <i>et al.</i> (2004)
JMC-475	0,282158	0,000028	-	-	18	MC-ICP-MS	Andersen <i>et al.</i> (2009)
JMC-475 (200ppb- Hf)	0,282167	0,000005	-	-	5	MC-ICP-MS	Choi <i>et al.</i> (2013)
Zircão GJ-1	0,281998	0,000031	0,000255	0,000010	15	LA-MC-ICP-MS	Este trabalho
	0,282003	0,000018	-	-	12	LA-MC-ICP-MS	Gerdes & Zeh (2006)
	0,281998	0,000007	0,000266	0,000001	16	LA-MC-ICP-MS	Morel <i>et al.</i> (2008)
	0,282000	0,000005	0,000250	0,000003	24	ID-MC-ICP-MS	Morel <i>et al.</i> (2008)
	0,282004	0,000004	0,000259	0,000008	3	LA-MC-ICP-MS	Bertotti <i>et al.</i> (2013)
	0,282006	0,000016	-	-	25	LA-MC-ICP-MS	Amaral <i>et al.</i> (2015)
Zircão 91500	0,282306	0,000025	0,000210	0,000012	4	LA-MC-ICP-MS	Este trabalho
	0,282302	0,000008	-	-	59	ID-MC-ICP-MS	Goolaerts <i>et al.</i> (2004)
	0,282307	0,000031	0,000290	0,000003	44	LA-MC-ICP-MS	Wu <i>et al.</i> (2006)
	0,282300	0,000020	-	-	10	ID-MC-ICP-MS	Wu <i>et al.</i> (2006)
	0,282305	0,000020	0,000290	0,000003	24	LA-MC-ICP-MS	Kemp <i>et al.</i> (2010)
	0,282294	0,000015	0,000310	-	20	LA-MC-ICP-MS	Shan <i>et al.</i> (2015)

Primeiro exemplo de aplicação geológica

Como primeira tentativa de aplicação da metodologia Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS, foram analisados zircões de duas amostras de rochas granitoides provenientes do estado do Amapá, a fim de investigar os processos de acreção e retrabalhamento crustal durante o Paleoproterozoico e Arqueano da porção Sudeste do Escudo das Guianas. Esta região representa o segmento setentrional do Cráton Amazônico, localizado no norte do continente Sul-americano, acima das bacias sedimentares do Marajó, Amazonas e Solimões (Figura 5A). Sua porção sudeste consiste de um amplo cinturão paleoproterozoico que engloba o norte do Brasil (Estado do Amapá e noroeste do estado do Pará) e o sul da Guiana Francesa, Suriname e Guiana. É composto principalmente por complexos granulíticos-migmatíticos-gnáissicos, *greenstone belts* e granitoides, com padrões estruturais e assinaturas geoquímicas variáveis, que definem vários

episódios evolucionários de acreção crustal juvenil em um contexto de subducção, seguido por retrabalhamento crustal (Teixeira *et al.*, 1989; Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003; Rosa-Costa *et al.*, 2006, 2009). Seu padrão geocronológico, baseado principalmente em dados Rb-Sr, K-Ar e Pb-Pb em zircão, indica que sua evolução ocorreu durante o ciclo orogênico Transamazônico (2,26 – 1,95 Ga), principalmente em tempos riácianos (Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003a,b; Avelar *et al.*, 2003; Rosa-Costa *et al.*, 2006, 2008, 2009, 2014; Barreto *et al.*, 2013), sendo em escala global correlacionável ao orógeno Eburneano no Cráton Oeste Africano (Zhao *et al.*, 2002; Théveniaut *et al.*, 2006). O sudeste do Escudo das Guianas abrange grande parte da Província geocronológica Maroni-Itacaiúnas (PMI - Tassinari & Macambira, 2004) (Figura 5B) incluindo o terreno arqueano retrabalhado no Riáciano, o Bloco Amapá (Rosa Costa *et al.*, 2006). A Província Maroni-Itacaiúnas é representada no estado

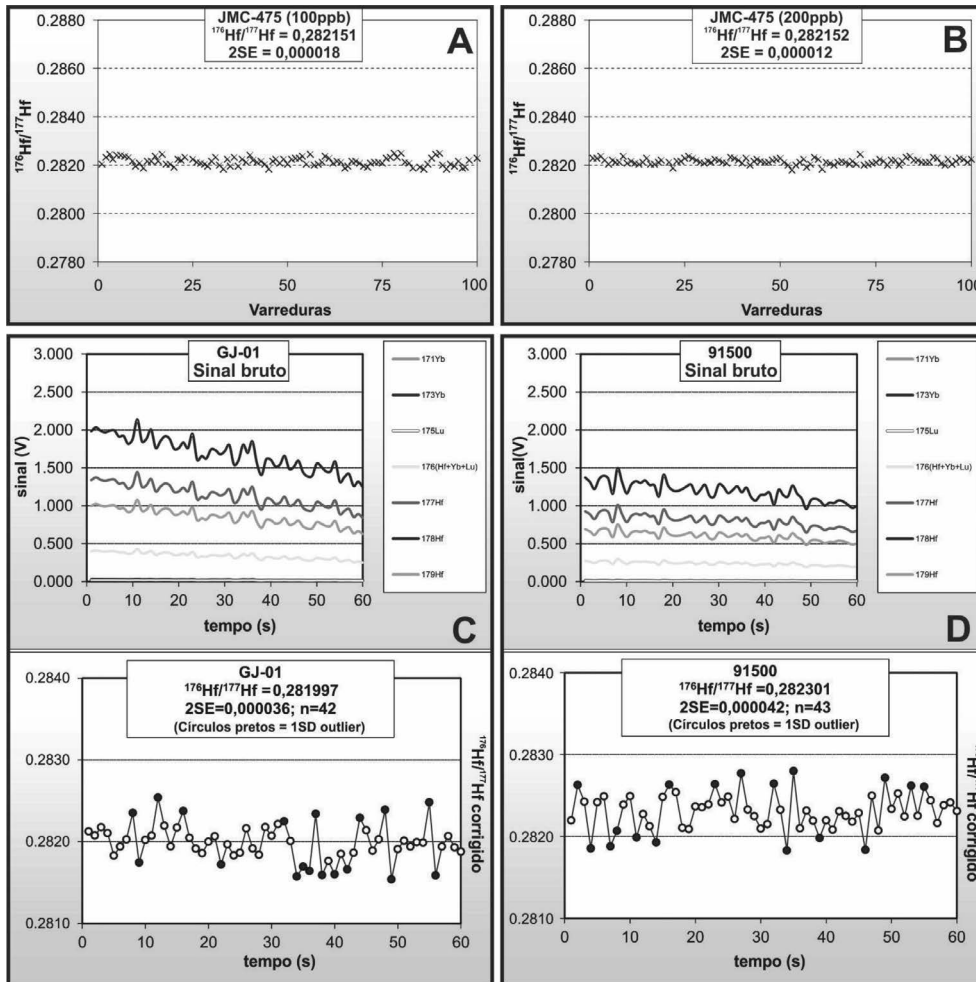


Figura 4 - Diagramas analíticos de intensidade de sinal e composição isotópica de Hf para o JMC-475 (A e B) e os zircões GJ-01 (C) e 91500 (D). A precisão interna do método é indicada pelo erro em 2SE.

do Amapá e noroeste do Pará pelos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru, respectivamente ao norte e ao sul do bloco arqueano Amapá (Figura 5C). Dados Sm-Nd em rocha total têm confirmado, em geral, o caráter juvenil da PMI. Entretanto, para os domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru, idades-modelo $\text{Nd}-T_{\text{DM}}$ variam de riacianas a mesoarqueanas indicando a participação e/ou mistura de material crustal paleoproterozoico e neo-mesoarqueano (Bloco Amapá) nas fontes magmáticas.

As amostras estudadas foram: 1) um biotita-tonalito riaciano sin a tardi-colisional transamazônico (B91A), e 2) um ortognaisse tonalítico arqueano retrabalhado (CA17A) do Bloco Amapá, na região central do Amapá, a sudeste da Serra do Navio (Figura 5C). O tonalito B91A é constituído por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita. Zircão, apatita e opacos são os minerais acessórios. A rocha é pouco deformada e possui textura granular. Apresenta uma idade Pb-Pb em zircão de 2099 ± 1 Ma (Avelar, 2002). A amostra CA17A é um tonalito anisotrópico, de textura granoblástica, granulação fina a média e coloração acinzentada. Constitui-se por plagioclásio, ortoclásio, quartzo, biotita e muscovita. Minerais opacos, apatita e zircão ocorrem como acessórios. Essa rocha tem idade Pb-Pb em zircão de 2849 ± 6 Ma (Avelar *et al.* 2003). Dados Sm-Nd em rocha total forneceram idades-modelo $\text{Nd}-T_{\text{DM}}$ de 2,64 e 2,94 Ga e valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ de

-3,6 e 1,0 para as amostras B91A (Milhomem Neto *et al.*, 2016) e CA17A (Avelar *et al.*, 2003), respectivamente. Esses dados (Figura 7A) indicam episódios de formação de crosta continental no Neoarqueano (B91A) e Mesoarqueano (CA17A). As análises isotópicas *in situ* de Hf efetuadas em 6 cristais da amostra B91A e 2 cristais da amostra CA17A (Figura 6) forneceram idades modelo $\text{Hf}-T_{\text{DM}}$ de 2,64 a 2,82 Ga e de 3,49 a 3,54 Ga, respectivamente. O parâmetro $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ variou de -2,34 a 0,49 para a amostra B91A e de -4,62 a -3,73 para a CA17A (Tabela 4 e figura 7B). Para o tonalito B91A do domínio paleoproterozoico as idades-modelo $\text{Hf}-T_{\text{DM}}$ sugerem o envolvimento de fontes meso a neoarqueanas em sua geração. Por outro lado, a faixa de idades $\text{Hf}-T_{\text{DM}}$ de 3,49 a 3,54 Ga (CA17A), ainda inédita para a região, indica a provável participação de material crustal paleoarqueano na formação dos protólitos dos ortognaises migmatíticos do Bloco Amapá. Esse último intervalo de idades $\text{Hf}-T_{\text{DM}}$ é coerente com a idade modelo $\text{Nd}-T_{\text{DM}}$ em rocha total de 3,51 Ga obtida por Rosa-Costa *et al.* (2014) para um biotita-gnaiss da unidade Gnaiss Porfírio, localizado no limite do Domínio Lourenço com o Bloco Amapá e datado em 3485 ± 4 Ma (Pb-Pb em zircão), constituindo o registro do mais antigo evento magmático na porção central do Amapá. Essas idades em torno de 3,5 Ga marcam provavelmente o início da formação de crosta continental nessa porção do Escudo das Guianas.

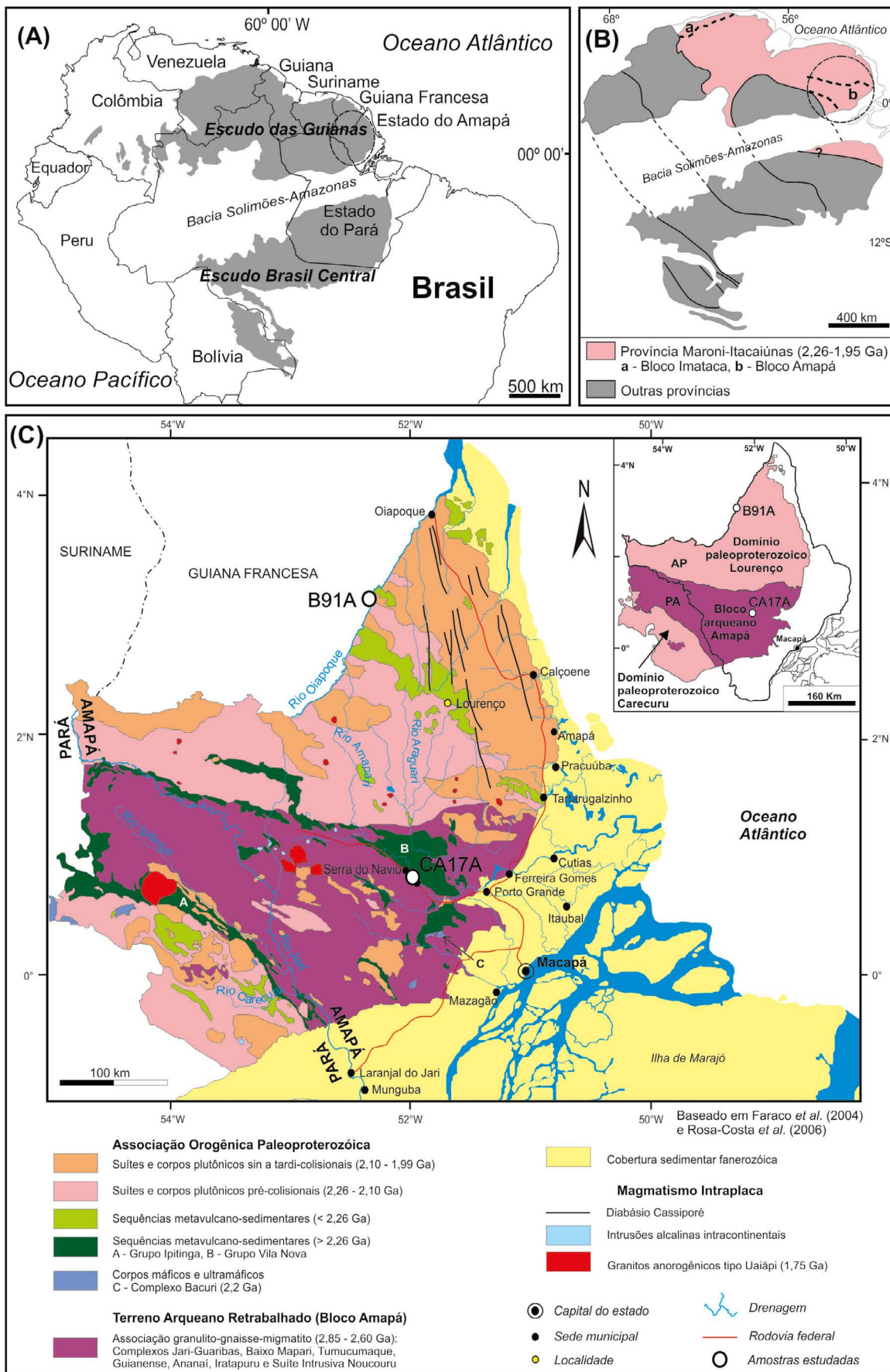


Figura 5 - (A) Mapa de localização do Cráton Amazônico com ênfase para o Escudo das Guianas e para a região foco deste trabalho (círculo), (B) mapa esquemático mostrando a distribuição das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004), com destaque para a Província Maroni-Itacaiúnas e (C) associações tectono-estratigráficas e domínios tectônicos da borda oriental do Escudo das Guianas em território brasileiro (Adaptado de Rosa-Costa et al., 2014). As amostras estudadas estão localizadas no mapa.

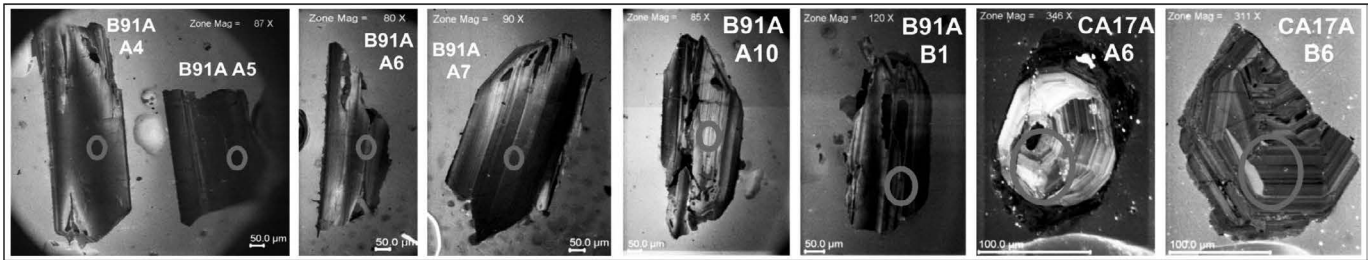


Figura 6 - Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão das amostras B91A e CA17A analisados pontualmente para Lu-Hf. Círculos vermelhos indicam aproximadamente os 50 μm equivalentes ao diâmetro dos furos (spots).

Tabela 4 - Dados isotópicos Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS.

Amostra	Litologia	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{zircão}}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{zircão}}$	2SE	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$t_{(\text{U-Pb})}$ (Ma)*	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(\text{zircão}, t)}$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T_{DM}^c (Ma)**
B91A A4	Tonalito	0,281446	0,000073	0,001030	0,000108	-47,35	2099	0,281405	-1,32	2757
B91A A5		0,281438	0,000055	0,000896	0,000096	-47,65	2099	0,281402	-1,43	2764
B91A A6		0,281456	0,000056	0,000476	0,000044	-47,00	2099	0,281437	-0,18	2686
B91A A7		0,281473	0,000091	0,000436	0,000051	-46,38	2099	0,281456	0,49	2644
B91A A10		0,281399	0,000057	0,000566	0,000055	-49,02	2099	0,281376	-2,34	2821
B91A B1		0,281408	0,000069	0,000374	0,000023	-48,69	2099	0,281393	-1,74	2784
CA17A A6	Ortognaisse	0,280896	0,000075	0,000937	0,000098	-66,81	2849	0,280844	-3,73	3488
CA17A B6	tonalítico	0,280882	0,000062	0,001147	0,000082	-67,28	2849	0,280820	-4,62	3544

*Dados Pb-Pb em zircão (Avelar, 2002). **Calculada a partir da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$, valor médio da crosta continental (Griffin et al., 2002).

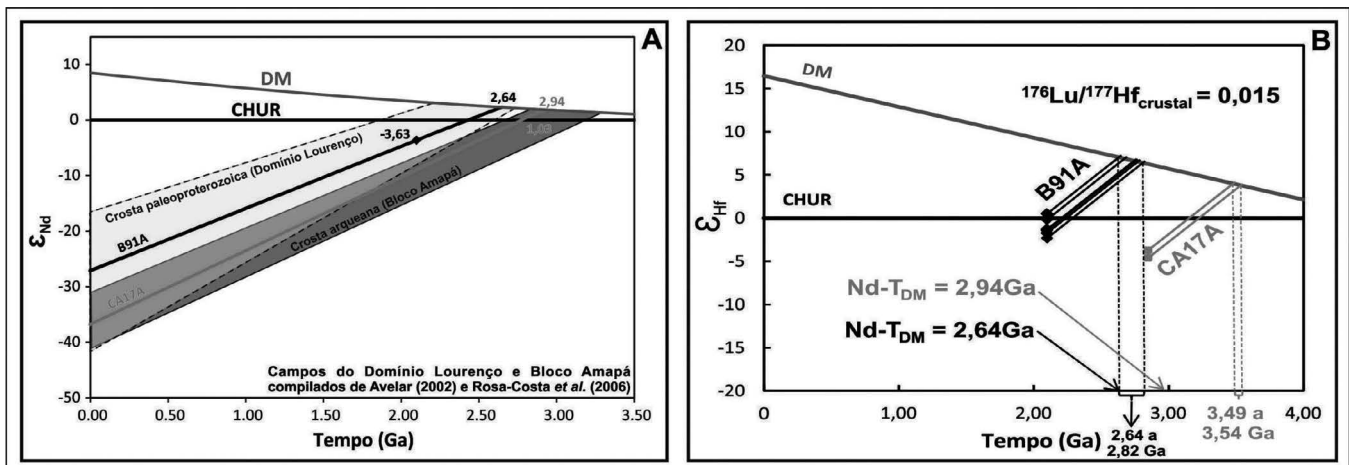


Figura 7 - Diagramas evolutivos ϵ_{Nd} e ϵ_{Hf} versus o tempo geológico, mostrando: (A) assinatura isotópica de Nd para as amostras B91A e CA17A, em comparação com os campos do Domínio Lourenço e Bloco Amapá e, (B) os diferentes trends evolutivos para os zircões das amostras B91A e CA17A a partir de suas idades de cristalização. As idades-modelo Nd-T_{DM} para as mesmas amostras também são apresentadas para comparação.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos para os materiais internacionais de referência de Hf, a solução JMC-475 e os zircões GJ-1 e 91500, analisados durante a implantação do método Lu-Hf para análises *in situ* de zircões por LA-MC-ICP-MS reproduziram os valores da literatura com a precisão, acurácia e reprodutibilidade necessária para que se possa aplicar em rotina essa metodologia no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso/UFGPA).

A metodologia Lu-Hf aplicada aos zircões de duas rochas tonalíticas da região centro-norte do estado do Amapá forneceram dados isotópicos e idades modelos que apontam para uma contribuição de material crustal neo-mesoarqueano (tonalito riaciano do Domínio Lourenço) e paleoarqueano (metatonalito mesoarqueano do Bloco Amapá) na fonte dessas rochas, não identificada pelos dados Sm-Nd. Como visto, esses primeiros resultados Lu-Hf em zircão sugerem que as idades dos episódios de crescimento crustal no sudeste do Escudo das Guianas fornecidas por idades-modelo Nd-T_{DM} em rocha total devem ser reavaliadas.

A figura 8 mostra uma comparação entre os dados Lu-Hf pontuais em zircão com os dados Sm-Nd em rocha total para as duas amostras investigadas por ambos os métodos. Os dados Lu-Hf mostram claramente uma

maior amplitude, acurácia e, apesar de ainda restritos, possibilitam antever o potencial dessa ferramenta para robustecer os modelos conceituais acerca da evolução crustal da porção sudeste do Escudo das Guianas.

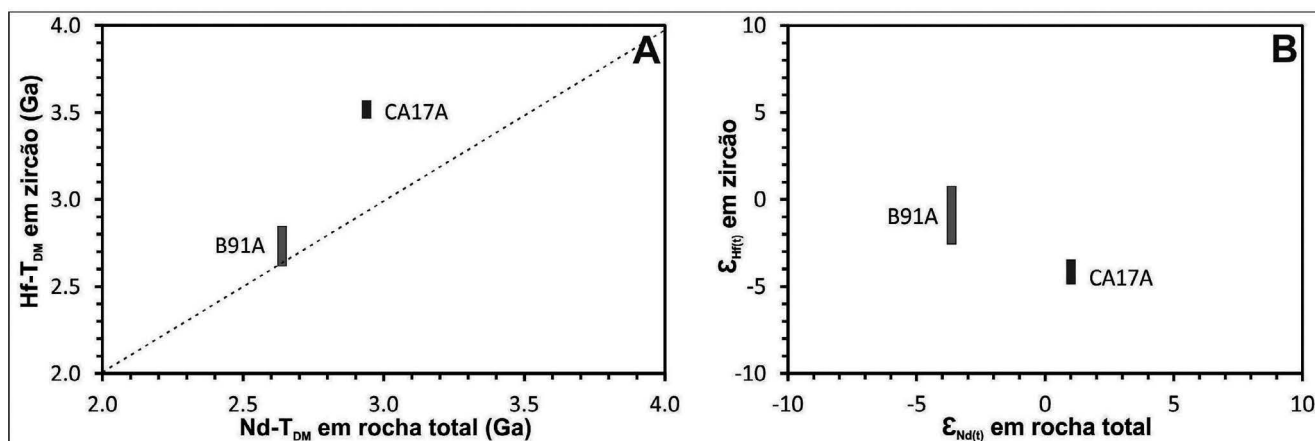


Figura 8 - Diagramas comparativos Lu-Hf versus Sm-Nd. (A) Hf-T_{DM} em zircão versus Nd-T_{DM} em rocha total e (B) ε_{Hf(t)} em zircão versus ε_{Nd(t)} em rocha total.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é parte da pesquisa de doutorado do primeiro autor e seu desenvolvimento contou com a infraestrutura e suporte instrumental do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do

Pará (Pará-Iso/UFPA). Tivemos o apoio financeiro do projeto CNPQ Universal 485539/2012-8 e do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT/GEOCIAM), coordenados pelos Drs. Jean Michel Lafon e Roberto Dall'Agnol, respectivamente.

REFERÊNCIAS

- Amaral W., Santos T.J., Ancelmi M.F., Fuck R.A., Dantas E.L., Matteini M., Moreto C.P. 2015. 1.57 Ga protolith age of the Neoproterozoic Forquilha eclogites, Borborema Province, NE-Brazil, constrained by U-Pb, Hf and Nd Isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**: 210-222.
- Amelin Y., Lee D., Halliday A.N., Pidgeon R.T. 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature*, **399**: 252-255.
- Andersen T., Griffin W.L., Pearson N.J. 2002. Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield: the Hf isotope evidence. *Journal of Petrology*, **43**: 1725-1747.
- Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Åberg G., Simonsen S.L. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, **166**: 233-248.
- Arndt N.T. & Goldstein S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, **15**: 893-895.
- Arvizu H. E. & Iriondo A. 2011. Estudos isotópicos de Hf em zircones de granitoides pérmicos em el NW de México: Evidencia de mezcla de magmas generados a partir de la fusión de múltiples fuentes corticales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **28(3)**: 493-518.
- Avelar V.G. 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá-Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. Belém: PPGG-UFPA, 213 p. (Tese de Doutorado).
- Avelar V.G.; Lafon J.M.; Delor C.; Guerrot C.; Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Geologie de la France*, **2-3-4**: 83-100.
- Barreto C.J.S.; Lafon J.M.; Rosa-Costa L.T.; Dantas E.L. 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**: 97-116.
- Belousova E.A., Reid A.J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. 2009. Rejuvenation vs. recycling of Archean crust in the Gawler Craton, South Australia. Evidence from U-Pb and Hf isotopes in Detrital Zircon. *Lithos*, **113**: 570-582.
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**: 457-466.
- Bertotti A.L. 2012. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS. Porto Alegre: PPGG-UFRGS, 162 p. (Tese de Doutorado).
- Bertotti A.L., Chemale Jr. F., Kawashita K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, **40(2)**: 117-127.
- Blichert-Toft J. & Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**: 243-258.

- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**: 48–57.
- Choi M.S., Cheong C., Kim J., Shin H.S. 2013. Hafnium isotope analysis of mixed standard solutions by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *Journal of Analytical Science and Technology*, **4**: 1.
- Chu N.C., Taylor R.N., Chavagnac V., Nesbitt R.W., Boella R.M., Milton J.A., German C.R., Bayonb G., Burton K. 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *J. Anal. At. Spectrom.*, **17**: 1567–1574.
- Delor C.; Lahondere D.; Egal E.; Lafon J.M.; Cocherie A.; Guerrot C.; Rossi P.; Truffert C.; Theveniaut H.; Phillips D.; Avelar V.G. 2003a. Transamazonian Crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 – scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. 2-3-4: 5-58.
- Delor C.; Roeveer E.W.F.; Lafon J.M.; Lahondère D.; Rossi P.; Cocherie A.; Guerrot C.; Potrel A. 2003b. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor 2-3-4: 207-230.
- Faure G. & Mensing T.M. 2005. *Isotopes – Principles and Applications*. Third Edition. J. Wiley and Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, 897p.
- Fujimaki H. 1986. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**: 42-45.
- Gerdes A. & Zeh A. 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **249**: 47–61.
- Gerdes A. & Zeh A. 2009. Zircon formation versus zircon alteration - New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, **261**: 230-243.
- Goolaerts A., Mattielli N., Jong J., Weis D., Scoates J.S. 2004. Hf and Lu isotopic reference values for the zircon standard 91500 by MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, **206**: 1-9.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., O'Reilly S.Y., Achterberg E.V., Shee S.R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**: 133–147.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61**: 237–269.
- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research*, **131(3-4)**: 231-282.
- Hawkesworth C.J. & Kemp A.I.S. 2006. Evolution of the continental crust: *Nature*, **443**: 811-817.
- Heinonen A., Andersen T. & Rämö O.T. 2010. Re-evaluation of rapakivi petrogenesis: Source constraints from the Hf isotope composition of zircon in the rapakivi granites and associated mafic rocks of southern Finland. *Journal of Petrology*, **51**: 1687–1709.
- Heinonen A., Andersen T., Rämö O.T., Whitehouse M.J. 2015. The source of Proterozoic anorthosite and rapakivi granite magmatism: evidence from combined *in situ* Hf-O isotopes of zircon in the Ahvenisto complex, southeastern Finland. *Journal of the Geological Society*, **172**: 103-112.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to *in situ* U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**: 47–69.
- Kemp A.I.S., Wilde S.A., Hawkesworth C.J., Coath C.D., Nemchin A., Pidgeon R.T., Vervoort J.D., Dufrene S.A. 2010. Hadean crustal evolution revisited: New constraints from Pb-Hf isotope systematics of the Jack Hills zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, **296**: 45–56.
- Kimura J.I., Tani K., Chang Q. 2012. Determination of Hf isotope ratios in zircon using multiple collector-inductively coupled plasma mass spectrometry equipped with laser ablation and desolvating nebulizer dual sample introduction system. *Geochemical Journal*, **46**: 1-12.
- Kinny P.D., Compston W., Williams I.S. 1991. A reconnaissance ion-probe study of hafnium isotopes in zircons. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**:849–859.
- Kinny P.D. & Maas R. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. In: HANCHAR JM AND HOSKIN PWO (Eds), Zircon, *The Geological Society of America (GSA)*, Washington, USA, p. 327–341.
- Ma X., Guo J., Liu F., Qian Q., Fan H. 2013. Zircon U-Pb ages, trace elements and Nd-Hf isotopic geochemistry of Guyang sanukitoids and related rocks: Implications for the Archean crustal evolution of the Yinshan Block, North China Craton. *Precambrian Research*, **230**: 61-78.
- Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A. 2016. First LA-MC-ICP-MS Lu-Hf zircon results for a Rhyacian granitoid and Archean orthogneiss of the Southeastern Guyana Shield, north of Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 10th. Puerto Vallarta. CD-ROM.
- Matteini M., Dantas E.L., Pimentel M. M., Böhn B. 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82(2)**: 479-491.
- Morel M.L.A., Nebel O., Nebel-Jacobsen Y.J., Miller J.S., Vroon P.Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICPMS. *Chemical Geology*, **255**: 231–235.

- Nebel-Jacobsen Y., Scherer E.E., Munker C., Mezger K. 2005. Separation of U, Pb, Lu, and Hf from single zircons for combined U-Pb dating and Hf isotope measurements by TIMS and MC-ICPMS. *Chemical Geology*, **220**(1-2): 105-120.
- Nebel O., Nebel-Jacobsen Y., Mezger K., Berndt J. 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. *Chemical Geology*, **241**: 23-37.
- Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M. 2014. The role of detrital zircons in Hadean crustal research. *Lithos*, **190-191**: 313-327.
- Patchett P.J. & Tatsumoto M. 1980. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **75**: 263-267.
- Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**: 279-297.
- Patchett P.J., Vervoort J.D., Söderlund U., Salters V.J.M. 2004. Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systematics in chondrites and their constraints on the Lu-Hf properties of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**: 29-41.
- Payne J.L., McInerney D.J., Barovich K.M., Kirkland C.L., Pearson N.J., Hand M. 2016. Strengths and limitations of zircon Lu-Hf and O isotopes in modeling crustal growth. *Lithos*, **248-251**: 175-192.
- Pietranik A.B., Hawkesworth C.J., Storey C.D., Kemp A.I.S., Sircombe K.N., Whitehouse M.J., Bleeker W. 2008. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: new evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada. *Geology*, **36**: 875-878.
- 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*, **2**: 277-300.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Cocherie A., Delor C. 2008. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, **26**: 445-462.
- Rosa-Costa L.T., Monié P., Lafon J.M., Arnaud N.O. 2009. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**: 113-128.
- 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. 159p.
- Russell W.A., Papanastassiou D.A., Tombrello T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**: 1075-1090.
- Scherer E., Munker C., Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**: 683-687.
- Shan H., Zhai M., Wang F., Zhou Y., Santosh M., Zhu X., Zhang H., Wang W. 2015. Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes of the TTG gneisses from the Jiaobei terrane: Implications for Neoproterozoic crustal evolution in the North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, **98**: 61-74.
- Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **219**: 311-324.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartonelli 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 - SP, 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.
- Théveniaut H., Delor C., Lafon J.M., Monié P., Rossi P., Lahondère D. 2006. Paleoproterozoic (2155-2060 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research*, **150**: 221-256.
- Thirlwall M.F. & Walder A.J. 1995. *In situ* hafnium isotope ratio analysis of zircon by inductively coupled plasma multiple collector mass spectrometry. *Chemical Geology*, **122**: 241-247.
- Thirlwall M.F. & Anczkiewicz R. 2004. Multidynamic isotope ratio analysis using MC-ICP-MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. *International Journal of Mass Spectrometry*, **235**: 59-81.
- Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegyey M., Milési J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, **92**: 165-193.
- Vervoort J.D. & Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochim Cosmochim. Acta*, **63**: 533-556.
- Vervoort J.D., Kemp A.I.S. 2016. Clarifying the zircon Hf isotope record of crust-mantle evolution. *Chemical Geology*, **425**: 65-75.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin 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 element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**: 1-23.
- Wu F.Y., Yang Y.H., Xie L.W., Yang J.H., Xu P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **234**: 105-126.
- Yang J.H., Wu F.Y., Shao J.A., Wilde S.A., Xie L.W., Liu X.M. 2006. Constraints on the timing of uplift of the Yanshan Fold and Thrust Belt, North China. *Earth and Planetary Science Letters*, **246**: 336-352.
- Zhao G., Cawood P.A., Simon A.W., Sun M. 2002. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews*, **59**: 125-162.

Novas ocorrências de granitos tipo A na Província Carajás

New occurrences of A-type granite in Carajás Province

Jully M. Lopes Afonso^{2,3}, Davis Carvalho de Oliveira^{1,3}, Fernando Fernandes Silva^{1,3}

RESUMO: Dois plútons graníticos isotrópicos que afloram na porção centro-oeste do município de Canaã de Carajás são intrusivos em granitoides arqueanos, e até a realização deste trabalho, não haviam sido descritos na literatura. São rochas hololeucocráticas ($M < 5,0\%$) de composição monzogranítica, sem variações faciológicas. A mineralogia é formada por feldspato alcalino pertítico, quartzo e plagioclásio. Apresentam biotita como único mineral ferromagnésiano, frequentemente associada à fluorita, além de allanita, zircão, apatita e epidoto. A presença frequente de intercrescimento granofírico e fluorita aponta para colocação dos corpos em níveis crustais rasos com importante atividade de fluidos durante a fase final de cristalização. Ambos mostram comportamento geoquímico que os distinguem completamente das associações graníticas arqueanas de Carajás, mas que deixam evidente suas afinidades com granitos intraplaca do tipo-A de origem crustal (subtipo A2) e com aqueles de caráter reduzido a fracamente oxidado, ambos apresentando elevadas razões $FeOt/(FeOt+MgO) \geq 0,91$ e valores baixos a moderados de susceptibilidade magnética (SM). A anomalia negativa de Eu e a baixa razão La/Yb mostrada por estas rochas é característica de granitos evoluídos e as distinguem daquelas de caráter oxidado que constituem a Suíte Jamon, mas que às aproximam dos granitos reduzidos, em especial daqueles da Suíte Serra dos Carajás. No entanto, a um contraste geoquímico entre os granitos da suíte Serra dos Carajás e os plútons estudados, que apresentam um maior enriquecimento nos teores de FeOt, MgO, CaO, TiO₂, Sr, Ba, Nb, e Zr, que podem sugerir que a fonte de seu magma e/ou processos de evolução magmática não foram inteiramente coincidentes com aqueles já identificados para as suítes paleoproterozoicas.

PALAVRAS-CHAVE: Petrologia Magnética; Granito tipo-A; Paleoproterozoico; Província Carajás.

ABSTRACT: Two isotropic granitic plutons that outcrop in the central-western portion of the Canaã dos Carajás area are intrusive in Archean granitoids. They are formed by hololeucocratic monzogranitic rocks, which have hypidiomorphic and equigranular texture. They are evolved granites, where biotite is the single ferromagnesian mineral and is often associated with fluorite, and also allanite, zircon, apatite and epidote. Changes in subsolidus stage are recorded by the occurrence of albite, sericite, epidote and chlorite. The frequent presence of granophyric intergrowth and fluorite points out to a shallow crustal level of emplacement, significant fluid activity during the final crystallization stage. They show geochemical characteristics that distinguish them from Archean granitic associations of Carajás, and leave clear their affinities with intraplate A-type granites of crustal origin (A2 subtype) and reduced (Intrusion II) to weakly oxidized (Intrusion I) character, both featuring high $FeOt/(FeOt + MgO) \geq 0.91$ ratios. The amplitude of the negative Eu anomaly shown by these rocks as well as low La/Yb ratio differ them from the oxidized granites of the Jamon Suite, but approaching them to the reduced granites, particularly those of Serra dos Carajás Suite. The occurrence of magnetite justify the low to moderate SM values, and enforcing the reduced to weakly oxidized character of these rocks, and its analogies with the Serra dos Carajás suite. The existing geochemical contrasts between the studied plutons and the granite of this suite, which on average, is noted a greater FeOt, MgO, CaO, TiO₂, Sr, Ba, Nb and Zr enrichment on the firsts, may suggest that the source of its magma and/or magmatic evolution processes were not fully coincide with those already identified for the Paleoproterozoic suites.

KEYWORDS: A-type granite; Magnetic Petrology; Paleoproterozoic; Carajás Province.

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA. E-mail: jully.geo2011@gmail.com

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém-PA, Brasil. E-mail: davis@ufpa.br

³ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides - GPPG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém-PA, Brasil. Campus Universitário do Guamá, Rua Augusto Corrêa 01, Campus Básico, CEP 66075-110, Belém-PA, Brasil. E-mail: fernando.silva@ufpa.br

INTRODUÇÃO

Granitos desprovidos de feições deformacionais são muito expressivos na Província Carajás, e podem marcar a ocorrência de um significativo episódio de distensão crustal responsável pela geração de magmatismo do tipo-A no Paleoproterozoico, ou mais restritamente, podem representar pulsos tardios de granitos Meso- ou Neoqueanos. A classificação de granitos tipo A foi proposta pela primeira vez por Loiselle & Wones (1979), como uma classificação essencialmente química que descreve rochas graníticas com teores elevados de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, altos teores de Zr, Nb, elementos terras raras, alta razão $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{Mg})$ e baixas concentrações Ba, Sr e Eu, baixa fugacidade de oxigênio e reduzido conteúdo de H_2O . Whalen *et al.* (1987) adicionaram como características típicas de granitos do tipo A, altos conteúdos de SiO_2 , Ga, Y, Ce e Zn, alta razão de Ga/Al e baixos conteúdos de Al_2O_3 e CaO . Com base em tais aspectos, foram reconhecidos na Província Carajás dois importantes eventos de geração de magmatismo do tipo A. O primeiro episódio, gerado ainda no Neoarqueano, é representado pelos granitos da Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012, Cunha *et al.* 2016). O segundo episódio, gerado no Paleoproterozoico, é marcado por intrusões graníticas anorogênicas e por diques associados. Este último foi caracterizado por Dall'Agnol & Oliveira (2007), com base em parâmetros químico-mineralógicos e nas condições de fugacidade do oxigênio reinantes durante a cristalização de seus magmas, em três suítes distintas: (i) Suíte Jamon (oxidada - série magnetita); (ii) Suíte Serra dos Carajás (moderadamente oxidada) e (iii) Suíte Velho Guilherme (reduzida - série ilmenita).

Com os avanços significativos do conhecimento na região da Província Carajás, através de mapeamento geológico mais detalhado ao longo das últimas décadas, tornou-se possível a individualização de novas unidades através de um estudo mais detalhado de corpos graníticos. Recentemente foram registradas no município de Canaã dos Carajás duas ocorrências de granitos isotrópicos na forma de intrusões menores em rochas arqueanas, informalmente designadas aqui de Intrusão I e II. Entretanto, ainda não estava claro se tais plútons pertenciam aos granitos das suítes anorogênicas presentes na Província Carajás ou se eram fácies menos deformadas ou tardias associadas à leucogranitos cálcico-alcalinos mesoarqueanos ou aos granitos tipo-A neoarqueanos.

A caracterização destes *stocks* graníticos era, até o desenvolvimento do presente trabalho, inexistente, não dispondo de estudos petrográficos e tampouco geoquímicos. A dificuldade de obtenção de dados geocronológicos em rochas muito evoluídas, devido a intensa metamitização dos cristais de zircão, é um fator que leva a procurar outras ferramentas para elucidar a problemática. Para tanto, estudos petrográficos, mineralógicos e geoquímicos são imprescindíveis para ca-

racterização desses corpos graníticos, além de permitir a definição de suas similaridades, possibilitando ainda, uma correlação entre esses corpos e aqueles de idade paleoproterozoica ou meso-neoarqueana que ocorrem na Província Carajás.

MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização petrográfica foi realizada com base no estudo de onze lâminas delgadas, sendo oito da Intrusão I e três representantes da Intrusão II. A confecção de lâminas foi realizada na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFGPA). A petrografia serviu para o estudo das texturas magmáticas e de alteração; e obtenção de composições modais com contador automático de pontos da marca *Endeuper* (média de 1.800 pontos por amostra), para obter suas composições mineralógicas. Os dados obtidos foram posteriormente plotados no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) permitindo assim classificar adequadamente as rochas estudadas, conforme estabelecido pela IUGS.

As amostras selecionadas para as análises químicas, previamente selecionadas no estudo petrográfico, foram realizadas em sete amostras sendo cinco representantes da Intrusão I e duas análises da Intrusão II. Foram trituradas, pulverizadas, homogeneizadas e quarteadas, visando a obter uma boa representatividade do material. Essa etapa foi realizada na Oficina de Preparação de Amostras (OPA), pertencente ao Instituto de Geociências da UFGPA. As análises químicas foram realizadas no laboratório comercial Acme Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Canadá). Os elementos maiores e menores foram analisados por Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry (ICP-ES) e os elementos-traço e terras raras por Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (ICP-MS). Essas análises permitiram classificar com maior precisão os granitos estudados, e compará-los com outros granitos. Os diagramas petrogenéticos, foram feitos através do software GCDKIT.

As medidas de suscetibilidade magnética foram realizadas com o suscetibilímetro SM-30, fabricado pela ZH INSTRUMENTS, que permite medidas em materiais com SM de até 10^{-7} SI. O tratamento dos dados foi realizado com o programa “Minitab” versão 16.0, através da elaboração dos histogramas de frequência.

GEOLOGIA REGIONAL

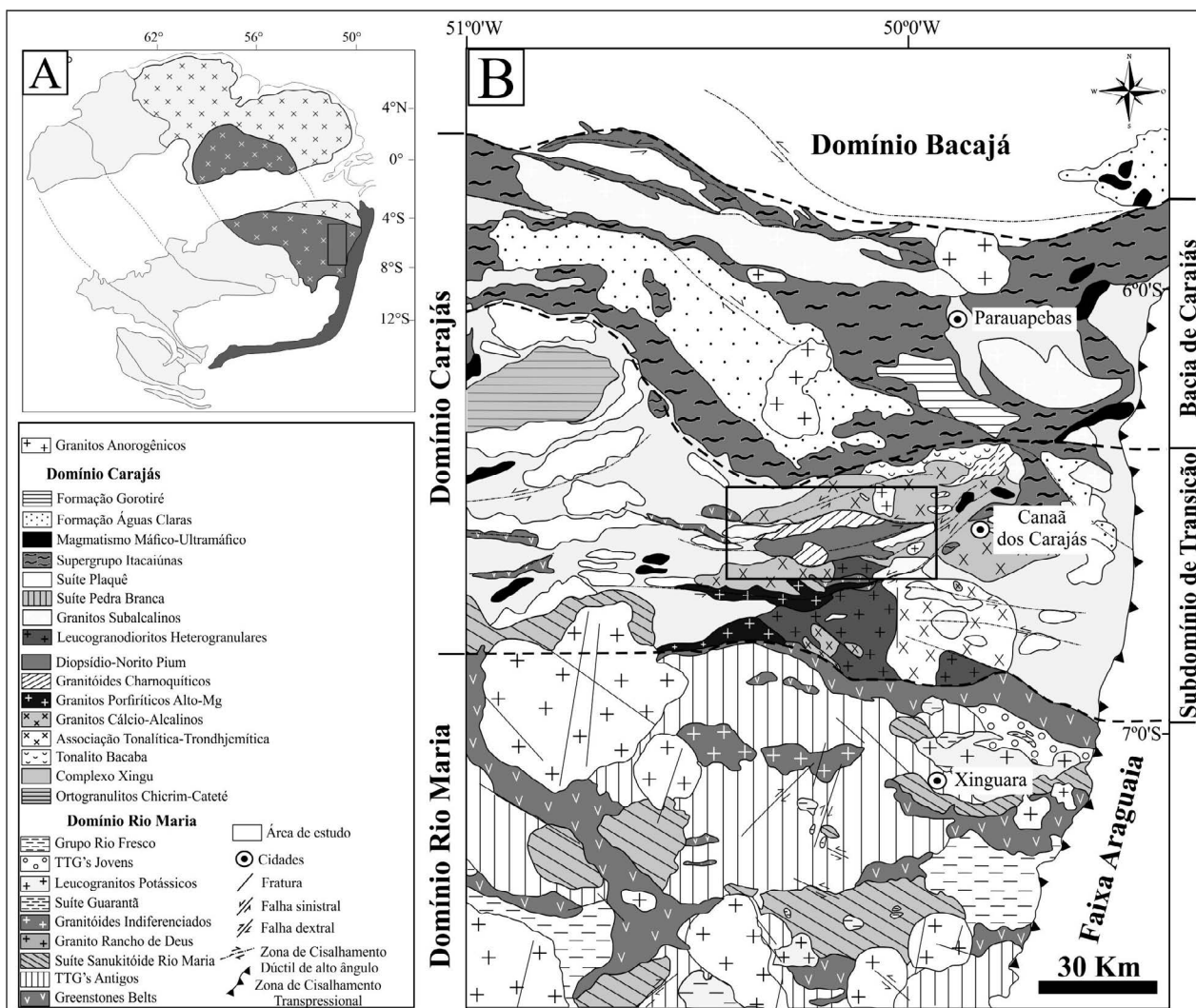
A Província Carajás (Santos 2003) está situada na porção sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) e representa uma parte da Província Amazônia Central, previamente definida por Tassinari & Macambira (1999, 2004; Figura 1a). Vasquez *et al.* (2008), em revisão à geologia do Estado do Pará e seguindo a pro-

posta de Santos (2003), dividiram a província em dois domínios tectônicos distintos: Domínio Rio Maria de idade mesoarqueana (3,0 – 2,87 Ga), e Domínio Carajás, formado por rochas meso- e neoarqueanas (3,0 – 2,76 Ga) – Figura 1b. Segundo Almeida *et al.* (2011, 2013) e Feio *et al.* (2013) a evolução crustal desses domínios se deu em ambiente de arco magmático o qual sofreu intenso retrabalhamento crustal no Neoarqueano (restrito ao Domínio Carajás), e foram posteriormente afetados por processos de distensão crustal (1,88 Ga) marcado por intrusões graníticas anorogênicas e diques associados.

O Domínio Rio Maria é caracterizado por associações *greenstone belt* do Supergrupo Andorinhas de 3,0 a 2,9 Ga (Macambira & Lancelot 1991, Pimentel & Machado 1994, Avelar 1996, Souza *et al.* 2001, Sousa *et al.* 2015). Os granitoides englobam: (a) rochas TTG de 2,96-2,93 Ga (Macambira & Lafon 1995, Almeida *et al.* 2011); (b) Suíte Sanukitoide Rio Maria e rochas associadas de 2,87 Ga (Oliveira *et al.* 2009, Santos & Oliveira 2015); (c) leucogranodiorito-granitos de alto Ba-Sr agrupados na Suíte Guarantã de 2,87 Ga por Almeida

et al. (2010); (d) leucogranitos potássicos datados em 2,87 Ga (Almeida *et al.* 2010), representado pelo Granito Mata Surrão e afins. Já no Paleoproterozoico, este terreno foi intrudido por granitos tipo-A de 1,88 Ga (Dall’Agnol & Oliveira 2007) e enxames de diques associados (Rivalenti *et al.* 1998, Silva *et al.* 2016).

A região de Canaã dos Carajás, está localizada na porção centro-norte do Domínio Carajás, este é caracterizado pela dominância de granitos mesoarqueanos *stricto sensu* e associações charnockíticas neoarqueanas (Suíte Planalto e Diopsídio-Norito Pium), com raras ocorrências de TTG e granitos anorogênicos (Moreto *et al.*, 2011; Feio *et al.*, 2013; Rodrigues *et al.*, 2014; Leite, Santos e Oliveira 2014), enquanto que a porção sul deste domínio, é formado por granitoides TTG, sanukitoides e leucogranitos diversos, análogos àqueles identificados no Domínio Rio Maria, sendo, porém, afetados por eventos neoarqueanos (Oliveira *et al.*, 2010; Teixeira *et al.*, 2013; Gabriel *et al.*, 2014, 2015; Leite Santos & Oliveira 2014, 2016).



GRANITOS ANOROGÊNICOS DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Em torno de 1,88 Ga, toda a Província Carajás foi palco de um evento magmático extensivo, marcado por intrusões graníticas anorogênicas e diques associados formando três suítes distintas (Dall'agnol *et al.* 2005). Essas suítes foram caracterizadas por Dall'Agnol *et al.* (2005) e Dall'Agnol & Oliveira (2007) com base em suas características petrográficas e geoquímicas, seu potencial metalogenético e nas condições de fugacidade do oxigênio reinantes durante a cristalização, em: (i) Suíte Jamon (granitos Musa, Redenção, Jamon, Bannach, Marajoara, Manda Saia); (ii) Suíte Serra dos Carajás (granitos Serra dos Carajás e Pojuca); (iii) Suíte Velho Guilherme (granitos Antônio Vicente e Velho Guilherme).

No Domínio Rio Maria este magmatismo anorogênico é representado pela Suíte Jamon que engloba os granitos Musa, Redenção, Jamon e Bannach (Dall'Agnol *et al.* 1999, Oliveira *et al.* 2002, 2006). Esses granitos são marcados por uma homogeneidade composicional essencialmente monzogranítica e sienogranítica, comumente com megacristais de k-feldspato envoltos por plagioclásio, e com mineralogia acessória: zircão, apatita, magnetita, ilmenita, allanita, titanita e fluorita nas fácies mais evoluídas, formadas em condições oxidantes e de fugacidade de oxigênio (fO_2) relativamente elevada (Almeida *et al.* 2007, Oliveira 2002).

Os granitos anorogênicos paleoproterozóicos do Domínio Carajás são representados por unidades da Suíte Serra dos Carajás (Dall'agnol *et al.* 2005), composta pelos Granitos Serra dos Carajás, Cigano, Pojuca e Rio Branco (Santos *et al.* 2013). Esses granitos são marcados por uma homogeneidade composicional essencialmente monzogranítica e subordinadamente sienogranítica, e com mineralogia acessória: zircão, apatita, allanita e titanita rara ou ausente, formados em zona de baixa fugacidade de oxigênio e sua assinatura geoquímica é própria de granitos Tipo A reduzidos (Santos *et al.* 2013).

A suíte Velho Guilherme é composta pelos granitos Antônio Vicente e Velho Guilherme, apresentando características subalcalinas e alcalinas, geralmente monzogranitos, sienogranitos e subordinadamente álcali-feldspato granitos, são mineralogicamente ricos em fluorita e com rara presença de titanita e magnetita, são portadores de mineralizações de estanho e outros metais raros, com assinatura geoquímica de granitos Tipo A reduzidos (Teixeira *et al.* 2002).

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS GRANITOS ESTUDADOS

A área de estudo está localizada a oeste da cidade de Canaã dos Carajás, próximo às localidades de Racha Placa e Vila Ouro Verde. O contexto geológico é dominado por rochas graníticas arqueanas, sendo que

subordinadamente também ocorrem rochas vulcânicas máficas da Bacia Carajás. Os granitos aqui estudados têm ocorrência restrita e são identificados como dois pequenos plútons subcirculares e isotrópicos que são intrusivos em granitos arqueanos deformados. A Intrusão I ocorre na porção sudeste da área e é intrusivo no Granito Cruzadão (2,87 Ga; Feio *et al.* 2013), o qual é marcado por forte foliação E-W. O plúton II está localizado na porção oeste da área de trabalho (Figura 2), sendo intrusivo em anfibólio-biotita granito subalcalino fortemente foliado, afins dos granitos neoarqueanos da Suíte Planalto de 2,75 Ga (Feio *et al.* 2012). Tais plútons ocupam área inferior 4,0 km², e afloram como pequenos morrotes ou blocos isolados (Figura 3 a,b). São formados por rochas de aspecto isotrópico, holo-leucocráticas (M' <5,0%), de coloração rosa acinzentada e composição essencialmente monzogranítica, que apresentam textura equigranular média (2-5mm) e raramente grossa (Figuras 3c, 3d) e não apresentam variações faciológicas.

Os dados obtidos a partir das análises modais estão representados na tabela I e quando lançados no diagrama Q-A-P-M' de Streckeisen (1976), classificam estas rochas como de composição essencialmente monzograníticas com índice de máficos sempre inferior a 10% (Figura 4). A mineralogia essencial é representada por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico; as fases máficas variam entre 2-7% (Tabela I), sendo a biotita o mineral mais representativo; e os minerais acessórios são: apatita, zircão, allanita, epidoto, fluorita e opacos, além de sericita, argilo-minerais e clorita, como minerais secundários. Apesar de não apresentarem grandes variações composicionais, em seções delgadas, estes plútons guardam algumas variações texturais que alternam de um corpo para outro, como a presença de mesopertitas e de feições de intercrescimento granofírico que ocorrem apenas na Intrusão II.

O álcali feldspato é um mineral predominante em todas as amostras e ocorre como cristais subédricos a anédricos, geralmente muito fraturados; mostram evidências de reação com o magma, já que suas bordas são em parte corroídas ou meio arredondadas (Figura 5a). Apresenta maclamento *carlsbad* e xadrez e exsolução pertítica, resultando em lamelas de albita (Figura 5b). A ocorrência mais restrita de intercrescimento granofírico circundando o núcleo de grandes cristais de feldspato potássico (Figura 5c), indicando uma provável cristalização cotética no estágio final de sua cristalização. As lamelas de albita ocorrem na forma de filmes levemente ondulados, esses podem ocorrer também como manchas disformes. Os contatos entre dois ou mais cristais de álcali feldspatos são geralmente suturados e por vezes marcados por um processo de albitização, caracterizado pelo desenvolvimento de bordas albiticas que ocorrem na forma de 'franjas' de cristais de albita que se projetam para o interior do cristal adjacente, gerando uma textura conhecida como 'coroa invertida' (*swapped rims*) que imprimem um aspecto xenomórfico a esses grãos (Figura 5d). Contém inclusões de plagioclásio, opacos, quartzo e biotita resultando em um aspecto tardio ao mineral.

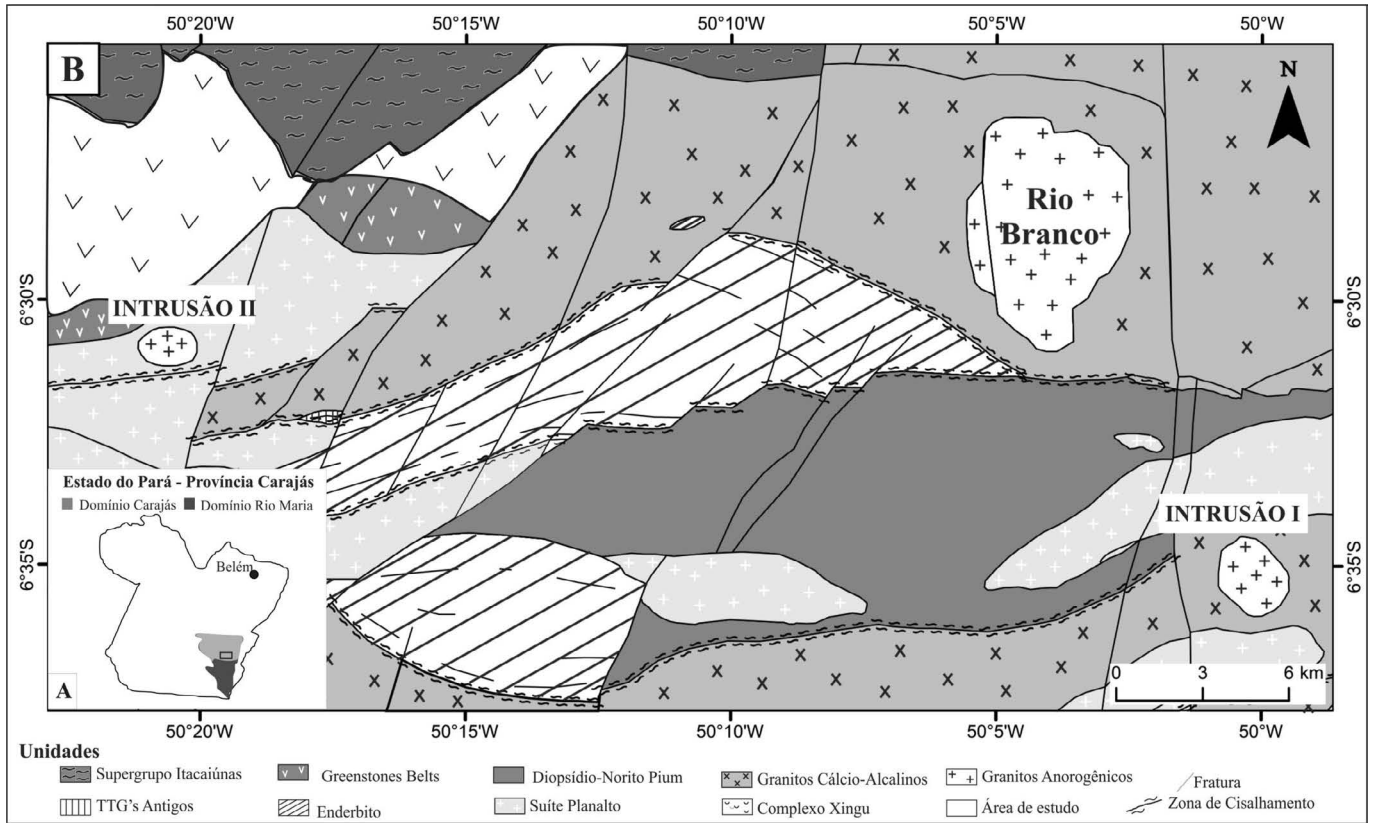


Figura 2 - Mapa geológico dos granitos estudados da região de Canaã dos Carajás.

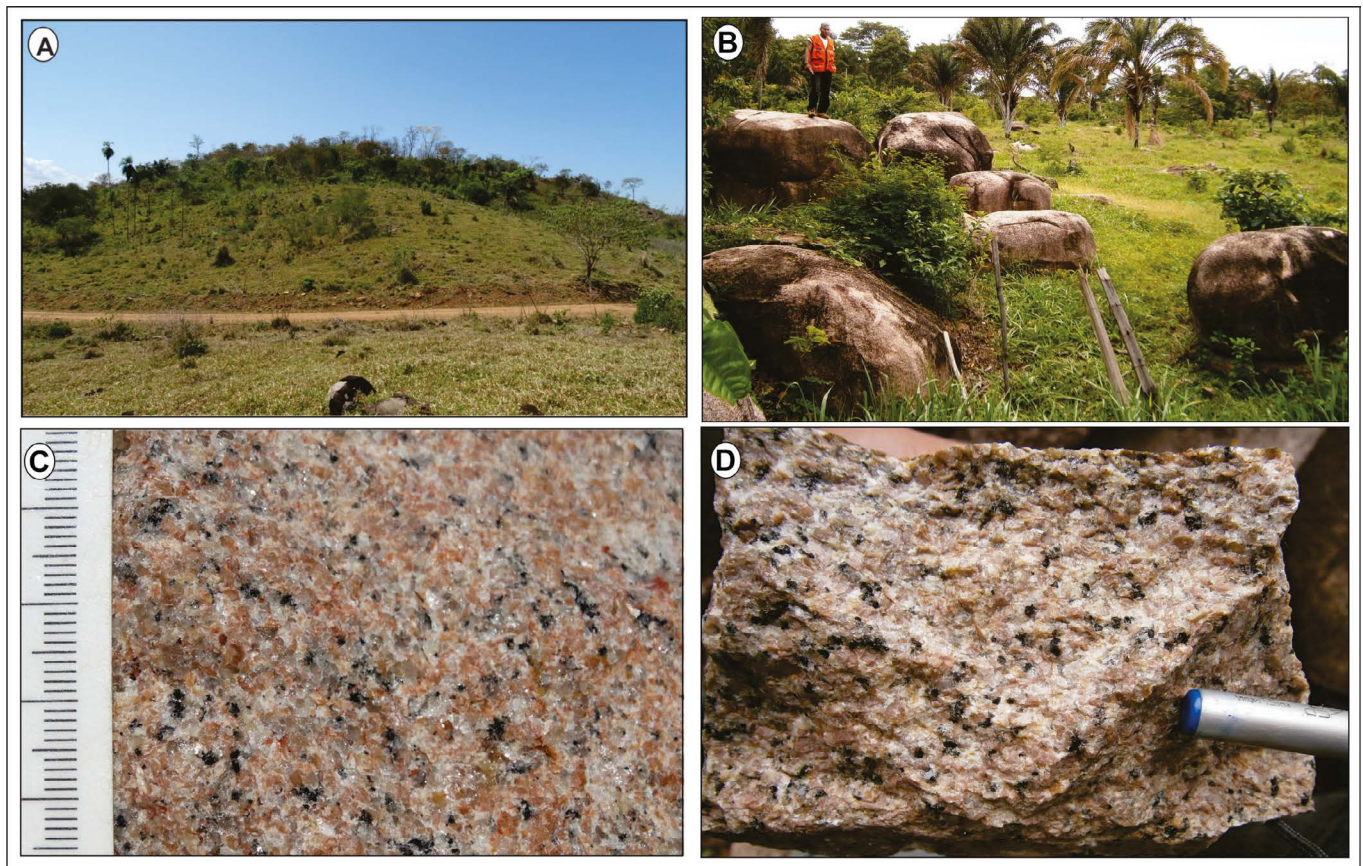


Figura 3 - Aspectos de campo dos granitos estudados. A) Visão geral do afloramento que ocorre na forma de pequeno morrote. B) Afloramento que ocorre na forma de blocos. C) e D) Aspectos macroscópicos dos granitos estudados dando destaque para a textura equigranular da rocha e seu caráter isotrópico.

Tabela 1 - Composições modais dos corpos plutônicos estudados na região de Canaã dos Carajás

Granitos estudados	Intrusão I						Intrusão II				
	18	20	22	28	54	51	FDM-01	FDM-04	Al-14	Al-41	Al-62*
Amostras	18	20	22	28	54	51	FDM-01	FDM-04	Al-14	Al-41	Al-62*
Quartzo	34,8	35,8	31,9	25,4	30,4	34,2	29,4	36,2	26,6	33,2	35,4
K-feldspato	27,5	36,2	31,5	36,3	32,1	31,7	38,0	31,5	37,5	28,9	32,5
Plagioclásio	28,1	24,3	33,3	27,9	30,6	24,8	25,9	27,3	26,4	33,8	26,6
Biotita	8,0	2,0	2,1	8,0	4,1	3,9	5,4	4,1	7,0	2,1	4,6
Clorita	0,1	1,2	0,9	0,5	1,4	2,5	0,2	-	0,4	1,7	0,6
Opacos	0,7	0,2	0,4	0,7	0,3	0,9	0,4	0,6	1,1	0,1	0,1
Allanita	0,4	-	-	0,5	0,5	0,4	0,2	0,2	0,3	-	0,3
Epidoto	-	0,1	-	0,1	-	0,6	-	-	0,2	-	-
Muscovita	-	-	-	-	0,3	0,3	0,1	-	-	0,1	0,1
Zircão	0,4	-	-	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
Apatita	0,1	0,2	-	0,3	0,2	0,4	0,2	0,1	0,2	-	-
Fluorita	-	0,1	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-
Félsicos	90,3	96,3	96,7	89,7	93,2	90,7	93,3	95,0	90,5	95,9	94,4
Máficos	8,0	2,0	2,1	8,0	7,2	3,9	5,4	4,1	5,0	2,1	4,6
A 100%											
Quartzo	38,5	37,2	33,0	28,4	32,7	37,7	31,5	38,1	29,3	34,6	37,5
K-feldspato	30,4	37,6	32,5	40,5	34,5	35,0	40,7	33,1	41,4	30,1	34,4
Plagioclásio	31,1	25,2	34,5	31,1	32,9	27,3	27,8	28,7	29,2	35,2	28,1
Pl/Mc	1,0	0,7	1,1	0,8	1,0	0,8	0,7	0,9	0,7	1,2	0,8
Nº de Pontos	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800

*Intercrescimentos: quartzo + feldspato potássico; (-) não observado; Pl-Plagioclásio; Mc-Microclina.

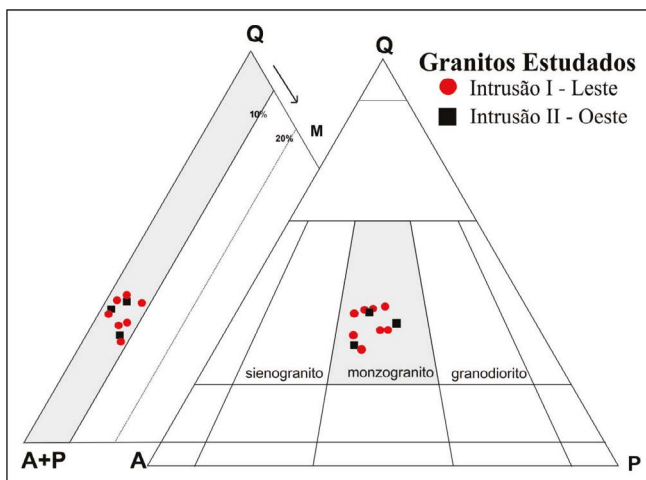


Figura 4 - Diagramas modais Q-A-P (Streckeisen, 1976) e Q-(A+P)-M para os dois granitos estudados. Abreviações: A-álcali, Q-quartzo, P-plagioclásio, M-máficos.

O *Plagioclásio* ocorre como grãos subédricos a anédricos comumente apresentam maclamento albita fortemente alterado para serecíta, muscovita e clorita. Ocorre por vezes na forma de agregados de grãos, preenchendo os planos de clivagem da biotita, ou também, na forma de inclusões em álcali feldspatos.

O *Quartzo* ocorre como grãos anédricos, subarredondados que comumente formam agregados, com extinção ondulante. Outro tipo morfológico de quartzo ocorre como intercrescimento na borda de cristais de álcali feldspato gerando textura granofírica.

A *biotita* é o mineral máfico mais importante, seus cristais são subédricos a anédricos, com forte pleocroísmo com cores variando de verde, marrom escuro, marrom a amarelo claro. Representa tipicamente um mineral de cristalização tardia, muitas vezes mostrando-se alterado parcialmente para clorita e por vezes apresentando contatos interpenetrados com cristais de álcali-feldspato. Por vezes ocorre na forma de agregados máficos em associação com: biotita + opacos + zircão + fluorita + allanita + apatita (Figura 5e), exibindo contato mais regular com os principais acessórios. Contem inclusões de quartzo, allanita, zircão e apatita. Cristais de biotita podem ocorrer também na forma de pequenos cristais euédricos inclusos em álcali feldspato. Outra feição importante é a presença de epidoto, apatita, quartzo e clorita cristalizada ao longo dos planos de clivagem da biotita (Figura 5e).

A *allanita* é o mineral acessório mais expressivo e ocorre como cristais subédricos a euédricos, finos a médios (Figura 5e), normalmente zonados e metamictizados, associados aos cristais de biotita, opacos, fluorita e mais localmente ao epidoto, com pleocroísmo variando de amarelo pálido a castanho. Os cristais de *apatita* são anédricos, raramente prismáticos alongados, comumente ocorrem como inclusões em cristais maiores de biotita e minerais opacos. A *Fluorita* ocorre como pequenos cristais anédricos, geralmente associados a minerais opacos, allanita e biotita. O *Zircão* ocorre como pequenos cristais euédricos a subédricos, por vezes zonados e com alos pleocroicos, geralmente ocorrem na forma de inclusões em cristais maiores de biotita. Cristais de *Epidoto* geralmente ocorrem preenchendo os planos de clivagem da biotita (Figura 5e). Os minerais *Opacos* são

subédricos a eúédricos e ocorrem associados aos agregados máficos, geralmente inclusos na biotita ou associado à clorita, fluorita e allanita.

Os *minerais secundários* são argilo minerais, sericita, muscovita, fluorita, clorita e albita relacionados aos processos de alteração pós-magmática. A albita ocorre em diversas formas, sendo mais comum na forma de lamelas sódicas que se desenvolvem inicialmente por exsolução no interior do feldspato alcalino e são posteriormente modificadas resultando em pertitas na forma de veios e

'manchas'. Porém, em rochas onde a albitização foi mais intensa, há igualmente formação de albita intergranular das variedades texturais em coroas trocadas, estas são interpretadas como sendo produto da substituição do feldspato alcalino. A fluorita ocorre como cristais anédricos, produto da alteração do plagioclásio ou ao longo das clivagens da biotita. A muscovita, argilo minerais e sericita ocorrem como produto da alteração dos feldspatos. A clorita ocorre como resultado da alteração de cristais de biotita (Figura 5f).

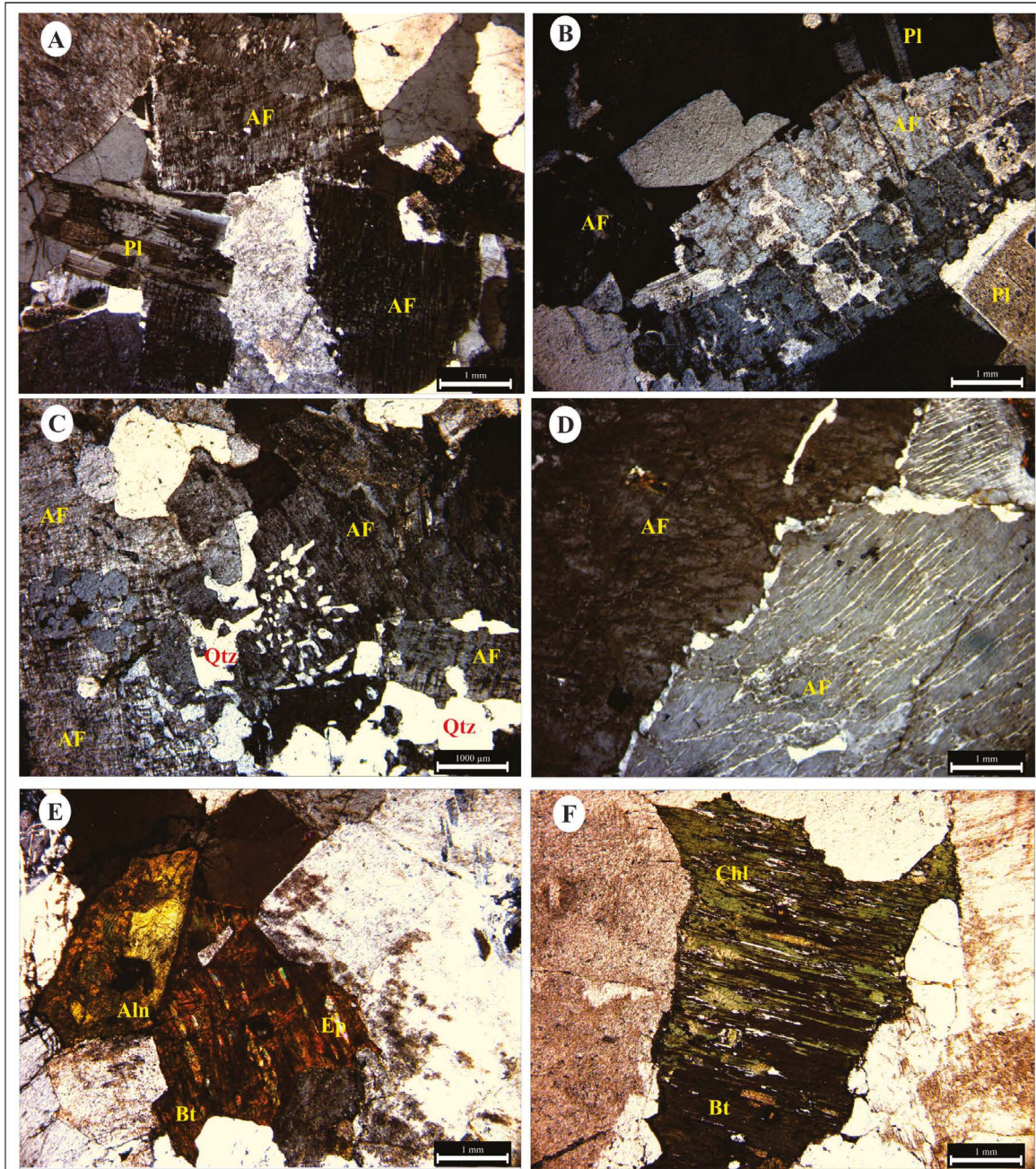


Figura 5 - Principais aspectos mineralógicos e texturais microscópicos das rochas que compõem a intrusão I e II. A) Representação do caráter hipidiomórfico da rocha com destaque para agregados de feldspatos potássico com formação de albita intergranular ao longo de seus contatos; B) Cristal de feldspato potássico com maclamento carlsbad e feições de exsolução (mesoperthitas); C) Cristal de feldspato potássico com intercrescimento de quartzo granofírico; D) Alkali feldspatos peritíticos (as pertitas formam filmes contínuos e regulares) nota-se a presença de albita intergranular ao longo do contato entre cristais de álcali-feldspato. E) Cristal de biotita associado a allanita, ocorrência de epidoto e plagioclásio cristalizados ao longo dos planos de clivagem da biotita; F) Cristal de biotita intensamente transformado para clorita, com formação de cristais de epidoto e plagioclásio ao longo de seus planos de clivagem. Abreviações: AF- álcali-feldspato, Pl- plagioclásio, Qtz- quartzo, Bt- biotita, Chl- clorita, Sr- sericita, Aln- allanita, Ep- epidoto.

GEOQUÍMICA

Neste tópico, inicialmente será realizada uma descrição das principais características das rochas estudadas, com o comportamento dos elementos maiores e traço (incluindo os ETR) e, por fim, a caracterização de suas séries magmáticas. Os dados geoquímicos obtidos neste trabalho (apresentados na tabela 2) foram confrontados com aqueles granitos das suítes Paleoproterozoicas, disponíveis na literatura: suítes Jamon (Oliveira *et al.* 2006, Almeida *et al.* 2006), Velho Guilherme (Teixeira *et al.* 2005) e Serra dos Carajás (Dall'agnol *et al.* 1994, Santos *et al.* 2013). Como não foi possível obter a idade destas rochas, optou-se por fazer uma comparação com unidade meso-e nearqueanas: granitos Boa Sorte e Cruzadão (Rodrigues *et al.* 2011; Feio *et al.* 2013, respectivamente) e granitos da suíte Planalto (Feio *et al.* 2012).

Em termos de elementos maiores e menores (Tabela 2, Figuras 6), nota-se que os plútons apresentam um intervalo restrito e elevado de SiO_2 ($72,98\% < \text{SiO}_2 > 74,99\%$), forte empobrecimento em MgO ($< 1\%$) e baixas concentrações de TiO_2 (0,16-0,24%), MgO (0,07-0,25%), MnO (0,01-0,04%), P_2O_5 (0,04-0,05%), CaO (0,92-1,30%) e $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (2,33-3,32%). São ainda enriquecidos em K_2O (4,96-5,58%) com razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 1 e 2. Diagramas de variação de óxidos, como os que utilizam o índice de Harker (Figura 6), mostram que há uma grande afinidade composicional entre os granitos estudados, no entanto, observa-se que os teores de MgO , TiO_2 e FeO das amostras da Intrusão I são ligeiramente mais elevados em relação aquelas da Intrusão II, com a somatória destes óxidos variando de 2,89-3,47% e 2,33-2,67%, respectivamente. Este comportamento

mostra a tendência da Intrusão I ser mais enriquecida em minerais ferromagnesianos em relação a Intrusão II.

Da mesma forma ao que foi observado para os elementos maiores e menores, os corpos estudados apresentam pouca variação no conteúdo de elementos traços de suas amostras, com baixos valores para Sr (49,8 - 95,9 ppm) e moderados para Y (22,8 - 96,8 ppm), Nb (26 - 56,3 ppm), Ba (438 - 712 ppm), Rb (260,3 - 331 ppm) e Zr (187,7 - 368 ppm). No entanto, o caráter ligeiramente mais evoluído das rochas da intrusão I também é confirmado pelos conteúdos, em média, mais baixos em Ba, Sr e Zr em relação àquelas da intrusão II. Tal comportamento é condizente com um maior grau de fracionamento de plagioclásio, biotita, zircão para formação do granito I.

As amostras estudadas apresentam altos conteúdos de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 471,36 - 619,04$ ppm), com padrões de distribuição mostrando o fracionamento de elementos terras raras leves ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 4,90 - 8,45$), e um pouco mais sub-horizontalizado para os elementos terras raras pesados (razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ que variam de 15,84 a 41,49 ppm para a Intrusão I e, 5,90 a 126,97 ppm para a Intrusão II, além de uma moderada anomalia negativa de Eu, com valores Eu/Eu^* variando entre 0,017 e 0,019 para a Intrusão I e de 0,010 a 0,013 para as rochas da Intrusão II, definindo assim padrões de distribuição em forma de “asa de gaivota” típicos de granitos evoluídos (Figura 7). Os significativos teores de ETR desses granitos refletem a abundância de minerais acessórios como allanita, apatita e zircão, uma vez que os ETR possuem coeficiente de partição elevado para estes minerais. O padrão mais horizontalizado dos ETRP em relação aos ETRL, pode ser resultado de um leve fracionamento dessas fases minerais.

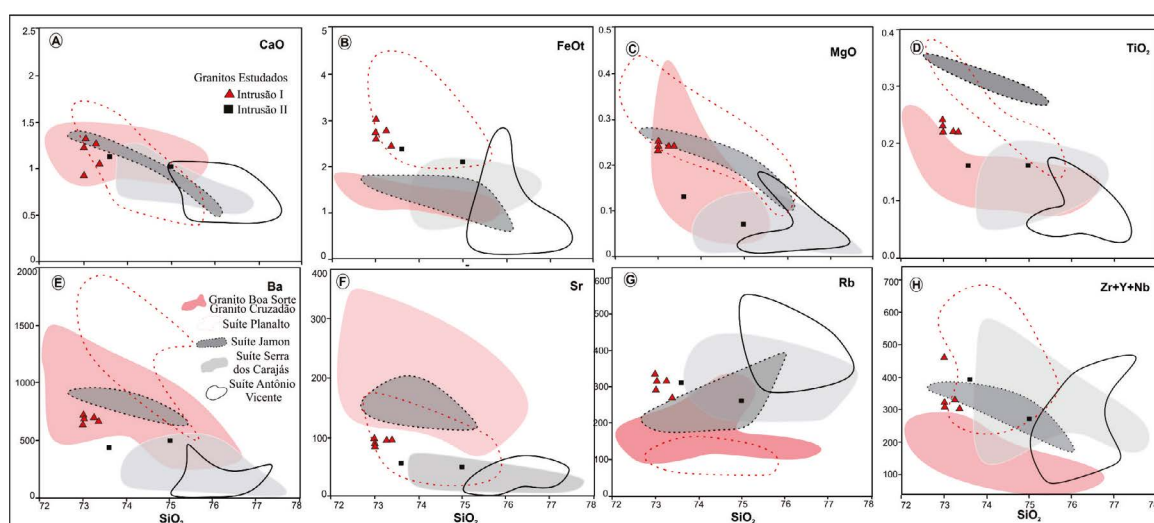


Figura 6 - Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e elementos traços dos granitos estudados, em comparação com granitos das Suítes Paleoproterozoicas – Jamon (Oliveira *et al.* 2006; Almeida *et al.* 2006), Serra dos Carajás (Dall'agnol *et al.* 1994, Santos *et al.* 2013) e Velho Guilherme (Teixeira *et al.* 2005) e leucogranitos arqueanos (Rodrigues *et al.* 2011; Feio *et al.* 2012), e com a Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012) do Domínio Carajás. A) CaO; B) FeOt; C) MgO; D) TiO_2 ; E) Ba; F) Sr; G) Rb; H) Zr+Y+Nb.

Tabela 2 - Composições químicas dos granitos estudados. Elementos maiores em % em peso e traços em ppm.

Granitos Estudados	Intrusão I					Intrusão II		
	AMOSTRA	FDM-04	54	28	FDM-01	51	AL-14	AL-62
SiO ₂	73,0	73,0	73,0	73,2	73,4	73,6	75,0	
TiO ₂	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	
Al ₂ O ₃	13,0	12,9	13,1	12,9	13,2	12,9	11,9	
Fe ₂ O _{3t}	3,0	3,3	2,9	3,1	2,7	2,6	2,3	
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
MgO	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	
CaO	1,2	0,9	1,3	1,3	1,0	1,1	1,0	
Na ₂ O	3,1	2,9	3,3	3,1	3,2	3,5	2,7	
K ₂ O	5,1	5,4	5,1	5,0	5,0	5,0	5,6	
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	
PF	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,7	1,0	
Total	99,7	99,0	99,1	99,1	99,0	99,8	99,8	
Traços (ppm)								
Ba	647,0	712,0	683,0	691,0	663,0	438,0	493,0	
Rb	331,0	289,4	313,3	313,8	265,2	307,8	260,3	
Sr	82,4	88,5	95,9	94,7	94,6	56,9	49,8	
Pb	17,0	18,1	nd	nd	18,6	21,6	10,8	
Th	72,5	76,5	80,7	84,1	82,9	94,0	35,5	
U	23,0	15,8	18,3	20,7	16,2	25,5	13,0	
Zr	368,0	260,3	209,7	232,3	247,3	238,5	187,7	
Nb	45,4	34,9	35,1	38,3	27,3	56,3	26,0	
Y	49,2	22,8	62,2	56,6	24,6	96,8	55,0	
Ni	2,4	3,3	3,7	4,7	3,6	1,9	2,1	
Co	23,2	30,9	nd	nd	23,2	22,8	24,3	
Cu	8,6	8,2	nd	nd	10,0	19,8	10,8	
Zn	23,0	15,0	nd	nd	14,0	17,0	13,0	
Ga	22,0	20,1	20,9	21,2	21,2	27,7	21,6	
ETR (ppm)*								
La	153,5	155,6	156,8	161,6	168,3	101,7	117,7	
Ce	248,2	259,6	279,4	289,8	275,9	202,3	225,1	
Pr	25,3	25,1	27,5	27,5	25,6	21,5	23,2	
Nd	80,0	76,9	86,6	86,2	80,9	71,8	78,3	
Sm	11,4	12,6	13,1	12,9	12,5	13,0	13,0	
Eu	1,0	1,1	1,0	1,0	1,2	0,8	0,9	
Gd	8,5	10,0	11,7	11,6	9,3	13,3	11,1	
Tb	1,5	1,3	1,7	1,7	1,3	2,4	1,8	
Dy	8,5	6,3	10,4	10,0	6,1	15,2	10,6	
Ho	1,7	1,0	2,1	2,1	0,9	3,4	2,1	
Er	5,4	2,6	6,7	6,2	2,7	11,0	6,4	
Tm	0,9	0,4	1,1	1,0	0,4	1,7	0,9	
Yb	5,9	2,5	6,6	6,5	2,7	11,5	6,2	
Lu	0,9	0,4	1,1	1,0	0,4	1,8	0,9	
K ₂ O/Na ₂ O	1,6	1,8	1,6	1,6	1,5	1,4	2,0	
FeOt	2,7	3,0	2,6	2,8	2,4	2,4	2,1	
FeOt/(MgO+FeOt)	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	
A/CNK	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	
Ga/Al	3,2	2,9	3,0	3,0	3,0	4,1	3,4	
Y/Nb	1,1	0,7	1,8	1,5	0,9	1,7	2,1	
Rb/Sr	4,0	3,3	3,3	3,3	2,8	5,4	5,2	
Rb/Ba	0,5	0,4	0,5	0,5	0,4	0,7	0,5	
(La/Yb) _N	17,3	41,5	15,8	16,7	41,7	5,9	127,0	
ΣETR	552,6	555,4	605,7	619,0	588,2	471,4	498,2	
ΣETR Leves	519,4	530,9	564,4	579,0	564,4	411,0	457,3	
ΣETR Pesados	33,2	24,5	41,3	40,1	23,8	60,3	39,9	
Eu/Eu*	0,018	0,017	0,019	0,019	0,018	0,010	0,013	

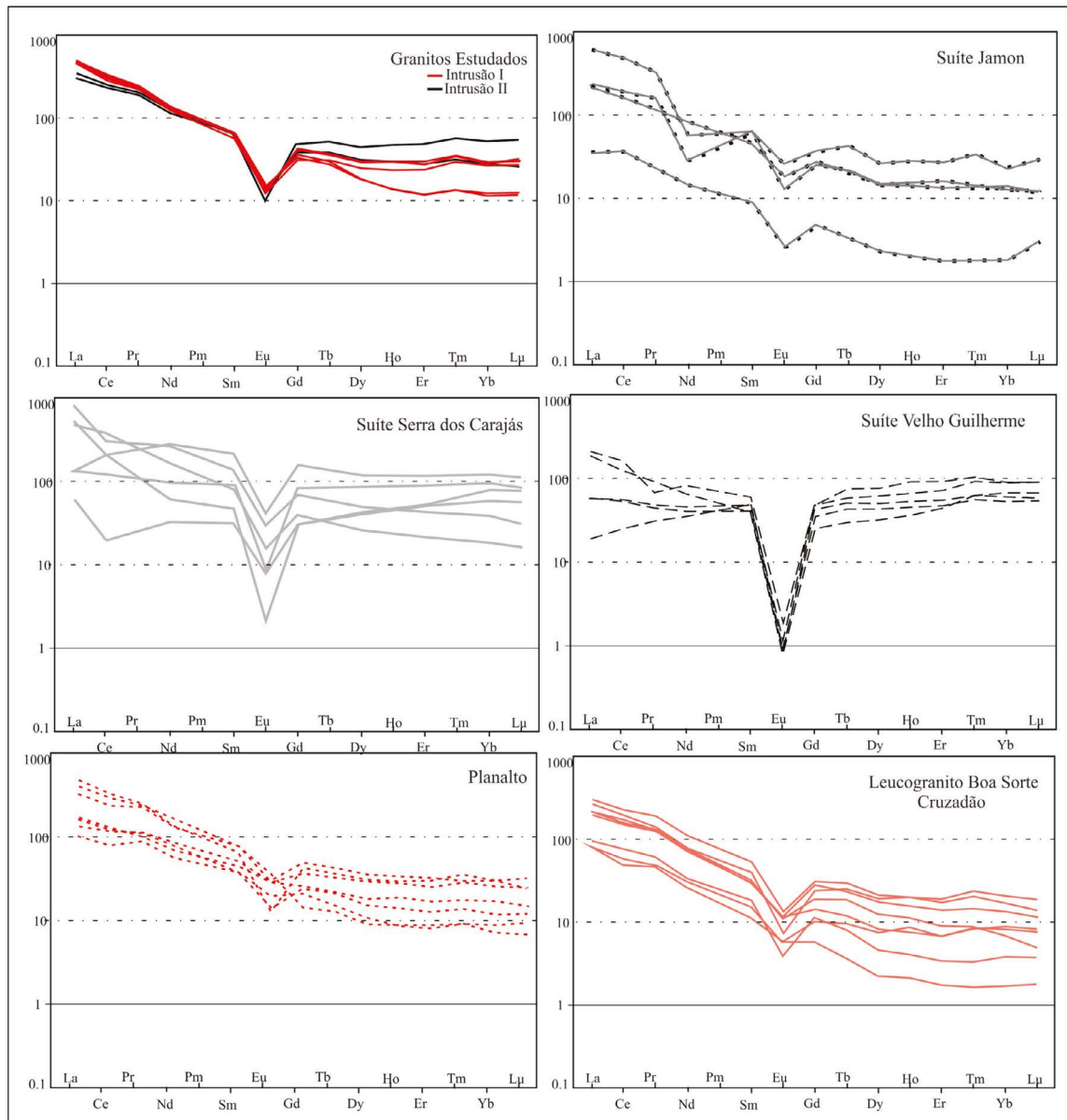


Figura 7 - Padrão dos ETRs dos granitos estudados, em comparação com granitos das Suítes Paleoproterozoicas – Jamon (Oliveira et al. 2006; Almeida et al. 2006), Serra dos Carajás (Dall'agnol et al. 1994, Santos et al. 2013) e Velho Guilherme (Teixeira et al. 2005) e leucogranitos archenos (Rodrigues et al. 2011; Feio et al. 2012), e com a Suíte Planalto (Feio et al. 2012) do Domínio Carajás, normalizados em relação ao condrito de Nakamura et al. (1974).

CLASSIFICAÇÃO, AMBIENTE TECTÔNICO E TIPOLOGIA DE GRANITOS

As rochas estudadas exibem natureza alcalina e apresentam caráter metaluminoso a peraluminoso. No diagrama de definições de series magmáticas de Sylvester (1989), as amostras dos granitos estudados demonstram afinidade com rochas alcalinas juntamente com as amostras da suíte Planalto, enquanto que os outros grupos de granitos plotam no campo das rochas alcalinas e cálcico-alcalinas fortemente fracionadas (Figura 8a).

Os diagramas que utilizam padrões de distribuição para elementos traços são utilizados para discriminação de ambientes tectônicos de rochas graníticas. Neste sentido, utilizando o parâmetro de Pearce *et al.* (1984), com a relação Nb – Y (Figura 8b), nota-se que as amo-

stras dos granitos estudados concentram-se no campo de ambiente intraplaca (WPG). Aliado a isto, seus valores elevados de SiO_2 (> 70%), Zr, Nb, Y, Ga, ETR, e da razão Fe/Mg, assim como seus baixos conteúdos de CaO, TiO_2 , MgO, Ba e Sr, os aproximam dos granitos do Tipo-A de Whalen et al. (1987). Para o diagrama que utiliza a relação entre as razões FeOt/MgO e os granitos estudados mostram claras afinidades geoquímicas com os granitos tipo-A (Figura 8c). Neste sentido, o diagrama Nb-Y-3Ga de Eby (1992), que é utilizado para discriminar a afinidade em relação a fonte de granitos, nota-se que os plútons estudados são afins daqueles do subtipo A2 (Figura 8d). Segundo Eby (2006) granitos do subtipo A2 podem ser formados por diferenciação de toleíta continental, com graus variáveis de interação crustal ou por fusão direta de uma fonte crustal.

A classificação proposta por Frost *et al.* (2001), que utiliza índice de Fe para distinguir granitos ferrosos de granitos magnesianos, pode ser visualizada no diagrama $FeOt/(FeOt+MgO)$ versus SiO_2 . Para o conjunto de amostras analisada, os valores da razão $FeOt/(FeOt+MgO)$ são considerados elevados e sempre superiores a 0,9, incidindo no campo dos granitos ferrosos (Figura 8e). Esta razão também foi utilizada por Dall'Agnol & Oliveira (2007) para distinguir granitos tipo A de granitos cálcio-alcalinos bem como granitos oxidados de granitos reduzidos. Na Figura 8f, as amostras analisadas apresentam um comportamento levemente distinto: as amostras pertencentes a Intrusão II mostram um caráter reduzido, enquanto que aquelas referentes a Intrusão I apresentam caráter levemente oxidado.

COMPARAÇÕES COM OUTRAS SUÍTES GRANÍTICAS

Devido à falta de dados geocronológicos dos dois plútons estudados e a ausência de feições texturais macroscópicas nestas rochas (deformacionais) que permitam realizar, de maneira geral, uma correlação clara com as suítes graníticas tanto do Arqueano quanto do Paleoproterozóico, serão discutidas neste tópico as principais diferenças e/ou afinidades geoquímicas existentes entre tais plútons e as principais associações graníticas arqueanas do Domínio Carajás (granitos cálcio-alcalinos fracionados e tipo-A) e paleoproterozoicas que ocorrem na província, tais como: Suítes Jamon (Redenção e Bannach); Velho Guilherme (Mocambo, Antônio Vicente e Velho Guilherme) e Serra dos Carajás (Serra dos Carajás e Rio Branco).

Os dados geoquímicos distinguem claramente os dois plútons estudados daqueles de assinatura cálcio-alcalina (alto-K) do Mesoarqueano, por apresentarem conteúdos mais elevados de FeOt, Rb, HFSE (Nb, Y e Zr) e da razão $FeOt/(FeOt+MgO)$, e mais baixos de Al_2O_3 e Sr (Figuras 6,7 e 8). Por outro lado, tais aspectos os aproximam daqueles de assinatura tipo-A formados tanto no Arqueano quanto no Proterozóico, como pode ser visualizado nos diversos diagramas de classificação (tipologia e ambiente de formação). Por outro lado, o caráter mais evoluído das rochas estudadas, que é evidenciado pelos conteúdos mais elevados de Rb e Nb e mais baixos de Ba e Zr em relação aos granitoides do arqueano (Figura 6), demonstra que os mesmos possuem maiores afinidades com os granitos que constituem as suítes paleoproterozóicas. Isto é corroborado pelo padrão ETR apresentados por estas rochas, que apesar de tanto os granitos arqueanos quanto aqueles do paleo-

proterozóico apresentarem baixas a moderadas razões La/Yb, somente aqueles do paleoproterozóico apresentam anomalias de Eu acentuadas a moderada, enquanto que nos arqueanos a anomalia negativa de Eu é discreta.

Assim como apontado pelos dados geoquímicos, os plútons estudados mostram fortes afinidades mineralógicas e texturais com os granitos paleoproterozoicos. Em termos petrográficos, são formados por rochas monzograníticas com conteúdo de minerais máficos, em sua maioria, inferiores a 5%. Apresentam ainda, conteúdos significativos de fluorita e allanita, e ausência de anfibólio e titanita magmática. Sob tais aspectos, os plútons estudados mostram fortes afinidades com os granitos das suítes Velho Guilherme e Serra dos Carajás, onde nos primeiros não ocorre titanita magmática e há um enriquecimento em fluorita e topázio, e nos últimos, a titanita é rara ou ausente, sendo fluorita e allanita mais frequentes (Dall'agnol & Oliveira 2007). No entanto, divergem daqueles apresentados pelos granitos oxidados da Suíte Jamon, os quais apresentam conteúdo de minerais ferrromagnesianos elevados, entre 5 e 20%, onde a titanita magmática é uma fase comum, juntamente com zircão, apatita, magnetita, ilmenita e allanita. Já em relação aos granitos neoarqueanos de assinatura tipo-A e que constituem a Suíte Planalto, os aspectos texturais e mineralógicos apresentados pelos plútons estudados são ainda mais contrastantes, uma vez que os primeiros apresentam conteúdos elevados de minerais ferromagnesianos (8-25%) e acessórios primários (-1,5%), além de feições deformacionais marcantes e presença frequente de *enclaves* máficos.

Com base no que foi apresentado acima, nota-se uma clara afinidade dos corpos estudados com aqueles pertencentes às suítes graníticas do paleoproterozóico, em especial às suítes Velho Guilherme e Serra dos Carajás. Neste sentido, nota-se que nos diagramas que utilizam o índice de Fe ($FeOt/(FeOt+MgO)$) como parâmetro de classificação de granitos, como aqueles de Frost *et al.* (2001) e Dall'Agnol & Oliveira (2007), as amostras estudadas coincidem com o campo dos granitos ferrosos reduzidos (Intrusão II) a levemente oxidados (Intrusão I), atestando suas afinidades pelas suítes Velho Guilherme e Serra dos Carajás, respectivamente, e afastando-as claramente do campo dos granitos oxidados da Suíte Jamon (Figura 8). No entanto, no que se refere à amplitude das anomalias negativas de Eu apresentados pelas suítes paleoproterozoicas de Carajás, aquelas de amplitude moderada presentes nos granitos estudados, são bastante distintas daquelas acentuadas apresentadas pelos corpos da Suíte Velho Guilherme, mas que se assemelham, neste aspecto, com algumas amostras que constituem a Suíte Serra dos Carajás.

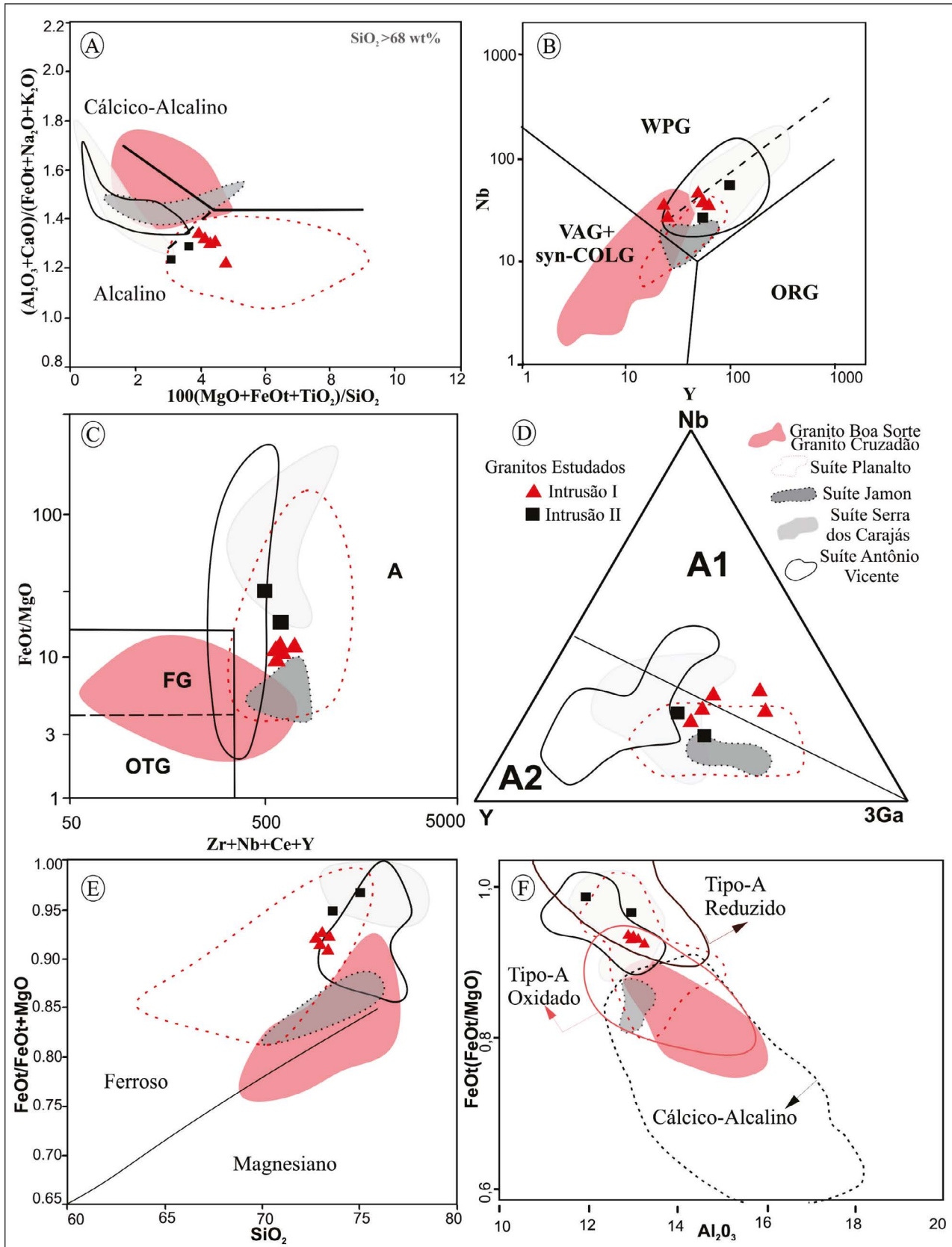


Figura 8 - Diagramas de classificação de Ambiente Tectônico e Tipologia de Granitóides dos granitos estudados em comparação com granitos das Suítes Paleoproterozoicas – Jamon (Oliveira et al. 2006; Almeida et al. 2006), Serra dos Carajás (Dall'agnol et al. 1994, santos et al. 2013) e Velho Guilherme (Teixeira et al. 2005) e leucogranitos arquenos (Rodrigues et al. 2011; Feio et al. 2012), e com a Suíte Planalto (Feio et al. 2012) do Domínio Carajás. A) Diagrama de discriminação de granitos (Sylvester, 1989), que caracteriza os granitos estudados como alcalinos; B) Representação das amostras analisadas em diagramas de Pearce et al. (1984). WPG (Granito Intraplaca); syn-COLG (Granito Sincolisional); VAG (Granito de Arco Vulcânico); ORG (Granito de Cadeia Oceânica). C) Representação das amostras analisadas no diagrama de Whalen et al., (1987), A (granito anorogênico); FG (granito fracionado); OGT (granito não fracionado); D) Subdivisão de granitos tipo A de Eby (1992) com representação dos campos associados e campos comparativos. E) Diagrama FeO/(FeO+MgO) versus sílica (Frost et al. 2001); F) Diagrama FeO/(FeO+MgO) versus Al₂O₃ de Dall'AgnoI & Oliveira 2007.

Visando reforçar as afinidades petrológicas atribuídas aos corpos estudados, foram obtidos dados de susceptibilidade magnética (SM) e de caracterização de minerais opacos, os quais estão representados no quadro e histograma de frequência da figura 9, juntamente com as demais informações sobre as assinaturas magnéticas das suítes paleoproterozoicas de Carajás. Os valores de SM estão relacionados, sobre tudo, ao conteúdo modal de magnetita, e que sob estes aspectos, as rochas estudadas se aproximam dos granitos redu-

zidos, com intervalo de SM entre $0,85 \cdot 10^{-3}$ a $5,0 \cdot 10^{-3}$ SI (Figura 9). Neste sentido, fica nítido no histograma de frequência da figura 9, que o comportamento magnético dos granitos estudados assemelha-se principalmente aquele dos granitos moderadamente oxidados da Suíte Serra dos Carajás, onde existe uma coincidência entre os limites de seus valores de SM, e que são divergentes daqueles mais baixos dos corpos das suítes Velho Guilherme e elevados da Suíte Jamon.

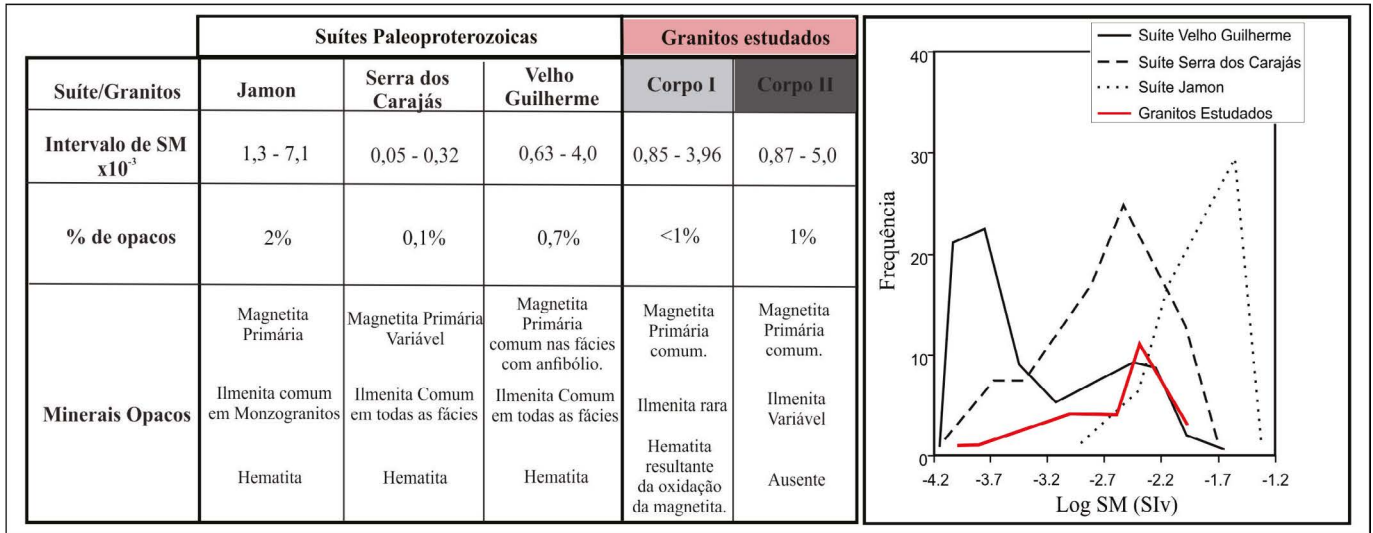


Figura 9 - Quadro e histogramas comparativos de dados de Susceptibilidade Magnética (SM) obtidos para as amostras estudadas e assinaturas magnéticas das suítes paleoproterozoicas. (Dados para comparação obtidos de Santos, 2013).

CONCLUSÕES

Os dois plútons graníticos isotrópicos da região de Canaã de Carajás, os quais são intrusivos em granitoides arqueanos e que até então não haviam sido descritos na literatura, são formados por rochas hololeucocráticas de composição monzogranítica e de textura equigranular hipidiomórfica média. Apresentam aspecto de granitos evoluídos, onde a biotita é o único mineral ferromagnésiano e está frequentemente associada à fluorita. As transformações em estágio *subsolidus* são marcadas pelas ocorrências de albita, sericita, epidoto e clorita. A presença frequente de intercrescimento granofírico e fluorita apontam para colocação dos corpos em níveis crustais rasos com importante atividade de fluidos durante a fase final de cristalização dos mesmos.

Estas rochas mostram comportamento geoquímico e padrão textural que os distinguem completamente das associações graníticas arqueanas de Carajás, mas que deixam evidente suas afinidades com granitos intraplaca do tipo-A de origem crustal (subtipo A₂) e com aqueles de caráter reduzido (Intrusão II) a fracamente oxidado (Intrusão I), ambos apresentando elevadas razões $FeOt/(FeOt+MgO) > 0,91$. A amplitude da ano-

malia negativa de Eu mostrada por estas rochas, assim como a baixa razão La/Yb, é característica de granitos evoluídos que as distinguem daquelas de caráter oxidado que constituem a Suíte Jamon, mas que às aproximam dos granitos de redutores, em especial daqueles da Suíte Serra dos Carajás. A ocorrência de magnetita, mesmo que restrita nos plútons estudados, justificam os valores baixos a moderados de SM encontrados, e que reforçam o caráter reduzido a fracamente oxidado destas rochas, além de suas analogias com a Suíte Serra dos Carajás.

O contraste geoquímico existente entre os plútons estudados e os granitos da Suíte Serra dos Carajás, onde nota-se, em média, um maior enriquecimento de FeO, MgO, CaO, TiO₂, Sr, Ba, Nb, e Zr nos primeiros, podem sugerir que a fonte de seu magma e/ou processos de evolução magmática não foram inteiramente coincidentes com aqueles já identificados para as suítes paleoproterozoicas. No entanto, apesar do significativo avanço no conhecimento destes corpos graníticos, ainda há a necessidade de se aprofundar o estudo sobre a natureza deste magmatismo, sobre tudo, a partir da obtenção de dados de química mineral, geocronológicos precisos (U-Pb) e isotópicos (Lu-Hf).

REFERÊNCIAS

- 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.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira D.C. 2006. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 282-295.
- Almeida J.A.C., Guimarães, F.V., Dall'Agnol, R. 2007. Petrologia magnética do granito anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 37: 17-36.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., ALTHOFF F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria. *Lithos*, 120, 235- 257.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M. B., Pimentel M. M., Râmö 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*, 187:201-221.
- Almeida, J. A. C., R. Dall'Agnol & A. A. S. Leite, 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 103-126.
- Avelar V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 149p
- Cunha I. R.V., Dall'Agnol R., Feio G.R.L. 2016. Mineral Chemistry and Magnetic Petrology of the Archean Planalto Suite, Carajas Province e Amazonian Craton: Implications for the Evolution of Ferroan Archean Granites. *Journal of South American Earth Sciences*, 67:100-121.
- Dall'agnol, R; Lafon, J.M; Macambira, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological petrological and geochemical aspects. *Mineralogical Petrology*, 50:113-138.
- Dall'Agnol R., Ramö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type Granites. *Lithos*, 46(3):431-462.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Râmö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C.O. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenetic province, Brazil. *Lithos*, 80(1-4):101-129.
- Dall'agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C. Althoff, F.J.A. Leite, A.S. Oliveira, D.C. Barros, C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: Dall'Agnol, R., Rosa-Costa, L.T., Klein, E.L. (Eds.): *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton*. Belém, PRONEX-UFPASBGNO, 99-150.
- Dall'Agnol, R. & Oliveira D. C. 2007. Oxidized, magnetiteseries, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A type granites. *Lithos* 93(3-4): 215-233.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20(7): 641-644.
- Eby, G.N. 2006. Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways. In: Dall'Agnol, R. et al. (Eds.). *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, p. 48.
- 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 Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151:57-73.
- Feio G.R.L., R. Dall'agnol E. L. Dantas M. J. B. Macambira J. O. S. Santos F. J. Althoff J.E.B. Soares 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
- 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.
- 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., Santos M.S. 2015. Geocronologia e aspectos estruturais dos sanukitoides Mesoarqueanos da área de Água Azul do Norte: Implicações para a história evolutiva da porção sul do Domínio Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 14, Marabá (PA), CD-rom.
- Leite Santos P.J., Oliveira D.C. 2014. Trondhjemitos da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(3): 635-659.
- Leite-Santos P. J; Oliveira D. C. 2016. Geologia, Petrografia e Geoquímica das Associações Leucograníticas Arqueanas da Área de Nova Canadá – Província Carajás. Geologia USP. Série Científica.
- Loiselle, M.C; Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America*, II:468.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. In: RBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, Resumos Expandidos, 3:49-58.
- Macambira M.J.B., Lafon J. M. 1995. Geocronologia da Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:263-288.
- 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. *Mineralium Deposita* 46: 789–811.
- Oliveira D.C., Dall’Agnol R., Barros C.E.M; Figueiredo, M.A.B.M. 2002. Petrologia magnética do Granito Paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico. In: E.L Klein, M.L. Vasquez, L.T. Rosa Costa (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte*, 3:115-132.
- Oliveira D.C. 2006. *Modelos de evolução e colocação dos granitos paleoproterozóicos da Suíte Jamon, SE do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- 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 of South American Earth Sciences* 27: 146–160.
- Oliveira M.A., Dall’AGnol R., Scaillet B. 2010. Petrological Constraints On Crystallization Conditions of MesoArchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51:2121–2148.
- 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*, 25:956-983.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos Granito Greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim de Resumos Expandidos, Camboriú*, 38:390-391.
- Rivalenti G., Mazzuchelli M., Girardi V.A.V., Cavazzini G., Finatti C., Barbieri M. A., Teixeira W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalticandesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian Craton. *Lithos*, 43: 235-265.
- Rodrigues D.S. 2011. *Petrografia, Geoquímica e Geocronologia do Granito Boa Sorte, Município de Água Azul do Norte – Província Carajás*. Trabalho de Conclusão do Curso, FAGEO de Marabá, Universidade Federal do Pará, Marabá, 88p.
- 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 dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Companhia de Recursos Minerais/CPRM*, 169-226.
- Santos P.A., G.R.L. Feio, R. Dall’agnol, H. T. Costi, C. N. Lamarão, M. A. Galarza, 2013. Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociência*, 43(1): 2–15.
- Santos M.N.S., OLIVEIRA D.C. 2015. Rio Maria Granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte, Carajás Province: Geology and petrological affinities. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia, 14, Anais*, Marabá, CDrom.
- Silva F. F., Oliveira D. C., Antônio P.Y.J., D’Agrella M.S., Lamarão C.N. 2016. Bimodal magmatism of the Tucumã area, Carajás province: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Sciences*, 72: 95-114
- Souza Z.S., Potrel A., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall’Agnol R., 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*, 109:293–315.

- 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 Petrográfica e Geoquímica. SBG, Núcleo Norte, *Contribuição à Geologia da Amazônia*, 9:289-312
- Streckeisen, A., 1976. Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18:26-30.
- Sylvester, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology* 97, 261-280.
- Tassinari C. G., Macambira M. J. B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes, v. 22 (3):174-182.
- 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 Almeida*. São Paulo, 471-486.
- 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 paleoproterozóicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 35. 217-226.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'agnol R., Macambira E.M.B. 2002a. Archen crustal sources for paleoproterozoic tingranites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Prec. Res.*, 119(1-4):2257-2275.
- 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.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., et al. 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*, 328 p.
- Whalen, J.W., Currie K.L., Chappel B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.

Granitoides neoarqueanos (2,73 – 2,74 Ga) intrusivos e associados ao Diopsídio Norito Pium, Canaã dos Carajás, Província Carajás (PA)

Neoarchean granitoids (2.73 – 2.74 Ga) intrusive and associated with the Pium Diopside Norite, Canaã dos Carajás, Carajás Province (PA)

Marco Antonio Galarza¹, Davis Carvalho de Oliveira¹, Edson Alves Rodrigues², Arlete Neves dos Santos², Ana Cláudia Martins², Bhrenno Marangoanha¹

RESUMO: A região de Vila Cedere III localiza-se em Canaã dos Carajás e está situada entre os domínios Rio Maria e Carajás. Esta região denominada “Subdomínio de Transição” é formada por uma ampla diversidade de rochas com idades meso e neoarqueanas. A área estudada antes atribuída ao Complexo Xingu compreende tonalitos e trondhjemitos (TTG); granitos de afinidade cálcio-alcálica; dioritos a granodioritos cálcio-alcálicos; tonalitos/trondhjemitos (Pedra Branca) e granitos subalcalinos tipo A (Suíte Planalto). Esta região apresenta similaridade com o Domínio Rio Maria, porém é intensamente afetada por eventos tectono-magmáticos relacionados à evolução do Domínio Carajás. Os granitoides aflorantes na região de Vila Cedere III caracterizam-se como corpos alongados e podem ser correlacionados aos monzo-sienogranitos, com hornblenda e biotita, subalcalinos e metaluminosos, com afinidade tipo A, caracterizando o magmatismo tipo Planalto. Além disso, apresentam similaridades com a Suíte Pedra Branca e outros corpos granitoides do Domínio Carajás. As variações texturais e mineralógicas permitiram definir quatro variedades: Biotita-hornblenda tonalito, Biotita-hornblenda granodiorito, Biotita sienogranito, Biotita-hornblenda ou hornblenda-biotita Monzogranito (variedade mais abundante). O estudo geocronológico realizado pelo método de evaporação-ionização de Pb em zircão forneceu idades médias de 2742±1 Ma a 2732±1 Ma, interpretadas como idades de cristalização. Correlacionadas ao evento magmático do Neoarqueano (2,75 - 2,73 Ga) registrado nesta província, caracterizado por intenso retrabalhamento crustal e originando os granitoides das suítes Planalto, Pedra Branca e rochas charnoquíticas. Os dados Sm-Nd das rochas estudadas indicaram idades modelo TDM entre 3,11 a 2,91 Ga, sugerindo que estes granitoides foram derivados de fontes Mesoarqueanas. Os valores de $\epsilon Nd(t)$ entre -2,22 e +0,30, indicam um significativo envolvimento de fontes crustais em sua genese. As idades modelo obtidas neste trabalho confirmam um importante período de formação de crosta no Mesoarqueano na Província Carajás.

PALAVRAS-CHAVE: Geocronologia; Isótopos de Nd; Evolução Crustal, Granitoides; Província Carajás.

ABSTRACT: The Vila Cedere III region is located in the Canaã dos Carajás, specifically in the area where crops out the Pium Diopside-Norite (2.74 Ga) and is situated between the Rio Maria and Carajás domains. This region called “Transition sub-domain” is formed by a wide range of rocks with Mesoarchean and Neorachean ages. The area studied before attributed to the Xingu Complex comprise tonalites and trondhjemitos, granites of calc-alkaline affinity, tonalites and trondhjemitos (Pedra Branca suite), and A-type subalkalines granites (Planalto suite). This region is heavily affected by tectonic and magmatic events related to the evolution of the Carajás Domain. The studied granitoids in the Vila Cedere III region are characterized as elongated bodies showing textural and mineralogical variations and may be grouped into four facies named biotite-hornblende tonalite, biotite-hornblende granodiorite, biotite syenogranite and biotite-hornblende or hornblende-biotite monzogranite (the most abundant variety). These rocks can be correlated to the monzo-sieno granites with hornblende and biotite, are subalkaline and metaluminous and have A-type affinity, which characterize the Planalto type magmatism, as well as show similarities with the Pedra Branca Suite and other granitoid bodies of the Carajás Domain. Single zircon Pb-Pb evaporation-ionization dating for these rocks yielded ages of 2742±1 Ma to 2732±1 Ma, interpreted as the ages of crystallization, contemporaneous to Pium Diopside-Norite, being correlated to Neoarchean magmatic event (2.75 to 2.73 Ga) recorded in this province, characterized by intense crustal reworking and originating these granitoids, Planalto and Pedra Branca granitic suites and charnockitic rocks. Sm-Nd TDM model ages for these rocks between 3.11 to 2.91 Ga suggest that they are derived from Mesoarchean sources. $\epsilon Nd(t)$ values between -2.22 and +0.30 are indicative of the involvement of crustal sources during their formation. Model ages confirm an important period of crust formation during the Mesoarchean in the Carajás Province.

KEYWORDS: Geochronology; Nd isotopes; Crustal evolution; Granitoids; Carajás Province.

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Correa, 01, CEP: 66.075-110, Belém, Pará, Brasil.

² Faculdade de Geologia, IG-UFPA.

E-mails: antogt@ufpa.br, davis@ufpa.br, ed_geologo@hotmail.com, arletenevess@hotmail.com, bhrenno@ufpa.br

INTRODUÇÃO

O Diopsídio-Norito Pium aflora entre as localidades de Vila Feitosa e Cedere III, município de Canaã dos Carajás, localizado na porção do Subdomínio de Transição entre os domínios Rio Maria e Carajás. É um corpo alongado de aproximadamente 35 km, paralelo à foliação regional E-W, sendo formado por rochas de composição norítica a gabróica. Os granitoides associados e intrusivos no Diopsídio-Norito Pium são rochas que apresentam similaridades com aquelas formadas pelo magmatismo tipo Planalto e com a associação tonalítica-trondhjemitica de Canaã dos Carajás. O trabalho apresenta os resultados de três pesquisas de iniciação científicas realizadas no período de outubro de 2009 a julho de 2012 e um trabalho de conclusão de curso TCC em 2013 obtidos com foco em análises petrográficas e geocronológicas (Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total) de granitoides associados e intrusivos no Diopsídio-Norito Pium e traz contribuições para o avanço do conhecimento geocronológico bem como a compreensão da evolução crustal deste segmento da Província Carajás.

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de trabalho se localiza na região norte do Brasil, mais precisamente no Estado do Pará, no município de Canaã dos Carajás. A região de Canaã dos Carajás localiza-se na porção sudeste do Estado do Pará conforme ilustrado na Figura 1. Partindo de Belém, o acesso à área pode ser feito por via terrestre ou aérea até a cidade de Marabá, a partir daí segue-se em direção a Parauapebas por via terrestre pelas rodovias PA-150 e PA-275. O acesso ao município de Canaã dos Carajás se dá por estrada pavimentada ligando o terminal ferroviário de Parauapebas com a cidade de Canaã dos Carajás e com a mina do Sossego. A Vila Cedere III está situada entre as localidades de Vila Feitosa e Velha Canadá, nesse município a SW da mina Sossego, especificamente na região do Diopsídio-Norito Pium.

GEOLOGIA REGIONAL

O Diopsídio-Norito Pium é uma das unidades que ocorrem no segmento situado entre o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria e a Bacia Carajás, na borda sudeste do Cráton Amazônico, definido informalmente como Domínio de Transição por Dall'Agnol *et al.* (1997). Vasquez *et al.* (2008a), ao revisarem a geologia

do estado do Pará, dividiram a Província Carajás em Domínio Carajás e Domínio Rio Maria, como proposto anteriormente por Santos (2003). Desse modo, o Domínio de Transição foi redefinido por Feio (2011) como Subdomínio de Transição, integrante da porção sul do Domínio Carajás. Esse subdomínio se estenderia desde a borda sul da Bacia Carajás até Sapucaia, prolongando-se lateralmente para Tucumã e São Félix do Xingu, sendo limitado a leste pelas sequências supracrustais do Cinturão Araguaia e a oeste pelas rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã. Recentemente, Dall'Agnol *et al.* (2013) subdividiram o Subdomínio de Transição, e parte do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, em dois domínios tectônicos, denominados de Sapucaia, a sul, e Canaã dos Carajás, a norte. O conhecimento sobre esses domínios é ainda limitado, entretanto trabalhos realizados recentemente nessa região, baseados em estudos petrológicos, geocronológicos, metalogenéticos e tectonoestruturais, levaram à individualização de novas unidades litológicas, especialmente na região de Canaã dos Carajás, em área antes atribuída ao Complexo Xingu indiviso. Estas unidades vieram a substituir inteiramente o Complexo Xingu, outrora dominante nessa área (Feio *et al.* 2012, 2013; Oliveira *et al.* 2010). Entre elas, estão o Tonalito Bacaba (3,0 Ga), o Trondhjemitito Rio Verde (2,93 Ga), o Granito Canaã dos Carajás (2,96 Ga), o Tonalítico Campina Verde (2,87 Ga), os granitos Serra Dourada (2,86 Ga), Boa Sorte (2,86 Ga), Cruzadão (2,85 Ga) e Bom Jesus (2,83 Ga), as suítes graníticas Pedra Branca e Planalto, e as rochas charnockíticas associadas (2,75 a 2,73 Ga) (Moreto *et al.* 2011, Feio *et al.* 2012, 2013, Rodrigues 2013, Rodrigues *et al.* 2014).

CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE VILA CEDERE III

As áreas inicialmente consideradas parte do Complexo Xingu são formados por diferentes tipos de granitoides. Estudos desenvolvidos na região permitiram a individualização de uma variedade de granitoides, antes inseridos no Complexo Xingu. As unidades mesoarqueanas são: clássicos tonalitos e trondhjemitos (TTG); granitos de afinidade cálcio-alcalina; dioritos a granodioritos cálcio-alcalinos. No Neoarqueano formaram-se tonalitos/trondjemitos (Suíte Pedra Branca) e granitos subalcalinos tipo-A, correspondentes a Suíte Planalto (Feio *et al.* 2013).

No domínio Canaã dos Carajás, nas áreas de Vila Jussara, Nova Canadá e Cedere III (área de estudo, Fig. 2), foram caracterizadas as seguintes fácies granitoides: (1) biotita granodiorito a biotita monzogranitos (2,92 Ga a 2,73 Ga; Oliveira *et al.* 2010; Rodrigues *et al.* 2014; Galarza *et al.* 2011, 2012); (2) Biotita tonalito e horn-

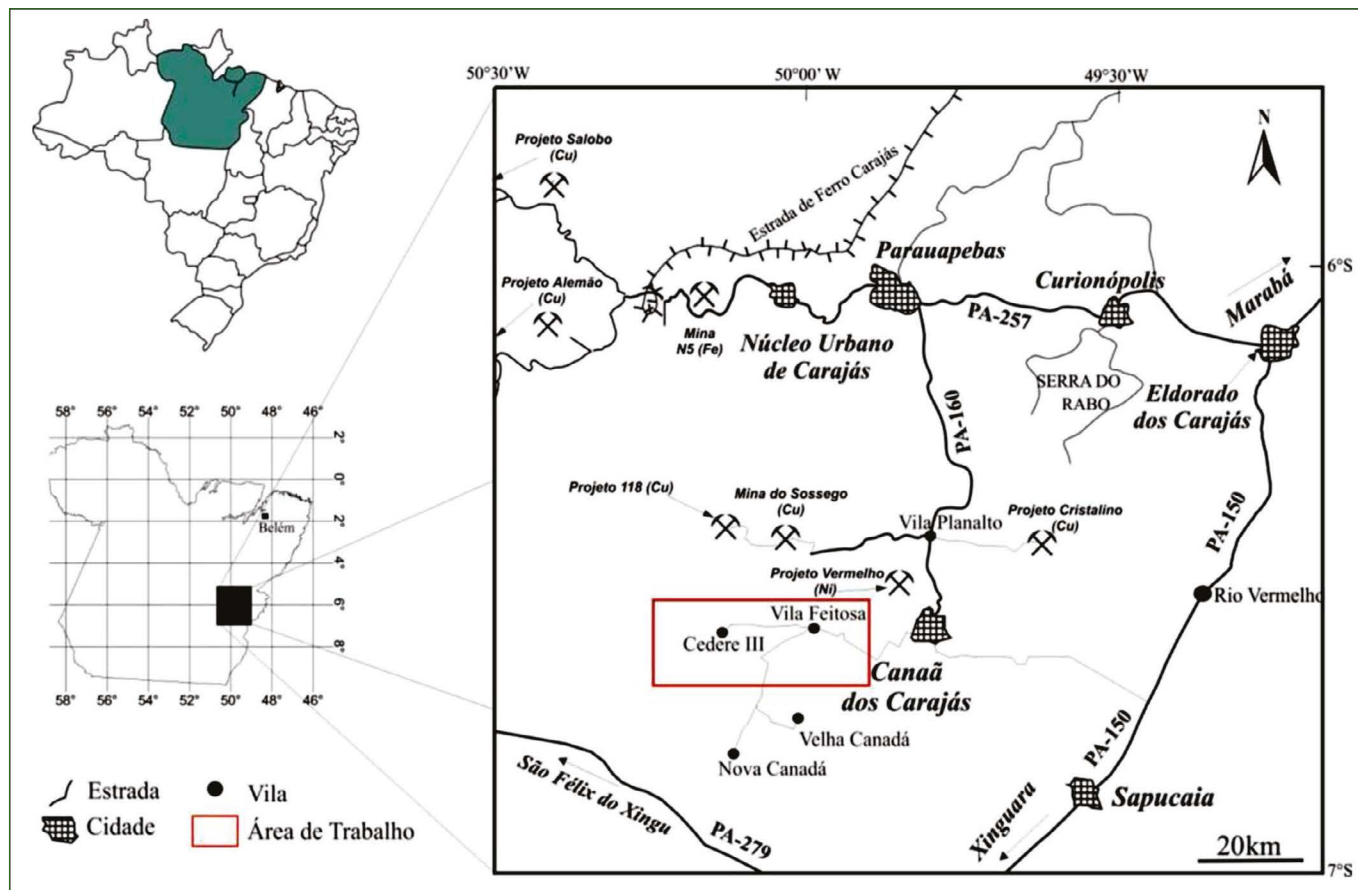


Figura 1 - Mapa de localização da região de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás, Província Carajás (modificado de Sardinha 2005).

blenda-biotita tonalito (2,92 Ga; 2,87 Ga; Santos P. 2009, Silva 2009); (3) Hornblenda-biotita granodiorito a biotita-hornblenda tonalito (2,88 Ga e 2,74 Ga; Gabriel 2009; Galarza *et al.* 2011, 2012); (4) enderbitos e leucoenderbitos (2,75 Ga; Gabriel 2009, Marangoanha, dados não publicados); (5) Diopsídio-norito e rochas associadas do Diopsídio-norito Pium (2,74 Ga; San-

tos R. 2009, 2012; Ricci e Carvalho 2006, Santos R. *et al.* 2013); (6) Granitoides subalcalinos tipo-A e rochas afins (2,75 a 2,73 Ga; Santos 2009; Silva 2009; Souza 2009; Galarza *et al.* 2011, 2012, 2013, Marangoanha, dados não publicados). A Tabela 1 apresenta uma síntese dos dados geocronológicos para as rochas neoarqueanas do Domínio Canaã dos Carajás e Bacía Carajás.

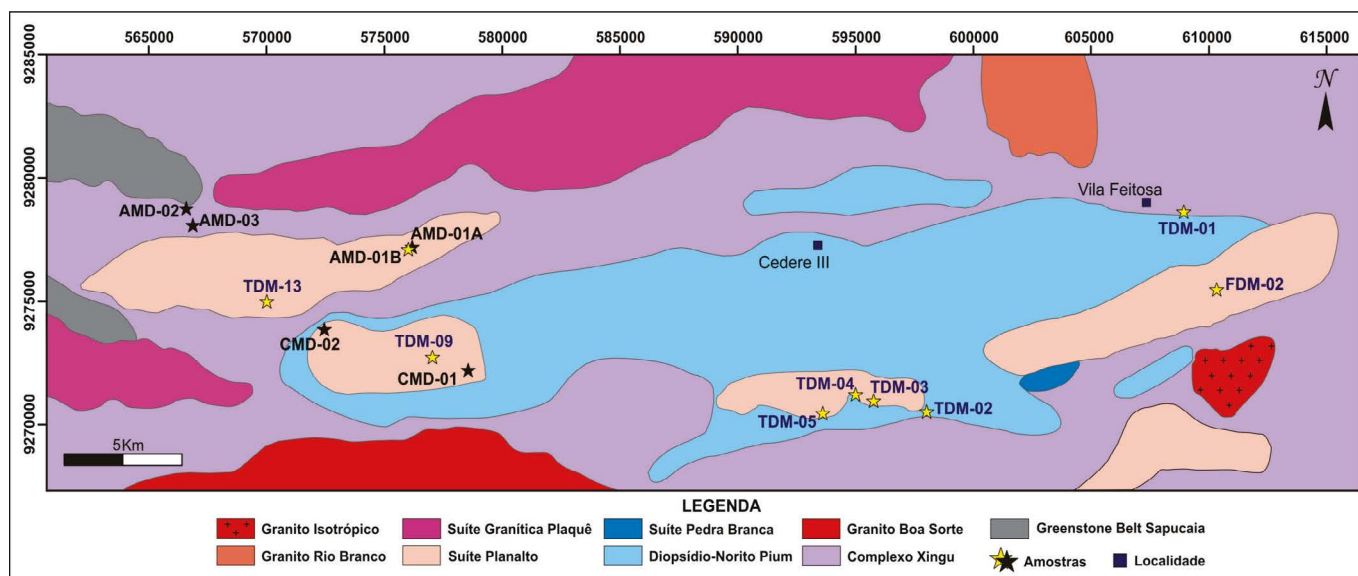


Figura 2 - Mapa geológico e de amostragem dos granitoides na região do Diopsídio-Norito Pium, Vila Cedere III (modificado de Gabriel 2009 e Santos R. 2009).

Tabela 1 - Características geocronológicas dos granitoides neoarqueanos do Domínio Canaã dos Carajás e Bacia Carajás comparadas com as amostras estudadas.

Granitoides	Forma do corpo	Tipo de rocha	Tipologia	Idade (Ma)
Granitoides Serra do Rabo	Elíptica, alongada próxima a E-W	Álcali-feldspato granitos e sienogranitos Diorito Cristalino	Tipo-A	2743±2 ⁽¹⁾ 2738±6 ⁽³⁾
Granitoides Igarapé Gelado	Alongada, direção SE-NW	Granodioritos e monzogranitos, tonalitos, leucomonzogranitos e sienogranitos	Tipo-A	2731±26 ⁽²⁾
Granitoides de Vila Planalto	Subcircular	Sienogranito e monzogranito	Tipo-A (?)	2747±2 ⁽³⁾
Granitoides tipo Planalto de Canaã dos Carajás	Dois corpos alongados, direção NE-SW	Monzogranito (+ abundantes) e sienogranitos	?	2734±4 ⁽⁴⁾ 2733±2 ⁽¹²⁾ 2736±4 ⁽¹²⁾
Granitoides tipo Planalto de Vila Feitosa	Corpo alongado, direção E-W	Monzogranito (+ abundantes) e sienogranitos	Tipo-A (?)	2734±2 ⁽⁵⁾ 2734±4 ⁽⁸⁾
Granitoides tipo Planalto de Velha Canadá	Alongado, direção E-W	Tonalítica a granodiorítica	?	2748±2 ⁽⁶⁾ 2749±3 ⁽⁶⁾
Granito de alto K de Vila Jussara	Dois corpos de forma alongada, na direção E-W, e subcircular	Monzogranito (+ abundantes) e sienogranitos	Tipo-A (?)	2754±2 ⁽⁷⁾
Granitoides de Vila Jussara e Nova Canadá	Alongados, direção próxima a E-W	Monzogranitos a Tonalitos	?	2733±2 ⁽⁹⁾ 2747±2 ⁽¹⁰⁾
Granitoides de Vila Cedere III	Corpos alongados, direção E-W (intrusivos e associados no Diopsídio-Norito Pium)	Granodiorito (CDM-02) Granodiorito (CMD-01) Monzogranito (AMD-02) Monzogranito (AMD-03) Sienogranito (AMD-01B) Tonalito (AMD-01A) Monzogranito (TDM-01) Monzogranito (TDM-03) Granodiorito (TDM-13)	?	2740±1 ⁽¹¹⁾ 2733±1 ⁽¹¹⁾ 2732±1 ⁽¹¹⁾ 2735±2 ⁽¹¹⁾ 2736±2 ⁽¹¹⁾ 2741±1 ⁽¹¹⁾ 2742±1 ⁽¹³⁾ 2740±1 ⁽¹³⁾ 2740±1 ⁽¹³⁾
Granitoides de Vila Ouro Verde	Corpos alongados, stock, direção E-W	Hiperstênio Trondhjemitó (Enderbitó)	?	2740±6 ⁽¹⁵⁾ 2754±1 ⁽¹⁵⁾
Granitoides tipo Planalto de Vila Ouro Verde	Corpos alongados, stock, direção E-W	Monzogranitos, granodioritos e sienogranitos	Tipo-A	2747±1 ⁽¹⁵⁾ 2744±6 ⁽¹⁵⁾
Suíte Pedra Branca	Alongado, direção próxima a E-W	Tonalítica e trondhjemitica	Tipo-A	2749±6 ⁽⁴⁾ 2765±39 ⁽⁴⁾ 2750±5 ⁽¹²⁾
Diopsídio-Norito Pium e rochas associadas (charnoquitos)	Alongado, direção E-W	Noritos, ± gabronoritos, quartzo-gabros quartzo-gabro (charnoquitos)	?	2745±1 ⁽¹⁴⁾ 2744±1 ⁽¹⁴⁾ 2735±5 ⁽¹²⁾

Fonte: 1 - Sardinha (2002), 2: Barros et al. (2009), 3: Huhn et al. (1999), 4: Sardinha et al. (2004), 5: Santos R.V. et al. (2010), 6: Souza (2009), 7: Silva (2009), 8: Sardinha (2005), 9: Santos P. (2010), 10: Sousa (2010), 11: Galarza et al. (2011, 2012), 12: Feio et al. (2012, 2013), 13: Rodrigues (2013), 14: Santos R.D. et al. (2013), 15: Marangoanha (dados não publicados).

Com os novos trabalhos obtidos na região de Canaã dos Carajás, as principais unidades aflorantes na área de estudo são as rochas do Complexo Xingu, o *Greenstone belt*

Sapucaia, o Granito Boa Sorte, o Diopsídio-Norito Pium e rochas charnoquíticas associadas, as Suítes Plaqué, Planalto e Pedra Branca, além do Granito Rio Branco.

Complexo Xingu

Esta unidade inclui corpos gnáissico-migmatíticos (tonalitos, trondhjemitos e/ou granodioritos), granulitos e granitoides, além de rochas supracrustais. Segundo Feio (2011), o avanço do conhecimento geológico permitiu demonstrar que o referido complexo era na realidade formado por diversos corpos de granitoides, passíveis de serem individualizados e, conseqüentemente, levou ao abandono do termo Complexo Xingu no domínio Bacajá (Macambira *et al.* 2001; Vasquez *et al.* 2005, 2008a) e no Domínio Rio Maria (Leite 2001; Dall'Agnol *et al.* 2006; Vasquez *et al.* 2008b). Portanto, o termo Complexo Xingu acha-se atualmente restrito apenas ao Domínio Carajás (Vasquez *et al.* 2008a), correspondendo aqui à Bacia Carajás e ao domínio Canaã dos Carajás. Segundo Delinardo *et al.* (2015) esse complexo é composto na área por diopsídio-hornblenda-plagioclásio gnaisse (2,96 Ga, U-Pb SHRIMP IIe, zircão de leucossoma) e quartzo anfiolito intercalados a ortopiroxênio-diopsídio gnaisse, variavelmente migmatizados. Os protólitos (3,07 Ga, U-Pb SHRIMP IIe, zircão de mesossoma) do ortopiroxênio-diopsídio gnaisse representam tonalitos e granodioritos (TTG) com características de rochas geradas pela fusão parcial de metabasaltos hidratados com granada e anfiólio residual. Avelar *et al.* (1999) obtiveram na região de Tucumã uma idade de 2972±16 Ma (Pb/Pb em zircão) para um gnaisse de composição granodiorítica incluído por eles no Complexo Xingu. Por sua vez, nos arredores da cidade de Curionópolis, Machado *et al.* (1991) obtiveram uma idade de 2859±2 Ma e 2860±2 Ma, em um leucossoma, interpretado como formado no último episódio de migmatização, afetando rochas daquele complexo.

Greenstone belt Sapucaia

O Grupo Sapucaia foi formalizado por Araújo e Maia (1991) como uma sequência tipo *greenstone belt*. Segundo as descrições de Araújo e Maia (1991) e Macambira e Vale (1997), o *Greenstone belt* Sapucaia é constituído de rochas metaultramáficas (serpentinitos e xistos com actinolita, tremolita, clorita, talco, antigorita, crisotila, antofilita e opacos) de afinidade komatiítica com textura *spinifex*, metamáficas (xistos actinolíticos), metadacitos e metassedimentares (xistos micáceos e quartzosos), com subordinados quartzitos e formações ferríferas bandadas fácies óxido (Vasquez *et al.* 2008a). Apesar da ocorrência de segmentos dispersos na porção sul do Domínio Carajás, admite-se que o Grupo Sapucaia faz parte da evolução do Domínio Rio Maria, e, portanto, é correlacionável às sequências *greenstone belts* com idades de 3,00 Ga ou 2,87 Ga que ocorrem neste domínio, visto que inexistem dados geocronológicos para estes (Vasquez *et al.* 2008a). Fora da área de estudo, na região de Água Azul do Norte essa sequência

compreende três unidades: (i) unidade metaultramáfica (antofiita-clorita-tremolita xisto, clorita-actinolita xisto e talco xisto); (ii) unidade metamáfia (anfiolitos); e (iii) unidade metassedimentar (biotita-muscovita xisto com almandina), estas rochas foram metamorfiadas na fácies xisto verde a anfiolito inferior (Sousa S.D. *et al.* 2015).

Granito Boa Sorte

O Granito Boa Sorte ocorre no extremo SW da área de trabalho, é caracterizado por um batólito alongado na direção E-W e concordante com a estruturação regional. Rodrigues *et al.* (2014) caracterizaram este plúton como formado por biotita leucomonzogranitos com diferentes graus de deformação e que afloram como blocos *in situ* ou rolados, com idade mínima de cristalização de 2857±2 Ma (Pb-Pb em zircão). Porém, foram encontradas idades herdadas de 2895±4 Ma, 2920±3 Ma, 3017±5 Ma. Idades U-Pb em zircão por LA-ICP-MS indicaram idades discórdia de 2964±42 Ma e 2885±26 Ma e também foi obtida uma idade concórdia U-Pb SHRIMP de 2847±4 Ma interpretada como a idade de cristalização deste plúton (Santos P.L. 2016).

Diopsídio Norito Pium

O Diopsídio Norito Pium é restrito ao Domínio Canaã dos Carajás. É constituído por noritos (± gabronoritos), quartzo-gabros com variações para enderbitos e, de maneira restrita, rochas cumuláticas. Relações de contemporaneidade (*magma mingling*) são observadas, uma vez que a variedade de composição norítica ocorre ora como enclaves angulosos e de contatos retilíneos no interior das rochas quartzo-gabroicas, evidenciando alto contraste de viscosidade, ora como um enxame de enclaves arredondados (*blebs*/autólitos) no interior da variedade hornblenda-gabro, agrupadas em serras alinhadas com direção E-W (Santos R. *et al.*, 2008, Santos R. 2012, Santos R. *et al.* 2013). Pidgeon *et al.* (2000) obtiveram idades U-Pb em zircão de 3002±14 Ma e de 2859±9 Ma, que provavelmente corresponderia à idade de um xenólito de rocha enderbítica no plúton gabroico, interpretadas como cristalização e metamorfismo do protólito ígneo, respectivamente. No entanto, Ricci e Carvalho (2006) argumentam que a rocha datada não é representativa do corpo em questão podendo supostamente se tratar de um xenólito do Ortogranulito Chirrim-Cateté. Idades Pb-Pb em zircão obtidas para as variedades do Diopsídio-Norito Pium de 2745±1 Ma a 2744±1 Ma são consideradas idades de formação desse corpo (Santos R. 2012, Galarza *et al.* 2012 e Santos R. *et al.* 2013), e divergem daquelas inicialmente obtidas por Pidgeon *et al.* (2000).

Suíte Plaquê

Esta unidade foi interpretada inicialmente como corpos gerados concomitantemente à evolução do Cinturão Itacaiúnas, redefinindo-os como Granito Estratóide Plaquê (Araújo *et al.*, 1991). Os corpos que definem esta unidade seriam compostos predominantemente por granitos, com biotita e/ou anfibólio ± muscovita, de coloração rosa clara a rosa avermelhada, granulação média a grossa, equi ou inequigranulares, com tipos pouco foliados ou apresentando pronunciada foliação milonítica e exibindo microtexturas porfiroclásticas ou granolepidoblásticas (Araújo e Maia 1991; Macambira e Vale 1997). Devido às similaridades com os granitos Planalto, estudos recentes correlacionam esta unidade à Suíte Planalto. Dados geocronológicos, obtidos para esta unidade, na região de Tucumã, forneceram idades Pb-Pb em zircão de 2729 ± 29 Ma (Avelar 1996) e 2736 ± 24 Ma (Avelar *et al.* 1999).

Suíte Planalto

A Suíte Planalto consiste em vários plútons graníticos lenticulares, alongados com menos de 10 km na maior dimensão, geralmente limitados por zonas de cisalhamento e orientados concordantemente à direção E-W. Estes plútons são intrusivos nas unidades granitoides neoarqueanas do Diopsídio-Norito Pium e supracrustais do Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988) e elas são espacialmente associadas às rochas máficas do Diopsídio-Norito Pium, às rochas charnoquíticas e à Suíte Pedra Branca (Feio *et al.* 2013). Estes são subalcalinos metaluminosos a fracamente peraluminosos com afinidade tipo-A com idades de 2747 ± 2 Ma (Huhn *et al.* 1999) e 2734 ± 4 Ma (Sardinha *et al.* 2004). Estes granitos foram caracterizados por Gomes (2003), na porção leste de Canaã dos Carajás, como monzogranitos, sienogranitos e raros álcali-feldspato granitos que possuem hornblenda, biotita ou ambos como principais minerais máficos (M= 5-15%).

Suíte Pedra Branca

A Suíte Pedra Branca consiste em pequenos corpos espacialmente associados aos plútons da Suíte Planalto. A suíte é composta de granitoides sódicos fortemente deformados (tonalito e trondhjemitó), com hornblenda e biotita como principais minerais máficos, titanita, allanita, zircão e apatita como minerais acessórios e, localmente, relíquias de clinopiroxênio. Apresenta foliação subvertical E-W, relacionada à deformação dúctil

(Gomes e Dall'Agnol 2007). Dados geocronológicos forneceram idades de 2749±6 Ma e 2765±39 Ma (Pb-Pb e U-Pb em zircão, respectivamente; Sardinha *et al.* 2004). Feio *et al.* (2013) obtiveram uma idade concórdia U-Pb em zircão de 2750±5 Ma.

Granito Rio Branco

É um stock paleoproterozoico intrusivo no biotita monzogranito arqueano Cruzadão. Ocorre ao nordeste de Vila Cedere III, à oeste da cidade de Canaã dos Carajás e, ao sul da mina de cobre do Sossego na Província Carajás. É constituído por sienogranitos não deformados e isotrópicos, hololeucocráticos, em geral de granulação média. Dados geocronológicos forneceram uma idade média Pb-Pb em zircão de 1,89 Ma (Santos P.A. *et al.* 2013).

As unidades citadas podem ser observadas no mapa geológico e de amostragem da área de estudo na Figura 2.

MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo petrográfico envolveu a descrição macroscópica e microscópica de 14 amostras de rochas. Deste total, 9 amostras são provenientes de três relatórios de Iniciação Científica PIBIC/FAPESPA (2009-2010) e PIBIC/CNPq (2011-2012) e 5 amostras de TCC (2013), e teve como finalidade a classificação das rochas estudadas, bem como a identificação das associações minerais, aspectos texturais e microestruturais. As amostras estudadas foram AMD-01A, AMD-01B, AMD-02, AMD-03, CMD-01, CMD-02, TDM-01, TDM-02, TDM-03, TDM-04, TDM-05, TDM-09, TDM-13 e FDM-02.

Utilizou-se um microscópio petrográfico e foram realizadas análises modais nessas amostras, utilizando-se um contador de pontos, da marca Swift, onde foram contados em média 1.800 pontos por amostra. Os dados assim obtidos foram posteriormente plotados no diagrama QAP para classificação (Streckeisen 1976; LeMaitre *et al.* 2002), permitindo assim classificar adequadamente as rochas estudadas, conforme estabelecido pela IUGS.

O estudo geocronológico abrangeu as metodologias Pb-Pb por evaporação-ionização em cristais de zircão, para a obtenção da idade de cristalização e Sm-Nd em rocha total, para se estabelecer a idade modelo T_{DM} e o parâmetro petrogenético $\epsilon_{Nd}(t)$ das rochas estudadas.

Método Pb-Pb por evaporação-ionização em zircão

Objetivando-se caracterizar e posicionar no tempo os granitoides associados e intrusivos ao Diopsídio-Norito Pium, se aplicou o método de datação por evaporação-ionização de Pb em zircão, utilizando um Espectrômetro de Massa de Termo-Ionização com multicoletores, TIMS, da marca Thermo Finnigan modelo MAT 262 do Laboratório de Geologia Isotópica, Pará-Iso, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará.

Foram coletados cerca de 15 kg de amostra. Estas amostras foram trituradas, pulverizadas e peneiradas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA/UFGA), as frações granulométricas utilizadas foram entre 250-180µm, 180-125µm e 125-75µm, em seguida foram separadas com auxílio de um elutriador. Na etapa seguinte foi utilizado o separador magnético Isodynamic Frantz para a separação dos minerais magnéticos, e após a separação, a amostra foi levada para a concentração por líquidos pesados (bromofórmio). Os cristais de zircão foram então triados manualmente sob uma lupa binocular, selecionados, fotografados e separados para a análise espectrométrica.

Procedimento Analítico: O método de datação foi desenvolvido por Köber (1986), sendo sua adaptação ao Laboratório Pará-Iso apresentada por Gaudette *et al.* (1998). O princípio do método é baseado no processo de evaporação-ionização do chumbo contido em um cristal de zircão, em etapas sucessivas de aquecimento no TIMS. Essa técnica posiciona frente a frente dois filamentos de rênio, sendo um de evaporação em forma de canoa, onde o cristal de zircão é aprisionado, e um de ionização, a partir do qual o Pb é analisado (Köber 1987).

Geralmente, são realizadas três etapas de evaporação a 1450°C, 1500°C e 1550°C, com intervalos de tempo de 3 a 5 minutos de evaporação para cada etapa. O Pb evaporado deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido a temperatura ambiente. Dependendo da quantidade de Pb que o cristal contém e de sua capacidade em se fixar no filamento de ionização, pode-se realizar até três ou mais etapas de evaporação. Passado o tempo de evaporação, o filamento é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050°C até 1200°C, e o Pb ali depositado é ionizado.

Em cada etapa de ionização são obtidos 5 blocos de dados (análise em contador de íons), gerando um bloco com 8 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A partir das médias das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos define-se uma idade para cada etapa de ionização. Em geral, são consideradas as idades obtidas nas etapas de mais alta temperatura que são as mais representativas da idade de cristalização do mineral, eliminando-se as etapas de mais baixa temperatura

e as etapas eliminadas subjetivamente de acordo com as normas seguidas no Laboratório Pará-Iso (Gaudette *et al.* 1998). Esses resultados são representados em um diagrama Idade (Ma) versus os zircões analisados com desvios a 2σ e as correções do Pb de contaminação e inicial são feitas mediante uso do modelo do Pb em estágio duplo proposto por Stacey e Kramers (1975), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram corrigidas para um fracionamento de massa de $0,07\pm 0,03\%$ por u.m.a. determinados a partir de análises repetidas do padrão NBS-982. Para o tratamento estatístico dos resultados analíticos, como o cálculo da idade, erro analítico e diagrama utilizaram-se os softwares Zircão (Pará-Iso) e Isoplot de Ludwig (2004).

Método Sm-Nd em rocha total

Este método envolve a preparação prévia, com a trituração seguida de pulverização, moagem e quarteamento de cerca 1 kg de amostra. A etapa de trituração foi realizada na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências da UFGA. O quarteamento e pulverização foram realizados no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso). A pulverização foi feita de forma manual com a utilização de Gral de Agatha, até que se atingisse uma granulação muito fina necessária para o ataque químico.

Procedimento Analítico: As técnicas analíticas de abertura/separação Sm-Nd em rocha total foram realizadas no Laboratório Pará-Iso, utilizando o spike $^{150}\text{Nd}/^{149}\text{Sm}$ em 100 mg de rocha seguindo a metodologia descrita por Oliveira *et al.* (2008). A esta mistura foi adicionado HF + HNO₃ em frasco de Teflon dentro de recipiente PARR a 150°C por uma semana. Após a evaporação, uma nova adição de HF + HNO₃ foi realizada e a solução foi colocada para secar e em seguida diluída com HCl (6N). Concluída a secagem foi diluída com HCl (2N). Após a última evaporação, os elementos terras raras (ETR) foram separados dos outros elementos por troca cromatográfica usando a resina Dowex 50WX-8, HCl (2N) e HNO₃ (3N). Após isso, Sm e Nd foram separados dos outros ETR por troca cromatográfica aniônica usando resina Dowex AG1-X4 com a mistura de HNO₃ (7N) e metanol. As frações concentradas de Sm e Nd coletadas são então evaporadas. Em seguida, 1 mL de HNO₃ ** (2%) é adicionado em cada fração, separada de Sm e Nd, e as amostras são levadas ao espectrômetro ICP-MS para leitura de suas razões isotópicas em média de dez (Nd) a seis (Sm) blocos cada amostra. Durante o período das análises isotópicas, as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, (o fracionamento de massa foi corrigido no modo exponencial), os padrões de Nd "La Jolla" e solução de calibração Neptune forneceram valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,511834 (+5) e 0,511732 (+9) (2σ , média de 50 leituras), respectivamente.

PETROGRAFIA

Análise Modal

A Tabela 2 apresenta as composições modais das rochas estudadas. Estes granitoides são rochas leucocráticas (com índice de cor de 15-30), de cor cinza levemente rosada com cristais equigranulares a inequigranular de granulação predominantemente grossa, constituídos mineralogicamente por álcali-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda (Fig. 3). Estas rochas apresentam-se de moderada a fortemente deformadas,

ressaltando uma foliação milonítica. No nível microscópico estes corpos granitoides mostram o conteúdo mineralógico formado essencialmente por microclina, plagioclásio e quartzo. Biotita e hornblenda são os minerais máficos principais. Os minerais acessórios são representados principalmente por apatita, epidoto, zircão, titanita, allanita, escapolita e minerais opacos. A partir dos dados petrográficos pode-se constatar que os granitoides podem ser classificados predominantemente como monzogranitos com pequenas variações no campo do sienogranito, granodiorito e tonalito como mostra o diagrama de Streckeisen (1976), Figura 4.

Tabela 2 - Composições modais dos granitoides da região de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás.

Petrologia	BHT	BSG	BHGD			HBMzG				BHMzG				HMzG
Amostras	AMD-01A	AMD-01B	CMD-01	CMD-02	TDM-13	AMD-02	AMD-03	TDM-02	FDM-02	TDM-01	TDM-03	TDM-04	TDM-09	TDM-05
Coord. LAT.	9277038	9277038	9272094	9273734	9275290	9278592	9277904	9270509	9275474	9278617	9270968	9271212	9272719	9270459
Coord. LONG.	576266	576266	578623	572709	570849	576704	566975	597908	610178	606875	595672	594927	577028	593526
Quartzo	37.5	39.0	31.1	25.9	23.7	29.1	24.0	25.9	30.7	25.4	23.8	26.6	25.6	21.0
Álcali-feldspato	3.6	50.0	9.3	10.4	21.4	30.1	27.2	22.5	23.9	31.1	25.7	27.5	38.6	24.3
Plagioclásio	44.7	7.0	42.0	40.9	45.3	33.5	31.3	37.4	40.5	24.7	27.3	28.6	21.8	40.6
Hornblenda	7.9	-	10.2	12.4	4.7	2.1	5.3	1.6	1.6	8.3	18.6	8.1	9.1	9.8
Biotita	4.0	2.8	5.0	7.3	3.2	3.1	9.5	10.6	2.8	5.3	2.6	8.1	4.3	-
Zircão	0.1	0.1	Tr	Tr	Tr	0.1	0.1	1.0	0.2	0.2	0.3	0.1	Tr	Tr
Titanita	0.5	-	0.2	0.7	-	1.2	1.0	-	Tr	1.4	0.2	-	-	-
Apatita	0.1	-	0.1	0.2	-	-	-	-	-	Tr	Tr	-	-	-
Alanita	0.2	0.2	Tr	Tr	-	0.1	-	-	Tr	-	-	-	-	0.2
Epidoto	0.1	0.3	-	-	-	0.3	0.1	-	-	-	-	-	-	1.3
Opacos	1.0	0.6	0.2	0.1	0.8	0.3	1.5	1.0	-	1.5	1.1	0.7	-	0.7
Clorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-	1.7
Escapolita	0.3	-	1.8	1.7	-	0.1	-	-	-	-	-	-	0.1	Tr

Nº de pontos = 1800, T= tonalito, SG= sienogranito, GD= granodiorito, MzG= monzogranito, B= biotita, H= hornblenda, Tr= traços

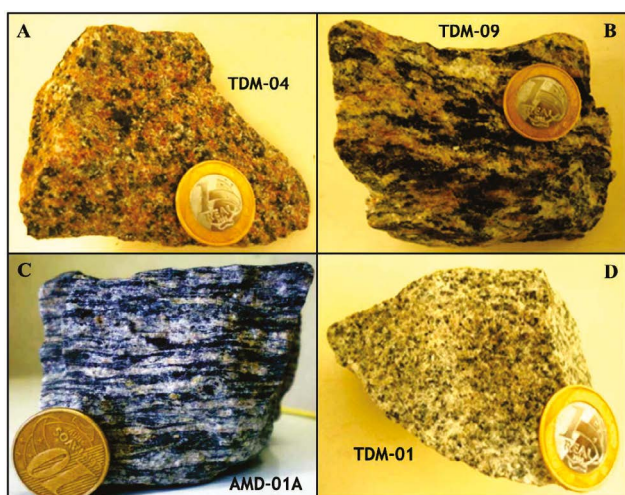


Figura 3 - Aspectos mesoscópicos dos granitoides estudados: A) biotita-hornblenda monzogranito pouco deformado, exibindo granulação grossa e textura granular. B) biotita-hornblenda monzogranito com granulação grossa e foliação espaçada. C) biotita-hornblenda tonalito exibindo foliação milonítica definida pelo alinhamento de minerais máficos e félsicos. D) biotita-hornblenda monzogranito mostrando textura granular fina com o predomínio de plagioclásio na rocha.

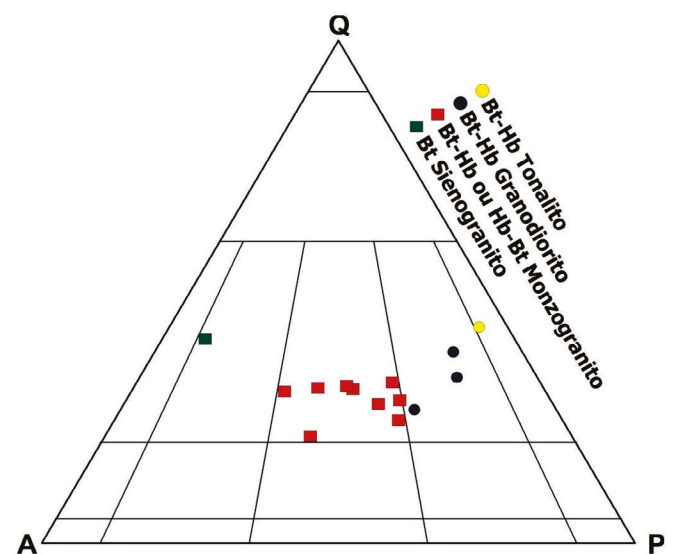


Figura 4 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976) de classificação de rochas plutônicas mostrando o posicionamento das amostras dos granitoides da região de estudo.

Biotita-hornblenda tonalito

Esta variedade é representada apenas pela amostra AMD-01A e é composta por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, hornblenda e biotita. Em menor proporção ocorrem titanita, apatita, allanita, epidoto, zircão e minerais opacos. A foliação milonítica é bem desenvolvida, sendo definida pelo alinhamento de minerais ferromagnesianos e félsicos segundo uma direção preferencial. Microscopicamente podem ser observadas as seguintes texturas: equigranular como a textura granular hipidiomórfica, caracterizada pelo predomínio de minerais subédricos; feições de intercrescimento micropertítico, onde se observa lamelas de plagioclásio dispostas em um cristal hospedeiro de álcali-feldspato, além da presença de textura de sobrecrecimento tipo corona, caracterizada pela presença de minerais opacos manteados por coroas de titanitas.

O plagioclásio é a fase dominante e geralmente ocorre como cristais inequigranulares de granulação fina e média, hábito prismático, subautomorfos e muito fraturados. Por vezes, as maclas apresentam-se contorcidas caracterizando *kink bands*. Mantém contatos regulares entre si e irregulares com cristais de quartzo. Localmente, possuem pequenas inclusões de quartzo, biotita e minerais opacos. São caracterizados por exibir moderada extinção ondulante, além de formação de subgrãos e novos grãos nas bordas dos porfiroclastos (Fig. 5B). Em alguns pontos observa-se que estes cristais estão moderados a fortemente alterados pela presença de sericita além de escapolita. Esta última ocorre como mineral secundário produto da alteração sódica do plagioclásio.

O quartzo ocorre de duas formas: A primeira como cristais de granulação média que se organizam em bandas orientadas, mostrando hábito granular xenomorfo e contatos irregulares entre si. A segunda ocorre como material recristalizado que integra a parte mais fina da rocha, que por vezes, mostra-se suborientado. Estes contornam os cristais de plagioclásio que se alternam com os cristais de quartzo (Fig. 5A).

Os cristais de álcali-feldspato são xenomorfos, de granulação fina e extinção ondulante moderada. Apresentam pequenas inclusões de plagioclásio e quartzo, com os quais mantém contato reto. Em alguns pontos podem ser observadas alterações para argilominerais.

A hornblenda é o mineral máfico dominante e apresenta formas prismáticas subautomorfas. Alguns cristais apresentam bordas corroídas. Seu pleocroísmo varia de castanho pálido a castanho (x), verde escuro (y) e verde azulado (z) (Fig. 5C). Possui inclusões de quartzo. Mantém comumente contato irregular com opacos e contato reto com apatita e biotita. Por vezes, a hornblenda é substituída por biotita ao longo de seus planos de clivagem através de reações peritéticas durante a cristalização magmática.

A biotita apresenta-se preferencialmente como lamelas subautomorfas alongadas, suborientadas (Fig. 5D), integrando a parte mais fina da rocha e contornando os cristais de plagioclásio. Mostra pleocroísmo moderado a forte, definido por tons de amarelo pálido (x = y) a marrom esverdeado (z). Localmente, apresenta maclamento simples, pequenas inclusões de apatita e mantém contato reto com minerais opacos. Em algumas porções observaram-se cristais de biotita alterados para clorita (cloritização).

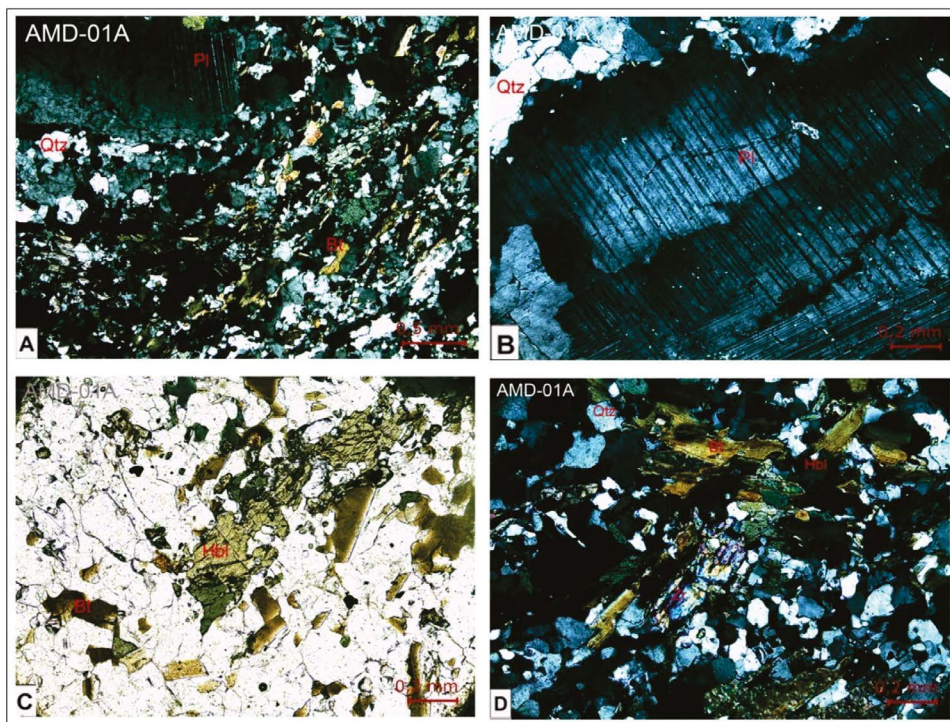


Figura 5 - A) Fotomicrografia exibindo o aspecto textural geral da fácies biotita-hornblenda tonalito. Notar a presença de porfiroclasto de plagioclásio exibindo maclamento tipo albita circundado por matriz intensamente recristalizada. B) Porfiroclasto de plagioclásio microfraturado exibindo extinção ondulante e presença marcante de subgrãos formados em resposta a processos de recristalização. C) Agregado de minerais máficos alinhados segundo uma direção preferencial, definindo a foliação da rocha. D) fotomicrografia mostrando a disposição dos cristais de biotita, hornblenda e zircão subédrico sob nicóis cruzados.

Biotita sienogranito

A partir da análise petrográfica foi caracterizada uma amostra deste litotipo (AMD-01B). Esta rocha é composta por álcali-feldspato (fase dominante), quartzo, plagioclásio e biotita. Os constituintes menores são representados por zircão, allanita, epidoto, minerais opacos e titanita. Do ponto de vista textural predomina a textura granular hipidiomórfica, além da textura porfírica.

Os cristais de feldspato alcalino ocorrem nas seguintes formas: (1) como porfiroclastos, e (2) como recristalizados de granulação fina (Figura 6A). Os porfiroclastos são hipidiomórficos a xenomórficos, com dimensões de aproximadamente >3mm, e comumente exibem maclamento do tipo xadrez. Apresentam bordas irregulares e a formação de subgrãos e novos grãos é comum, havendo o desenvolvimento da estrutura manto-núcleo (Fig. 6B). Os cristais de K-feldspato que compõem a matriz são idiomórficos a hipidiomórficos, com aspecto tabular e granulação fina. Em algumas porções podem-se observar inclusões de quartzo, além de cristais alterados para argilominerais.

O quartzo ocorre como cristais automorfos de tamanho <1mm, e geralmente exibe forte extinção

ondulante. Ocorre principalmente de duas formas: como fitas orientadas (*ribbon*) e como agregados cristalinos, integrantes da parte mais fina da rocha. Estes circundam os cristais de plagioclásio e microclina (Fig. 6B) e reagem com as bordas dos mesmos. Seus contatos são irregulares entre si e entre os cristais de plagioclásio e localmente podem ocorrer na forma de inclusões.

Os cristais de plagioclásio ocorrem em menor proporção. Os cristais são inequigranulares, de granulação fina e média, xenomorfos e subautomorfos. Apresentam maclamentos Carlsbad e maclamentos polissintético e podem ainda exibir zoneamento normal concêntrico. Seus contatos geralmente são retílineos e irregulares entre si, podendo exibir junções tríplexes em algumas porções, definindo uma textura granoblástica poligonal.

A biotita ocorre com cristais inequigranulares, de granulação média e grossa, na forma de lamelas subautomorfas prismáticas orientadas a suborientadas, ressaltando a foliação da rocha. Seu pleocroísmo é moderado variando de tons creme amarelado (x = y) a marrom avermelhado (z). Pode apresentar localmente maclamento simples e inclusões de quartzo e apatita.

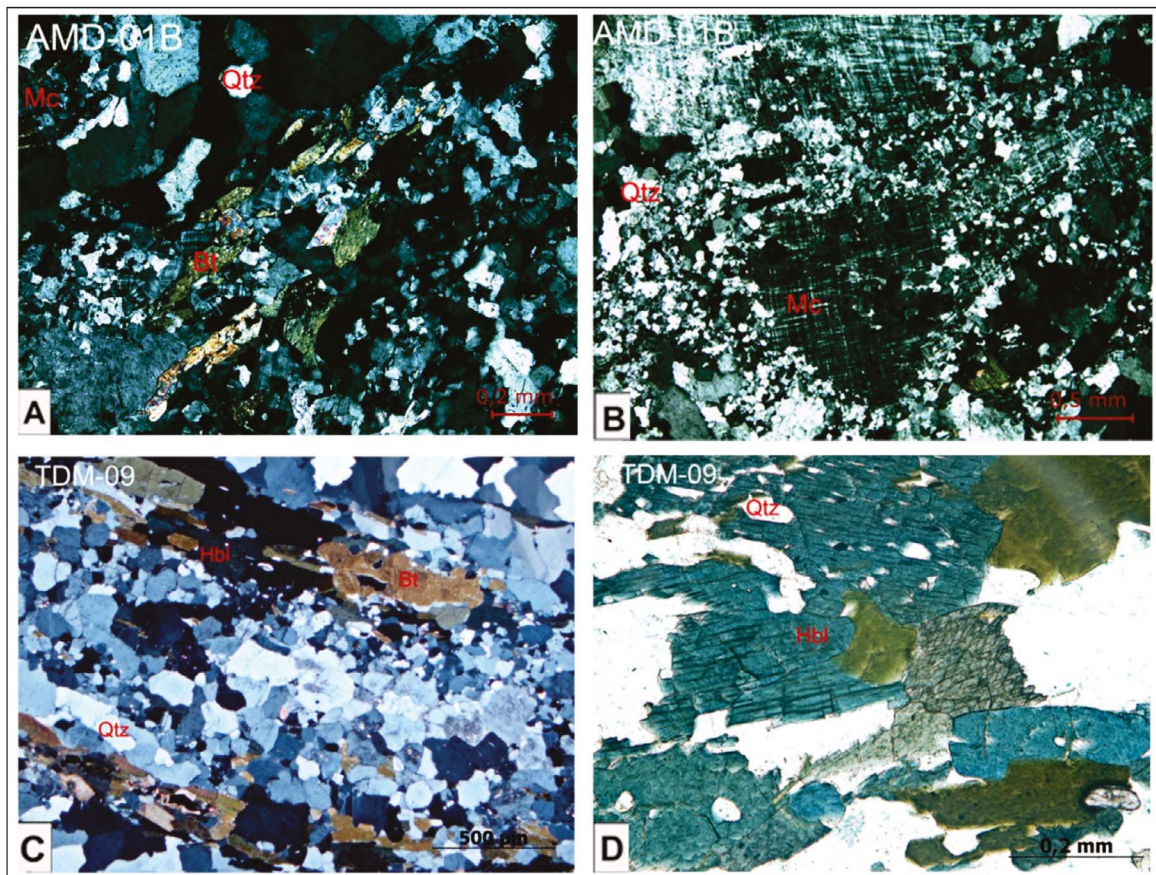


Figura 6 - Fotomicrografias da fácies biotita sienogranito. A) Cristais de K-feldspato de granulação fina incorporados na matriz da rocha. B) Porfiroclasto de feldspato alcalino hipidiomórfico a xenomórfico, com moderada extinção ondulante e maclamento tipo xadrez. Há a intensa formação de subgrãos e novos grãos principalmente nas bordas do cristal, caracterizando a textura manto-núcleo.

Biotita-hornblenda granodiorito

Esta fácies corresponde às seguintes amostras: CMD-01, CMD-02, TDM-13. Estas rochas são constituídas de plagioclásio, álcali-feldspato, quartzo além de biotita e hornblenda. Os constituintes menores são representados por zircão, titanita, alanita, apatita e minerais opacos. Do ponto de vista textural, podem ser observadas desde texturas equigranulares como a textura granular hipidiomórfica, caracterizada pelo predomínio de minerais subédricos (Fig. 7A), textura porfirítica, evidenciada pelos fenocristais principalmente de microclina, imersa em matriz quartzo-feldspática, texturas de intercrescimento mirmequítico, feições micropertíticas, além da presença de texturas de sobrecrescimento tipo corona, em que se observa cristais de titanita bordejando minerais opacos (ilmenita?, Fig. 7C).

O plagioclásio geralmente forma cristais anédricos e subédricos de granulação média a grossa, por vezes com maclamento albita. Apresenta fraca alteração para argilomineral e, localmente, forte alteração para sericita (sericitização; Fig. 7B), além da presença de escapolita. Por vezes, apresenta zoneamento, com o núcleo mais cálcico em relação à borda. Seus contatos são retilíneos e irregulares entre si e com os demais minerais. É comum ocorrer processos de recuperação e recristalização, com formação de subgrãos e neogrãos, respectivamente (Fig. 7F).

Os cristais de microclina mostram-se inequigranulares, com fenocristais podendo atingir até 2,2 mm. Apresenta maclamento xadrez difuso (Fig. 7F), com alguns cristais mostrando-se moderadamente alterados para argilominerais. Os contatos são predominantemente irregulares, com eventuais contatos retilíneos.

O quartzo ocorre como cristais inequigranulares anédricos e subédricos, de granulação média e grossa, e contatos retilíneos, por vezes interlobados com os cristais de plagioclásio. Em sua maioria, encontram-se recristalizados ou, mais comumente, como subgrãos (Fig. 7A).

A hornblenda apresenta cristais subautomorfos a xenomorfos, fortemente orientados (Figs. 7C e D). Por vezes encontra-se em contatos retos com a biotita, ou irregulares entre si. Seu pleocroísmo vai de moderado à forte, variando entre verde acastanhado (x), verde oliva (y), e verde azulado (z). Comumente, a hornblenda encontra-se corroída nas suas porções mais internas, principalmente ao longo dos planos de clivagens (CMD-01), com inclusões de quartzo e minerais opacos (Fig. 7D).

Os cristais de biotita possuem granulação predominantemente média, e ocorrem como lamelas alongadas (Fig. 6E), subautomorfas, com pleocroísmo moderado à forte, que varia de amarelo claro (x) a marrom avermelhado (z = y). Localmente podem ser observadas feições de deformação (*kink bands*). Em algumas porções, podem-se observar cristais de biotita associados à hornblenda, podendo encontrar-se nos planos de clivagens da mesma, como produto de uma transformação/alteração. Juntamente com a hornblenda, ocorrem fortemente orientadas, e marcam a foliação da rocha.

Biotita-hornblenda ou hornblenda-biotita Monzogranito

É representada pelas amostras AMD-02, AMD-03, TDM-02, FDM-02, classificadas como hornblenda-biotita monzogranitos; TDM-01, TDM-03, TDM-04 e TDM-09, como biotita-hornblenda monzogranitos; e TDM-05, como hornblenda monzogranito. Estas rochas são formadas predominantemente por plagioclásio, quartzo, álcali-feldspato, biotita e hornblenda. As fases acessórias correspondem a zircão, epidoto, titanita e minerais opacos, ocorrendo também em algumas amostras cristais de allanita e apatita. Texturalmente, podem ser observadas texturas equigranulares hipidiomórfica (Fig. 8A), intercrescimento micropertítico e tipo corona (Fig. 8B).

O plagioclásio ocorre como cristais xenomorfos a subautomorfos, apresentando contatos retilíneos, irregulares ou difusos entre si e outros minerais. Exibe maclamento polissintético e, em algumas porções, é possível observar um zoneamento normal concêntrico. Por vezes, essas maclas encontram-se obliteradas (TDM-04), ou pouco visíveis, em decorrência da forte alteração, resultando em minerais secundários como sericita e epidoto, além de cristais de escapolita.

Os cristais de microclina, em geral, são subautomorfos, com maclamento xadrez difuso e contatos retos com quartzo e biotita, e irregulares com hornblenda (Fig. 8E). Estes cristais também ocorrem como produtos da recristalização (Fig. 8D e E) juntamente com os cristais de quartzo, além da presença de cristais alterados para argilominerais (Fig. 8F).

O quartzo apresenta cristais xenomorfos a subautomorfos, inequigranulares finos a médios, por vezes estirados, acompanhando a orientação dos minerais micáceos (*ribbon quartz*; Fig. 8F). Ocorrem principalmente como subgrãos, com eventuais neogrãos.

A biotita apresenta-se na forma de lamelas, por vezes, com bordas corroídas. Seu pleocroísmo é definido pelas seguintes absorções: marrom pálido (x) e marrom avermelhado (y=z). Exibem, por vezes, moderada orientação, e cristais com clivagens deformadas (*kink bands*; Fig. 8C); e alguns casos, estes cristais estão parcialmente cloritizados. Os contatos entre si e com anfibólio são retilíneos, com raros contatos irregulares e interlobados com outros minerais.

A hornblenda ocorre como cristais subautomorfos, inequigranulares, de granulação fina e média. Seu pleocroísmo se define em verde pálido (x) a verde azulado (y=z). Por vezes, é possível observar a presença de microfaturas preenchidas, na maioria das vezes, por óxido de ferro.

Minerais como o zircão, alanita, titanita, apatita, minerais opacos e epidoto, ocorrem em proporções menores. Os cristais de epidoto podem ser representados por dois tipos morfológicos: Epidoto1: apresenta-se como cristal primário, subautomorfo (Fig. 8D), com pleocroísmo leve e pequenas inclusões de biotita. Epidoto2: mostra-se como produto de alteração principalmente do plagioclásio (TDM-05).

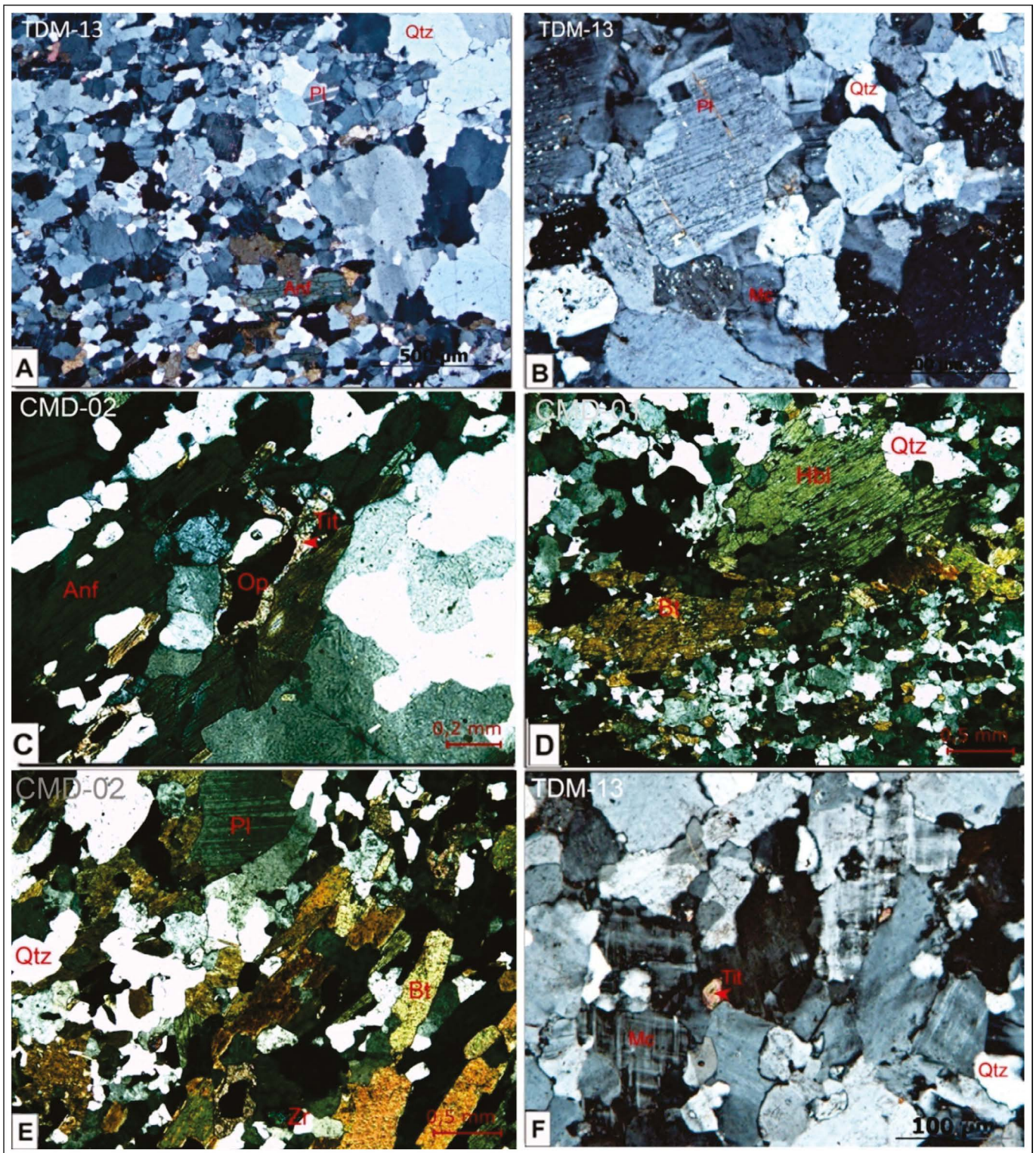


Figura 7 - Fotomicrografias da fácies biotita-hornblenda granodiorito: A) Aspecto geral mostrando textura inequigranular, com cristais maiores de feldspatos imersos em matriz, além da formação de subgrãos de quartzo, evidenciado por sua extinção ondulante; B) textura equigranular, com cristais de K-feldspato e plagioclásio de granulação grossa, esse último mostrando moderada a forte sericitização; C) Detalhe da textura de sobrecrecimento tipo, com cristais de titanita bordejando os minerais opacos (ilmenita?), além de cristais de hornblenda fortemente orientados, descrevendo a foliação da rocha; D) intercrescimento de quartzo e minerais opacos nos cristais de hornblenda; E) cristais de biotita fortemente orientados que, assim como a hornblenda, descreve a foliação da rocha; e F) cristais reliquias de plagioclásio (maiores) associados à neogrãos (menores).

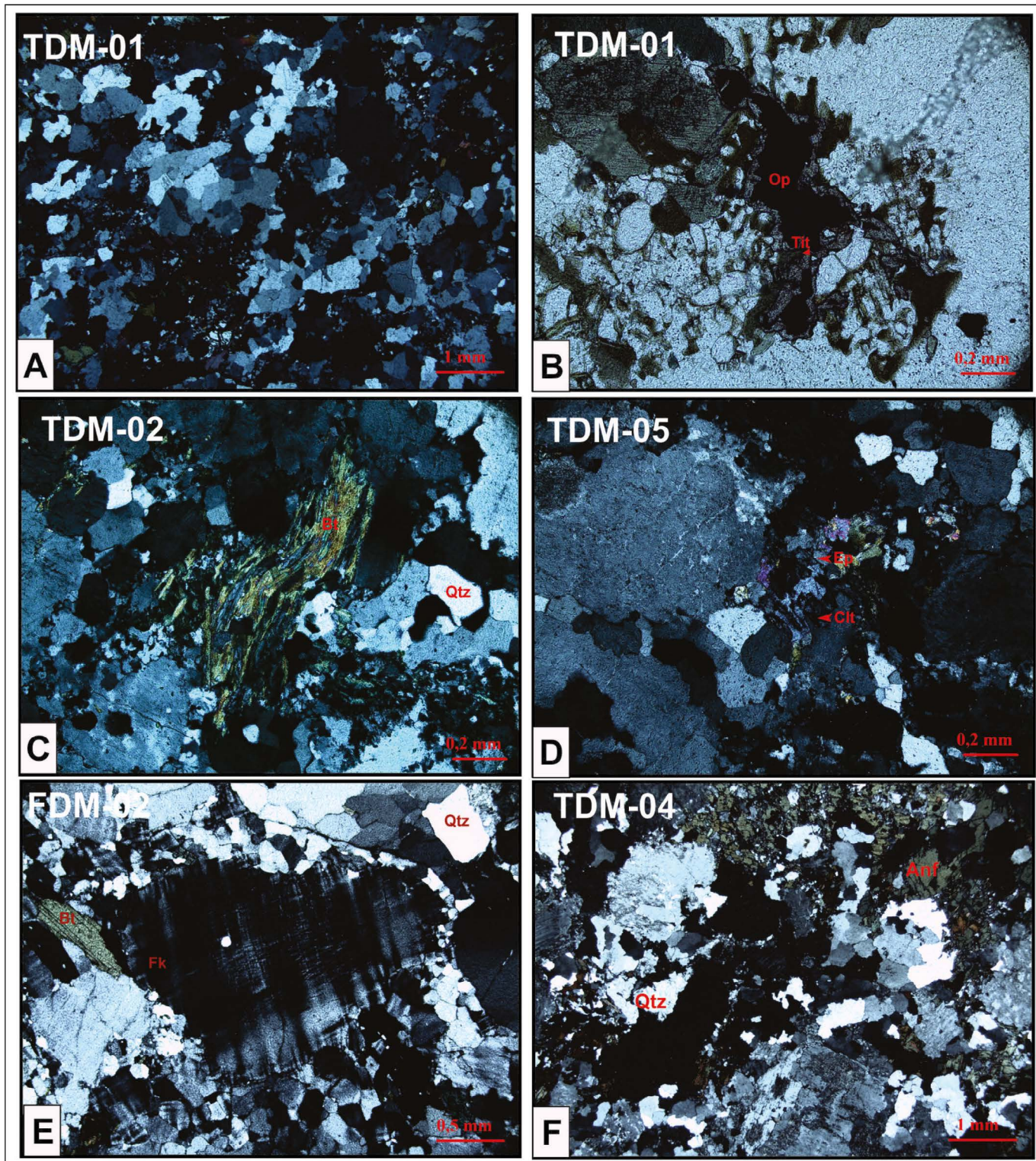


Figura 8 - Aspectos microscópicos gerais das fácies biotita-hornblenda ou hornblenda-biotita Monzogranito: A) aspecto geral da rocha, com destaque para a textura equigranular; B) Textura corona, com mineral opaco sendo bordado por titanita; C) cristais de biotita deformada, descrevendo textura kink band, e neogrãos e subgrãos de quartzo; D) neogrãos de microclina, associados à microclina reliquiar; E) textura núcleo-manto em pórfiro-clasto de K-feldspato; e F) cristais de quartzo estirados (quartz ribbon), descrevendo a foliação da rocha, e K-feldspato alterando para argilomineral.

GEOCRONOLOGIA

Geocronologia Pb-Pb em zircão

Os cristais de zircão selecionados para estas análises apresentam-se em geral com hábitos prismáti-

cos e formas bipiramidais zonados. São transparentes a marrom claro e algumas faces encontram-se microfaturadas e apresentam inclusões escuras e transparentes. Estes cristais possuem proporções comprimento-largura variáveis. Procurou-se eleger cristais sem evidências de metamictização e com poucas inclusões e fraturas.

Os resultados analíticos Pb-Pb em zircão das rochas estudadas são apresentados na tabela 3.

Biotita-hornblenda Tonalito

Foram selecionados para esta fácies AMD-01A 40 cristais de zircão e escolhidos para análise isotópica 15 cristais dos quais todos forneceram resultados isotópicos no espectrômetro de massa. No cálculo da idade foram utilizadas as análises de oito cristais, eliminando-se as etapas de mais baixa temperatura e as etapas eliminadas subjetivamente (no intervalo de 2460±125 a 2729±3 Ma). As etapas de alta temperatura forneceram uma idade média de 2741,2 ± 0,8 Ma (2σ) com MSWD = 0,97 (Fig. 9A).

Biotita-hornblenda Sienogranito

Na amostra AMD-01B foram selecionados 78 grãos da fração 180-125µm, na maioria dos casos, foi necessário introduzir de três a sete cristais em um mesmo filamento, por se tratar de zircões muito pequenos, para garantir sinal de Pb suficiente no espectrômetro de massa. Apesar das dificuldades 14 grupos de zircões foram selecionados e analisados, dos quais 11 apresentaram sinal de Pb satisfatório, com uma ou duas etapas de ionização obtidas. Os zircões eliminados forneceram idades no intervalo de 2567±8 a 2727±2 Ma. A idade calculada a partir de cinco grupos de zircões indicou uma idade média de 2737,5 ± 3,1 Ma (2σ) e MSWD = 1,9 (Fig. 9B).

Biotita-hornblenda Granodiorito

Para esta fácies foram selecionadas as amostras CMD-01, CMD-02 e TDM-13. Os cristais selecionados são da fração granulométrica 250-180µm e 180-125µm, que propiciaram sinal de chumbo satisfatório para análise isotópica. Dos 20 cristais de zircão, amostra CMD-01, 15 grãos foram selecionados para análise isotópica, dos quais 12 forneceram resultados isotópicos no espectrômetro de massa. As etapas dos zircões eliminados forneceram idades no intervalo de 2590±4 a 2725±10 Ma. No cálculo da idade foram utilizadas as análises de seis cristais que forneceram uma idade média de 2732,6 ± 1,3 Ma (2σ) e MSWD = 1,05 (Fig. 9C). Da amostra CMD-02 foram selecionados 20 cristais e nove foram escolhidos para análise isotópica dos quais todos funcionaram. As

etapas dos zircões eliminados indicaram idades no intervalo de 2664±5 a 2725±2 Ma. No cálculo da idade foram utilizadas as análises de sete cristais que indicaram uma idade média de 2738,9 ± 1,3 Ma e MSWD = 1,8 (Fig. 9D). Dos 44 cristais de zircão selecionados da amostra TDM-13, foram analisados 20, destes somente cinco cristais obtiveram dados satisfatórios para o cálculo da idade da rocha que forneceu uma idade média de 2739,5 ± 1,5 Ma com MSWD = 2,0 (Fig. 9E). As demais etapas dos cristais analisados foram eliminados do cálculo da idade por apresentarem razões ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb superiores a 0,0004 ou idades abaixo da média dos demais cristais no intervalo de 2020±262 a 2717±3 Ma.

Biotita-hornblenda ou hornblenda-biotita Monzogranito

As amostras selecionadas para análise isotópica para estas fácies são AMD-02, AMD-03, TDM-01 e TDM-03. Os grãos escolhidos pertencem às frações granulométricas 250-180µm e 180-125µm. Da amostra AMD-02 foram selecionados 17 cristais ou grupos de zircão para análise isotópica. As etapas dos zircões eliminados forneceram idades no intervalo de 2660±53 a 2727±4 Ma. As etapas de alta temperatura de oito cristais (ou grupos) forneceram uma idade média de 2731,9 ± 0,8 Ma (2σ) e MSWD = 0,84 (Fig. 9F). Para a rocha AMD-03 foram selecionados 31 cristais de zircão e como eles são pequenos foram agrupados em nove grupos de 2 e/ou 3 cristais para garantir sinal de Pb suficiente para análise isotópica no espectrômetro de massa. As idades das etapas dos zircões eliminados ficaram no intervalo de 2534±10 a 2728±3 Ma. Cinco grupos de cristais de zircão forneceram uma idade média de 2735,6 ± 2,3 Ma (2σ) e MSWD = 2,5 (Fig. 9G). Foram escolhidos 8 cristais dentre os 42 selecionados da amostra TDM-01. As etapas de baixa temperatura eliminadas destes cristais forneceram idades de 2692±9 a 2735±3 Ma. A partir desses resultados determinou-se o valor da idade média, bem definida nas etapas de mais alta temperatura, indicando uma idade média de 2741,9 ± 0,5 Ma com MSWD = 1,12 (Fig. 9H). Para a amostra TDM-03 dentre os 40 cristais selecionados, foram analisados 8 cristais de zircão, destes somente sete cristais forneceram uma idade média de 2739,7 ± 0,7 Ma com MSWD = 1,5 (Fig. 9I). As etapas dos cristais eliminados indicaram idades no intervalo de 2432±14 a 2721±4 Ma.

Tabela 3 - Dados isotópicos Pb-Pb evaporação-ionização em zircão para as rochas neoarqueanas da região de Vila Cedere III. c: razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigidas do Pb comum.

Zircão	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2 σ	Idade	2 σ
AMD1A/1	40/58	0,000081	0,000010	0,18978	0,00022	2740,7	1,9
AMD1A/2	40/74	0,000106	0,000008	0,18982	0,00025	2741,0	2,1
AMD1A/5	28/42	0,000127	0,000015	0,18999	0,00025	2742,4	2,2
AMD1A/7	36/128	0,000134	0,000012	0,18979	0,00027	2740,8	2,3
AMD1A/9	36/94	0,000135	0,000002	0,18995	0,00023	2742,1	2,0
AMD1A/10	6/44	0,000083	0,000008	0,18999	0,00030	2742,5	2,6
AMD1A/11	38/46	0,000053	0,000002	0,18982	0,00023	2741,0	2,0
AMD1A/12	32/40	0,000119	0,000007	0,18960	0,00027	2739,1	2,3
256/526					Idade Média =	2741,2	0,8
AMD1B/1	12/20	0,000113	0,000012	0,18927	0,00049	2736,2	4,2
AMD1B/9	40/80	0,000114	0,000006	0,18934	0,00030	2736,8	2,6
AMD1B/17	34/64	0,000061	0,000007	0,18904	0,00048	2734,2	4,2
AMD1B/20	8/30	0,000067	0,000022	0,19017	0,00069	2744,0	5,9
AMD1B/21	64/68	0,000073	0,000005	0,18950	0,00096	2738,2	8,3
158/262					Idade Média =	2737,0	3,5
CMD01/2	28/64	0,000239	0,000017	0,18906	0,00032	2734,4	2,8
CMD01/3	32/32	0,000117	0,000010	0,18894	0,00033	2733,3	2,8
CMD01/7	28/82	0,000235	0,000014	0,18894	0,00050	2733,4	4,3
CMD01/11	22/22	0,000108	0,000009	0,18861	0,00036	2730,5	3,1
CMD01/13	20/20	0,000161	0,000019	0,18882	0,00036	2732,3	3,1
CMD01/15	30/58	0,000190	0,000045	0,18844	0,00070	2729,0	6,2
160/518					Idade Média =	2732,6	1,3
CMD02/1	36/64	0,000042	0,000003	0,18943	0,00033	2737,6	2,8
CMD02/2	20/64	0,000089	0,000010	0,18981	0,00034	2740,9	3,0
CMD02/3	56/88	0,000141	0,000018	0,18971	0,00020	2740,0	1,7
CMD02/4	28/76	0,000077	0,000005	0,18925	0,00026	2736,1	2,3
CMD02/5	30/66	0,000028	0,000006	0,18949	0,00060	2738,1	5,2
CMD02/7	24/114	0,000360	0,000033	0,18970	0,00035	2739,9	3,1
CMD02/9	62/78	0,000129	0,000087	0,18957	0,00043	2738,9	3,7
256/550					Idade Média =	2738,9	1,3
TDM13/8	38/86	0,000014	0,000005	0,18947	0,00022	2737,9	1,9
TDM13/9	38/74	0,000013	0,000002	0,18956	0,00015	2738,8	1,3
TDM13/11	36/74	0,000013	0,000002	0,18977	0,00003	2740,5	2,6
TDM13/12	34/68	0,000012	0,000003	0,1898	0,00016	2740,8	1,4
TDM13/18	46/78	0,000015	0,000021	0,18968	0,00002	2739,8	1,8
192/380					Idade média =	2739,5	1,5
AMD02/1	34/42	0,000112	0,000005	0,18897	0,00024	2733,6	2,1
AMD02/2	16/16	0,000157	0,000008	0,18874	0,00028	2731,6	2,5
AMD02/5	34/34	0,000146	0,000016	0,18885	0,00022	2732,6	1,9
AMD02/7	30/46	0,000104	0,000005	0,18869	0,00024	2731,2	2,1
AMD02/10	30/60	0,000159	0,000006	0,18873	0,00030	2731,5	2,6
AMD02/12	34/48	0,000063	0,000007	0,18882	0,00031	2732,3	2,7
AMD02/14	30/46	0,000258	0,000006	0,18865	0,00027	2730,9	2,3
AMD02/15	30/42	0,000163	0,000002	0,18864	0,00024	2730,7	2,1
238/666					Idade Média =	2731,9	0,8
AMD03/2	26/34	0,000131	0,000020	0,18910	0,00039	2734,8	3,4
AMD03/4	38/38	0,000094	0,000005	0,18929	0,00026	2736,4	2,2

(Continua)

(Tabela 3 - Continuação)

Zircão	Razões	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c	2σ	Idade	2σ	
AMD03/5	36/90	0,000111	0,000012	0,18934	0,00024	2736,8	2,1	
AMD03/6	38/38	0,000095	0,000005	0,18928	0,00024	2736,3	2,1	
AMD03/9	28/44	0,000196	0,000017	0,18879	0,00030	2732,0	2,6	
166/402						Idade Média =	2735,2	1,7
AMD02/1	34/42	0,000112	0,000005	0,18897	0,00024	2733,6	2,1	
AMD02/2	16/16	0,000157	0,000008	0,18874	0,00028	2731,6	2,5	
AMD02/5	34/34	0,000146	0,000016	0,18885	0,00022	2732,6	1,9	
AMD02/7	30/46	0,000104	0,000005	0,18869	0,00024	2731,2	2,1	
AMD02/10	30/60	0,000159	0,000006	0,18873	0,00030	2731,5	2,6	
AMD02/12	34/48	0,000063	0,000007	0,18882	0,00031	2732,3	2,7	
AMD02/14	30/46	0,000258	0,000006	0,18865	0,00027	2730,9	2,3	
AMD02/15	30/42	0,000163	0,000002	0,18864	0,00024	2730,7	2,1	
238/666						Idade Média =	2731,9	0,8
TDM01/1	62/100	0,000004	0,000003	0,18990	0,00010	2741,7	0,8	
TDM01/2	34/108	0,000025	0,000010	0,18998	0,00018	2742,3	1,6	
TDM01/3	28/56	0,000023	0,000004	0,19010	0,00033	2743,4	2,8	
TDM01/4	62/62	0,000021	0,000002	0,18984	0,00010	2741,2	0,9	
TDM01/5	36/86	0,000086	0,000002	0,18989	0,00022	2741,6	1,9	
TDM01/6	70/78	0,000032	0,000004	0,19007	0,00020	2743,2	1,7	
TDM01/7	38/68	0,000000	0,000002	0,18976	0,00025	2740,4	2,2	
TDM01/8	34/70	0,000011	0,000002	0,18993	0,00014	2741,9	1,2	
364/628						Idade média =	2741,9	0,5
TDM03/1	32/52	0,000012	0,000002	0,18964	0,00026	2739,4	2,3	
TDM03/2	70/70	0,000014	0,000002	0,18957	0,00011	2738,8	1,0	
TDM03/3	32/74	0,000024	0,000004	0,18965	0,00019	2739,6	1,7	
TDM03/4	40/84	0,000029	0,000024	0,18975	0,00039	2740,4	3,4	
TDM03/5	32/44	0,000011	0,000002	0,18984	0,00016	2741,2	1,4	
TDM03/7	32/74	0,000012	0,000004	0,18957	0,00026	2738,8	2,2	
TDM03/8	34/58	0,000037	0,000004	0,18971	0,00015	2740,1	1,3	
272/456						Idade média =	2739,7	0,7

Geocronologia Sm-Nd

A aplicação desta metodologia objetiva o cálculo de idades modelo (T_{DM}), as quais podem ser interpretadas como idades de formação de crosta, mesmo em rochas que sofreram eventos de retrabalhamento crustal, como também determinar o parâmetro $\epsilon_{Nd}(t)$ que consiste na comparação da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ atual ou da época de sua formação da amostra estudada, com a do reservatório condritico uniforme padrão ou manto empobrecido (CHUR ou DM), que seria representativo da Terra Global (DePaolo *et al.* 1981). Se na época de cristalização da rocha o magma parental tiver uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ mais elevada que o condrito, o ϵ_{Nd} será positivo, significando que a fonte deste magma possuía a razão Sm/Nd mais elevada que o condrito, ou seja, a fonte seria o manto superior. Por outro lado, quando a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ do magma parental for menor que a do condrito, o valor de

ϵ_{Nd} será negativo e, portanto, a fonte destas rochas tinha uma razão Sm/Nd menor do que a do condrito, como é o caso de magma de origem crustal.

Resultados

As análises Sm-Nd em rocha total foram realizadas em 12 amostras de rochas das principais variedades que compõem os granitoides (AMD-01A, AMD-01B, AMD-02, AMD-03, CMD-01, CMD-02, TDM-01, TDM-02, TDM-03, TDM-09, TDM-13 e FDM-02). Os valores de Sm variam de 4,68 a 34,05 ppm e de Nd entre 33,9 a 199,92 ppm. Estes valores são elevados e considerados esperados para esse tipo de rocha. As idades modelos T_{DM} calculadas através da equação de DePaolo (1981) para as rochas estudadas situam-se no intervalo de tempo entre 3,11 a 2,91 Ga. Já os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ variam entre -2,22 e 0,30 (Tab. 3, Fig. 10).

Tabela 4 - Resultados analíticos Sm-Nd das amostras dos granitoides intrusivos e associados ao Diopsídio-Norito Pium.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±2σ)	f _(Sm/Nd)	e _{Nd} (0)	T _{DM} (Ga)	e _{Nd} (t)	Idade (Ma)
Biotita-hornblenda Tonalito									
AMD-01A	11,55	65,17	0,10713	0,511033 (08)	-0,46	-31,31	2,91	0,30	2741
Biotita -hornblenda Sienogranito									
AMD-01B	4,68	36,16	0,07829	0,510440 (20)	-0,60	-42,88	2,96	-1,18	2737
TDM-09	9,65	51,24	0,11387	0,511085 (05)	-0,42	-30,29	3,03	-1,09	2740*
Biotita-hornblenda Granodiorito									
CMD-01	11,26	60,16	0,11319	0,511019 (11)	-0,42	-31,58	3,11	-2,22	2733
CMD-02	10,01	55,15	0,10971	0,510977 (09)	-0,44	-32,40	3,07	-1,73	2739
TDM-13	11,68	67,44	0,10467	0,510932 (06)	-0,47	-33,28	2,98	-0,83	2740
Hornblenda-biotita / Biotita-hornblenda Monzogranito									
AMD-02	8,42	49,98	0,10181	0,510908 (10)	-0,48	-33,75	2,94	-0,38	2732
AMD-03	8,07	48,54	0,10050	0,510906 (24)	-0,49	-33,79	2,91	0,08	2736
TDM-01	7,10	47,02	0,09126	0,510687 (07)	-0,54	-38,06	2,96	-0,88	2742
TDM-03	9,72	55,01	0,10686	0,510999 (07)	-0,46	-31,97	2,95	-0,29	2740
TDM-02	5,89	33,90	0,10507	0,510935 (11)	-0,47	-33,22	2,99	-0,91	2740*
FDM-02	34,05	199,92	0,10296	0,510941 (04)	-0,48	-33,10	2,92	-0,11	2734**

*Idade Inferida, **Santos R.V. *et al.* (2010)

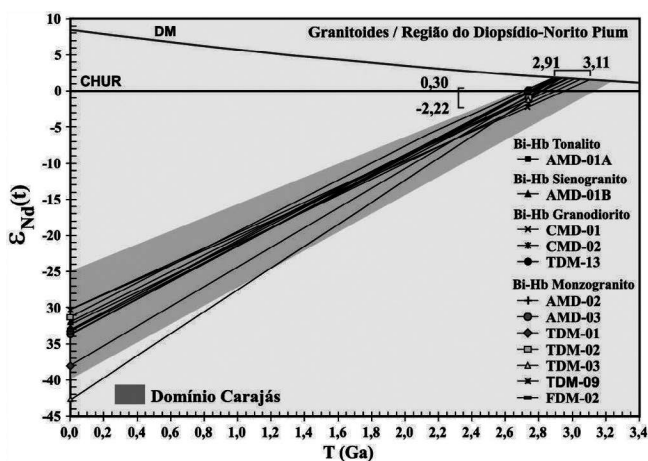


Figura 10 - Diagrama $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. Idade (Ga) mostrando as composições isotópicas de Nd e idade modelo T_{DM} para os granitoides estudados. Curvas de evolução do manto empobrecido, DM (DePaolo 1981) e Reservatório Condritico Uniforme, CHUR (DePaolo e Wasserburg 1976).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Do ponto de vista petrográfico, os granitoides mostram composições monzograníticas com algumas variações sienograníticas, granodioríticas e tonalíticas. Estes possuem em sua composição mineralógica: plagioclásio, microclina, quartzo, hornblenda, biotita e em menor proporção titanita, zircão, epidoto, apatita e/ou allanita.

Os granitoides apresentam uma forte similaridade com os plútons alongados com características tipo A, que ocorrem ao sul do Domínio Carajás. Feio *et al.* (2012) agrupa estes granitoides na Suíte Planalto. Estes são caracterizados pela ocorrência expressiva de monzogranitos a sie-

nogranitos, granodioritos, tonalitos e leucomonzogranitos subordinados. Estes corpos graníticos individualizados como tipo Planalto, foram estudados por Sardinha (2005) e Santos R. (2009) nas proximidades da Vila Feitosa; Gomes (2003) a leste da cidade de Canaã dos Carajás; Silva (2009) na região de Vila Jussara; granitos de alto K estudados por Souza (2009) na região de Velha Canadá, Galarza *et al.* (2011, 2012), Rodrigues (2013) e Marangoanha (dados não publicados) na região de Vila Cedere III e Ouro Verde, estas últimas, abrangendo a área de estudo do presente trabalho.

As amostras pertencentes à fácies biotita-hornblenda ou hornblenda-biotita monzogranito são mais frequentes nos corpos graníticos estudados em Vila Cedere III, e apresentam quantidades significativas de minerais máficos, principalmente de biotita e hornblenda. Essas características mineralógicas também foram observadas em outros granitoides, como aqueles que ocorrem a leste de Canaã dos Carajás (Gomes 2003), na região de Vila Planalto (Huhn *et al.* 1999; Oliveira 2003), nas proximidades da Vila Jussara (Silva 2009); Vila Feitosa (Sardinha 2005; Santos R. 2009), Velha Canadá (Souza 2009) e Vila Ouro Verde (Marangoanha, dados não publicados). As semelhanças acima citadas podem ser confirmadas no diagrama modal Q-A-P (Streckeisen 1976; Fig. 4) que mostra também afinidades nas proporções dos minerais essenciais justificando a superposição composicional dessas rochas.

Em relação à fácies Biotita-hornblenda tonalito, a ocorrência de rochas tonalíticas enriquecidas em hornblenda e biotita, representada pela amostra AMD-01A, associadas às rochas de composição monzogranítica dos granitoides, também apresentam similaridade com os granitoides da Suíte Pedra Branca. Esta suíte consiste em pequenos stock espacialmente associados com os plútons

da Suíte Planalto, sendo composta de granitoides sódicos fortemente deformados, tais como tonalito e trondhjemitos (Gomes e Dall'Agnol 2007).

Os resultados geocronológicos obtidos para os granitoides da região de Vila Cedere III através das análises isotópicas pelo método de evaporação-ionização de Pb em zircão permitiram a obtenção de idades médias para os biotita-hornblenda ou hornblenda-biotita Monzogranitos (AMD-02, AMD-03, TDM-01 e TDM-03) de 2732±1 Ma, 2735±2 Ma, 2742±1 e 2740±1 Ma e para os biotita-hornblenda Granodioritos (CMD-01, CMD-02 e TDM-13) foram de 2733±1 Ma, 2740±1 Ma e 2739±1 Ma. O biotita-hornblenda Tonalito (AMD-01A) forneceu a idade de 2741±1 Ma e o biotita-hornblenda Sienogranito (AMD-01B) apresentou a idade de 2736±2 Ma, interpretadas como as idades de cristalização para essas rochas.

Estas idades são similares às idades obtidas por Feio *et al.* (2012), pelo método Pb-Pb em zircão, para alguns corpos graníticos da Suíte Planalto da região de Canaã dos Carajás: 2733 ± 2 Ma; 2731± 1Ma e 2736± 4 Ma, assim, como também às idades que variam entre 2732±1 Ma e 2754±2 Ma obtidas para vários granitoides que afloram nas regiões circunvizinhas de Vila Feitosa, Jussara, Nova e Velha Canadá, Cedere III e Ouro Verde (Sardinha 2005, Santos P. 2009, Silva 2009, Souza 2009, Santos R.V. *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2010, Marangoanha, dados não publicados), em concordância com a tabela 1 que apresenta uma compilação dos dados geocronológicos existentes para os granitoides que afloram no Domínio Canaã dos Carajás e na Bacia Carajás.

Na área de estudo, estes granitoides ocorrem associados e são intrusivos nas rochas do Diopsídio-Norito Pium. Para Santos R. (2012) e Santos R. *et al.* (2013) há uma ligação genética entre este magmatismo formador das rochas da Suíte Planalto e aquele formador do Diopsídio-Norito Pium, o que aponta similaridades nos processos de formação das duas unidades, como mostra a sua contemporaneidade no magmatismo e relações de coexistência (*magma mingling*). Entretanto, apesar das idades serem bem próximas, a autora sugere que os noritos e rochas associadas tenham se formado entre 2754±2 e 2733±2 Ma, ou seja, um pouco antes dos granitos do tipo Planalto formados entre 2736±4 e 2710±10 Ma (Feio *et al.* 2012).

Com base nas idades de cristalização e dados petrográficos pôde-se correlacionar cronologicamente os granitoides estudados neste trabalho com alguns dos demais granitoides do Domínio Carajás, como as rochas dos granitos Igarapé Gelado, Serra do Rabo e Planalto. Segundo Feio *et al.* (2013) estes granitoides são geoquimicamente semelhantes à Suíte Planalto e apresentam idades de 2731±26 Ma (Pb-Pb em zircão; Barros *et al.* 2009) e de 2743±2 Ma (U-Pb em zircão; Sardinha *et al.* 2004).

O Granito Serra do Rabo é constituído essencialmente por álcali-feldspato granitos e sienogranitos e superpõem-se apenas com as amostras AMD-01B e TDM-09. No caso do Granito Igarapé Gelado (Barbosa 2004, Barros *et al.* 2009), este é formado por granodioritos e monzogranitos com tonalitos, leucomonzogranitos e sienogranitos subordinados. Esta unidade, apesar de apresentar similaridades e sobreposição com alguns litotipos estudados

apresenta uma idade de 2731±26 Ma (1 grão), pelo método Pb-Pb em zircão, interpretada como idade mínima de cristalização (Tab. 1).

Como método auxiliar ao estudo petrogenético dos granitoides da região de vila Cedere III, foi aplicado o método isotópico Sm-Nd (rocha total), para a determinação da origem magmática, bem como, o tempo de residência crustal baseado em idades modelo, que podem representar o tempo de diferenciação crosta-manto ou mesmo o tempo de geração de crosta.

As idades modelo T_{DM} entre 3,11 a 2,91 Ga obtidas para os granitoides de Vila Cedere III sugerem que as mesmas são derivadas de fontes mesoarqueanas, sendo fortemente retrabalhados durante o Neoarqueano (2,75 - 2,73 Ga), em concordância com o último evento magmático proposto por Feio *et al.* (2013). Enquanto que os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -2,22 e 0,30 indicam o envolvimento de fontes crustais em sua gênese.

Com base nas características petrográficas, dados geocronológicos e de geoquímica isotópica pode-se sugerir para estes granitoides similaridades às constatadas em ambientes extensionais, sendo provavelmente associada ao estágio de abertura da Bacia Carajás, enquanto os granitos da Suíte Planalto refletem um contexto compressivo, associado ao estágio de inversão da Bacia, como discutido por (Feio *et al.* 2012, 2013). Isto sugere que os granitoides foram formados em um ambiente extensional relacionado à deformação regional neoarqueana que afetou o Domínio Carajás.

Assim, as idades modelo confirmam um importante período de formação de crosta no Mesoarqueano como fora proposto por Sato e Tassinari (1997), Galarza (2002), Barros *et al.* (2004, 2009), Macambira & Galarza (2008), para a região do Domínio Carajás (3,2 - 2,9 Ga); por Feio *et al.* (2013), Galarza *et al.* (2012, 2013) e Santos R. *et al.* (2013), para o Domínio Canaã dos Carajás (3,1 - 2,9 Ga), bem como por Macambira e Lancelot (1996), Dall'Agnol *et al.* (1999), Souza *et al.* (2001), Rämö *et al.* (2002), Rolando e Macambira (2003) para a região do Domínio Rio Maria (3,0 - 2,9 Ga).

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências e ao Laboratório de Geologia Isotópica pelo apoio e suporte técnico e laboratorial; ao Programa Institucional de bolsas de Iniciação Científica PIBIC/CNPq e PIBIC/FAPESPA pelas bolsas de pesquisa; aos projetos de pesquisa "Limites da Província Amazônia Central: Implicações para a evolução geodinâmica da parte oriental do Cráton Amazônico e implantação de métodos em geologia isotópica" (Processo: 484571/2007-9; MCT/CNPq 15/2007), ao Programa Institutos Nacionais de Ciência e Tecnologia (INCT) de Geociências da Amazônia (GEOCIAM, CNPq/MCT/FAPESPA, Processo nº 573733/2008-2) e à Faculdade de Geologia de Marabá pelo apoio nas diversas etapas de trabalho de campo; e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), por concessão de bolsa de produtividade em pesquisa (M.A. Galarza - processo 308615/2009-3).

REFERÊNCIAS

- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará: texto explicativo, Brasília, DF: DNPM/CPRM, 1991. 164p.
- Avelar V.G. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. 1996. MSc Dissertation, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 149p.
- 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.
- Barbosa J.P.O. 2004. *Geologia Estrutural, Geoquímica, Petrografia e Geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. MSc Dissertation, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 96p.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P., Scheller T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 34:531-538.
- 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. *Canadian Mineralogist*, 47:1423-1440.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogensis of the Amazonian Craton*. Abstracts, Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 150p.
- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: *Extended Abstracts of the International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, 2:135-161.
- 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.
- 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: *Simp. Geol. Amaz*, 13, Belém (PA), CD-rom.
- Delinardo M.A.S., Monteiro L.V.S., Moreto C.P.N., Sousa S.D. 2015. Metamorfismo e geoquímica do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução mesoarqueana do domínio Carajás, Província Carajás. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 9. pp. 279-298.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotope in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291:193-196.
- DePaolo D.J. & Wasserburg, G.J. 1976. Nd isotope variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3:249-252.
- DOCEGEO – Rio Doce Geologia e Mineração S.A. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. XXXV In: *Cong. Bras. Geol.*, 35, 11-59. Belém: CVRD/RBG.
- Feio G.R.L. 2011. *Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 299p.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Danta 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 Res.*, 227:157-185.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Oliveira D.C., Macambira M.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Santos R.D., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151:57-73.
- Gabriel E.O. 2009. *Rochas granitoides do Complexo Xingu da Porção Oeste de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás-PA, Província Mineral de Carajás*. Trabalho de Conclusão do Curso (Graduação), Universidade Federal do Pará, Campus de Marabá, Marabá, 127p.
- Galarza T.M.A. 2002. *Geocronologia e geoquímica isotópica dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral Carajás (PA), Brasil*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, 214p.
- Galarza M.A., Santos A.N., Martins A.C.F., Oliveira D.C., Santos P.J.L. 2011. Geocronologia do Magmatismo tipo Planalto associado ao Complexo Pium, porção Oeste de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás, Província Carajás. In: *SBG, Simp. Geol. Amaz*, 12, Boa Vista, Res. Expandido. CD-ROM.
- Galarza M.A., Oliveira D.C., Santos R.D., Martins A.C., Santos A.N., Santos P.J.L. 2012. Geocronologia do Diopsídio-Norito Pium e Granitoides associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás. In: *Cong. Bras. Geol.*, 46. CD-ROM.
- Galarza M.A., Oliveira D.C., Rodrigues E.A., Martins A.C., Santos A.N. 2013. Granitoides Neoarqueanos (2,73 – 2,75 Ga) associados ao Diopsídio-norito Pium, Canaã dos Carajás (PA). In: *SBG, Simp. Geol. Amaz*, 13, Belém, Anais. CD-ROM.

- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A., Scheller T. 1998. Comparasion of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: exemples from Precambrium of Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 11:351-363.
- Gomes A.C.B. 2003. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do estado do Pará*. MSc Dissertation, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 160p.
- Gomes A.C.B. & Dall'Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemitica na região de Canaã dos Carajás: TTGs com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Rev. Bras. Geoc.*, 37(1):182-193.
- Huhn, S.R.B., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R., 1999. Geologia e geocronologia Pb-Pb do granito alcalino Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5, Manaus, Resumos Expandidos, SBG, pp. 463-466.
- Köber B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Miner. Petrology*, 93:482-490.
- Köber B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contrib. Miner. Petrology*, 96: 63-71.
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 330p.
- Ludwig K.R. 2004. *Special publication*. User's manual for Isoplot/Ex: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel (version 3.1), 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley.
- 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: DNPM/CPRM, 384p., Brasil. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- Macambira M.J.B & Galarza M.A. 2008. O Embasamento da Província de Carajás; Evidências isotópicas para a formação da Crosta Continental. In: *Cong. Bras. Geol.*, 44, Curitiba-PR, Anais, SBG, Cd-ROM.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 38(12):1134-1142.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:329-354.
- 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. *Mineralium Deposita*, 46(7), 789-811.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás, In: *SBG, Cong. Bras. Geol.*, 45, CD-ROM.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e grana da do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências* 38(1): 114-127.
- Oliveira M.A. Caracterização petrográfica, estudo de suscetibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA. 2003. 47p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação), Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2003.
- 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 granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166(1-2):159-171.
- Rämö, O.T., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B, Leite A.A.S., Oliveira D.C. 2002. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian Craton, Brazil: positively anorogenic. *The Journal of Geology*, 110(5):603-610.
- Ricci P.S.F. & Carvalho M.A., 2006. Rocks of the PiumArea, Carajás Block, Brazil – A deep seated high-T gabbroic pluton (charnockitoid-like) with xenoliths of enderbitic gneisses dated at 3002 Ma – The basement problem revisited. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 8. CD-ROM.
- Rodrigues E.A. 2013. *Geocronologia e evolução crustal dos granitoides associados ao Diopsídio-Norito Pium, região de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás, Província Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso, TCC, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, 96p.
- 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.
- Rolando A.P. & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 4: Expanded Abstract, CDROM.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (Eds.): *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: 169-226. Serviço Geológico do Brasil, Brasília.

- Santos P.A., Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Costi H.T., Lamarão C.N., Galarza M.A. 2013. Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):2-15.
- Santos P.J.L. 2009. *Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da região de Nova Canadã, porção NE do município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso, TCC, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, 137p.
- Santos P.J.L., Oliveira D.C., Galarza, M.A., Macambira, M.J.B. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da região de Nova Canadã, Município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. In: *Cong. Bras. Geol.*, 45, SBG, Belém, Pará, Anais. CdRom.
- Santos P.J.L. 2016. *Petrologia e geocronologia das associações leucograníticas arqueanas da região de Água Azul do Norte (PA): implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Exame de qualificação ao Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 83p.
- Santos R.D. 2009. *Geologia, petrografia e caracterização geoquímica das rochas máficas (granulitos?) do Complexo Pium - regiões de Vila Feitosa e Cedere III, Canaã dos Carajás - Província Mineral de Carajás*. Trabalho de Conclusão do Curso (Graduação), Universidade Federal do Pará, Campos, Marabá, 75p.
- Santos R.D. 2012. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-norito Pium, Canaã dos Carajás, Província Carajás*. MSc Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 82p.
- Santos R.D., Oliveira D.C., Borges R.M.K. 2008. Geologia e Petrografia das rochas máficas e ultramáficas do Complexo Pium, Província Mineral de Carajás. In: *Cong. Bras. Geol.*, 44, Curitiba-PR. Anais, SBG, p.535p.
- 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, Ciências Naturais*, 8(3):355-382.
- Santos R.V., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia de dois stocks graníticos associados ao magmatismo tipo-Planalto da região de vila Feitosa, Canaã dos Carajás - Província Mineral de Carajás. In: *Cong. Bras. Geol.*, 45, SBG, Belém, Pará, Anais. CdRom.
- Sardinha A.S. 2002. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás*. MSc Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 118p.
- Sardinha A.S. 2005. *Geocronologia das séries magmáticas e evolução crustal da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás-PA*. Texto do exame de Qualificação. Doutorado em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 100p.
- 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: *Cong. Bras. Geol.* 42, Araxá-MG. CdRom.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (Coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 1. pp. 91-142.
- Silva M.L.T. 2009. *Geologia, Petrografia e Geocronologia do Magmatismo de Alto K da Região de Vila Jussara, NE do Município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás*. Trabalho de Conclusão do Curso (Graduação), Universidade Federal do Pará, Campus de Marabá. Marabá, 114p.
- Sousa S.D. 2010. *Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da porção a leste da cidade de Água Azul do Norte (PA) - Província Mineral de Carajás*. Trabalho de Conclusão do Curso (Graduação), Universidade Federal do Pará, Campus de Marabá. Marabá, 98p.
- Souza M.C. 2009. *Geologia, Petrografia e Geocronologia do Granito de Alto K da Região de Velha Canadã, Município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás*. Trabalho de Conclusão do Curso (Graduação), Universidade Federal do Pará, Campus de Marabá. Marabá, 109p.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26:207- 221.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12:1-33.
- Vasquez M.L., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A. 2005. Granitoides transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Pará - Novos dados geológicos e geocronológicos. In: Horbe, A.M.C., Souza, V.S. (Coord). *Contribuições à geologia da Amazônia*, 4, p.16-31.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R.A. 2008b. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, 161(3-4): 279-302.
- Vasquez M.L., 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. 2008a. *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*. In: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (Orgs.): Escala 1:1.000.000: 118-121. CPRM, Belém.

A sucessão vulcanossedimentar dos grupos Colíder e Beneficente no sudeste do Amazonas: estilos eruptivos, tipos composicionais e ambientes de sedimentação

The volcano-sedimentary succession of the Colíder and Beneficente groups in the southeast of Amazonas: eruptive styles, compositional types and sedimentation environments

**Matheus S. Simões¹, Raul E. Meloni¹, Paulo R. R. Benevides Filho¹,
Tomas M. Lisboa¹, Antonia Railine C. Silva¹**

RESUMO: No sudeste do estado do Amazonas, as rochas vulcânicas do Grupo Colíder (1,82-1,76 Ga) são caracterizadas por dois tipos composicionais relacionados a diferentes estilos eruptivos. Lápili-tufos riolíticos ricos em cristais, lápili-tufos com baixo grau de soldagem e lápili-tufos ricos em púmice com textura eutaxítica compõem a primeira associação. Estas vulcânicas são ricas em fenocristais e cristaloclastos de quartzo, indicando um magma supersaturado em SiO₂. Feno-latitos porfiríticos, além de tufos vítreos e tufos reomórficos formam outra associação e são relacionados a depósitos hipabissais e piroclásticos de magmas pobres em quartzo. A presença de texturas reomórficas indica soldagem de alta temperatura nas litologias subaéreas. Litofácies com lápili-acrescionário e gas pipes também foram identificadas nesse grupo e associadas a eventos piroclásticos. O Grupo Beneficente (1,76 - 1,74 Ga) é composto por associações de litofácies deltaicas (pró-delta, frente deltaica e planície deltaica) que, juntamente com conglomerados aluviais vulcanogênicos, quartzos arenitos costeiros e fluxos coesivos subaquosos de leques deltaicos indicam que a sedimentação ocorreu em ambientes deltaico e marinho. A continuidade do magmatismo nos estágios de maior aporte sedimentar é demonstrada pela intercalação entre tufos vítreos e as rochas sedimentares.

PALAVRAS-CHAVE: Grupo Colíder; Grupo Beneficente; Litofácies; Vulcanismo; Sedimentação.

ABSTRACT: In southeastern Amazonas state, the volcanic rocks of Colíder Group (1.82-1.76 Ga) are characterized by two compositional types related to different eruptive styles. Crystal-rich rhyolitic lapilli-tuffs, low-grade welded lapilli-tuffs and pumice-rich lapilli-tuffs with eutaxitic textures compose the first association. Pheno-latites in addition to vitric tuffs and rheomorphic tuffs forms another association and are related to hypabyssal and pyroclastic deposits of quartz-poor magmas. The presence of rheomorphic textures indicate high-temperature welding in the subaerial lithologies. Accretionary-lapilli with gas pipes lithofacies were also identified and associated to pyroclastic events. The Beneficente Group (1.76 - 1.74 Ga) is composed by deltaic lithofacies associations (pro-delta, delta front and delta plain) which, together with volcanogenic alluvial conglomerates, coastal quartz sandstones and cohesive subaqueous flows, indicate deltaic and marine settings to the sedimentation. The magmatism continuity during major sediment supply stages is demonstrated by the intercalation between sedimentary rocks and vitric tuffs.

KEYWORDS: Colíder Group; Beneficente Group; Lithofacies; Volcanism; Sedimentation.

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil, SUREG - MA, Av. André Araújo 2.160, CEP 69060-000, Manaus, AM, BR
(matheus.simo@cpm.gov.br; raul.meloni@cpm.gov.br; paulo.benevides@cpm.gov.br; tomas.lisboa@cpm.gov.br; antonia.costa@cpm.gov.br)

INTRODUÇÃO

O Cráton Amazonas (CA) é o maior segmento tectônico que expõe rochas paleoproterozoicas na Plataforma Sul-Americana (Almeida & Hasui, 1984), sendo limitado a leste pela Província ou Cinturão Tocantins, de idade neoproterozoica, e a oeste pelo ante-país da Cadeia Andina (Cordani *et al.* 2009). A Bacia do Amazonas - fanerozoica - divide o CA em dois escudos: Escudo das Guianas ao norte e Escudo Brasil-Central (ou Guaporé) ao sul.

Amplas áreas do CA (~ 1.500.000 km²) estão cobertas por rochas vulcânicas intermediárias a ácidas propostas como grupos ou formações com diferentes intervalos de idade de cristalização. O vulcanismo é registrado desde a Formação Vila Riozinho (2,0 Ga, Lamarão *et al.* 2002) no Pará até o Grupo Serra do Gavião (~ 1,53 Ga, Oliveira *et al.* 2014) no Amazonas (Fig. 1). Na região que compreende os municípios de Apuí e Novo Aripuanã, sudeste do estado do Amazonas, as rochas vulcânicas de 1,82 - 1,76 Ga (Brito *et al.*, 2010; Almeida & Costa 2014) são atribuídas ao Grupo Colíder. Estas rochas são cobertas por uma sequência epiclástica e vulcanoclástica marinho-deltaica do Grupo Beneficente (Almeida & Nogueira Filho, 1959).

Estudos sismológicos, de comprimento e forma de ondas Rayleigh e S (Lloyd *et al.* 2010; Chulick *et al.* 2013; Corrêa Rosa *et al.* 2016), sugerem uma estrutura crustal para o CA composta por duas regiões de crosta mais espessa (> 50 km), que correspondem geotectonicamente a dois núcleos arqueanos: (1) Blocos Imataca e Amapá no Escudo das Guianas (Kroonenberg *et al.* 2016). Na divisa Brasil-Guiana ressalta-se a obtenção de uma idade de 4,2 Ga em zircão herdado de uma rocha vulcânica félsica do Grupo Surumu (Nadeau *et al.* 2013), registrando a presença de um paleo-núcleo hadeano, e; (2) Bloco Carajás, onde encontra-se crosta arqueana aflorante bem estabelecida (Cordani *et al.* 2009) com idades entre 2.6 e 3.2 Ga (Tassinari *et al.* 2000; Dal'Agnol *et al.* 2001; Santos 2003). Uma extensa faixa de orientação NNW-SSE cuja área corresponde às províncias Ventuari-Tapajós + Amazônia Central ou Tapajós-Parima possui uma espessura crustal em torno de 40 - 45 km. Nesta área predominam rochas plutônicas e vulcânicas tardi- a pós-colisionais (2,0 - 1,79 Ga). Rochas metamórficas de 2,26 Ga a 1,98 Ga são menos abundantes (Santos 2003), mas representam os eventos de colisão e acreção crustal na Orogênese Transamazônica. A ambientação tectônica no período compreendido entre 1,82 Ga e 1,74 Ga, representada pela província Rio Ne-

gro-Juruena (*sensu* Tassinari & Macambira 1999, 2004; Cordani *et al.* 2009) ou Rondônia-Juruena (*sensu* Santos *et al.* 2006) é interpretada como um período com predominância de processos de acreção de arcos magmáticos e *soft-collision* (Cordani *et al.* 2009).

A caracterização de depósitos vulcânicos na Amazônia tem sido proposta pelo reconhecimento de composição química de rocha total, química mineral, datação radiométrica e estudo de isótopos (e.g. Pinho *et al.* 2001, Lamarão *et al.* 2002, 2005; Fernandes *et al.* 2006; Batata *et al.* 2008; Pierosan *et al.* 2011a; Rocha *et al.* 2012; Barreto *et al.* 2014; Cruz *et al.* 2014; Marques *et al.* 2014). A falta de continuidade e dificuldade de acesso dos afloramentos tende a limitar o uso da ferramenta de associações de litofácies. No entanto, quando reconhecidas, estas associações mostram as variações das condições de cristalização, perda de gases e interação com o meio dispersivo; podendo ser empilhadas estratigraficamente ou correlacionadas regionalmente (e.g. Pierosan *et al.* 2011b; Barreto *et al.* 2013; Roverato *et al.* 2016). A transição ou oscilação entre períodos de maior atividade vulcânica e períodos de maior aporte sedimentar também é investigada por meio do reconhecimento de litofácies em sucessões vulcanossedimentares.

O objetivo do presente trabalho é apresentar descrições de campo com o reconhecimento de texturas e estruturas macro- e microscópicas para a caracterização dos tipos de depósitos vulcânicos do Grupo Colíder e sedimentares do Grupo Beneficente na região de Apuí-Novo Aripuanã. Será apresentada a discussão dos respectivos estilos eruptivos, processos de *emplacement* e cristalização para as rochas vulcânicas. Também será descrita a relação com a sedimentação epiclástica e vulcanoclástica sobreposta baseada na separação de litofácies, utilizada para identificar os ambientes de sedimentação.

Contexto Geológico

A área de exposição das rochas estudadas é limitada ao sudoeste por granitos na Suíte Teodósia (~ 1,76 Ga; Almeida & Costa 2014) e coberta a leste-sudeste pela Bacia paleozoica do Cachimbo. Este segmento é associado aos domínios tectono-estratigráficos Juruena (1,85 - 1,54 Ga) e Roosevelt-Aripuanã (1,76 - 1,74 Ga) (Lacerda Filho *et al.* 2001; Rizzotto & Quadros 2005) sendo coberto parcialmente por rochas sedimentares paleozoicas e por terraços e sedimentos cenozoicos (Fig. 2).

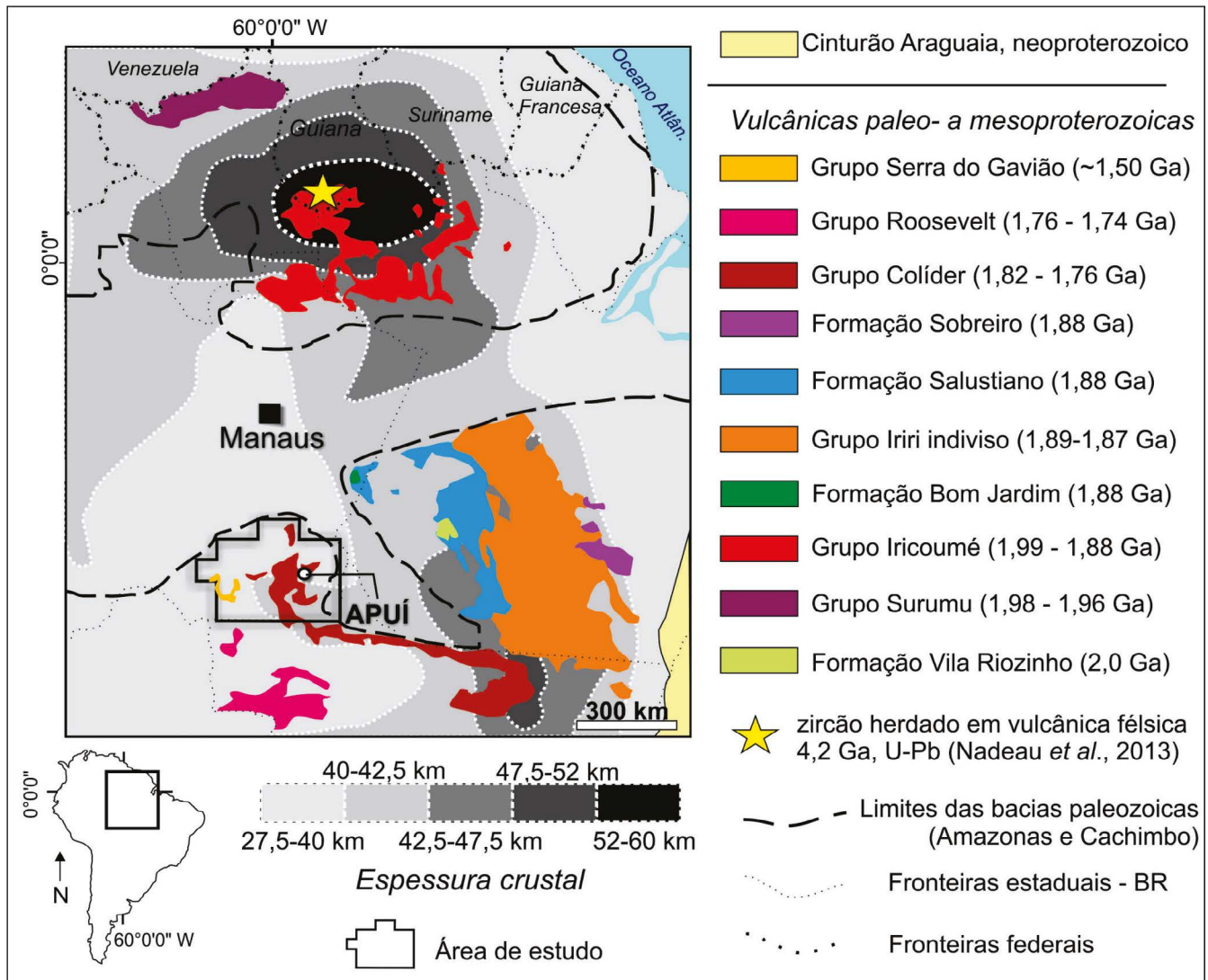


Figura 1 - Distribuição das unidades vulcânicas paleoproterozoicas a mesoproterozoicas no Cráton Amazonas a partir de Bizzi *et al.* (2003) e Oliveira *et al.* (2014). As zonas de diferentes espessuras crustais foram compiladas de Lloyd *et al.* (2010) e Corrêa Rosa *et al.* (2016).

As rochas vulcânicas do Grupo Colíder formam, em escala regional, uma faixa relativamente estreita que margeia os limites da Bacia Alto Tapajós. Esta unidade já foi correlacionada ao vulcanismo das unidades Iriri (Santos *et al.* 1975; Pessoa *et al.* 1977; Pinho *et al.* 2001) e Teles Pires (Pinho 2002) e foi denominada Suíte Colíder por Lacerda Filho *et al.* (2001) e Frasca & Borges (2004). Na área de estudo, as rochas do Grupo Colíder ocorrem nas calhas dos principais rios (Aripuanã, Buiuçu, Jatuarana, Juma, Acari, Camaiú e Sucunduri), em vales dissecados e em janelas estruturais nos domínios de formações sedimentares. As rochas predominantes são riolitos porfiríticos e tufo, com subordinados feno-latitos. Quimicamente, estas rochas são caracterizadas por uma afinidade cálcio-alcalina de alto-K, metaluminosa a peraluminosa (Almeida & Costa 2014). Levantamentos recentes mostram que rochas metavulcânicas ocorrem associadas a ardósias e filitos em exposições nos rios Aripuanã, Guariba, Buiuçu e Acari.

Uma sequência sedimentar a metassedimentar de origem marinho-deltaica (Almeida & Nogueira Filho 1959; Liberatore *et al.* 1972; Reis *et al.*, 2009, 2013) está sobreposta ao Grupo Colíder e ocorre nos interflúvios e em alguns vales ao longo de uma extensa área entre os rios Aripuanã e Sucunduri. Na área de estudo essa associação é composta por brechas vulcânicas, arenitos e conglomerados vulcanogênicos intercalados com pelitos e quartzos arenitos. Nas porções a sudeste da área rochas carbonáticas também ocorrem associadas às demais sedimentares, no entanto sua idade ainda é desconhecida.

O reconhecimento de rochas com intensa contribuição vulcanoclástica na região foi feita primeiramente por Almeida & Nogueira Filho (1959) ao longo do rio Aripuanã e a estas rochas foi sugerida a denominação de Grupo Beneficente. Uma idade de proveniência com picos de maior frequência de 1,74 – 1,76 Ga em um quartzos arenito no mesmo rio (Reis *et al.* 2013) sugere que a sedimentação foi um pouco mais jovem que o vulcanismo

do Grupo Colíder. Já uma idade de 1,76 Ga (Brito *et al.*, 2010) para uma vulcânica porfirítica félsica, aflorante no garimpo Eldorado do Juma (Novo Aripuanã-AM), mostra uma idade mais jovem para vulcânicas. Uma soleira de augita-olivina gabro, de aproximadamente 250 m de espessura, intrude camadas de ritmitos do Grupo Beneficente no rio Aripuanã, próximo à localidade de Mata-Matá. Esta unidade forneceu uma idade em torno de 1,56 Ga (Betiollo *et al.* 2009) em badeleita, que é balizada como idade mínima de deposição.

Uma bacia mesoproterozoica, relacionada à Formação Prainha (Almeida & Nogueira Filho, 1959) e outras unidades sedimentares pouco estudadas na área, forneceu idades mínimas de deposição de ~ 1,0 - 1,5 Ga (Reis *et al.* 2013). As rochas proterozoicas são cobertas pelas unidades paleozoicas da Bacia Alto Tapajós que compreendem o Grupo Jatuarana (Bizarella *et al.* 1980), composto por siltitos e arenitos finos glauconíticos de idade siluro-devoniana (Cruz, 2005). Coberturas cenozoicas como os arenitos e conglomerados da Formação Içá e os terraços fluviais cobrem localmente as unidades da área.

MÉTODOS

Os métodos de trabalho compreenderam o mapeamento geológico em escala 1:100.000 por meio terrestre nas rodovias Transamazônica (BR-230), AM-174 - que liga os municípios de Apuí e Novo Aripuanã - e vicinais, bem como campanhas fluviais ao longo do rio Acari. Perfis estratigráficos foram levantadas com auxílio de gama-espectrômetro portátil modelo RS-125 da marca *Radiation Solutions Inc.* Uma revisão petrográfica das amostras foi realizada. A nomenclatura faciológica de depósitos vulcânicos piroclásticos é baseada no esquema de Branney & Kookelar (1992). Para as vulcânicas hipabissais e para as rochas sedimentares utilizou-se o critério de letras maiúsculas para o nome da rocha e letra minúscula para textura (e.g. porfirítico), estrutura sedimentar (e.g. estratificação plano-paralela) e proveniência (e.g. vulcanogênico).

RESULTADOS

Os resultados do mapeamento, petrografia e separação litofaciológica foram divididos em tipos de depósitos e locais de ocorrência. Os códigos, descrições e interpretações de litofácies são apresentados na Tabela 1. Na tabela 2 consta a associação de litofácies e o local de ocorrência correspondente.

Litofácies associadas a Correntes de Densidade Piroclásticas (CDPs) – sul de Apuí

Na região que compreende as porções sudeste e sul da sede municipal de Apuí-AM, ao sul da BR-230 (Transamazônica), o acesso é realizado pelas vicinais Ema e Gaúcha. Nesta área, as rochas vulcânicas do Grupo Colíder encontram-se intemperizadas, comumente com fenocristais de quartzo e matriz alterada para argilominerais, sendo cortadas por veios milimétricos a centimétricos (até 3,0 cm) de quartzo sub-translúcido. Quando frescas, as vulcânicas são identificadas como lápili-tufos maciços ricos em cristais (LTmc) pobremente selecionados (Fig. 3a). As texturas mais comuns são de reabsorção dos cristais, bem como texturas de separação dos cristais (*broken apart*), onde partes dos cristais são segregadas. A principal mineralogia é formada por cristaloclastos de quartzo, K-feldspato (por vezes com cauda de recristalização), opacos, plagioclásio, biotita cloritizada (Fig. 3b) e, em uma única amostra, allanita. Minerais acessórios como zircão e apatita são comuns e os principais minerais de alteração são agregados de clorita, epidoto, opacos e mica branca. Os litoclastos presentes são agregados milimétricos subarredondados compostos por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, opacos e apatita. Nesta litofácies LTmc a matriz é micro- a criptocristalina, quartzo-feldspática isotropa ou com orientação da trama, sendo recristalizada quando próxima a bordas e contatos entre cristaloclastos ou quando cortada por fraturas.

Em rochas com grau de soldagem intermediário ocorrem texturas vitroclásticas fluidais com axiolitos e litofises orientados que contornam os cristaloclastos, indicando processos de devitrificação de fragmentos vítreos (Fig. 3c). Estas litologias compõem uma litofácies de lápili-tufos soldados ricos em cristais (LTcs). Algumas feições como orientação e alongamento de cristais de K-feldspato, quartzo e agregados de epidoto e clorita, além da formação de sombras de pressão e caudas de recristalização.

Outra litofácies associada à CDPs nessa região é representada por lápili-tufos ricos em púmice com textura eutaxítica (LTpe). Os tufos, que mostram alteração intempérica avançada, são compostos por cristaloclastos de quartzo (1,0 – 2,0 mm) e fragmentos de púmice lenticulares (comprimento entre 0,3 cm e 2,0 cm) no plano X-Z. Esta orientação forma uma foliação milimétrica a centimétrica, marcando uma trama eutaxítica de fragmentos lenticulares (Fig. 3d). As litofácies LTmc, LTcs e LTpe podem ser agrupadas em uma associação de unidades de resfriamento ignimbríticas, originadas por fluxos piroclásticos primários de temperatura moderada.

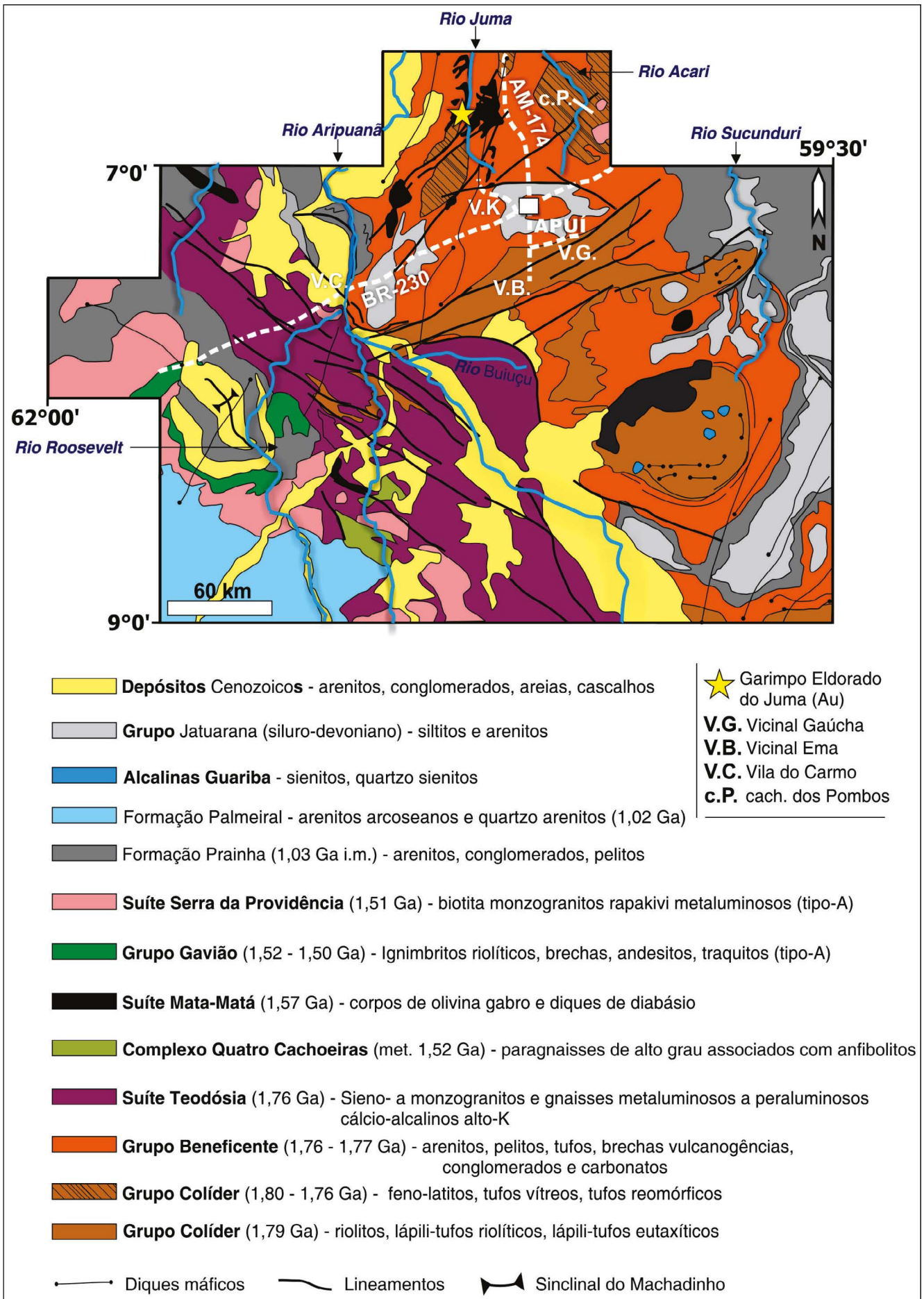


Figura 2 - Mapa Geológico simplificado da área de estudo cartografado em escala 1:100.000, com limites de unidades e lineamentos magnéticos obtidos por interpretação de imagens aerogeofísicas. Idades compiladas de Almeida & Costa (2014).

Tabela 1 - Descrição e interpretação das litofácies dos grupos Colíder e Beneficente na área de estudo.

Código	Litofácies	Descrição	Interpretação
Grupo Colíder			
LTmc	Lápili-tufos maciços ricos em cristais	Lápili-tufos maciços ricos em cristais (quartzo, K-feldspato, biotita)	Ignimbritos de correntes de densidade piroclástica: flow-boundary zone dominada por escape de fluidos.
LTcs	Lápili-tufos soldados ricos em cristais	Lápili-tufos ricos em cristais (quartzo, K-feldspato, biotita) com moderado grau de soldagem	Correntes de densidade piroclástica: flow-boundary zone dominada por escape de fluidos. Soldagem de baixa temperatura.
LTpe	Lápili-tufos ricos em púmice com textura eutaxítica	Lápili-tufos ricos em púmices com textura eutaxítica. Alterados para argilominerais	Correntes de densidade piroclástica: ignimbritos com soldagem de moderada temperatura.
FLp	Feno-latitos porfiríticos	Feno-latitos com fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e K-feldspato. Matriz rica em sílica	Intrusões hipabissais rasas. Ignimbritos de corrente de densidade piroclástica com alta temperatura.
LTreo	Lápili-tufos reomórficos	Lápili-tufos foliados e dobrados com cristais de feldspato argilizados e quartzo. Trama parataxítica.	Tufos co-ignimbritos soldados em alta temperatura.
Treo	Tufos reomórficos	Tufos finos ricos em fiamme e lápili-tufos com cristalo-clastos de quartzo. Alto grau de soldagem.	Depósitos de cinza co-ignimbritos. Topo ou base de ignimbrito.
Tsha	Tufos ricos em shards	Tufos finos isotropos ricos em shards (raros cristalo-clastos de quartzo) com orientação caótica	Depósitos de interface entre a corrente de densidade piroclástica inferior e a nuvem de elutriação co-ignimbérica.
LTacc	Lápili-tufo rico em lápili acrescionário	Lápili-tufos formados por lápili-acrescionário com matriz tufácea e gas pipes	
Grupo Beneficente			
Cm	Conglomerado matriz-suportado	Conglomerados vulcanogênicos monomíticos com seixos e matacões moderadamente arredondados de feno-latitos imersos em matriz epiclástica fração areia fina a grossa	Depósitos de leques aluviais ou deltaicos.
Cc	Conglomerado clasto-suportado	Conglomerado vulcanogênico polimítico com seixos bem a moderadamente arredondados de feno-latitos, tufos, ignimbritos e vulcânicas félsicas afaníticas	Preenchimento de canais subaquosos com alto gradiente de declividade.
Ac	Arenitos conglomeráticos	Arenitos conglomeráticos com seixos de feno-latitos, de arenitos seixosos e de quartzo em camadas tabulares com estratificações cruzadas de baixo ângulo	Ação de correntes de média energia em substrato vulcânico.
Brv	Brechas vulcanogênicas	Brechas com vulcanoclastos félsicos angulosos centimétricos em matriz arenosa grossa	Erosão in-situ de rocha vulcânica félsica por correntes subaquosas.
Af	Arenitos médios a grossos com estratificação festonada	Litarenitos mal selecionados com estratificação festonada. Podem conter grânulos de intraclastos argilosos e líticos vulcânicos na base. Feição de leito: ripples centimétricas.	Preenchimento de canais subaquosos e migração de dunas de morfologia de leito 3D.
Avpp	Arenitos grossos com estratificação p-p	Litarenitos vulcanogênicos mal selecionados com grãos subangulosos com estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo	Correntes trativas de alta energia.
Aco	Arenitos grossos com estratificação convoluta	Litarenitos mal selecionados vulcanogênicos com estratificação convoluta	Retrabalhamento da estratificação por tensões em colapsos gravitacionais.
Am	Arenitos finos a médio maciços	Sublitarenitos maciços bem selecionados com grãos bem arredondados	Lobos turbidíticos frontais.
Acp	Arenitos médios com estratificação cruzada planar	Quartzo arenitos a litarenitos mal selecionados com estratificação cruzada planar e planar de baixo ângulo	Correntes trativas de média a alta energia com migração de dunas de morfologia de leito 2D.
App	Arenitos finos com estratificação p-p	Sublitarenitos, bem selecionados, com grãos bem arredondados e estratificação p-p	Ação de correntes trativas de alta energia.
Tv	Tufos vítreos finos	Tufos com fragmentos de púmice bandados e com vesículas tubulares na fração cinza	Depósitos de cinza co-ignimbritos. Topo ou base de ignimbrito.
Pp	Pelitos com laminação cruzada planar	Siltitos arenosos com laminação cruzada planar de baixo ângulo de pequeno porte	Migração de dunas subaquosas em correntes de baixa energia.
Pm	Pelitos maciços	Siltitos e argilitos maciços de cor vermelha clara a marrom.	Decantação de sedimentos muito finos em regime de baixa energia.
Pl	Pelitos laminados	Siltitos arenosos com laminação milimétrica, cor marrom e níveis caulíníticos.	Decantação de sedimentos muito finos em regime de baixa energia.
Ph	Pelitos com estruturas heterolíticas	Siltitos e argilitos com estruturas wavy-linsen	Alternância de regimes de maior energia e menor energia (decantação).
Tmf	Tufos muito finos	Tufos muito finos com níveis oxidados recristalizados parcialmente (mica branca)	Depósitos de cinza co-ignimbritos. Topo ou base de ignimbrito.

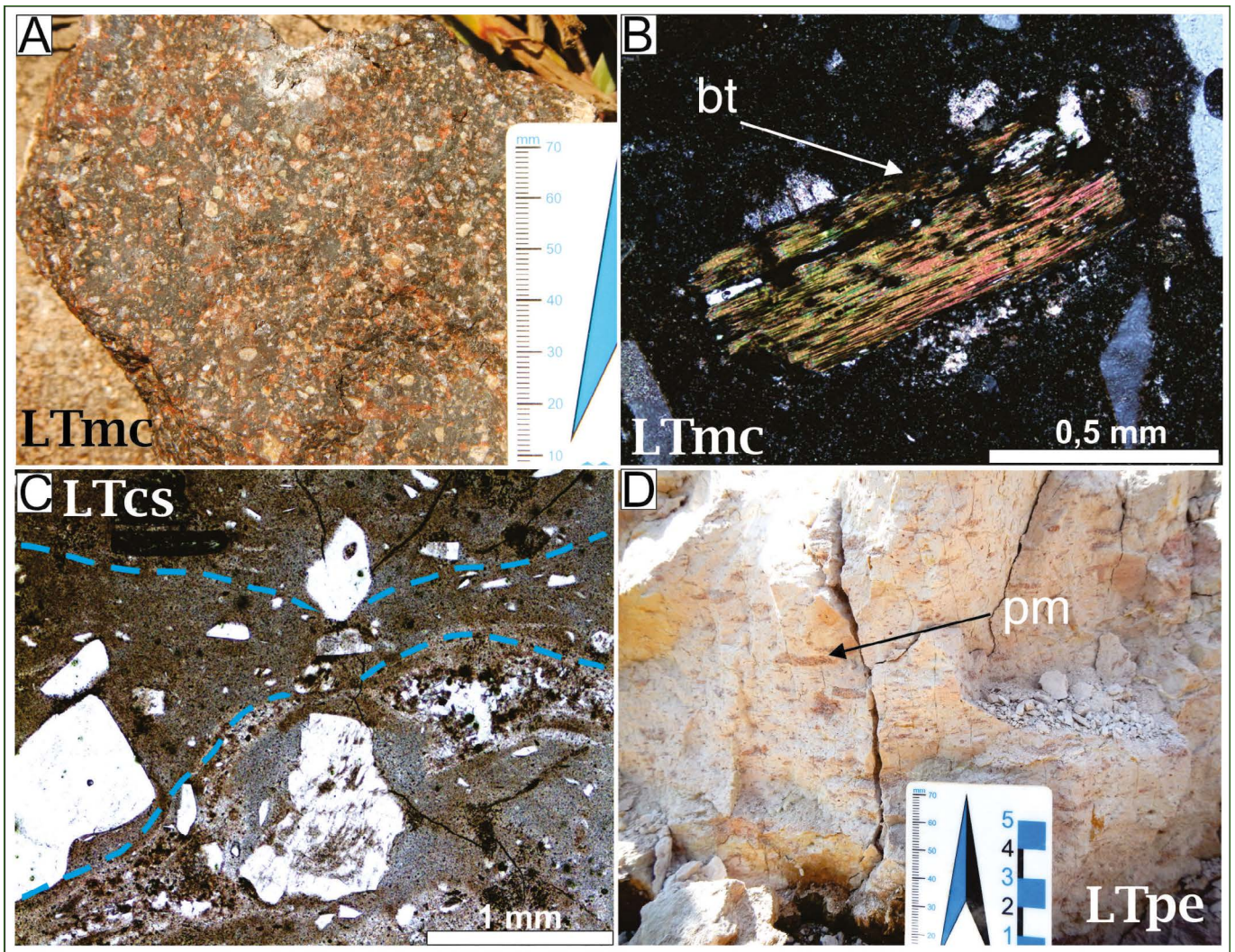


Figura 3 - Feições macroscópicas e microscópicas das rochas do Grupo Colíder relacionadas à CDPs ao sul de Apuí. (A) Lápili-tufo rico em cristaloclastos de quartzo e K-feldspato dispersos em matriz afanítica, litofácies LTmc. (B) Cristaloclasto de biotita (bt) parcialmente cloritizada em lápili-tufo, litofácies LTmc. (C) Lápili-tufo riolítico rico em fragmentos de cristais com texturas de reabsorção, mal selecionado e com texturas vitroclásticas fluidais na matriz, litofácies LTcs. (D) Lápili-tufo rico em fragmentos lenticulares de púmice (pm) dispersos em matriz alterada de cor branca, litofácies LTpe.

Litofácies associadas a depósitos hipabissais e GDPs – rios Juma e Acari

As litofácies associadas a depósitos hipabissais e piroclásticos ocorrem ao longo dos rios Juma e Acari. As rochas aflorantes são feno-latitos porfiríticos (FLp, classificação petrográfica) de cor laranja-avermelhada (Fig. 4a) com fenocristais de plagioclásio e K-feldspato (0,1 – 0,5 cm) tabulares euédricos a subédricos, além de clinopiroxênio anédrico alterado para minerais do grupo da iddingsita e clorita (Fig. 4b) e opacos subédricos. A matriz é oxidada vítrea com porções globulares devitrificadas para quartzo em texturas *quench*.

Em exposições restritas no rio Acari ocorrem lápili-tufos reomórficos (LTreo) com cristaloclastos de feldspato (2 -3 mm) argilizado e quartzo embainhado (-1 mm). Estes estão dispersos em uma matriz afanítica vermelha devitrificada a localmente recristalizada. Macroscopicamente esta litofácies mostra uma foliação em escala de mm e cm, no entanto um aspecto coerente aparente, onde a foliação é obliterada por superfícies

intemperizadas também é reconhecida (Fig. 4c). Esta litofácies está associada a tufos vítreos reomórficos (Treo) com púmices achatados (*fiamme*) em uma trama vitroclástica parataxítica (Fig. 4d) e em ambas foi verificada uma foliação penetrativa com dobras suaves a apertadas inclinadas com caimento sem lineação aparente (S>>L) (Fig. 4e).

Tufos vítreos ricos em shards (Fig. 4f) de 1 a 2 mm (Tsha) possuem até 20% de cristaloclastos de feldspato dispostos em trama caótica, apresentando raros cristaloclastos de quartzo arredondados (-1 mm). Litofises circulares preenchidas por quartzo epitaxial também compõem esta litologia.

Na rodovia AM-174, 20 km ao norte de Apuí, ocorre um lapilito com fragmentos esféricos de lápili-acrescionário com cor de alteração alaranjada e dimensões médias de 1 mm a 5 mm (Fig. 5a) dispersos em matriz tufácea fina de cor cinza, representando a litofácies lápili-tufo rico em lápili-acrescionário (LTacc). Os fragmentos estão isolados ou amalgamados e são com-

postos por agregados de minerais do grupo da clorita, agregados quartzo-feldspáticos e opacos globulares (Fig. 5b). A mineralogia corresponde à alteração e recristalização de fragmentos vulcânicos de fração cinza. A matriz tufácea é composta por partículas quartzo-feldspáticas com opacos, apatita e clorita. Uma feição importante é a presença de estruturas regulares e paralelas com abertura em torno de 2,0 cm, espaçamento

variável de até 1,5 m e terminação na forma de “dedos”. As estruturas descritas são preenchidas por fragmentos de lápili-acrescionário de menores dimensões (2,0 mm) que os fragmentos presentes na rocha (Fig. 5c,d). Estas estruturas são interpretadas como *gas pipes*, que serviram como canais de elutriação após a remobilização da fração lapilítica e cinerítica mais fina das porções basais do fluxo.

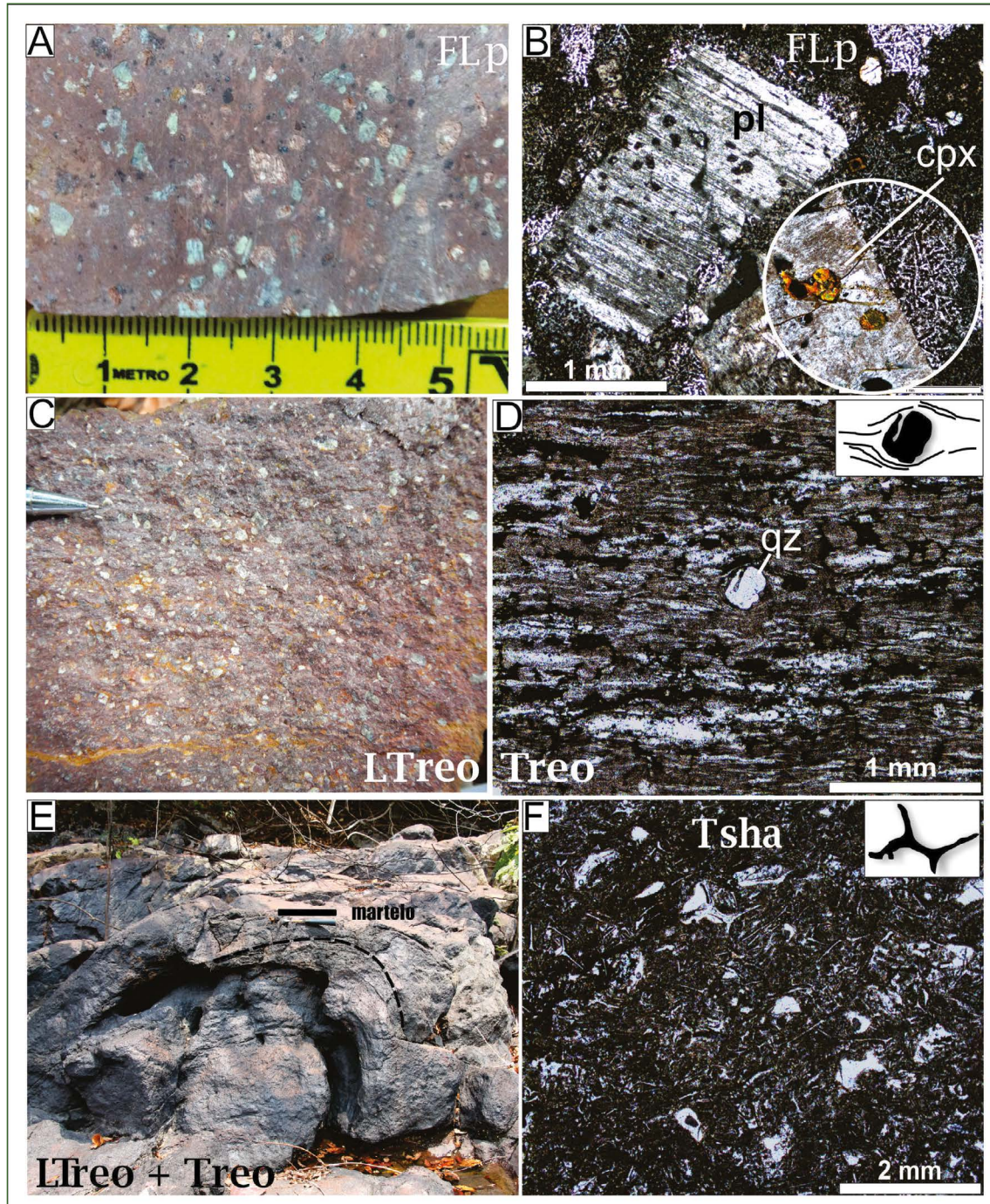


Figura 4 - Feições macroscópicas e microscópicas das rochas hipabissais, efusivas e piroclásticas dos rios Juma e Acari. (A) Fenolático porfirítico (FLp) com ~35% de fenocristais de plagioclásio, piroxênio e K-feldspato em matriz afanítica avermelhada. (B) Fenocristais de plagioclásio (esq.) e clinopiroxênio (dir.) em fenolático porfirítico. Detalhe em contato de cristal de plagioclásio com inclusão de piroxênio e matriz com textura quench. (C) Aspecto coerente aparente em lápili-tufo reomórfico (LTreo) mostrando alto conteúdo de cristaloclastos e fenocristais (~40%) argilizados. (D) Tufo reomórfico (Treo) com trama parataxítica marcada pela orientação paralela de fiamme contornando as frações sólidas (cristais). (E) Dobra com comprimento de onda métrico (escala do martelo) e superfície axial de médio ângulo de mergulho onde as litofácies LTreo e Treo ocorrem dobradas conjuntamente. (F) Tufo vítreo rico em fragmentos de shards (Tsha) milimétricos.

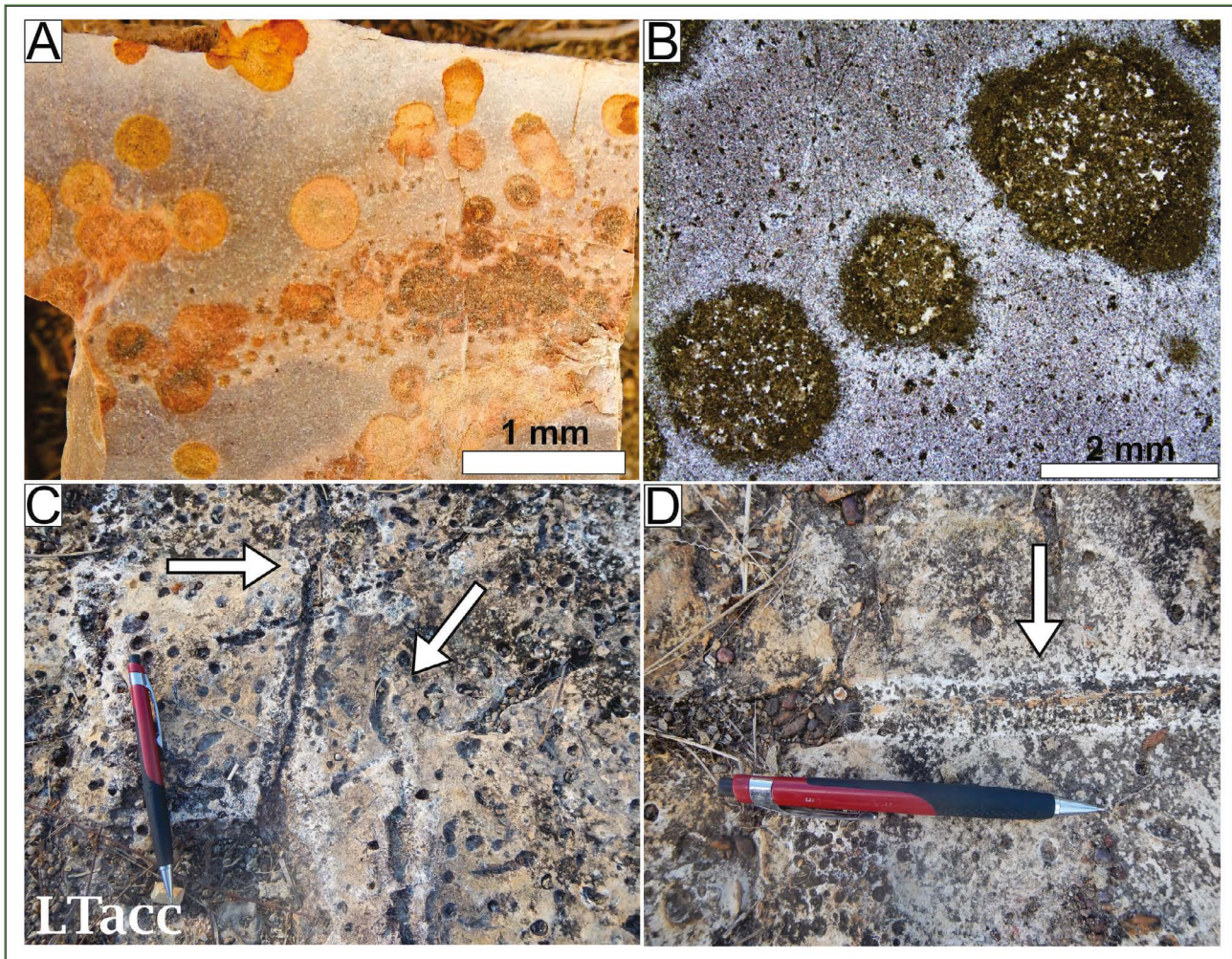


Figura 5 - Feições macroscópicas e microscópicas da litofácies LTacc. (A) Fragmentos de lápili-acrescionário milimétricos com cor de alteração laranja em matriz tufácea de cor cinza. (B) Mesmo litotipo em lâmina delgada, mostrando alteração para minerais do grupo da clorita nos fragmentos. (C) Gas pipes de abertura centimétrica em lapilito, mostrando terminação na forma de dedos. (D) Detalhe em gas pipe, contendo fragmentos de lápili-acrescionário com menor granulção em relação à moda da rocha.

Sedimentação do Grupo Beneficente

Contato entre rochas vulcânicas e sedimentares - Garimpo Eldorado do Juma

No Garimpo Eldorado do Juma, especificamente na grotta Rica, a ocorrência de rochas vulcânicas porfíricas com fenocristais de feldspato (-20 – 30%) e sem quartzo modal (FLp) são atribuídas ao Grupo Colíder. Estudos geocronológicos em uma amostra de rocha vulcânica ácida neste garimpo forneceram uma idade de cristalização de 1.766 ± 5.7 Ma (Brito *et al.* 2010), indicando que estas vulcânicas são uma importante fonte de detritos para o Grupo Beneficente (1,76-1,74 Ga).

Nesta área, as vulcânicas estão alteradas intempericamente e mostram turmalinização dos feldspatos. O contato das vulcânicas é diretamente com brechas vulcanogênicas (Brv) contendo litoclastos angulosos centimétricos de vulcânica félsica em matriz epiclástica e vulcanoclástica fração areia grossa. Estas brechas

são sobrepostas por arenitos grossos vulcanogênicos (Avpp) com estratificação cruzada planar. O acamamento das rochas sedimentares é abaulado, mostrando diversos mergulhos, de até 20° (Fig. 6a,b). Cerca de 480 m a oeste desta exposição, dentro do mesmo garimpo, ocorre um conglomerado matriz-suportado (Cm) vulcanogênico monomítico (Fig. 6c) com clastos (1 – 60 cm) de baixa a média esfericidade, moderadamente a bem arredondados. A composição dos clastos é de rocha vulcânica porfírica com fenocristais de feldspato alterados (- 0,3 cm) e matriz arenosa fina a média composta por líticos vulcanogênicos e quartzo.

As unidades basais são sobrepostas por pacotes métricos (- 3 m) de pelitos maciços (Pm) e laminados (Pl) cortados por vênulas de caulim com espessura milimétrica (Fig. 6d), brechas vulcanoclásticas (Brv) e camadas com cerca de 2,5 m de quartzo arenitos brancos médios bem selecionados com grãos bem arredondados e estratificação cruzada planar (Acp).

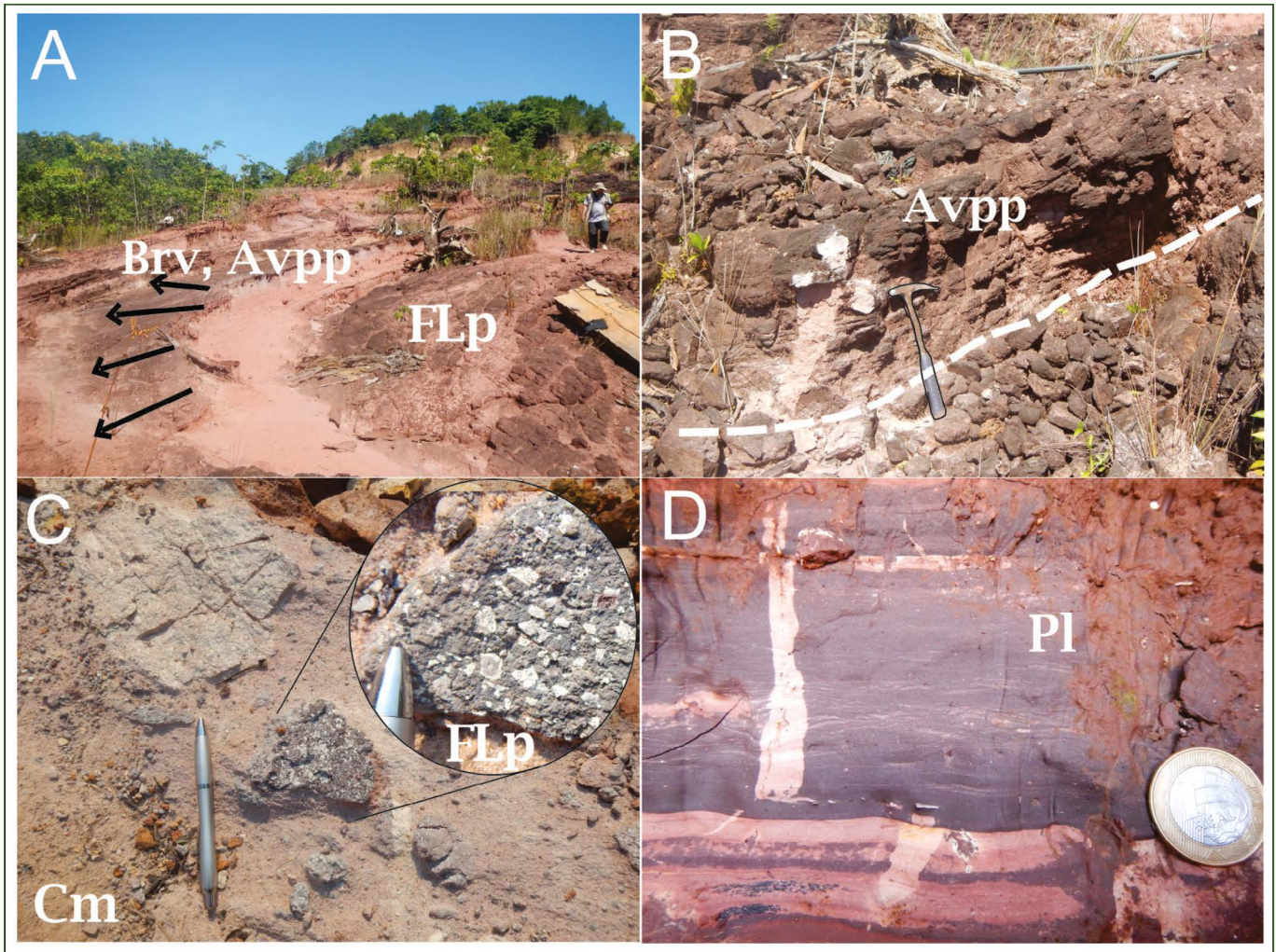


Figura 6 - Feições de campo das rochas sedimentares do Grupo Beneficente no Garimpo Eldorado do Juma. (A) Contato dos feno-latitos (FLp) com brechas vulcanogênicas (Brv) e arenitos grossos vulcanogênicos (Avpp) com as setas indicando o mergulho das camadas em plano longitudinal/vertical. (B) Inclinação de camada de arenito vulcanogênico (tracejado) próximo à vulcânica porfirítica. (C) Conglomerado matriz-suportado (Cm) vulcanogênico monomítico com clastos de vulcânica porfirítica e matriz vulcanoclástica. Detalhe em clasto centimétrico de feno-latito. (D) Intercalação de siltitos e argilitos (Pl) cortados por vênulas de caulim paralelas e ortogonais à laminação.

O topo da sequência é caracterizado por uma associação de arenitos médios a grossos (Af) e arenitos médios (Acp). Os primeiros possuem má seleção granulométrica, cor avermelhada e estratificação cruzada tangencial a festonada (feição de leito 3D). A segunda litofácies é composta por arenitos médios com estratificação cruzada planar e planar de baixo ângulo (Amp, feição de leito 2D) formando sucessões com aumento da frequência de camada de arenitos em direção ao topo (Fig. 7a,c). É comum a presença de clastos de vulcânica e intraclastos argilosos milimétricos a centimétricos provenientes de *drapes* de lama (Fig. 7b).

Associações de arenitos e tufos com conglomerados - médio Acari e vicinal Gaúcha

Descendo o rio Acari em seu médio curso, a partir da rodovia Transamazônica, aflora uma sucessão que apresenta da base para o topo: (i) brechas vulcanogê-

nicas (Brv) sobrepostas por arenitos médios, bem selecionados e com estratificação cruzada planar (Avpp); (ii) arenitos grossos de coloração roxa-avermelhada, com estratificações cruzadas festonadas (Af) de médio porte e clastos de vulcânica esparsos (Fig. 8a); e (iii) quartzos arenitos de cor rosa, bem selecionados, com estratificação plano-paralela a planar com truncamentos de baixo ângulo (Acp; Fig. 8b), tipo *swash-backwash*. Os quartzos arenitos também mostram marcas onduladas de diferentes comprimentos e onda e direções de paleocorrente sugestivos de fluxo oscilatório em ambiente de *foreshore* ou *shoreface* superior.

Em um trecho ao norte da cachoeira dos Pombos (Fig. 2), ocorrem arenitos conglomeráticos (Ac) dispostos em camadas tabulares. Os arenitos são compostos por seixos de vulcânicas porfiríticas bem arredondados em matriz arenosa grossa com estratificações cruzadas de médio a grande porte em baixo ângulo (Fig. 8c). Uma

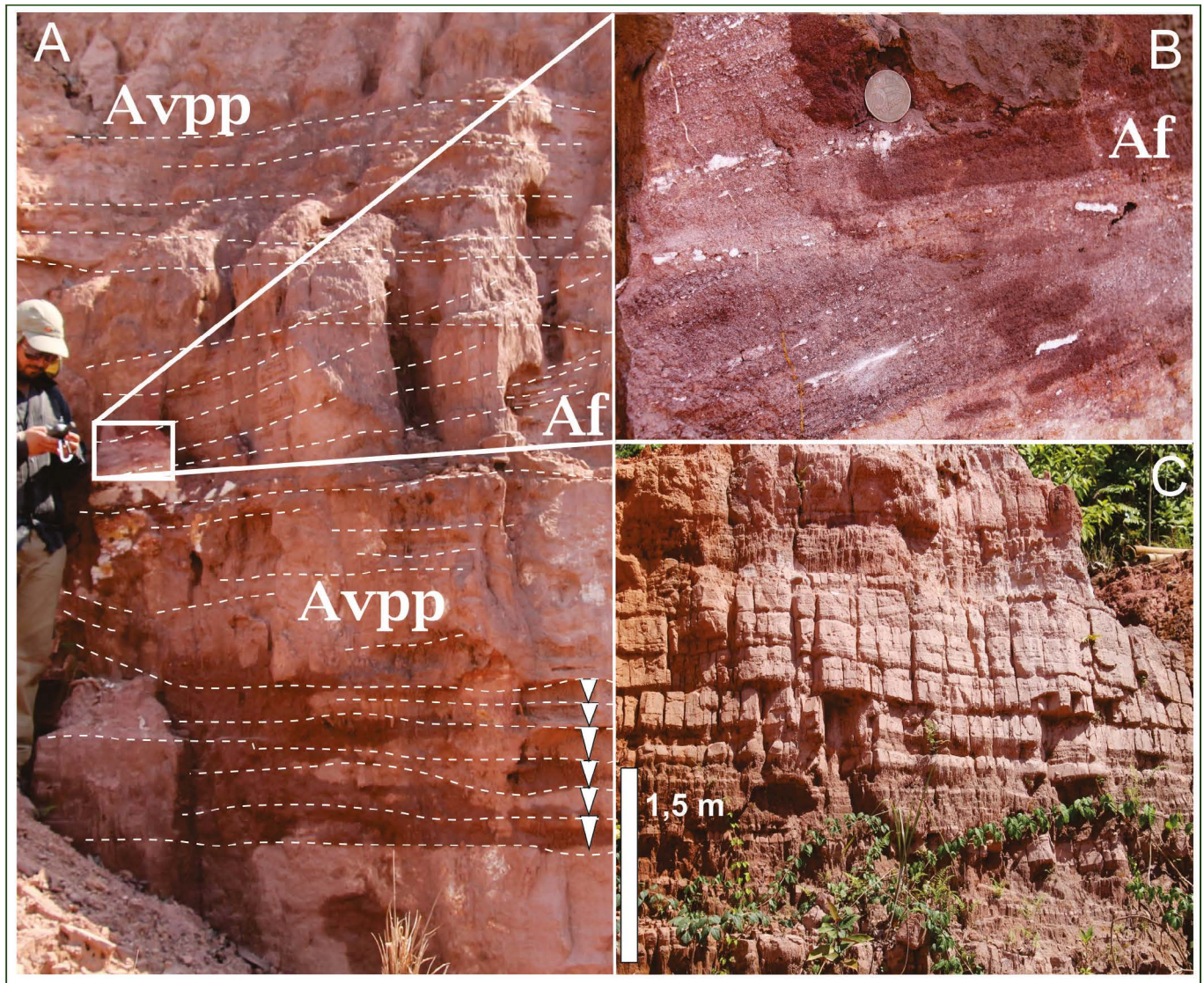


Figura 7 - Sucessão, formas de leito e estruturas dos arenitos e pelitos do Grupo Beneficente no Garimpo Eldorado do Juma. (A) Lâminas granodescrescentes ascendentes, estratificações cruzadas de baixo ângulo e tangenciais em arenitos grossos. (B) Arenito com estratificação festonada e intraclastos argilosos de camadas pelíticas sotopostas (Af). (C) Sucessão progradacional. A quantidade de sedimentos na fração areia aumenta em direção ao topo.

camada de tufos e conglomerados mergulha 22° para sul e é formada, da base para o topo, por: (i) tufos muito finos com níveis oxidados milimétricos segmentados (Tmf) que possuem recristalização para mica branca muito fina e gradacionam para; (ii) tufos vítreos finos (Tvf) com fragmentos de púmices bandados ou tubulares e poucos cristaloclastos de quartzo (Fig. 8d) e; (iii) conglomerado clasto-suportado (Cc) vulcanogênico polimítico mal selecionado com clastos (0,5 mm - 4 cm) bem arredondados a moderadamente arredondados (Fig. 8e) de feno-latitos, tufos muito finos e médios, arenitos tufáceos, vulcânicas félsicas afaníticas, arenitos com fragmentos angulosos.

Ao sul da sede municipal de Apuí, na vicinal Gaúcha, as vulcânicas estão bastante intemperizadas. Em alguns locais mostram fenocristais e em outros as

texturas são obliteradas. As unidades vulcânicas são sobrepostas por arenitos conglomeráticos de matriz arenosa grossa (Ac) com clastos angulosos centimétricos de quartzo sub-translúcido e arenitos seixosos (Fig. 8f e Fig. 9). Estes são sobrepostos por arenitos vulcanogênicos grossos maciços mal selecionados que são truncados por arenitos médios a grossos moderadamente selecionados (Fig.9) que apresentam tanto estratificação cruzada festonada (Af), quanto planar e planar de baixo ângulo (Avpp). Em outros locais nessa mesma vicinal, afloram arenitos líticos vulcanogênicos com estratificações convolutas (Aco, Fig. 8g) sobrepostos por conglomerados polimíticos com matriz grossa e clastos de vulcânica de até 20 cm pouco angulosos a bem arredondados.

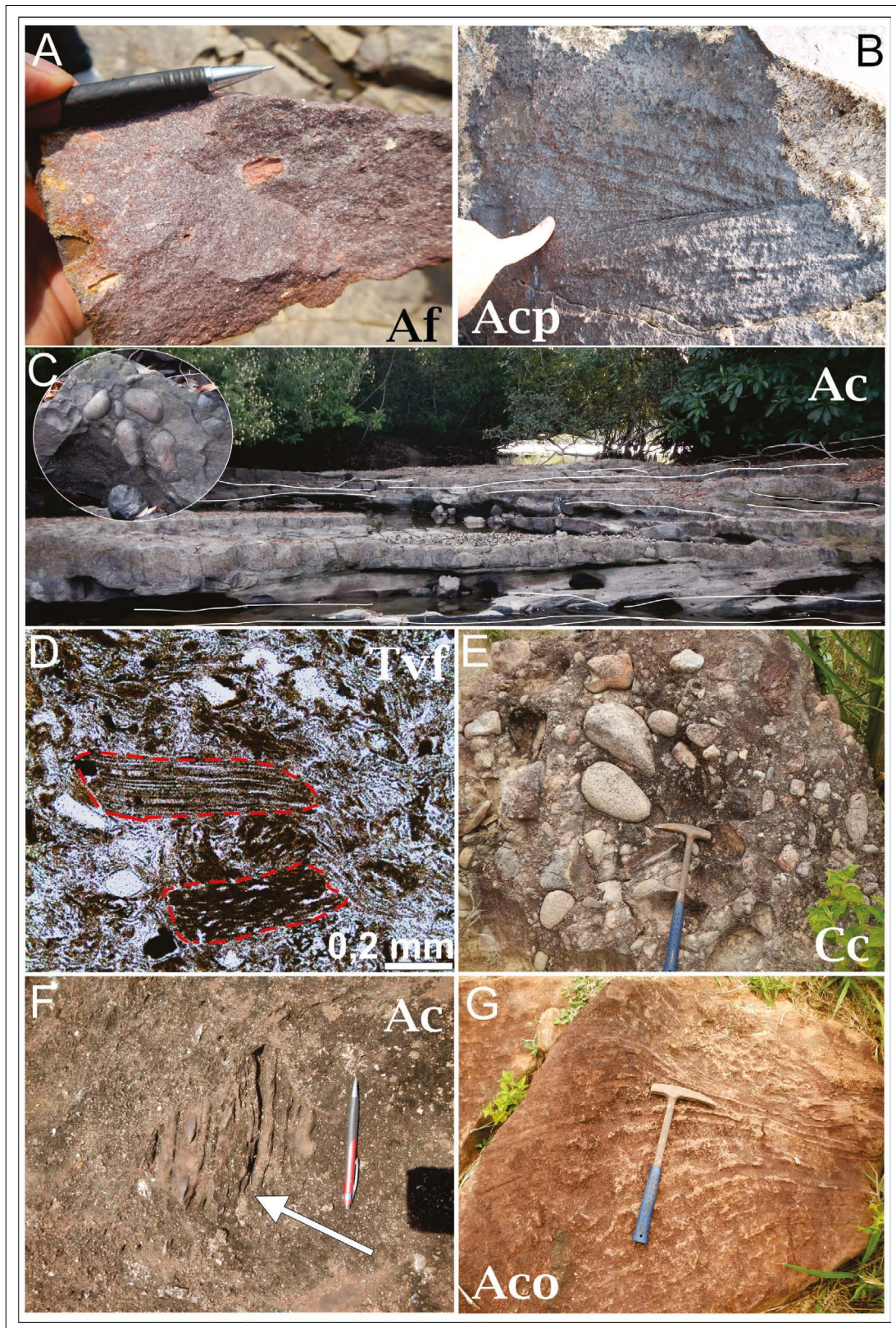


Figura 8 - Feições macroscópicas e microscópicas das rochas do Grupo Beneficente no médio curso do rio Acari (A,B,C,D) e vicinal Gaúcha (E,F,G). (A) Arenito médio a grosso vulcanogênico, detalhe no clasto de rocha vulcânica no centro da foto. (B) Arenito médio com estratificação cruzada planar (Avpp). (C) Litofácies de arenitos conglomeráticos com laminação plano-paralela (Ac) dispostos em lobos amalgamados. Detalhe da rocha no canto superior esquerdo. (D) Tufo vítreo fino (Tvf) com fragmentos de púmice (pontilhado). (E) Conglomerado clasto-suportado (Cc) polimítico com clastos de vulcânicas félsicas afaníticas e porfíricas. (F) Arenito conglomerático (Ac) com blocos e seixos angulosos de arenito seixoso estratificado (detalhe na foto), quartzo sub-translúcido e vulcânicas félsicas. (G) Arenito grosso com estratificação convoluta (Aco).

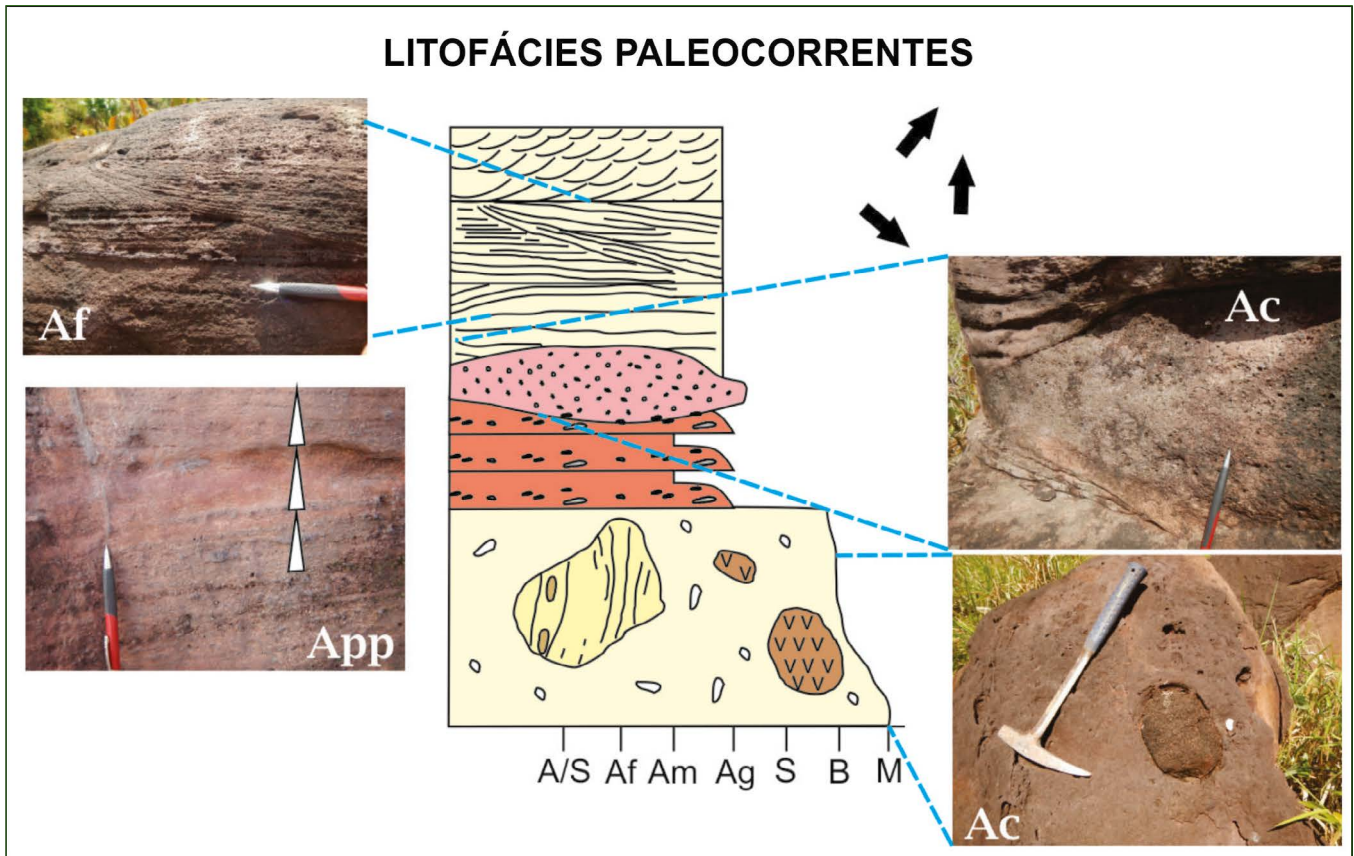


Figura 9 - Seção colunar das litofácies com a sucessão de litofácies envolvendo arenitos conglomeráticos (Ac), arenitos grossos com estratificação plano-paralela (Avpp) mostrando sets com granodecrescência ascendente e arenitos grossos com estratificação festonada (Af), na vicinal Gaúcha. Paleocorrentes para NNE, NE e SE.

Arenitos e pelitos vulcanogênicos – Vila do Carmo e Transamazônica

Na Vila do Carmo (Fig. 2) as camadas do Grupo Beneficente mergulham cerca de 32° para SW. As principais litofácies que ocorrem nessa região são: quartzos arenitos e sublitarenitos finos, bem selecionados, com grãos bem arredondados e estratificação plano-paralela (App); pelitos laminados (Pl) com níveis caulíníticos e camadas centimétricas (~ 10 cm) de tufo alterados (Tmf); siltitos e argilitos com estruturas *wavy-linsen* (Ph); sublitarenitos finos a médios mal selecionados com grãos bem arredondados e estratificação cruzada planar (Avpp).

Em alguns locais as rochas sedimentares mostram dobras em camadas de arenitos imersas em pelitos. As dobras são sugestivas de depósitos de *slump* (colapsos gravitacionais) em seções com acamamento subhorizontal ou de dobras de arraste, onde as camadas são cortadas por falhas. A interpretação de um perfil estratigráfico de 50 m associado ao perfil de Contagem Total (cps) de K, Th e U sugere a presença de pelo menos uma parassequência prográdacional cujo conjunto de litofácies mostra o aumento da frequência da fração areia muito

fina a fina até o topo (Fig. 10). Outra característica da seção é a ocorrência de camadas centimétricas (5 – 10 cm) de tufo finos a médios de coloração cinza-escura, bastante alterados (Tv).

Uma seção geológica regional de cerca de 75 km a partir do rio Aripuanã até a sede municipal de Apuí mostra, nos primeiros quilômetros, arenitos médios com laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (Acp, Fig. 11a) com marcas onduladas de comprimentos de onda centimétrico (~5 cm). A litofácies Acp também mostra marcas de gretas de contração com erosão de camadas mais finas sobrepostas (Fig. 11b). Sucessões com camadas métricas (~1 – 1,5 m) tabulares de arenitos maciços (Am) intercaladas com argilitos e siltitos maciços de cor vermelha (Pm) também foram verificadas ao longo da seção (Fig. 11c).

Do km 35 ao km 75, entre o rio Aripuanã e a cidade de Apuí, prevalecem intercalações centimétricas de siltitos e arenitos finos a médios, por vezes com laminações onduladas truncadas (Fig. 11d). Na cidade de Apuí foi identificada uma sucessão de camadas horizontais de folhelhos, pelitos e arenitos com dobras intraestruturais convolutas (Fig. 11e).

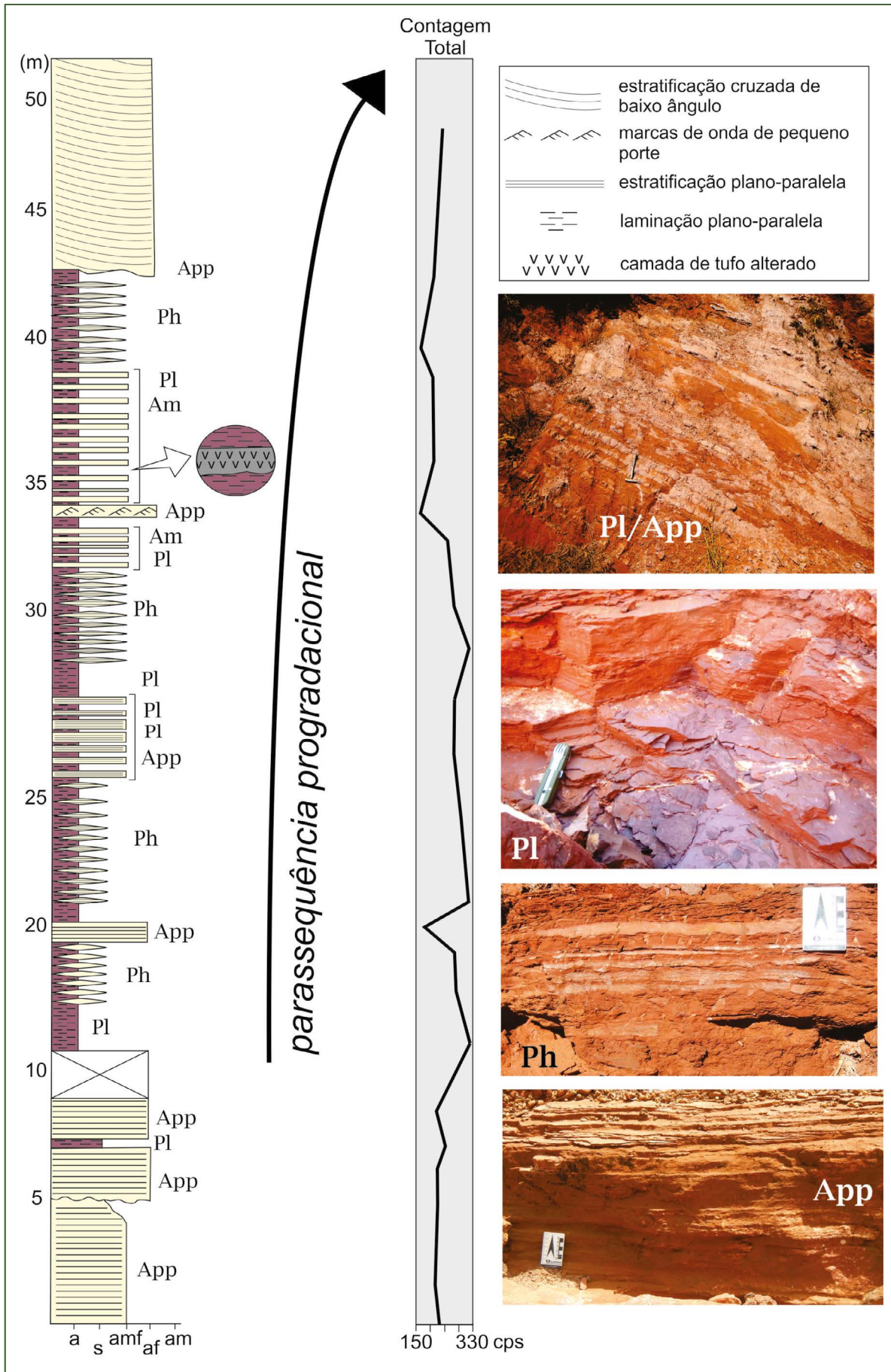


Figura 10 - Perfil estratigráfico e gamaespectrométrico para as rochas do Grupo Beneficente, no cruzamento da BR-230 com a vila homônima.

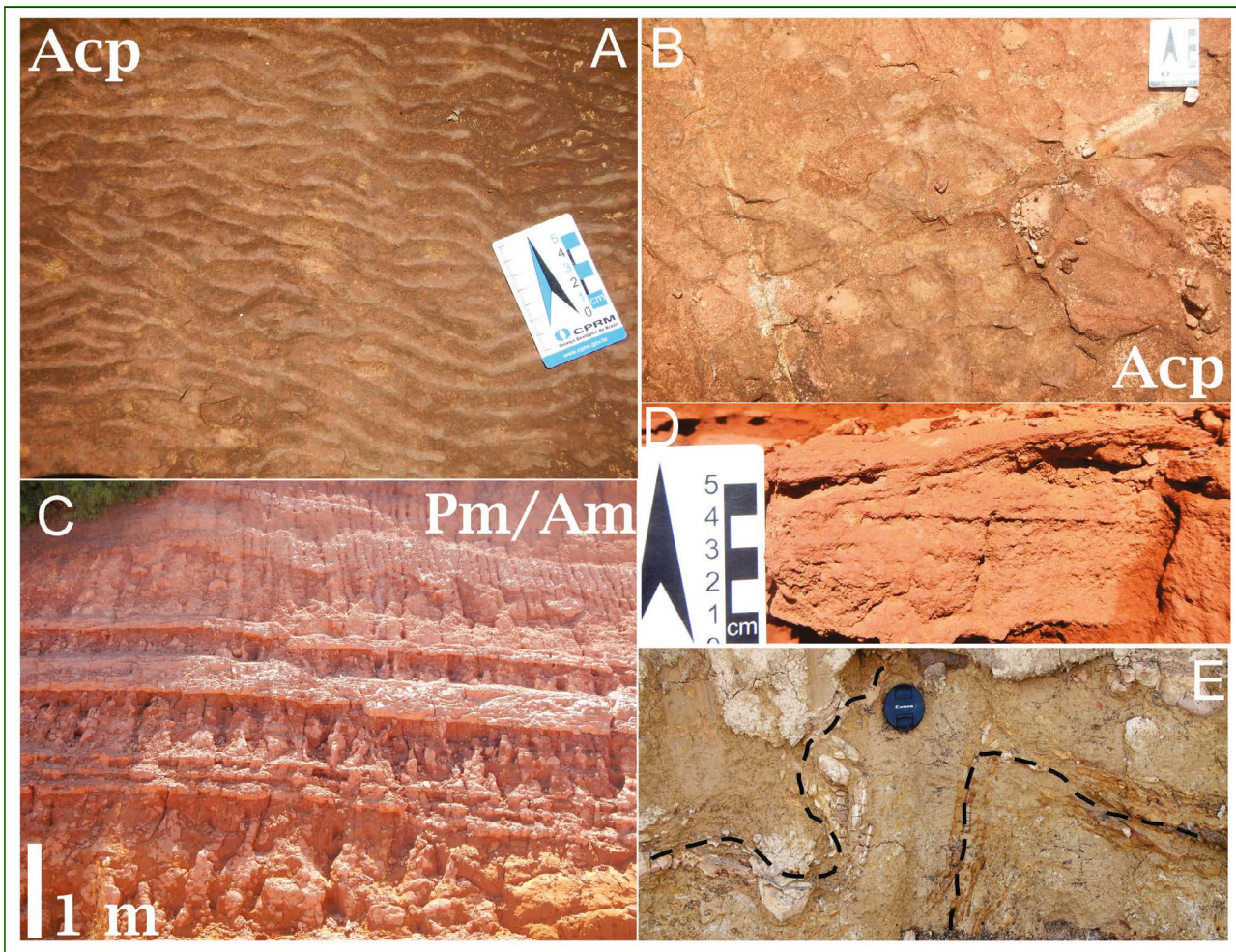


Figura 11: Principais litofácies das rochas sedimentares do Grupo Beneficente entre o rio Aripuanã até a sede municipal de Apuí (~ 75 km). (A) Arenito médio com marcas onduladas assimétricas a simétricas com comprimento de onda em torno de 2-3 cm. (B) Camada de arenito (em planta) mostrando contra-moldes de gretas de contração. (C) Intercalação métrica de camadas de pelitos maciços (Pm) e arenitos médios maciços (Am). (D) Laminação truncada de pequeno porte em arenito. (E) Dobras sanfonadas convolutas em camadas de arenitos finos imersos em sedimentos pelíticos.

Tabela 2 - Associações de litofácies, ocorrência e interpretação dos ambientes para os grupos Colíder e Beneficente.

Litofácies	Associação de litofácies	Ocorrência	Interpretação
LTmc, LTcs, Ltpe	Corrente de densidade piroclástica	Sul da cidade de Apuí Norte de Apuí, interflúvios dos rios Aripuanã, Juma,	Vulcanismo explosivo associado à fragmentação de magmas com alto grau de cristalinidade e supersaturados em SiO ₂
FLp, LTreo, Tsha, Ltacc, Br, Avpp, Af, Acp, App	Correntes de densidade piroclástica Canais distributários em regime de fluxo superior e fluxo de detritos	e Acari Garimpo Eldorado do Juma, rio Acari	Vulcanismo explosivo de baixa à alta temperatura com hipabissais correlatas. Depósitos subaéreos moderadamente empobrecidos em fenocristais. Erosão do substrato vulcânico associada a canais deltaicos distributários
Am, Acp, App, Tv, Pp, Pm, Pl, Ph, Tmf	Lobos arenosos com regime de fluxo superior a inferior em ambiente subaquoso	BR-230 (Transamazônica), Garimpo Eldorado do Juma,	Lobos arenosos de frente deltaica e pró-delta e pelitos de pró-delta com deformação interestratal

(Continua)

(Tabela 2 - Continuação)

Litofácies	Associação de litofácies	Ocorrência	Interpretação
Acp, App, Am,	Canais distributários em planície inundada	BR-230 (Transamazônica),	Depósitos de planície deltaica
Ph, Pl, Pm, Am	Lobos arenosos maciços depositados sob regime de fluxo superior em ambiente de decantação de finos	BR-230 (Transamazônica),	Lobos arenosos de correntes de turbidez depositadas em ambiente de lâmina d'água espessa.
Cm, Ac, Af, Avpp	Fluxos de massa em regime de fluxo superior	Sul de Apuí	Leques deltaicos com preenchimentos de canais distributários

DISCUSSÕES

Vulcanismo do Grupo Colíder

Vulcanismo félsico rico em quartzo - CDPs

Correntes de densidade piroclásticas são misturas não-homogêneas de partículas vulcânicas e gás que fluem de acordo com a sua densidade relativa ao fluido circundante (geralmente a atmosfera) e devido à gravidade terrestre. Elas podem ser originadas por colapsos de partes de uma coluna de erupções do tipo *fountain*, seguindo da fragmentação explosiva do magma e das rochas dos condutos vulcânicos, ou de explosões lateralmente inclinadas, ou também por avalanches quentes derivadas de domos de lava (Cas & Wright 1988; Branney & Kokelaar 1992). A ocorrência das litofácies de lúpili-tufos maciços ricos em cristais (LTmc) e de lúpili-tufos soldados ricos em cristais (LTcs), bem como lúpili-tufos ricos em púmice em textura eutaxítica (LTpe), é indicativa da deposição por fluxos compatíveis com o conceito de CDPs. As litofácies de lúpili-tufos maciços foram interpretadas dessa forma devido ao baixo grau de seleção e ausência de estratificações, sugerindo uma *flow-boundary zone* cuja segregação induzida pelo cisalhamento é suprimida. O desenvolvimento da trama eutaxítica em ignimbritos ricos em púmice e cristal é indicativo de processos que envolveram soldagem, ou seja, deformação da fração hialina acima da temperatura de transição do vidro.

A mineralogia, que é caracterizada por abundantes fenocristais e cristaloclastos de quartzo e K-feldspato, bem como pela presença de biotita+allanita, indica que o magma era supersaturado em SiO₂. O elevado conteúdo de cristais sugere um magma em estágios avançados de cristalização.

Vulcanismo félsico pobre em quartzo - intrusões hipabissais e CDPs

Os feno-latitos da área de estudo possuem alto conteúdo de fenocristais, chegando a ~ 45%. Esta variável é importante no aumento da viscosidade do magma. A ausência de litofácies típicas de depósitos efusivos (como autobrechas, brechas de topo, vesículas, interação lava-sedimento, entre outras) sugere que a maioria dos depósitos deve ser hipabissal. A ocorrência de rioli-

tos efusivos com conteúdo de fenocristais desta ordem é restrita na natureza e este fato também favorece a interpretação. Os termos mais pobres em fenocristais (~ 15%) são melhores candidatos a depósitos efusivos, no entanto sua origem também pode ser atribuída a uma variação faciológica empobrecida em cristais dentro das intrusões que foi gerada por remoção física de cristais por fluxo, acumulação por assentamento ou alta difusividade de elementos despolimerizadores em determinadas zonas (H₂O e álcalis) inibindo a nucleação de cristais.

Ignimbritos ricos em cristais mal selecionados e dobrados sugerem uma manifestação vulcânica relacionada a depósitos de fluxo piroclástico para a associação vulcânica félsica pobre em quartzo. A coexistência do alto grau de soldagem em ignimbritos e tufos vítreos finos dobrados simultaneamente sugere que o perfil de velocidade do fluxo piroclástico era estratificado, contendo plumas co-ignimbriticas nas suas porções internas. A origem dos ignimbritos pode ser explicada por taxas de explosividades intermediárias a altas, com predomínio de estilos eruptivos vulcanianos a sub-plinianianos, típicos de associações magmáticas com grau intermediário de viscosidade.

Tufos ricos em *shards* devem estar relacionados a plumas co-ignimbriticas. Sua intercalação com conglomerados e arenitos fluviais e costeiros sugere um magmatismo piroclástico contemporâneo ao Grupo Beneficente.

A origem de partículas do tipo lúpili-acrescionário deve-se ao crescimento controlado pela colisão de partículas revestidas por líquido, devido à diferença nas velocidades de queda, e que são ligadas pelo resultado de forças de tensão superficial, por atração eletrostática e crescimento mineral secundário (McPhie et al. 1993; Gilbert & Lane 1994; Schumacher & Schmincke 1995). A ausência de estratificações nos lapilitos com fragmentos de lúpili-acrescionário, no interflúvio entre os rios Juma e Acari, ao norte da Transamazônica, coloca em questionamento a origem dessas rochas vinculada à *base surges* hidromagmáticos. Portanto, a origem como depósito de queda ou de fluxo piroclástico é mais adequada. A presença de partículas de lúpili-acrescionário mais finas em *gas pipes* sugere a remobilização de frações mais finas sotopostas.

Sedimentação do Grupo Beneficente

Vulcanismo e sedimentação

Os aspectos mais relevantes nos afloramentos onde o substrato vulcânico está em contato com as rochas do Grupo Beneficente é a ocorrência de brechas vulcanoclásticas com matriz quartzosa, correspondentes à litofácies Brv. Estas brechas podem representar a desagregação *in-situ* do substrato vulcânico por correntes subaquosas e são sobrepostas por arenitos grossos com estratificação plano-paralela (Avpp), compatíveis com correntes de regime de fluxo superior. A presença dos conglomerados monomíticos matriz-suportados mostra um retrabalhamento do substrato vulcânico por fluxo de detritos. No Garimpo Eldorado do Juma a proporção de líticos em relação aos grãos de quartzo em arenitos diminui em direção ao topo da sequência na associação de litofácies de depósitos arenosos canalizados (arenitos finos, vulcanoclásticos e com estratificações festonada, plano-paralela e cruzada planar: Af, Avpp e Acp). Similarmente, no médio Acari, as associações de litofácies de arenitos (Af, Acp, Ap) são agrupadas na associação de litofácies de formas de leito de preenchimento de canais.

A gradação para quartzo-arenitos e diminuição de contribuição vulcânica é coerente com a desembocadura de canais em um ambiente costeiro.

Litofácies deltaicas e marinhas

A associação de litofácies de arenitos e pelitos entre o rio Aripuanã e a cidade de Apuí, ao longo da Transamazônica e no garimpo do Juma, mostra formas de leito de correntes subaquosas, tais como marcas onduladas assimétricas. A exposição subaérea de camadas mais arenosas, identificadas pelas marcas de gretas de contração, indica associação com ambiente de planície deltaica. Nas porções mais finas, a presença de laminações truncadas por ação de ondas de alta energia e as dobras de escorregamento intraestratais são mais comuns em ambientes de frente deltaica a pró-delta. O caráter heterolítico das camadas, com a presença de pelitos laminados com e sem areia pode ser atribuído a deltas dominados por rios (Bhattacharya 2010).

Os ciclos progradacionais nas associações de litofácies de pelitos laminados e arenitos tabulares são compatíveis com depósitos de frente deltaica, como já observado por Reis *et al.* (2009). Já a exposição das litofácies de pelitos maciços (Pm) e arenitos maciços tabulares (Am) intercalados, com uma grande proporção de sedimentos finos, mostra afinidade com ambientes de pró-delta onde correntes de turbidez se depositaram em porções mais profundas da bacia.

Os arenitos conglomeráticos, arenitos vulcanogênicos (Am, Af, Avpp), bem como os conglomerados e arenitos com estratificação convoluta (Cc, Aco) ao sul de Apuí representam o preenchimento de canais com alto gradiente de inclinação. Os fluxos tiveram perda de energia e mostram feições de retrabalhamento das estratificações. Esse conjunto de litofácies pode ser associado com um ambiente de preenchimento de leques deltaicos com erosão e deformação epidérmica dos arenitos da base e canalização do fluxo com diminuição da energia e capacidade da corrente. Os canais representam fluxos coesivos subaquosos (Arnott 2010) em leques deltaicos. A presença de clastos angulosos líticos de arenitos conglomeráticos e vulcânicos indica a erosão por correntes de alta energia em parte do substrato rochoso. A matriz predominantemente quartzosa dessas litologias indica a mistura com sedimentos plataformais maduros.

CONCLUSÕES

1 - As rochas vulcânicas da área compreendida entre os rios Aripuanã e Sucunduri são divididas em dois grupos composicionais: félsicas ricas em fenocristais e cristaloclastos de quartzo e félsicas ricas em fenocristais de plagioclásio, pobres em quartzo. As primeiras mostram associação com litofácies relacionadas a correntes de densidade piroclásticas pouco diluídas, com alta concentração de cristais que sofreram soldagem em temperatura moderada. Os feno-latitos e ignimbritos reomórficos pobres em quartzo ocorrem na base de uma sucessão vulcanossedimentar de ambientes relacionados à desembocadura de canais fluviais em ambiente costeiro. A intercalação dessas rochas com tufos vítreos, ignimbritos e tufos reomórficos é uma evidência das manifestações subaéreas deste vulcanismo, provavelmente de explosividade um pouco mais baixa do que sistemas félsicos saturados a supersaturados em sílica convencionais. Temperaturas altas, acima da transição do vidro foram necessárias para a geração dos tipos reomórficos.

2 - A relação do vulcanismo do Grupo Colíder com a sedimentação do Grupo Beneficente é marcada por erosão dos feno-latitos e evolução para um ambiente deltaico-costeiro. Tufos intercalados com a sequência sedimentar mostram que um vulcanismo atuou concomitante à sedimentação Beneficente.

3 - Apesar da descontinuidade de afloramentos, a correlação entre as exposições do Grupo Beneficente concordam com uma deposição em ciclos progradacionais, com litofácies de pró-delta, frente deltaica e planície deltaica. O domínio de rochas sedimentares de granulação grossa no rio Acari e nas vicinais próximas

a Apuí pode ser interpretado como depósitos aluviais-fluviais para os conglomerados e arenitos, e como depósitos de preenchimento de vales com alto gradiente de declive em leques deltaicos, respectivamente.

4 – A sedimentação deltaica com idades de proveniência em torno de 1,76 – 1,74 Ga e vulcanismo simultâneo representa uma bacia que se desenvolveu na margem sudoeste da porção de espessura crustal intermediária do Cráton Amazonas, coincidente com a Província Tapajós-Parima (ou Amazônia Central), após o intenso magmatismo pós-colisional que se estendeu a partir de -1,98 até -1,87 Ga.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a CPRM-Serviço Geológico do Brasil - Manaus. Este trabalho foi financiado por capital do Pacote de Aceleração e Crescimento (PAC II) do Ministério de Minas e Energia destinado à ação Áreas de Relevante Interesse Mineral (ARIM), projeto Juruena-Teles Pires-Aripuanã. O geólogo N.J. Reis (Divisão de Paleontologia-CPRM) e os auxiliares de campo da empresa contribuíram nas etapas de campo. Um revisor anônimo fez contribuições significativas ao trabalho.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., 1984. O embasamento da Plataforma Sul Americana. In: *O Pré-cambriano do Brasil*, Ed. Edgard Blucher, São Paulo, p. 378.
- Almeida, F.F.M., Nogueira Filho, J.V. 1959. Reconhecimento geológico do rio Aripuanã. DNPM, Rio de Janeiro, Boletim da Divisão de Geologia e Mineração, 199, p. 43.
- Almeida, M.E., Costa, U.A.P. 2014. *Geologia e recursos minerais da Folha Sumaúma – SB.20-Z-D*, Estado do Amazonas, escala 1:250.000 – Manaus: CPRM.
- Arnott, R.W.C. 2010. Deep-marine sediments and sedimentary systems. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (eds.) *Facies Models 4*. Geological Association of Canada. Geotext, v. 6, p.
- Barreto, C. J. S., Lafon, J. M., Rosa Costa, L. T., & Lima, E. F. 2014. Palaeoproterozoic (-1.89 Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group, Guyana Shield, South America: geochemical and Sm-Nd isotopic constraints on sources and tectonic environment. *International Geology Review*, 56(11): 1332–1356.
- Barreto, C.J.S., Lafon, J.M., Costa, L.T.R., Lima, E.F. 2013. Vulcanismo félsico Paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: Dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão: *Geologia USP Série Científica* 13(1):47–72.
- Batata, M. E. F., Leite, J. A. D., Sousa, M. Z. A. 2008. Petrografia e geoquímica das rochas vulcânicas do Grupo Roosevelt, província ígnea Teles Pires, SW do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1), 36–53.
- Betiollo, L.M., Reis, N.J., Almeida, M.E., Bahia, R.C., Splendor, F., Costa, U.P., Luzardo, R. 2009. Magmatismo Máfico Calimiano (Sill Mata-Matá), rio Aripuanã, Amazonas – Implicações Geológicas. In: SBG, Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, Resumos Expandidos.
- Bhattacharya J.P. 2010. Deltas In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (eds.) *Facies Models 4*. Geological Association of Canada. Geotext, 6, p. 233-264.
- Bizinella, G.A., Santiago, A.F., Melo, A.F.F., Santos, A., Borges, F.R., Godoy, H.K., Yamaguti, H.S., Oliveira, J.R., Carmona, J.R.M., D'Antona, R.G., Oliveira, R.L. 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri*, convênio DNPM/CPRM, 8v.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM (CD-ROM).
- Branney, M.J. and Kokelaar, P. 2002. *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites*. Geological Society, London, Memoirs, 27, p. 143.
- Brito, R.S., Silveira, F.V., Larizzati, J.H. 2010. *Metalogenia do Distrito Aurífero do rio Juma – Nova Aripuanã – AM*. Informe de Recursos Minerais. Série Ouro, 17, CPRM-Brasília, p. 35.
- Cas, R.A.F., and Wright, J.V. 1988. *Volcanic Successions - Modern and Ancient*. Unwin Hyman, London, p. 528.
- Chulick, G.S., Detweiler, S., Mooney, W.D. 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 42:260-276.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15:396–407.
- Corrêa Costa, J.W., Corrêa Costa, J.W., Fuck, R.A. 2016. The structure of the Amazonian craton: Available geophysical evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 70:162-173.
- Cruz, N.M. 2005. Palinologia e Palinofácies do Furo TPN-5, no rio Sucundurí, Estado do Amazonas (AM), Brasil. In: SBP, Cong. Bras. Paleontol., 19, Cong. Latinoamer. Paleontol., 6, CD-ROM.

- Cruz, R.S., Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Lagler, B., Misas, C.M.E., Nascimento, T.S., Jesus, A.J.C., 2014. Química mineral do vulcano-plutonismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico. *Geologia USP Série Científica* 13(4):97-116.
- Fernandes, M.C.D., Lamarão, C. N., Pinto, N.P. 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix Do Xingu (PA), Província Mineral De Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(3), 523–534.
- Frasca, A.A., Borges, F.R. 2004. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN Alta Floresta). *Geologia e recursos minerais da Folha Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-A*. Brasília, CPRM, CD-ROM.
- Gilbert, J.S., Lane, S.J. 1994. The origin of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, 56:398-411.
- Kroonenberg, S. B., de Roever, E. W. F., Fraga, L. M., Reis, N. J., Faraco, T., Lafon, J.-M., Wong, T. E. 2016. Paleoproterozoic evolution of the Guiana Shield in Suriname: A revised model. *Netherlands Journal of Geosciences*, 1–32.
- Lacerda Filho, J.V., Souza, J.O., Oliveira, C.C., Ribeiro, P.S.E., Villas Boas, P.F., Albuquerque, M.C., Frasca A.A.S., Borges, F.R., Moreton, L.C., Martins, E.G., Camargo, M.A., Valente, C.R., Pimentel, M.M., Botelho, N.F. 2001. *Geologia e evolução tectônica da região norte do Mato Grosso (Projeto PROMIN-Alta Floresta)*. In: SGB, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém.
- Lamarão C.N., Dall’Agnol R., Lafon J-M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119(1-4): 189-223.
- Lamarão, C.N., Dall’Agnol, R., Pimentel, M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 18:277-292.
- Liberatore, G., Alecrim, J.D., Medeiros, J.B., Malouf, R.F., Pinheiro, S.S., Achão, S.M., Santos, J.O.S. 1972. *Projeto Aripuanã – Sucunduri*. In: BRASIL, Ministério de Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM, Relatório, 8v.
- Lloyd, S., van der Lee, S., França, G.S., Assumpção, M., Feng, M., 2010. Moho map of South America from receiver functions and surface waves. *Journal of Geophysical Research*. 115, B11315.
- Marques, S.N.S., Souza, V.S., Dantas, E.L., Valério, C.S., Nascimento, R.S.C. 2014. Contributions to the petrography, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd) of the Paleoproterozoic effusive rocks from Iricoumé Group, Amazonian Craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. 44(1):121-138.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. *Volcanic Textures: a Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. University of Tasmania Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Hobart. 198 pp.
- Nadeau, S., Chen, W., Reece, J., Lachhman, D., Ault, R., Telma, M., Fraga, L.M., Reis, N.J., Betiollo, L. M. 2013. Guyana: the Lost Hadean crust of South America? *Brazilian Journal of Geology*, 43(4):601-606.
- Oliveira, A.C.S., Oliveira, A.A., Souza, A.G.H., Costa, U.A.P., Neves, M.P., Benevides, P.R.R., Lopes, P.R.S., Lira, R.R.C. 2014. Programa de Geologia do Brasil-PGB. *Rio Roosevelt, Folha SC.20-X-B*. Estado do Amazonas, Carta Geológica.
- Pessoa, M.R., Santiago, A.F., Nascimento, A.F., Santos, J.O.S., Oliveira, J.R., Lopes, R.C., Prazeres, W.V. 1977. *Projeto Jamaxim*. Convênio DNPM/CPRM, 8v.
- Pierosan, R., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Bastos Neto, A. C., Campos, C. P., Jarvis, K., Ferron, J. M. T. M., Prado, M. 2011a. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil. *International Geology Review*, 53:946-979.
- Pierosan, R., Lima, E. F., Nardi, L.V.S., Campos, C.P., Bastos Neto, A.C., Ferron, J.M.T.M., Prado, M. 2011b. Paleoproterozoic (-1.88Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83(3): 921-937.
- Pinho, M.A.S.B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas Vulcano-plutônicas paleoproterozoicas do norte do estado de Mato Grosso, porção ocidental do sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 32:153-156.
- Pinho, M.A.S.B., Lima, E.F., Fetter, A., Van Schmus, W.R., Chemale Jr., F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri – porção centro-sul do Cráton Amazônico, Aripuanã, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:1-5.
- Reis, N.J., Bahia, R.B.C., Almeida, M.E., Costa, U.A.P., Betiollo, L.B., Oliveira, A.C., Oliveira, A.A., Splendor, F. 2013. O Supergrupo Sumaúma no contexto geológico da Folha SB.20-Z-D (Sumaúma), sudeste do Amazonas: modo de ocorrência, discussão de idades em zircões detríticos e correlações no SW do Cráton Amazonas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 8:197-220.

- Reis, N.J., D'Antona, R.J.G., Camargo, M.A. 2009. Uma sucessão vulcanossedimentar como registro do embasamento da bacia paleozoica do Grupo Alto Tapajós na região dos rios Aripuanã, Juma, Camaiu, Brando e Sucunduri, porção sudeste do Amazonas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 6.
- Rizzotto, G.J. & Quadros, M.L.E.S. 2005. Geologia do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 4:69-84.
- Rocha, M.L.B.P, Barros, M.A.S., Lima, E.F., Pierosan, R. 2012. Paleoproterozoic Domo of Lava from Iri-ri Group – Sonho Meu Farm – Northeast of Mato Grosso, Amazon Craton: geology, geochemistry, and geochronology. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(3):471-488.
- Roverato, M., Giordano, D., Echeverri-Missas, C. M., Juliani, C. 2016. Paleoproterozoic felsic volcanism of the Tapajós Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310: 98-106.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: L.A.Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H.Gonçalves (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Cap. 4, p. 169-226.
- Santos, D.B., Fernandes, P.E.C.A., Dreher, A.M. Cunha, F.M.B., Basei, M.A.S., Teixeira, J.B.G. 1975. *Geologia da Folha SB.21-Tapajós*. In: Brasil, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais, 7.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S.G., Riker, S.R.L., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia 9, Belém, CD-ROM
- Schumacher, R., Schmincke, H.U. 1995. Models for the origin of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, 56:626-639.
- 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. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. p. 471-485.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B.M Lafon, J.M. 2000. The Amazon craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil pp. 41-95.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.

Estudo de suscetibilidade magnética e minerais óxidos de Fe-Ti dos diques de Tucumã, Província Carajás

Magnetic susceptibility study and Fe-Ti oxide minerals of the Tucumã dykes, Carajás Province

Ramon Glazianne Barbosa Carvalho^{1,3}, Davis Carvalho de Oliveira^{2,3},
Fernando Fernandes Silva³, Cláudio Nery Lamarão^{2,3}

RESUMO: Na área de Tucumã, sudeste do Estado do Pará, foi identificado um enxame de diques paleoproterozoicos com composições variadas, que sectionam o embasamento arqueano. A partir de dados petrográficos e geoquímicos compilados de trabalhos prévios foi possível individualizar tais rochas em três grupos: (1) félsicas, classificadas como riolito pórfiro; (2) intermediárias, classificadas como dacito e andesito; (3) máficas, formadas por basalto e andesito basáltico. Em termos de Suscetibilidade Magnética (SM) os diques apresentam valores que variam de $0,047 \times 10^{-3}$ a $28,6 \times 10^{-3}$ SI, com média de $4,87 \times 10^{-3}$. Os diferentes valores de SM permitiram distinguir as amostras em quatro populações, designadas de A, B, C e D. Onde a população A apresenta os menores valores de SM e é composta totalmente por rochas félsicas, as populações B e C possuem valores médios de SM e são formadas predominantemente por rochas intermediárias, enquanto que a população D apresenta os maiores valores de SM e é formada por rochas máficas. De acordo com valores de SM, rochas de A e B apresentam afinidade com magmas reduzidos, enquanto que rochas de C e D indicam um caráter moderadamente oxidado. Nas populações de mais baixa SM o principal mineral óxido presente é hematita, enquanto que nas populações com mais alta SM predominam (titano)magnetita e ilmenita. Em termos de fugacidade de oxigênio, as rochas félsicas demonstram compatibilidade com as condições entre os tampões QIF e FMQ, e as máficas acima do tampão FMQ. Os diques da área de Tucumã apresentam forte afinidade, em termos de petrologia magnética, com outras rochas proterozoicas do Domínio Rio Maria, como os riolitos da Formação Santa Rosa da área de São Félix do Xingu e os diques félsicos de Bannach que apresentam semelhanças às rochas félsicas de Tucumã, enquanto que as rochas intermediárias mostram afinidade tanto com as rochas da Formação Sobreiro quanto com os diques análogos de Bannach. Em comparação com as suítes de granitoides anorogênicos da Província Carajás, os diques félsicos apontaram semelhança com a Suíte Velho Guilherme, de caráter redutor.

PALAVRAS-CHAVE: Diques; Suscetibilidade Magnética; Minerais Óxidos; Paleoproterozoico; Província Carajás.

ABSTRACT: In the Tucumã area, Southeast of the State of Pará, it was identified a paleoproterozoic dykes swarm with different compositions, that crosscut the Archean basement. On the basis of petrographic and geochemical data from previous works, these rocks have been divided in three groups: (1) felsic, which they're classified as porphyry rhyolite; (2) intermediate, which are classified as dacite and andesite; (3) mafic, they are formed by basalt and basaltic andesite. In terms of Magnetic Susceptibility (MS) the dykes show values ranging from 0.047×10^{-3} to 28.6×10^{-3} , mean of 4.87×10^{-3} (International System). Several values of MS allowed to distinguish four populations, designated A, B, C e D. Where the A population shows the lowest values of MS and it's fully composed of felsic rocks, and the B and C populations have average values of MS and they're formed mainly by intermediate rocks, while D population has the highest values of MS and it's composed by mafic rocks. According to the MS values, A and B populations have affinity with reduced magmas, whereas C and D populations indicate a moderately oxidized character. In populations with lowest MS the main oxide mineral is hematite, while in populations with higher MS prevail (titano)magnetite. In terms of oxygen fugacity, the felsic rocks demonstrate compatibility with the conditions between QIF and FMQ buffers, and the mafic rocks above FMQ buffer. The dykes of Tucumã area presents strong affinity, in terms of magnetic petrology, with another proterozoic rocks of Rio Maria Domain, like the rhyolites of the Santa Rosa Formation in São Félix do Xingu area and the felsic dykes of Bannach where both show similarities to the felsic rocks of Tucumã, while the intermediate rocks have affinity with the rocks of the Sobreiro Formation and with the analogous dykes of Bannach. Compared with the anorogenic granitoids suites of the Carajás Province, the felsic dykes show affinity to the Velho Guilherme Suite, which has reducer character.

KEYWORDS: Dykes; Magnetic Susceptibility; Oxide Minerals; Paleoproterozoic; Carajás Province.

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Campus Universitário do Guamá, Rua Augusto Corrêa 01, Campus Básico, CEP 66075-110, Belém-PA, Brasil. E-mail: rgb.carvalho@gmail.com. +55 91 99838-2240

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém-PA, Brasil (davis@ufpa.br, lamarao@ufpa.br)

³ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides - GPPG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém-PA, Brasil. E-mail: ffernandes@ufpa.br

INTRODUÇÃO

No contexto geológico da Província Carajás, diques constituem um mecanismo importante para o transporte de magmas, e representam o início de um rifteamento ou, no mínimo, manifestações de extensão crustal que permitiram colocar através da crosta quantidades expressivas de magma, em especial durante o Paleoproterozoico (Rivalenti *et al.* 1998, Silva Jr *et al.* 1999). Na área de Tucumã, localizada próximo do limite inferido para os domínios tectônicos de Rio Maria e Carajás, tais corpos tabulares são consideravelmente mais expressivos do que aqueles que afloram nas demais áreas da província, expondo dessa forma, feições que possibilitam discutir os principais processos envolvidos na geração dos mesmos. Com isso, Silva *et al.* (2016) identificou a ocorrência de um magmatismo bimodal na área, a partir de feições que sugerem mistura parcial entre magmas félsicos e máficos, originando composições intermediárias subordinadas. Estes autores mostraram ainda que tais corpos exibem afinidades geoquímicas e idade similares aos diques da área de Rio Maria e das rochas que ocorrem como produto do vulcanismo fissural efusivo bimodal formado no final do Paleoproterozoico da região de São Félix do Xingu, representadas pelas formações Sobreiro de afinidade cálcio-alcalina e Santa Rosa, de assinatura alcalina intraplaca definidas por Juliani & Fernandes (2010). Neste sentido, a caracterização do comportamento magnético e da mineralogia dos óxidos de Fe-Ti, podem contribuir para uma melhor compreensão da natureza e dos processos envolvidos na formação dos componentes félsicos (fonte reduzida ou oxidada), intermediários (magma primário ou produto de mistura de magmas formados em diferentes condições de fO_2) e máficos (origem a partir de um manto enriquecido ou empobrecido), e que ainda, justifiquem suas afinidades geoquímicas (intraplaca ou arco).

MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização petrográfica foi realizada através do estudo macroscópico sistemático, seguido de estudo de lâminas petrográficas polidas, utilizando luz transmitida e refletida, etapa desenvolvida em microscópio petrográfico Zeiss modelo Axioplan 2 do Laboratório de Petrografia da UFPA. Essa fase consistiu na descrição mineralógica detalhada das diversas variedades de diques, com ênfase na identificação e discriminação das principais fases máficas e minerais opacos, e na análise de texturas magmáticas, de desequilíbrio e alterações, procurando esclarecer a evolução de tais rochas. Os resultados dessa etapa serviram de base fundamental para as análises em microscópio eletrônico de varredura (MEV).

A caracterização dos minerais opacos foi aprimorada por meio de Microscopia Eletrônica de Varredura, com obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (ERE) e composições químicas semiquantitativas com base na técnica de espectroscopia de raios X por dispersão de energia (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer - EDS*), que possibilitaram uma melhor individualização e caracterização das fases minerais e compreensão acerca das relações texturais, bem como composições químicas aproximadas. As análises em MEV foram realizadas no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando-se o Microscópio Eletrônico de Varredura LEO-1430. O equipamento operou com um feixe de corrente de elétrons de 90 μ A, voltagem de aceleração constante de 20 kV e distância de trabalho de 15 mm. As observações e análises foram feitas em lâminas polidas previamente escolhidas e metalizadas com carbono.

Os dados geoquímicos foram compilados de Silva *et al.* (2016). A partir destes dados, as rochas estudadas ganharam nomenclaturas seguindo as normas estabelecidas pela *Internacional Union of Geological Science (IUGS)*, que aconselha a classificação química para rochas de granulação fina ou cujos componentes mineralógicos não possam ser identificados através do microscópio petrográfico.

As medidas de suscetibilidade magnética (SM) foram realizadas no Laboratório de Petrologia Magnética do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), utilizando suscetibilímetro SM-30, fabricado pela ZH INSTRUMENTS, que permite medidas em materiais com SM de até 1×10^7 SIv. Para obtenção de valores mais confiáveis de SM, foram efetuadas em todas as amostras no mínimo quatro medidas distribuídas em secções distintas da rocha, onde considerou-se sempre a média dessas medidas como representativa para cada amostra. O tratamento estatístico dos dados foi realizado com o auxílio do *software* Minitab versão 16.0, através da elaboração de diagramas de probabilidade, histogramas e polígonos de frequência.

Para estimar a temperatura de cristalização foi utilizado o método geotermometria de saturação, que se baseia em curvas de temperatura *versus* a solubilidade de elementos que são componentes estruturais essenciais de fases minerais acessórias em magmas silicáticos, como zircão e apatita. Em rochas onde o comportamento geoquímico desses elementos indica condições de saturação, pode-se estabelecer relações diretas entre concentração e temperatura.

A expressão analítica de calibração para o geotermômetro de saturação em zircônio (Zr) proposta por Watson & Harrison (1983) é expressa por:

$$\ln D_{Zr} = \{ -3,80 - [0,85(M-1)] \} + 12900/T \text{ (K)}$$

D_{Zr} = coeficiente de partição de zircônio entre zircão e magma

$M = (Na + K + 2Ca) / (Si \times Al)$, onde M deve limitar-se entre 0,9 e 1,7

Harrison & Watson (1984) calibraram outro geotermômetro de saturação baseado na partição de fósforo (P) entre apatita e o magma. Os limites estabelecidos para utilização do geotermômetro de saturação em P, são valores de SiO₂ entre 45% e 75%. A equação utilizada nesta calibração é:

$$\ln D_{Ap} = \left(\{8400 + [(SiO_2 - 0,5) \times 2,64 \times 10^4]\} / T(K) \right) - (3,1 + \{12,4[SiO_2 - 0,5]\})$$

D_{Ap} = coeficiente de partição do fósforo entre apatita e magma

As correlações realizadas entre diferentes variáveis foram analisadas estatisticamente seguindo a regra do coeficiente de correlação de Pearson, também chamado coeficiente de correlação produto-momento ou simplesmente ρ de Pearson, que mede o grau de correlação, e a direção (positiva ou negativa) entre duas variáveis, o qual é obtido dividindo a covariância de duas variáveis pelo produto de seus desvios padrão. O coeficiente de correlação de Pearson assume valores entre -1 e 1, onde 0 significa correlação nula e quanto mais próximo a um dos extremos mais forte a correlação.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás (PC), localizada na borda sul oriental do Cráton Amazônico está inserida dentro do contexto geológico da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004) ou Província Carajás (Santos *et al.* 2006) - Figura 1a. O conjunto de dados litológicos e geocronológicos permitiu que Souza *et al.* (1996), Dall'Agnol *et al.* (2006) e Vasquez *et al.* (2008) subdividissem a Província Carajás em dois segmentos crustais tectonicamente distintos (Figura 1b): Domínio Rio Maria (DRM) de idade mesoarqueana (3,0 – 2,87 Ga), ao sul, e Domínio Carajás formado por rochas meso- e neoarqueanas (3,0 – 2,76 Ga), ao norte, e mais uma zona de transição entre os domínios tectônicos, com diversos granitos anorogênicos paleoproterozoicos seccionando as unidades arqueanas em toda a PC (Dall'Agnol *et al.* 2006).

O terreno situado entre os domínios tectônicos citados, anteriormente denominado de Subdomínio de Transição (Feio *et al.* 2012, 2013), não apresenta homogeneidade quanto a evolução geológica e tectônica, assim, Dall'Agnol *et al.* (2013) sugeriu a divisão desta área em dois novos domínios, Domínio Canaã dos Carajás, situado ao norte, e Domínio Sapucaia, ao sul.

A região de Tucumã está inserida dentro do Domínio Rio Maria, e de acordo com Dall'Agnol *et al.* (2006),

o DRM é composto por *greenstone belts* pertencentes ao supergrupo Andorinhas e constituído, de modo geral, por rochas metaultramáficas, metamáficas, metavulcânicas e ácidas intercaladas com metassedimentares clásticas e químicas, com idades de 3,04 Ga a 2,90 Ga. Estas unidades foram intrudidas por uma variedade de granitoides arqueanos originados entre 2,98 e 2,86 Ga (Avelar *et al.* 1996, Macambira & Lancelot 1992, Souza 1994, Pimentel & Machado 1994, Souza *et al.* 2001, Leite 2001, Rolando & Macambira 2003, Almeida *et al.* 2011, 2013).

Compõem ainda o DRM, granitoides tipo-A paleoproterozoicos, de composição sienogranítica a monzogranítica e quimismo moderadamente alcalino (Silva *et al.* 1974, Hirata *et al.* 1982, DOCEGEO 1988; Gonzales *et al.* 1988, Dall'Agnol *et al.* 1994, Oliveira *et al.* 2002, Oliveira 2006). Datações (U-Pb em zircão e Pb-Pb rocha total) apontam idades média de 1,88 Ga (Dall'Agnol *et al.* 2005). Esses granitoides são representados pelas suítes Serra dos Carajás, Jamon e Velho Guilherme, e seccionam as rochas arqueanas.

Segundo Dall'Agnol *et al.* (2005), a Suíte Serra dos Carajás, que contém os maciços Serra dos Carajás, Cigano e Pojuca, apresenta rochas com expressiva presença de magnetita, assim, esses granitos são classificados como pertencentes à série magnetita (definida por Ishihara 1977), porém apresentam caráter relativamente redutor. Conforme esses mesmos autores, a Suíte Jamon, que inclui os granitos Musa, Jamon, Marajoara, Manda Saia, Bannach e Redenção, também é pertencente à série magnetita e apresenta características oxidadas típicas da série. Dall'Agnol *et al.* (2005) ainda classificam a Suíte Velho Guilherme, formada pelos plútons Velho Guilherme, Antônio Vicente, Bom Jardim e Mocambo, como sendo da série ilmenita, devido à ausência de magnetita e ao caráter redutor.

Dentro do DRM são encontrados ainda diques de composição félsica a máfica, que apresentam formas tabulares subverticais, com espessuras aflorantes em escala métrica. Estes cortam as unidades arqueanas e, pontualmente, os granitos proterozoicos (Rivalenti *et al.* 1998, Silva Jr. *et al.* 1999, Oliveira 2006). Idades obtidas para os diques máficos (1802 ± 22 Ma, K-Ar, em concentrados máficos; Silva Jr. 1996), intermediários (1874 ± 110 Ma, Rb-Sr, isócrona em rocha total (IRT); Rivalenti *et al.* 1998) e félsicos (1885 ± 2 Ma, Pb-Pb em zircão, Oliveira 2006; 1879 ± 2 Ma, Pb-Pb em zircão, Ferreira *et al.* 2010; 1880 ± 3 Ma, U-Pb, em zircão, Silva *et al.* 2016), indicam que estes foram formados ao final do Paleoproterozoico, sendo aproximadamente sincrônicos ao magmatismo anorogênico, que ocorreu na Província Carajás.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS DIQUES DE TUCUMÃ

A área de estudo está localizada a oeste da cidade de Tucumã, na região sudeste do Estado do Pará, distando da capital cerca de 750 km. O enxame de diques aflorantes na área de Tucumã representam uma das maiores exposições desta natureza na Província Carajás, onde tais corpos podem atingir até 30 km de extensão, sempre dispostos em um padrão estrutural NW-SE (Figura 1c), o qual é coincidente com principais estruturas dúcteis identificadas em suas rochas encaixantes (leucogranitos, granodioritos e *greenstones belts*).

A partir das observações de campo, diferenças e aspectos composicionais, foi possível distinguir três grupos de diques: félsicos, máficos e intermediários. Os diques félsicos são bastante expressivos e perfazem cerca de 70% dos corpos mapeados. Atingem dimensões de até 30km, são classificados como riolito pórfiro marcados por ocorrência frequente de textura rapakivi (Figura 2a). Observa-se ainda, uma redução no tamanho dos pórfiros partindo do centro para as bordas dos diques, assim como um conseqüente aumento da matriz. Nestas bordas também é bastante frequente a presença

de enclaves máficos parcialmente digeridos e com cristais de feldspato potássico em seu interior, sugerindo feições de *mingling* ou mistura de magma. Já os diques máficos são formados por basaltos e possuem ocorrências subordinadas em relação às rochas félsicas. Apresentam dimensões mais reduzidas (<500m), granulação fina (<1mm), nenhuma variação textural significativa e raramente apresentam indícios de contaminação.

O grupo de composição intermediária perfaz cerca de 20% dos corpos estudados e apresenta ampla variação composicional. No diagrama TAS suas amostras foram classificadas como andesito e dacito. Em ambos, nota-se a presença de enclaves máficos, sendo que nas rochas de composição dacítica, os enclaves possuem maiores dimensões, nota-se ainda a presença de finos cristais de quartzo na matriz e de fenocristais de feldspatos em textura rapakivi (Figura 2b, c), enquanto que nas rochas andesíticas a matriz é mais homogênea e os enclaves possuem menores dimensões e são mais esparsos (Figura 2-d). Tais aspectos sugerem que a presença de enclaves máficos represente fortes sinais de contaminação do magma félsico (riolítico) pelo basáltico, em diferentes graus, gerando andesitos em estágios mais avançados de hibridização, conforme discutido por Silva *et al.* (2016).

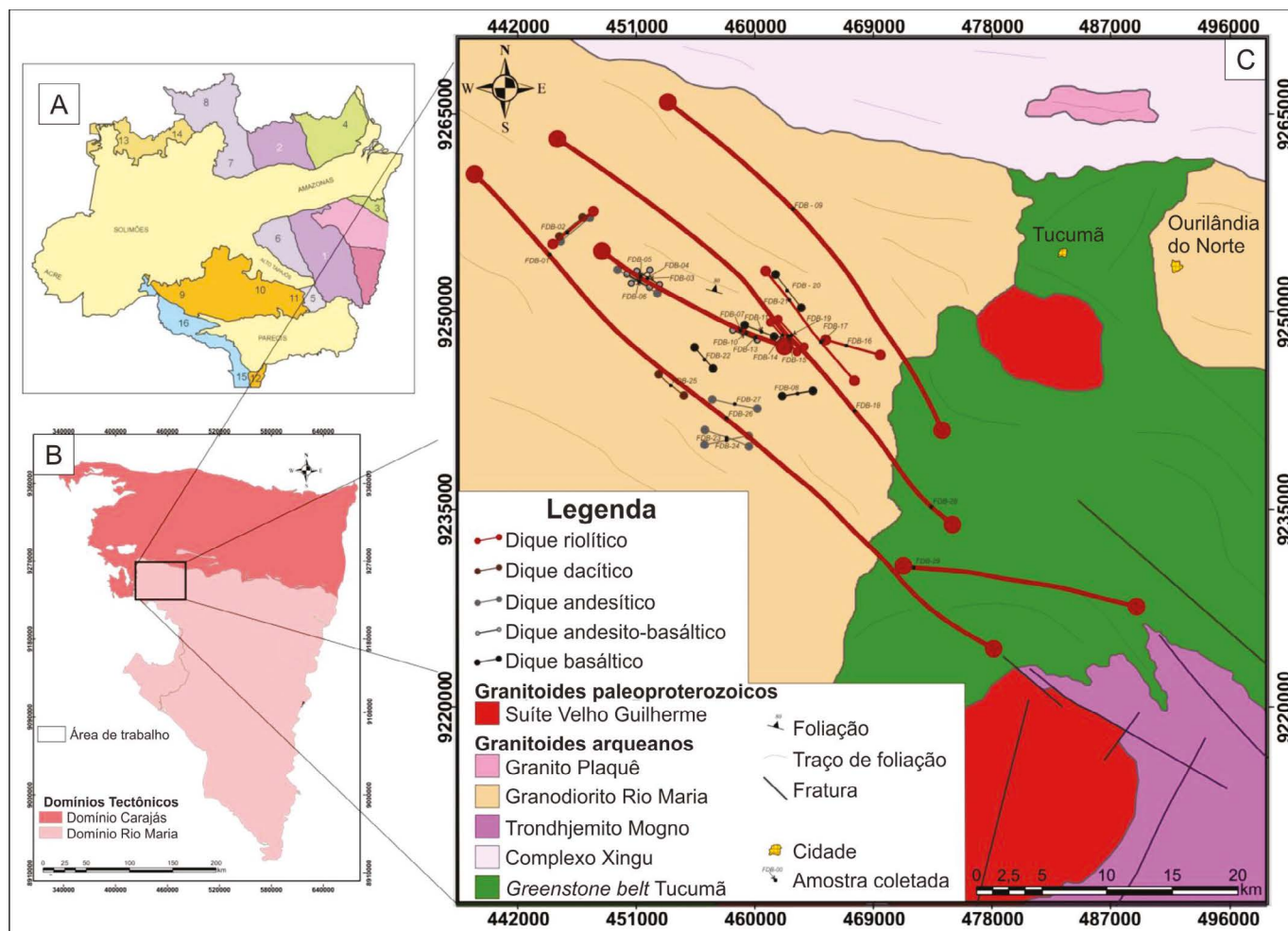


Figura 1 - A) Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico: 1, 2 Província Amazônia Central; 3, 4 Província Transamazonas; 5, 6, 7, 8 Tapajós-Parima; 9, 10, 11, 12 Rondônia-Juruena; 13, 14 Rio Negro; 15, 16 Sunsás; B) Mapa dos domínios tectônicos da Província Carajás, com a área de trabalho destacada (Oliveira *et al.* 2014); C) Mapa geológico da região de Tucumã, com a disposição dos diques estudados (Silva *et al.* 2016).

Os diques félsicos exibem coloração variando entre vermelho a vermelho escuro, textura porfirítica, localmente glomeroporfirítica, com fenocristais subédricos de quartzo e feldspatos, os quais podem atingir dimensões de até 7mm, e que perfazem até cerca de 30% do volume dessa rocha. Estes estão inseridos em uma

matriz félsica, onde é frequente o desenvolvimento de intercrescimento granofírico e esferulítico (Figura 3a). Texturas rapakivi (Figura 3b) e anti-rapakivi também podem ocorrer. Outros minerais como, biotita, clorita, zircão e carbonatos estão presentes na matriz, porém de maneira subordinada.

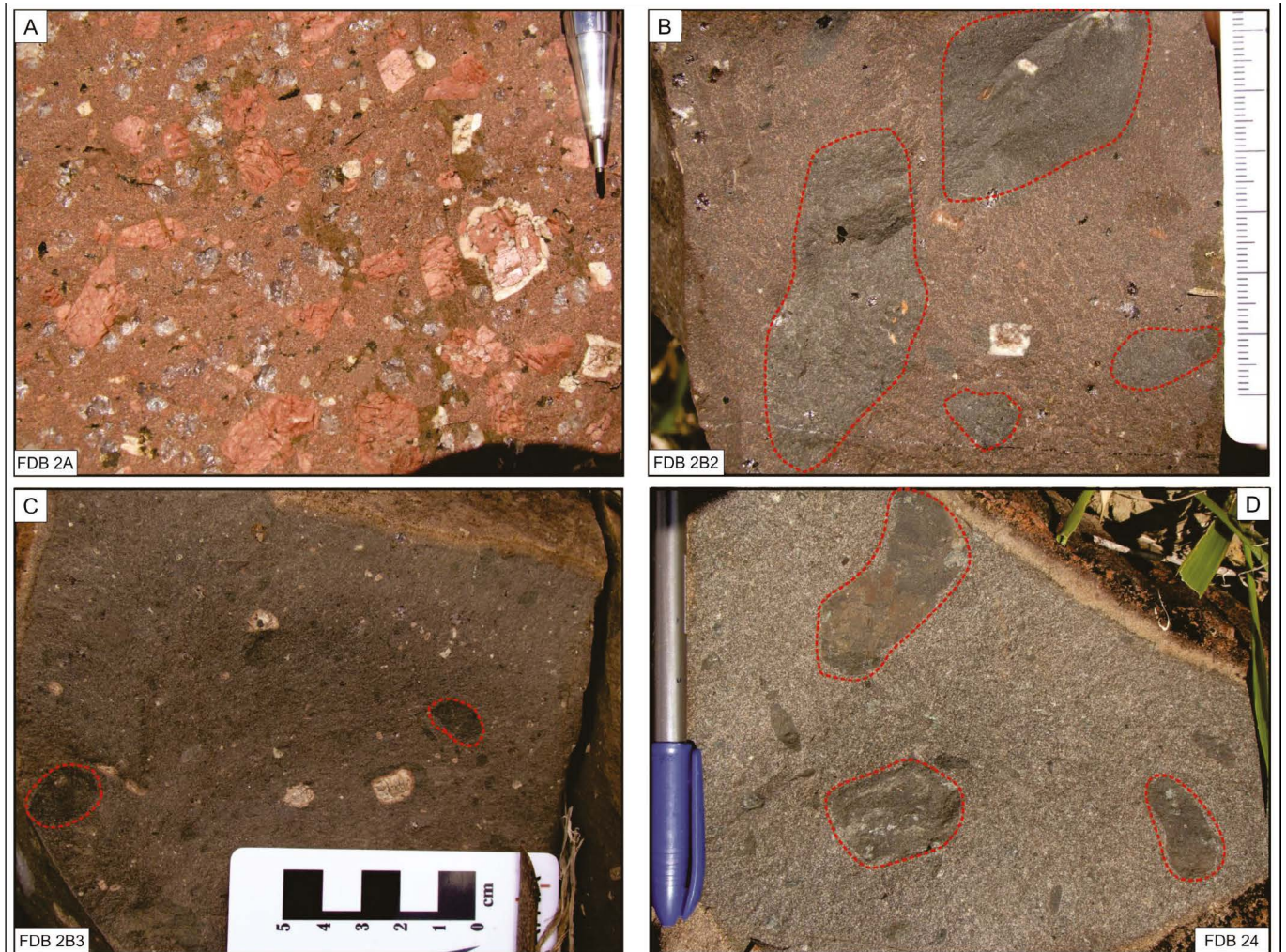


Figura 2 - Aspectos de campo e características texturais dos diques de Tucumã: A) Visão macroscópica de um riolito porfirítico, onde observa-se textura rapakivi; B) Amostra de dacito com presença de grandes enclaves máficos, e minerais félsicos dentro dos enclaves; C) Dacito com coloração mais escura exibindo enclaves menores e em menor proporção; D) Amostra de andesito com presença de enclaves máficos (Silva et al. 2016).

As rochas máficas apresentam coloração escura, granulação fina a média, e textura ofítica (Figura 3c). As fases minerais essenciais são, plagioclásio, orto- e clinopiroxênio e em menor proporção olivina e apatita. Outros minerais como epídoto e carbonato ocorrem como fases secundárias. Já os diques de composição intermediária exibem coloração variando desde vermelho escuro, nas amostras dacíticas, até cinza escuro ou esverdeado nos andesitos. Estes são porfiríticos com matriz afanítica, onde os fenocristais possuem dimensões que variam desde milimétricas até

centimétricas (< 2cm), e são representados por quartzo, plagioclásio, K-feldspato e mais raramente, anfibólio. Estes perfazem cerca de 20 a 30% da amostra, onde podem apresentar textura do tipo corona (Figura 3d). Outro aspecto textural frequente são as interpenetrações ou baías de corrosão presente principalmente nos fenocristais de quartzo (xenocristais), onde estes apresentam uma cavidade irregular provocada pelo desequilíbrio com o líquido de maior temperatura (Figura 3e, f).

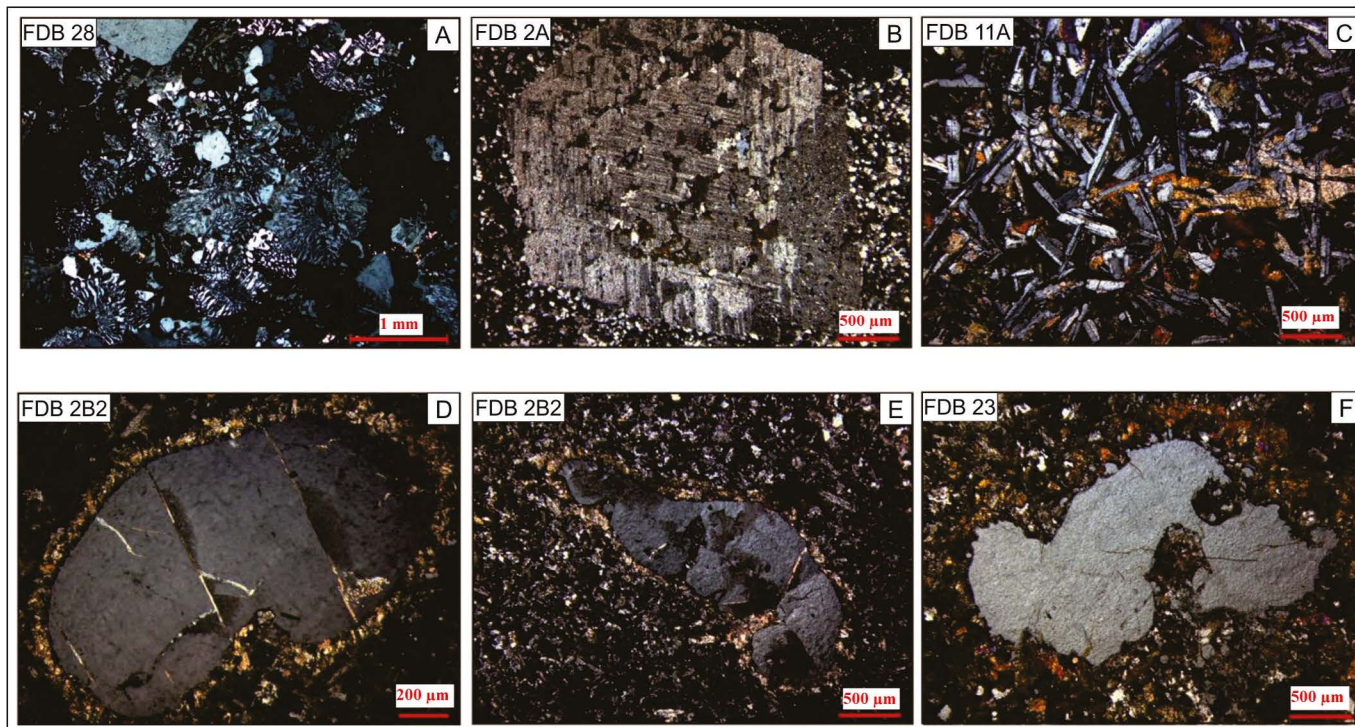


Figura 3 - Aspectos microscópicos dos diques de Tucumã: A) Amostra de riolito com textura de intercrescimento granofírico; B) Fenocristal de K-feldspato com textura rapakivi; C) Textura ofítica característica dos diques máficos; D) Textura do tipo corona em cristal de quartzo, observada em diques intermediários; E, F) Interpenetrações (baías de corrosão) entre cristais de quartzo (Silva et al. 2016).

CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA

Os diques apresentam uma ampla faixa composicional, variando desde diques máficos a félsicos. Analisando esses dados no diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) as rochas mostraram uma tendência subalcalina e incidiram desde o campo do basalto até o campo do riolito (Figura 4). Os resultados para elementos maiores podem ser visualizados na tabela 1.

Os diques félsicos variam de peraluminosos a ligeiramente metaluminosos, enquanto que as rochas de composição máfica e intermediária são predominantemente metaluminosas. Todas as amostras da variedade félsica caíram no campo do riolito, ao passo que as rochas intermediárias foram classificadas como dacito e andesito, e por fim, os diques máficos são representados por basalto e andesito basáltico.

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA

Foram realizadas medidas de SM em 102 amostras e os valores são apresentados em unidades volumétricas (emu/cm^3) do Sistema Internacional (SI) e podem ser visualizados na tabela 2. Em termos quantitativos de suscetibilidade magnética, os diques apresentam valores que oscilam entre $0,047 \times 10^{-3}$ SIv (valor mínimo) e $28,6 \times 10^{-3}$ SIv (valor máximo), com média de $4,87 \times 10^{-3}$ SIv. Estatisticamente, a disposição das amostras é dada conforme um padrão bimodal e estas estão situadas entre os $\text{Log}_{\text{SM}} -4,32$ e $-1,54$. No gráfico de probabilidade normal, é possível distinguir 4 populações ou grupos com características magnéticas distintas, designados genericamente de A, B, C e D (Figura 5a). Essas populações foram estabelecidas a partir de segmentos de reta, com diferentes inclinações, agregando grupos de amostras alinhadas coincidentes com um mesmo segmento. Quando plotados em histograma de frequência e seu respectivo polígono (Figura 5b), os dados de SM apontam para uma maior concentração nos intervalos entre $\text{Log}_{\text{SM}} -4,0$ e $-3,5$, e $\text{Log}_{\text{SM}} -2,0$ e $-1,5$.

Tabela 1 - Composições químicas dos diques da área de Tucumã

% Óxido		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total	
DIQUES FÉLSICOS	Riolito Pórfiro	FDB 2A	74.83	0.22	11.91	2.84	0.04	0.24	0.83	2.84	4.82	0.03	1.10	99.79
		FDB 3A	71.95	0.38	12.61	4.00	0.06	0.62	0.93	2.74	5.35	0.07	0.90	99.61
		FDB 4A	70.90	0.43	12.94	3.83	0.09	0.61	1.34	3.12	4.85	0.10	1.40	99.61
		FDB 6A	75.41	0.12	11.79	2.21	0.02	0.11	0.48	2.63	5.91	0.01	1.20	99.80
		FDB 10A	75.56	0.12	11.86	2.23	0.02	0.04	0.52	3.11	5.38	0.01	1.00	99.78
		FDB 13A	75.61	0.12	11.98	2.37	0.03	0.05	0.31	3.11	5.27	0.01	1.00	99.70
		FDB 14A	77.14	0.13	11.27	1.80	0.02	0.04	0.68	2.89	4.78	0.01	1.10	99.83
		FDB 15A	76.03	0.15	12.27	1.77	0.01	0.08	0.18	3.14	5.23	0.01	0.90	99.83
		FDB 16A	75.33	0.15	11.83	2.30	0.03	0.10	0.69	2.56	5.83	0.01	1.00	99.89
		FDB 17	75.37	0.18	11.70	2.60	0.04	0.09	0.91	2.51	5.32	0.01	1.10	99.85
		FDB 19	78.56	0.11	11.09	1.67	0.01	0.04	0.11	2.83	4.99	0.01	0.40	99.78
		FDB 26	74.75	0.19	12.17	2.48	0.04	0.10	0.59	3.34	5.11	0.01	1.00	99.86
		FDB 28	77.70	0.12	10.92	1.74	0.02	0.09	0.55	2.41	5.35	0.01	0.90	99.77
		FDB 29	75.57	0.16	11.87	1.88	0.02	0.08	0.76	2.86	5.26	0.02	1.30	99.86
		ALC 62	70.37	0.29	12.62	3.36	0.05	0.78	1.99	2.78	4.91	0.04	2.60	99.81
		C2EVP90	74.00	0.21	12.37	2.50	0.03	0.29	0.84	3.08	5.45	0.03	1.00	99.82
DIQUES INTERMEDIÁRIOS	Dacito	FDB 2B1	63.98	0.67	13.11	7.23	0.10	2.09	3.53	3.06	3.45	0.13	2.40	99.75
		FDB 2B2	61.73	0.77	13.16	8.27	0.14	2.66	3.99	3.01	3.27	0.17	2.50	99.67
		FDB 2B3	61.46	0.78	13.24	8.45	0.12	2.66	4.06	3.10	3.37	0.15	2.30	99.69
		FDB 25A	66.68	0.66	12.91	5.92	0.08	1.40	2.77	3.09	4.09	0.10	2.00	99.70
		FDB 25B	62.55	1.06	12.59	9.06	0.11	2.45	3.65	3.26	3.37	0.16	1.40	99.66
		ALC 60	66.26	0.63	11.75	6.37	0.08	0.97	3.29	2.76	3.62	0.13	3.80	99.66
	Andesito	FDB 2C	57.34	1.03	13.57	10.54	0.14	3.37	5.87	3.15	1.94	0.21	2.50	99.66
		FDB 23	60.26	0.77	13.78	8.57	0.12	3.00	5.38	3.06	2.74	0.16	1.90	99.74
		FDB 24	61.60	0.59	14.21	7.36	0.10	3.03	4.78	2.83	3.16	0.11	1.90	99.67
		FDB 27	58.02	0.69	14.40	8.52	0.13	3.85	5.57	3.20	2.79	0.14	2.40	99.71
DIQUES MÁFICOS	And. Basáltico	FDB 3B	53.70	1.33	14.37	10.75	0.17	5.00	5.70	3.29	2.27	0.38	2.60	99.63
		FDB 4B	52.26	1.27	15.11	12.24	0.25	5.29	7.24	2.37	1.63	0.25	1.80	99.68
		FDB 5	51.38	1.11	15.29	11.10	0.16	6.82	8.71	2.09	0.81	0.31	1.90	99.71
		FDB 10C	51.22	1.10	15.14	11.13	0.16	6.79	8.15	2.09	1.36	0.29	2.20	99.56
	Basalto	FDB 11A	50.18	0.93	15.55	12.31	0.18	7.27	8.71	2.11	0.73	0.14	1.60	99.73
		FDB 22	49.18	0.72	15.62	11.53	0.17	7.09	9.50	2.05	0.99	0.08	2.80	99.71

RELAÇÃO ENTRE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E LITOTIPOS

A população 'A', que corresponde às amostras com mais baixos valores de SM, está situada no intervalo entre $0,047 \times 10^{-3}$ SIv e $0,22 \times 10^{-3}$ SIv ($-4,32 \leq \text{Log}_{\text{SM}} \leq -3,66$), com média de $0,14 \times 10^{-3}$ SIv, compreende cerca de 30,4% das amostras estudadas, e é composta exclusivamente por riolito. As populações 'B' e 'C' representam os valores intermediários de SM, e compreendem o intervalo entre $0,32 \times 10^{-3}$ SIv e $1,26 \times 10^{-3}$ SIv ($-3,48 \leq \text{Log}_{\text{SM}} \leq -2,89$) e $2,85 \times 10^{-3}$ SIv e $11,7 \times 10^{-3}$ SIv ($-2,54 \leq \text{Log}_{\text{SM}} \leq -1,92$), com média de $0,57 \times 10^{-3}$ SIv e $6,44 \times 10^{-3}$ SIv, respectivamente. A primeira representa 29,4% do total de amostras analisadas, a qual é formada predominantemente por riolito (76,6%), seguido por quantidades

subordinadas de amostras de dacito, andesito e basalto, todos com 6,6% de participação, e poucas ocorrências de andesito basáltico (3,3%). Já a população 'C' engloba 21,6% das amostras, sendo quase que sua totalidade representada por rochas de composição intermediária [dacito (54,5%) e andesito (41,0%)], com raras ocorrências de riolito (4,5%). Finalmente, os valores de SM mais elevados correspondem à população 'D', situada no intervalo entre $13,0 \times 10^{-3}$ SIv e $28,6 \times 10^{-3}$ SIv ($-1,88 \leq \text{Log}_{\text{SM}} \leq -1,54$), com média de $17,7 \times 10^{-3}$. As rochas presentes nesta população correspondem a 18,6% do total de amostras estudadas, e esta é formada quase que igualmente pelos representantes máficos (basalto e andesito basáltico – 52,6%) e intermediários (andesito e dacito – 47,4%). As comparações citadas acima estão ilustradas na figura 5 e tabela 3.

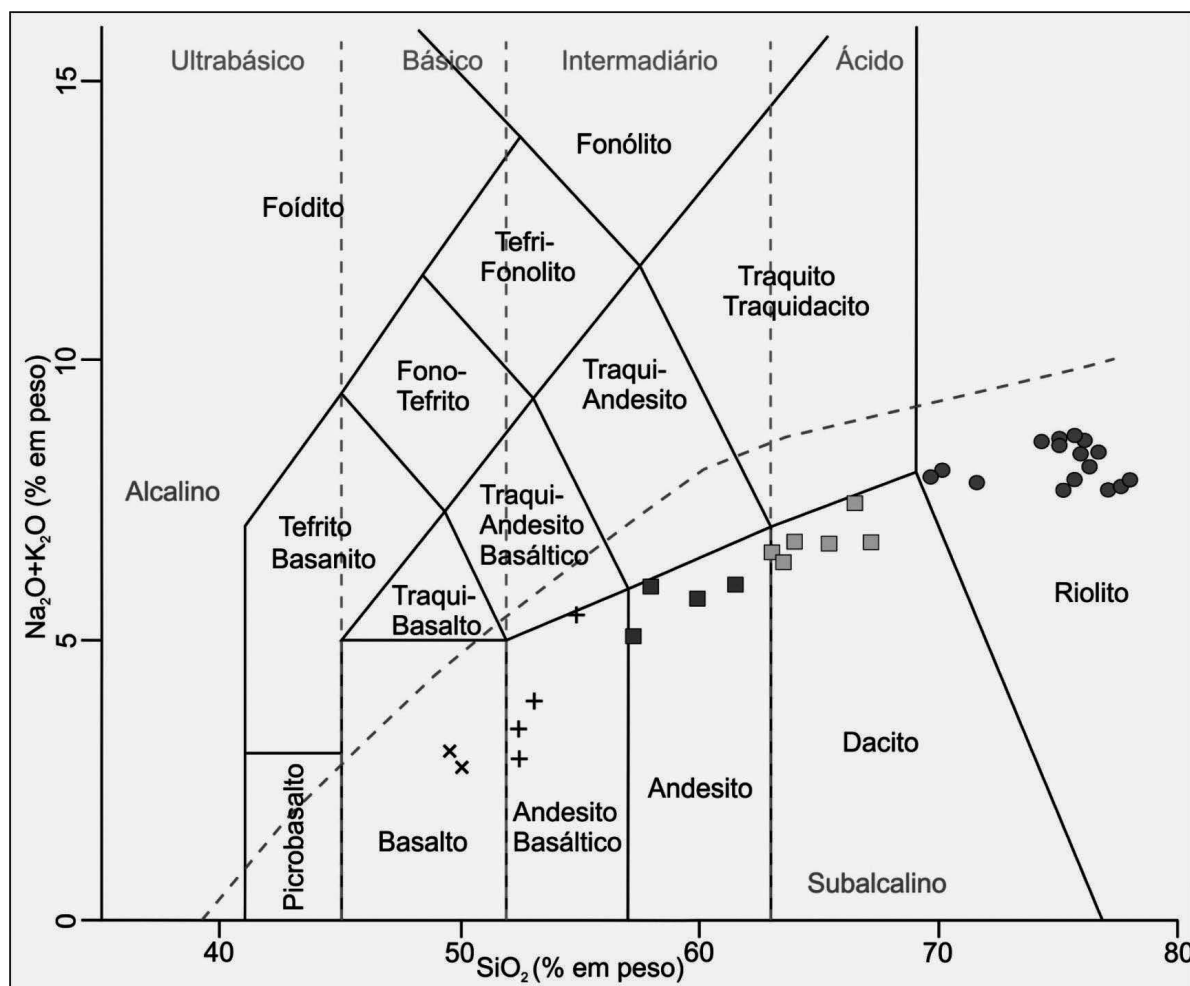


Figura 4 - Classificação geoquímica dos diques de Tucumã a partir dos dados mostrados na tabela 1, segundo o diagrama TAS (Le Bas et al. 1986).

Tabela 2 - Dados de suscetibilidade magnética (SM) dos diques da área de Tucumã-Pa

Pop.	N°	Amostra	SM (Stv)	Log _{SM}	Var.	Pop.	N°	Amostra	SM (Stv)	Log _{SM}	Var.	Pop.	N°	Amostra	SM (Stv)	Log _{SM}	Var.
D	1	FDB 10C	28,6x10 ⁻³	-1,54	A Bst	C	35	FDB 27	3,91x10 ⁻³	-2,41	And	B	69	FDB 29-3	0,34x10 ⁻³	-3,47	Rlt
	2	FDB 4B-2	22,7x10 ⁻³	-1,64	A Bst		36	FDB 2B1	3,82x10 ⁻³	-2,42	Dct		70	FDB 29-4	0,33x10 ⁻³	-3,48	Rlt
	3	FDB 25B	22,4x10 ⁻³	-1,65	Dct		37	ALC-62	3,64x10 ⁻³	-2,44	Rlt		71	FDB 2A-5	0,32x10 ⁻³	-3,49	Rlt
	4	FDB 3B-2	21,3x10 ⁻³	-1,67	A Bst		38	FDB 2B1-2	3,35x10 ⁻³	-2,47	Dct		72	C2EVP45	0,22x10 ⁻³	-3,66	Rlt
	5	FDB 3B	20,0x10 ⁻³	-1,70	A Bst		39	FDB 25A-6	3,15x10 ⁻³	-2,50	Dct		73	FDB 16A	0,21x10 ⁻³	-3,67	Rlt
	6	FDB 4B	18,5x10 ⁻³	-1,73	A Bst		40	FDB 2B1-3	2,96x10 ⁻³	-2,53	Dct		74	ALC-32	0,21x10 ⁻³	-3,67	Rlt
	7	FDB 4B-3	18,5x10 ⁻³	-1,73	A Bst		41	FDB 27	2,85x10 ⁻³	-2,54	And		75	FDB 19	0,21x10 ⁻³	-3,67	Rlt
	8	FDB 2C-3	17,6x10 ⁻³	-1,75	And		42	ALC-27/P28	1,26x10 ⁻³	-2,90	Rlt		76	C2EVP49	0,20x10 ⁻³	-3,70	Rlt
	9	FDB 5	16,6x10 ⁻³	-1,78	A Bst		43	FDB 8	1,25x10 ⁻³	-2,90	A Bst		77	FDB 6A	0,19x10 ⁻³	-3,72	Rlt
	10	FDB 11A	16,4x10 ⁻³	-1,78	Bst		44	ALC-61	1,20x10 ⁻³	-2,92	Rlt		78	FDB 13A	0,19x10 ⁻³	-3,73	Rlt
D	11	FDB 5-2	15,7x10 ⁻³	-1,80	A Bst	45	C2EVP96	1,05x10 ⁻³	-2,98	Rlt	79	FDB 14A	0,19x10 ⁻³	-3,73	Rlt		
	12	FDB 25B-2	15,3x10 ⁻³	-1,81	Dct	46	FDB 10A	0,73x10 ⁻³	-3,13	Rlt	80	FDB 17	0,17x10 ⁻³	-3,76	Rlt		
	13	FDB 25B-3	15,0x10 ⁻³	-1,82	Dct	47	C2EVP69B	0,72x10 ⁻³	-3,14	Dct	81	ALC-11	0,17x10 ⁻³	-3,76	Rlt		
	14	FDB 2C	14,9x10 ⁻³	-1,83	And	48	FDB 2A	0,64x10 ⁻³	-3,19	Rlt	82	C2EVP65	0,16x10 ⁻³	-3,78	Rlt		
	15	FDB 23-2	14,8x10 ⁻³	-1,83	And	49	FDB 26	0,63x10 ⁻³	-3,20	Rlt	83	FDB 14A-2	0,15x10 ⁻³	-3,81	Rlt		
	16	ALC-60	14,6x10 ⁻³	-1,83	Dct	50	FDB 22	0,57x10 ⁻³	-3,24	Bst	84	ALC-51	0,15x10 ⁻³	-3,81	Rlt		
	17	FDB 5-3	14,4x10 ⁻³	-1,84	A Bst	51	FDB 26-2	0,55x10 ⁻³	-3,26	Rlt	85	C2EVP90B	0,15x10 ⁻³	-3,83	Rlt		
	18	FDB 25B-4	13,6x10 ⁻³	-1,87	Dct	52	FDB 4A	0,54x10 ⁻³	-3,26	Rlt	86	FDB 17-2	0,14x10 ⁻³	-3,84	Rlt		
	19	FDB 23	13,0x10 ⁻³	-1,89	And	53	FDB 4A-2	0,54x10 ⁻³	-3,27	Rlt	87	FDB 28	0,13x10 ⁻³	-3,87	Rlt		
	20	FDB 23-3	11,7x10 ⁻³	-1,93	And	54	FDB 26-3	0,54x10 ⁻³	-3,27	Rlt	88	FDB 28-2	0,13x10 ⁻³	-3,87	Rlt		
C	21	FDB 2B2	11,2x10 ⁻³	-1,95	Dct	55	FDB 22-2	0,53x10 ⁻³	-3,27	Bst	89	C2EVP36	0,13x10 ⁻³	-3,87	Rlt		
	22	ALC-56	9,41x10 ⁻³	-2,03	And	56	FDB 26-4	0,50x10 ⁻³	-3,30	Rlt	90	FDB 19-2	0,12x10 ⁻³	-3,90	Rlt		
	23	FDB 2B2-2	8,69x10 ⁻³	-2,06	Dct	57	FDB 3A	0,47x10 ⁻³	-3,32	Rlt	91	C2EVP63	0,12x10 ⁻³	-3,93	Rlt		
	24	FDB 25A-2	8,27x10 ⁻³	-2,08	Dct	58	FDB 24	0,47x10 ⁻³	-3,33	And	92	FDB 28-3	0,11x10 ⁻³	-3,96	Rlt		
	25	FDB 25A	8,17x10 ⁻³	-2,09	Dct	59	C2EVP68	0,45x10 ⁻³	-3,35	Dct	93	C2EVP19	0,095x10 ⁻³	-4,02	Rlt		
	26	FDB 2C-2	8,16x10 ⁻³	-2,09	And	60	FDB 2A-2	0,43x10 ⁻³	-3,37	Rlt	94	FDB 15A	0,092x10 ⁻³	-4,04	Rlt		
	27	FDB 25A-3	8,09x10 ⁻³	-2,09	Dct	61	FDB 2A-3	0,38x10 ⁻³	-3,42	Rlt	95	C2EVP47A	0,090x10 ⁻³	-4,05	Rlt		
	28	FDB 2C-5	7,24x10 ⁻³	-2,14	And	62	FDB 29	0,37x10 ⁻³	-3,43	Rlt	96	ALC-19/P20	0,087x10 ⁻³	-4,06	Rlt		
	29	FDB 2C-4	6,68x10 ⁻³	-2,17	And	63	FDB 24-2	0,37x10 ⁻³	-3,43	And	97	FDB 15A-2	0,086x10 ⁻³	-4,06	Rlt		
	30	FDB 2B2-3	6,65x10 ⁻³	-2,18	Dct	64	FDB 2A-4	0,37x10 ⁻³	-3,43	Rlt	98	TOM1	0,086x10 ⁻³	-4,07	Rlt		
C	31	FDB 25A-4	6,39x10 ⁻³	-2,19	Dct	65	ALC-26	0,37x10 ⁻³	-3,43	Rlt	99	C2EVP48	0,079x10 ⁻³	-4,10	Rlt		
	32	FDB 2B3	6,22x10 ⁻³	-2,21	And	66	ALC-21/P22	0,36x10 ⁻³	-3,44	Rlt	100	C2EVP26	0,068x10 ⁻³	-4,16	Rlt		
	33	FDB 25A-5	5,59x10 ⁻³	-2,25	Dct	67	FDB 3A-2	0,35x10 ⁻³	-3,45	Rlt	101	ALC-41	0,064x10 ⁻³	-4,19	Rlt		
	34	FDB 2B3-2	5,57x10 ⁻³	-2,25	And	68	FDB 29-2	0,35x10 ⁻³	-3,46	Rlt	102	C2EVP18	0,047x10 ⁻³	-4,32	Rlt		

Abrevações: Pop. = População; Var. = Variedade; SM (Stv) = Valor médio de SM em volume de cada amostra no Sistema Internacional; Rlt = Riolito; And = Andesito; Dct = Dacito; Bst = Basalto; A Bst = Andesito Basáltico.

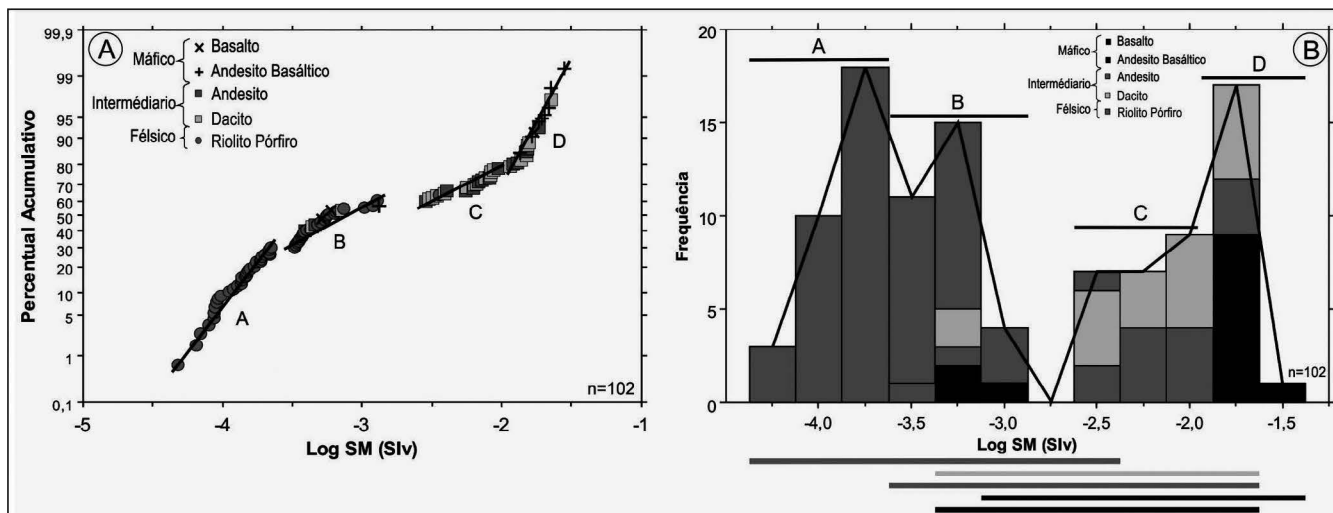


Figura 5 - A) Gráfico de probabilidade normal alusivo aos dados de suscetibilidade magnética (SM), com a separação em populações, relacionado com as variedades litológicas; B) Histograma de frequências com a correlação entre os dados de SM e as diferentes litologias dos diques, assim como a distribuição das populações definidas a partir do gráfico de probabilidades.

Tabela 3 - Participação de cada variedade litológica dos diques nas populações determinadas no gráfico de probabilidades, assim como valores de SM e parâmetros estatísticos de cada população.

	Populações			
	A	B	C	D
Litologia				
Riolito	100%	76,6%	4,5%	—
Dacito	—	6,6%	54,5%	26,3%
Andesito	—	6,6%	40,9%	21,1%
Andesito Basáltico	—	3,3%	—	47,8%
Basalto	—	6,6%	—	4,8%
Parâmetros Estatísticos				
(SIv) x10 ⁻³				
Valor Mínimo	0,0473	0,325	2,85	13,0
Valor Máximo	0,219	1,26	11,7	28,6
Média	0,138	0,567	6,44	17,7
Variância	0,245973	7,310482	6,589966	0,151773
Desvio Padrão	0,495956	2,70379	2,567093	0,384391

RELAÇÃO ENTRE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E GEOQUÍMICA

Confrontando os dados de SM e geoquímica, nota-se, de modo geral, uma clara correlação positiva entre os valores de SM e valores dos óxidos Fe₂O₃, MgO, CaO e TiO₂ (ρ de Pearson > 0.7), de forma que, com o decrés-

cimo gradual nos valores de SM concomitantemente ocorre o decréscimo na proporção desses óxidos nas rochas basálticas em direção às riolíticas (Figura 6a, b, c, d). Comportamento contrário é observado na relação entre SM e os óxidos SiO₂ e K₂O (ρ de Pearson < -0.7), onde o decréscimo gradual nos valores de SM evidencia um acréscimo na proporção desses óxidos (Figura 6e, f). Tais correlações deixam evidente a ligação existente entre as variações de SM e as concentrações de minerais óxidos, visto que as amostras máficas e intermediárias apresentam maiores valores de SM e possuem maior proporção de minerais óxidos de Fe e Ti, ou ainda, de minerais ferromagnesianos. O oposto ocorre com as rochas félsicas, que apresentam baixos valores de SM e baixa proporção de minerais óxidos. Todas as correlações foram analisadas estatisticamente seguindo a regra do coeficiente de correlação de Pearson (ρ).

CARACTERIZAÇÃO DOS MINERAIS ÓXIDOS DE Fe-Ti

O estudo de caracterização dos minerais óxidos de Fe-Ti foi realizado visando determinar a natureza, abundância relativa e variedades texturais desses minerais nos distintos grupos de diques de Tucumã. Os minerais opacos, em geral, estão associados aos agregados máficos e estão distribuídos de forma contrastante nos diferentes tipos de rochas, concentrados nas variedades máficas e escassos nas félsicas e intermediárias. Estes apresentam-se como cristais subédricos, e subordinadamente anédricos, de granulação fina a muito fina. Ocorrem inclusos ou associados aos silicatos, principalmente aos minerais ferromagnesianos, como biotita, anfíbio e piroxênio. De modo geral, magnetita, ilmenita e hematita são os principais óxidos, e pirita o principal sulfeto presente.

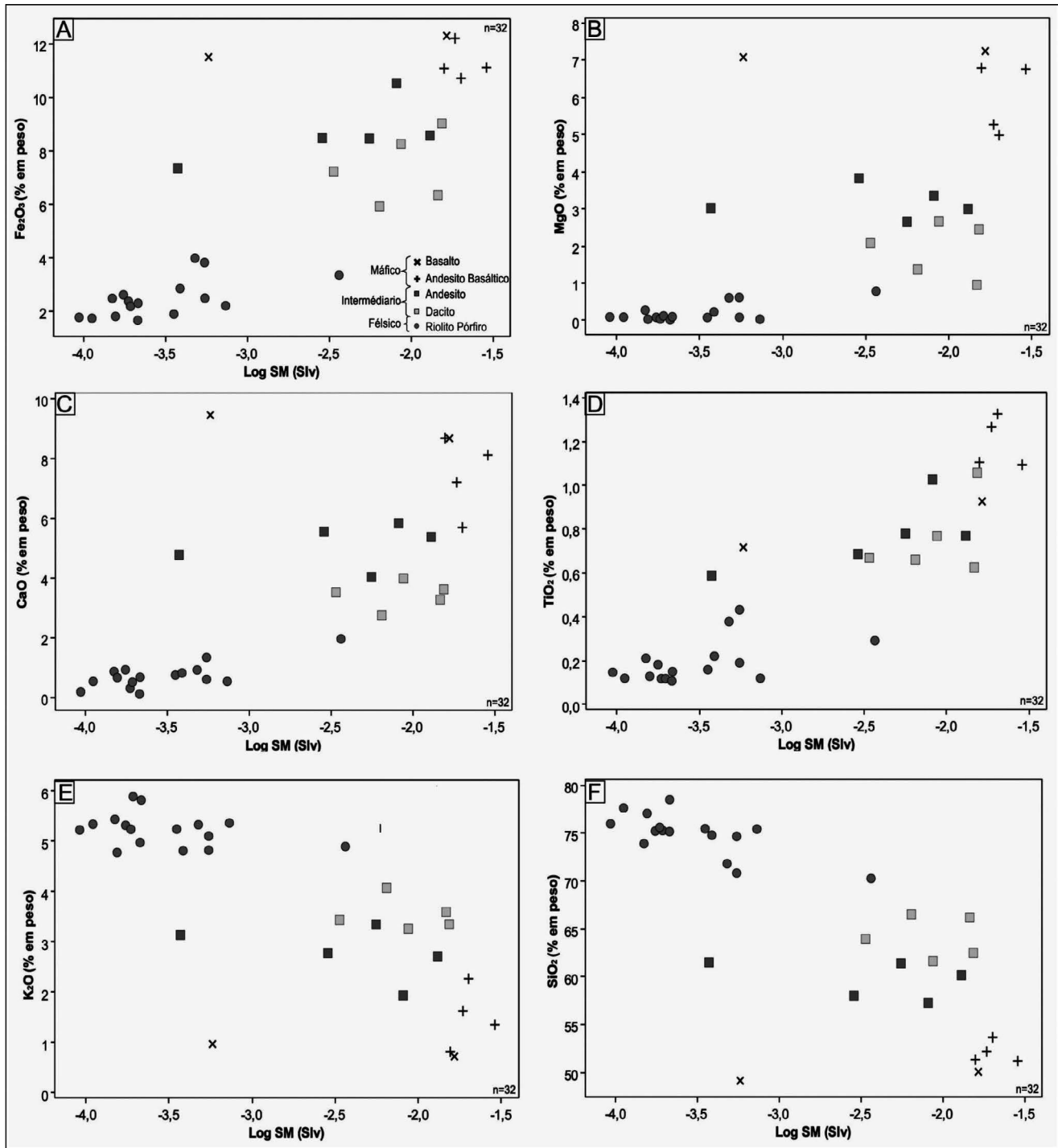
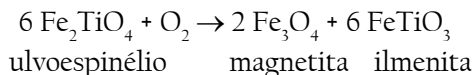


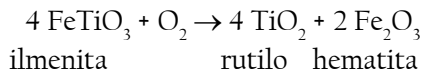
Figura 6 - Diagramas binários relacionando os valores de suscetibilidade magnética (SM) e as concentrações químicas de: A) Fe₂O₃; B) MgO; C) CaO; D) TiO₂; E) K₂O; F) SiO₂.

Magnetita e ilmenita são os principais óxidos presentes nos diques máficos. A magnetita ocorre sobretudo em sua variedade rica em Ti (titanomagnetita) geralmente na forma de cristais subédricos a anédricos, associada a anfibólio e piroxênio. Em geral, é encontrada com bordas e núcleos corroídos, denotando um hábito esquelético para a mesma, como consequência de uma má formação do mineral durante ao rápido resfriamento do magma, o que também denuncia seu caráter precoce durante a cristalização (Figura 7a, b). Observa-se ainda cristais incipientemente martitizados, e em outros casos, ocorrem lamelas de oxi-exsolução de ilmenita na magnetita.

A ilmenita presente nas rochas máficas apresenta os seguintes tipos texturais: ilmenita individual (Ilm I), cristais isolados de ilmenita; e ilmenita *trellis* ou treliça (Ilm T) que se desenvolve em até três planos distintos em um cristal de magnetita (Figura 7a, b). A Ilm I, segundo Buddington e Lindsley (1964) e Haggerty (1981), é considerada como sendo produto de cristalização magmática, no entanto, estes autores explicam a ocorrência de Ilm T como sendo decorrente do processo de oxi-exsolução que afetou titanomagnetitas primárias durante ou após a cristalização magmática, segundo a reação:



Entretanto, Haggerty (1981) também levantou uma segunda hipótese para explicar a origem de ilmenita T, admitindo que sua formação possa ser resultado da cristalização direta do líquido magmático. Haggerty (1981) defende ainda que em estágios avançados de oxidação da ilmenita, podem ser formados minerais secundários como rutilo, hematita ou ilmeno-hematita a partir da reação abaixo:

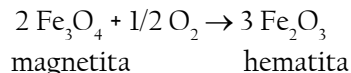


Nas variedades máficas estão presentes ainda outros tipos de minerais opacos, porém em proporções menores, ocorrendo como inclusões. São estes: calcopirita, galena, esfalerita, barita, entre outros. Outros minerais como cromita e principalmente pirita (Figura 7b) ocorrem em algumas amostras em proporções mais elevadas.

As variedades de composição intermediárias apresentam basicamente hematita como representante dos óxidos de Fe (Figura 7c), e não foram observados óxidos de Ti. Destaca-se ainda a alta proporção de pirita presente em algumas amostras. Nos diques félsicos, assim como os intermediários, a hematita é o principal óxido (Figura 7d), porém, nessas rochas os óxidos ocorrem associados à silicatos, como titanita, plagioclásio e zircão. Nessas rochas observa-se um baixo conteúdo de opacos e consequentemente baixa proporção de óxido de Fe e ainda ausência de óxidos de Fe-Ti.

A hematita presente nas rochas de composição félsica e intermediária é produto de alteração da magne-

tita (martitizada), que exibe, frequentemente, formas irregulares, desenvolvendo-se a partir das bordas dos cristais. Segundo Haggerty (1981), o processo de martitização (substituição parcial do cristal de magnetita por hematita) desenvolve-se ao longo dos planos {111} da magnetita hospedeira, sendo que a formação de martita pode ser ilustrada pela reação abaixo:



ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DE CRISTALIZAÇÃO

Foram calculadas as temperaturas de saturação em Zr e P (T_{Zr} e T_{Ap} , respectivamente) para algumas amostras estudadas. Entretanto, respeitando as limitações de cada método, cada grupo de rocha foi analisado utilizando o mais adequado geotermômetro de acordo com suas respectivas composições. Assim, a estimativa de condições de temperatura para as rochas de composição félsica foi realizada usando o geotermômetro com saturação em zircônio, enquanto que as rochas intermediárias e máficas foram analisadas utilizando o método baseado na partição de fósforo em apatita.

De acordo com as análises, os valores de T_{Zr} medidos nas variedades félsicas situam-se entre 827° - 855°C, com média de 834°C (Tabela 4). O método de T_{Ap} , usado nas rochas máficas e intermediárias, mostrou valores mais elevados para essas rochas, com média de 1131°C e 906°C (Tabela 5), respectivamente.

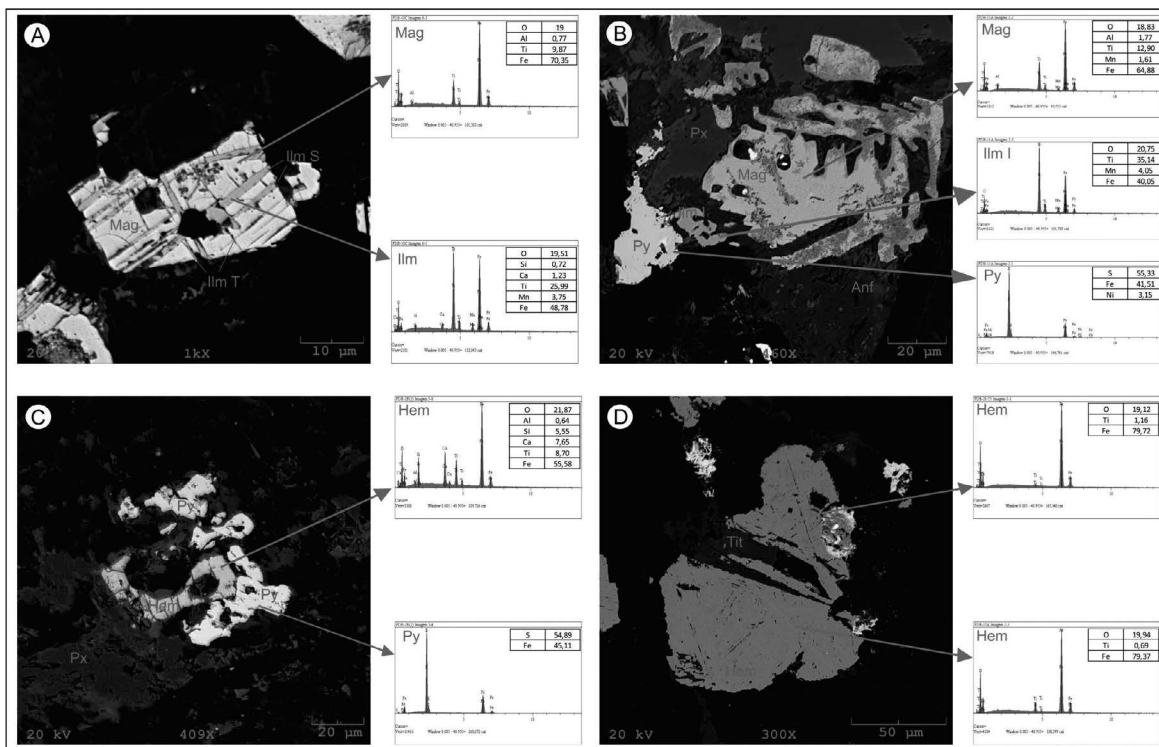


Figura 7 - Imagens obtidas a partir de MEV, acompanhadas de espectros de EDS das principais fases minerais presentes nos diques de Tucumã; A) Magnetita subédrica apresentando porções corroídas e associada a ilmenita com textura treliça; B) Magnetita com bordas corroídas, ilmenita individual e pirita; C) Associação de hematita e pirita; D) Cristais de hematita associados a titanita.

Tabela 4 - Estimativas de temperaturas de saturação em Zr (T_{Zr}) para os diques félsicos de Tucumã obtidas a partir da equação de Watson e Harrison (1983).

	Amostra	Zr (ppm)	T (°C)
Diques Félsicos	FDB 15A	246,2	842
	FDB 6A	216,3	827
	FDB 28	196,8	823
	FDB 26	295,8	855
	FDB 19	203,9	825
	C2EVP90B	240,2	836

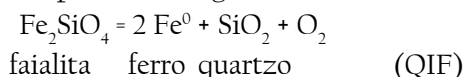
Tabela 5 - Estimativas de temperaturas de saturação em P (T_{Ap}) para os diques máficos e intermediários de Tucumã obtidas a partir da equação de Harrison e Watson (1984).

	Amostra	P ₂ O ₅	T (°C)
Diques Máficos	FDB 11A	0,14	1147
	FDB 22	0,08	1100
	FDB 3B	0,38	1154
	FDB 4B	0,25	1125
Diques Intermediários	FDB 2B3	0,15	863
	FDB 2B2	0,17	873
	FDB 2C	0,21	998
	FDB 23	0,16	893

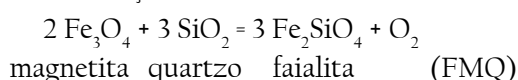
ESTIMATIVA DAS CONDIÇÕES DE FUGACIDADE DE OXIGÊNIO

Os dados mineralógicos, principalmente os referentes aos óxidos de Fe e Ti, juntamente com estimativas de condições de temperatura durante a cristalização, permitem estimar as condições de fugacidade de oxigênio reinantes durante a cristalização de rochas. De acordo com Frost (1991), dependendo das condições de fugacidade de oxigênio, o ferro irá se apresentar em diferentes estados, consequentemente, os óxidos de Fe presentes dependerão dessas condições.

Sob circunstâncias de baixa fugacidade de oxigênio e em sistemas com a presença de sílica, o Fe ocorre inicialmente como cátion divalente, integrando sobretudo os silicatos, respeitando a seguinte reação:

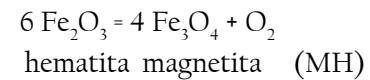


Em condições ainda mais elevadas de $f\text{O}_2$, o Fe ocorre em dois estados, ferroso (divalente) e férrico (trivalente) e é incorporado preferencialmente na magnetita, conforme a reação:



Sob condições extremamente altas de fugacidade de oxigênio, o Fe se apresenta apenas no estado férrico

e é incorporado principalmente na hematita, segundo a reação:



Estas reações, conhecidas como tampões, controlam a relação entre fugacidade de oxigênio e temperatura. Assim, se a assembleia mineralógica de certo tampão coexiste na rocha, a $f\text{O}_2$ evolui com o decréscimo da temperatura sobre a referida curva tampão, independente da presença de outras fases sólidas, permitindo assim estimar relativamente às condições de $f\text{O}_2$ nas quais as rochas se formaram (Frost, 1991).

A presença de (titano)magnetita primária nas rochas máficas, de mais alta SM, juntamente com a ilmenita, pode ser interpretada como indicativa de caráter moderadamente oxidado para este grupo de rocha, e considerando a estimativa de temperatura de cristalização, essas rochas possuem forte afinidade com as condições definidas para o tampão FMQ no diagrama de Frost (1991). Enquanto que as rochas félsicas, de mais baixa SM, apontam condições redutoras, devido à ausência de minerais óxidos de Fe-Ti, visto que a hematita presente é provavelmente de origem *subsolidus*, assim demonstrando compatibilidade com as condições demarcadas pelo limite entre os tampões QIF a FMQ (Figura 8). As rochas intermediárias apresentam condições de fugacidade de oxigênio entre os dois extremos, tendo natureza levemente oxidada, sendo interpretadas como resultado de hibridização de dois magmas distintos.

COMPARAÇÕES ENTRE O COMPORTAMENTO MAGNÉTICO DOS DIQUES DA REGIÃO DE TUCUMÃ E ROCHAS ANÁLOGAS PALEOPROTEROZOICAS

As sequências vulcânicas paleoproterozoicas da região de São Félix do Xingu apresentam idade coincidente com aquela estabelecida para os diques da região de Tucumã ($1880,9 \pm 3,3 \text{ Ma}$ – Silva *et al.* 2016), desse modo, se torna necessário o desenvolvimento de comparações em termos de SM entre essas rochas, a fim de melhor compreender a afinidade e a evolução das mesmas.

Estudos mais detalhados (Juliani & Fernandes 2010) possibilitaram separar as sequências vulcânicas paleoproterozoicas da região de São Félix do Xingu em duas associações petrográfica e quimicamente distintas, denominadas de Formação Sobreiro e Santa Rosa. A Formação Sobreiro é reconhecida como a unidade basal composta por lavas predominantemente andesítica e rochas vulcanoclásticas. A associação superior, Formação Santa Rosa, é composta por riolitos, granitos pórfiros e tufo subordinados.

Os dados sobre o comportamento magnético das seqüências vulcânicas de São Félix do Xingu, e que foram utilizados para o estudo comparativo com as rochas de Tucumã, foram adquiridos a partir das informações de Silva *et al.* (2012). A comparação entre as rochas de composição félsica destas áreas, mostrou um comportamento magnético bastante similar (Figura 9a), visto que, tanto os diques de riolito pórfiro quanto as rochas da Formação Santa Rosa apresentam, em geral, baixos valores de SM, entre $0,174 \times 10^{-3}$ SIv e $0,325 \times 10^{-3}$ SIv ($\text{Log}_{\text{SM}} -3,75$ e $-3,50$).

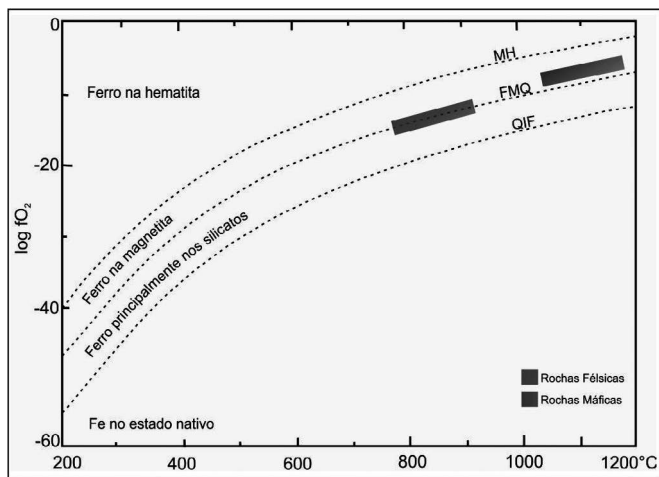


Figura 8 - Diagrama exibindo as curvas dos principais tampões de estabilidade das diferentes fases de Fe, em função de seus vários estados de oxidação no sistema Fe-Si-O, segundo Frost (1991). O polígono vermelho representa o possível intervalo de formação dos diques félsicos, e o polígono cinza ilustra os diques máficos.

O comportamento magnético das rochas de composição intermediária (diques de dacito e andesito) de Tucumã são em geral, coincidentes com aqueles da Formação Sobreiro (Figura 9b). Apesar de algumas amostras apresentarem baixos valores de SM (menores que $\text{Log}_{\text{SM}} -3,0$), tais unidades possuem valores entre $5,59 \times 10^{-3}$ SIv e $16,6 \times 10^{-3}$ SIv ($\text{Log}_{\text{SM}} -2,25$ e $-1,75$). A sutil diferença encontrada entre os valores máximos das medidas (picos) pode ser explicada pelo amplo espectro composicional das rochas da Formação Sobreiro (máficas e intermediárias), enquanto que apenas os diques intermediários de Tucumã foram utilizados para comparação.

Os diques da área de Bannach possuem composições variando de máficas à félsica e idades de cristalização atribuídas ao final do Paleoproterozoico (intermediários: 1.874 ± 110 Ma; Rb-Sr, Rivalenti *et al.* 1998; e ácidos: 1.707 ± 17 Ma; Rb-Sr, Gastal *et al.* 1987). Visto que os diques de Bannach são análogos aos de Tucumã, um estudo comparativo em termos de SM torna-se necessário a fim de melhor compreender a afinidade petrológica entre seus magmas formadores.

Ferreira *et al.* (2007) identificou na área de Bannach a ocorrência de dois grupos de diques: (i) félsicos, formados por álcali-feldspato granito, sienogranito, riolito e dacito, e (ii) intermediários, representados por andesito, gabro e diabásio. O comportamento magnético apresentado pelo grupo de rochas félsicas é bastante similar àquele encontrado nas rochas análogas da área de Tucumã (Figura 9c), sendo que os diques de Bannach apresentam valores de SM ligeiramente mais elevados (pico em $\text{Log}_{\text{SM}} -3,00$) em relação aos últimos ($\text{Log}_{\text{SM}} -3,75$). Comportamento similar é observado para as rochas de composição intermediária destas áreas (Figura 9d), com intervalos de SM coincidentes e suas amostras concentrando-se entre $\text{Log}_{\text{SM}} -3,00$ e $-1,25$, com pico em $\text{Log}_{\text{SM}} -2,0$.

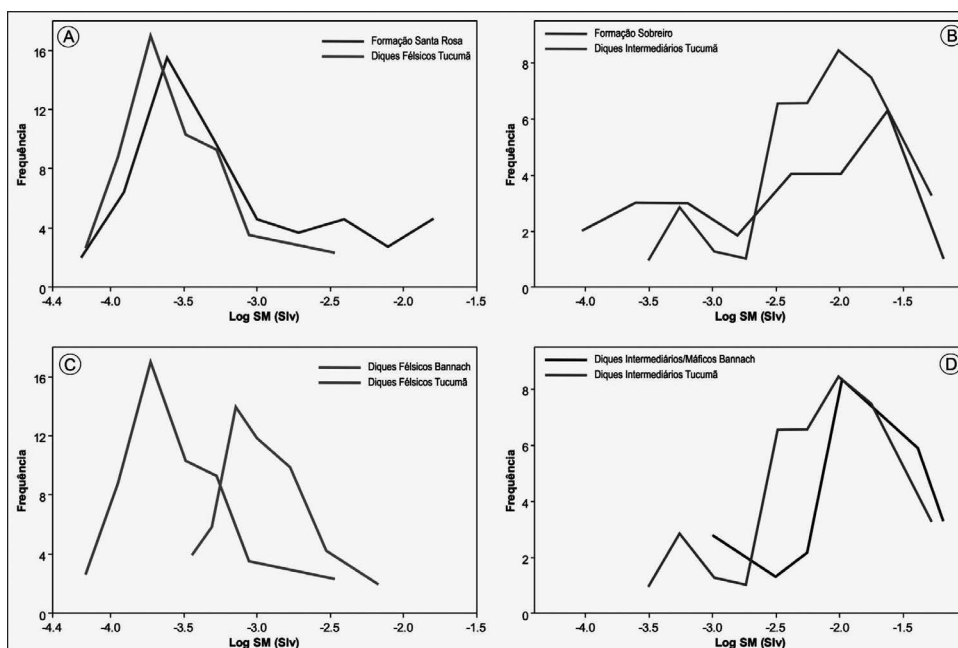


Figura 9 - Polígonos de frequência comparando o comportamento magnético dos diques de Tucumã e rochas afins da Província Carajás: A) Diqes félsicos de Tucumã e rochas da Formação Santa Rosa de São Félix do Xingu; B) Diqes intermediários de Tucumã e rochas da Formação Sobreiro de São Félix do Xingu; C) Diqes félsicos de Tucumã e diques félsicos de Bannach; D) Diqes intermediários de Tucumã e diques intermediários/máficos de Bannach.

COMPARAÇÕES ENTRE O COMPORTAMENTO MAGNÉTICO DOS DIQUES DA REGIÃO DE TUCUMÃ E GRANITOS ANOROGÊNICOS DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Os granitoides paleoproterozoicos da Província Carajás apresentam idade em torno de 1.88 Ga, coincidente com aquela estabelecida para os diques da área de Tucumã. Em termos de suscetibilidade magnética, Dall'Agnol *et al.* (2005) definiram características magnéticas distintas para as suítes de granitos anorogênicos da PC: (i) Suíte Jamon que apresenta os valores de SM mais elevados e comportamento unimodal ($1,05$ a $54,73 \times 10^{-3}$ SIv); (ii) Suíte Serra dos Carajás, caracterizada por valores moderados de SM ($1,0$ a $5,0 \times 10^{-3}$ SIv); e (iii) Suíte Velho Guilherme, onde a variação dos dados de SM é similar aos da Suíte Serra dos Carajás, no entanto, os valores mais baixos são dominantes ($<1,0 \times 10^{-3}$ SIv).

A figura 10 compara o comportamento magnético dos diques félsicos da área de Tucumã e das suítes mencionadas acima. No polígono de frequência, observa-se que os dados magnéticos dos riolitos, de modo geral, apresentam valores baixos de SM, entre $\text{Log}_{\text{SM}} -4,2$ e $-2,5$. Este comportamento é análogo aquele identificado nos granitos da Suíte Velho Guilherme, com o pico das medidas sendo coincidente em $\text{Log}_{\text{SM}} -3,75$.

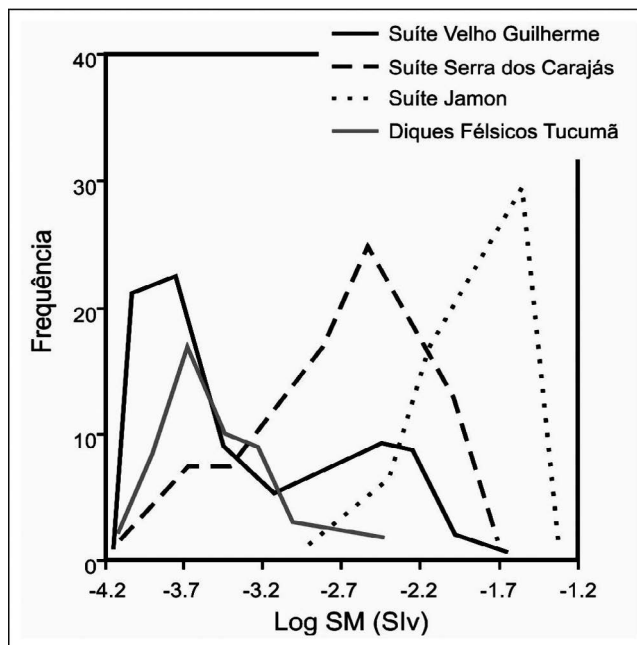


Figura 10 - Polígono de frequência comparativo do comportamento magnético dos diques da área de Tucumã e as suítes de granitoides anorogênicos da PC definidas por Dall'Agnol *et al.* (2005).

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O comportamento magnético definido para os diques da área de Tucumã é representado por quatro população de SM: a população 'A', composta unicamente por riolito, corresponde às amostras com mais baixos valores de SM, que é provável consequência da baixa quantidade ou ainda ausência de minerais óxidos de Fe-Ti nessas rochas; As populações 'B' e 'C', formadas principalmente por riolito, dacito e andesito, representam os valores intermediários de SM, possível resultado da considerável ocorrência de óxidos de Fe e ainda minerais ferromagnesianos; A população 'D' é composta basicamente por basalto e andesito basáltico, e apresenta os medidas mais elevadas de SM, provavelmente esses valores são efeito da grande proporção de óxidos de Fe-Ti encontrados nessas rochas.

A (titano)magnetita é o mineral óxido dominante nos diques de composição máfica, em geral, ocorre associada à ilmenita e aos agregados de minerais ferromagnesianos. Apresenta caráter primário, e é o mineral responsável pelos valores elevados de SM nos diques máficos. Já nas rochas de composição intermediária e félsica apresentam como óxido dominante a hematita, provável como produto da oxidação da magnetita, o que resultaria em seus valores de SM baixos a moderados. A partir dos cálculos de geotermometria de saturação foi possível estimar a temperatura de cristalização dos diferentes grupos de diques. Para os diques félsicos foi utilizado a equação de saturação em Zr, e se obteve 834°C como temperatura média, enquanto que para as variedades intermediárias e máficas foi utilizado os cálculos de saturação em P, e apresentaram temperatura média de 906°C e 1131°C , respectivamente.

Os dados de SM integrados com as características dos minerais óxidos de Fe-Ti e estimativas da temperatura de cristalização, permitiram concluir que a formação dos diques máficos se deu em condições de moderada fugacidade de oxigênio, acima do tampão FMQ, enquanto que as rochas félsicas foram formadas sob condições de baixa fugacidade, entre os tampões QIF e FMQ. Tais informações sugerem o magma formador dos diques félsicos da área de Tucumã, como afim daqueles que deram origem aos granitos da Suíte Velho Guilherme e dos riolitos da Formação Santa Rosa da área de São Félix do Xingu, que no entanto, difere dos diques da Bannach que apresentam caráter mais oxidado e valores ligeiramente mais elevados de SM. Já os diques intermediários de Tucumã mostram clara afinidade tanto com as rochas da Formação Sobreiro quanto com os diques análogos da área de Bannach.

Em termos de SM e fugacidade de oxigênio, o magma gerador dos diques félsicos da área de Tucumã cristalizou em condições próximas daquelas dos magmas que deram origem aos granitos *ferroan* de caráter redutor da Província Carajás. O caráter oxidado dos diques máficos pode indicar a origem de seu magma a partir de baixos graus de fusão parcial de um manto enrique-

cido, enquanto que o caráter moderadamente oxidado dos diques intermediários reforça a hipótese de que os mesmos possuam origem relacionada a processos de mistura entre magma félsico e máfico em um contexto de magmatismo intraplaca, descartando o envolvimento de uma fonte essencialmente de caráter redutor, e sobretudo, em um ambiente de subducção.

REFERÊNCIAS

- 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 and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, v. 187, p. 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, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42:201-221
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr. F.C., Macambira E.M.B. 1996. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 454-460.
- Buddington A.F., Lindsley D.H. (1964). Iron-titanium oxides minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2), 310-357.
- Dall'Agnol R., Lafon, J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral Petrology*, 50:113-138.
- 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, 01-129.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern amazonian cráton. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISMO, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, *Excursion Guide*, Belém, p. 99-150.
- 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*, v. 93, p. 215-233.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Lamarão C.N. Magmatismo granitoide arqueano e evolução geológica do Subdomínio de Transição da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, Belém, v. 8, n. 3, p. 251-256, 2013.
- 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 Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151:57-73.
- 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.
- Ferreira A.T.R., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C. 2007. Petrografia e Suscetibilidade Magnética dos Diques da Área de Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. In: X SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2007, Porto Velho.
- Ferreira A.T.R., Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B. 2010. Petrografia, Geoquímica e Geocronologia dos Diques da Área de Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE do Pará. In: 45º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2010, Belém.
- Frost B.R. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: LINDSLEY, D. H. (Ed) *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. p. 1-9 (Reviews in Mineralogy, 25). 1991.
- Gastal M.C.P., Macambira M.J.B., Medeiros H., Dall'Agnol R. 1987. Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do Granito Musa e Granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. *Geoq. Brasil*, 1(2):247-259.
- Gonzales M.G.B., Dall'Agnol R., Vieira E.A.P., Macambira M.J.B., Delia Senta N. 1988. Geologia do Maciço Anorogênico Cigano, Vale do Rio Parauapebas, PA. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Anais, Belém, v.3, p.1132-1146.

- Haggerty S.E. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE III, D. Ed. *Oxide minerals*. 2nd ed. Washington, Mineral Society of America. Hg 101-Hg 300. (Reviews in Mineralogy, 3) 1981.
- Harrison T.M. & Watson E.B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geoch. Cosmoch. Acta*. 48: 1468-1477
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, *Anais*, Belém, v.1, p.100-110.
- Ishihara S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27:293-305.
- 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*.
- Lamarão C.N., Rocha K.K.N., Marques G.T., Borges R.M.K. 2013. Quartzó e zircão como marcadores da evolução magmático-hidrotermal do Granito Antônio Vicente, Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Carajás. *Revista do Instituto de Geociências - USP*, São Paulo, 13(2):4-68.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. (Tese de Doutorado). 199 f. 2001.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas, delimitante da estratigrafia de Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, *Resumos expandidos*. SBG: v.2, p.188-189.
- Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Barros C.E.M., Figueiredo, M.A.B.M. 2002. Petrologia magnética do Granito Paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico. In: E.L Klein M.L., Vasquez L.T. Rosa Costa (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte, Belém, vol 3, p.115-132.
- Oliveira D.C. *Modelos de Evolução e Colocação dos Granitos Paleoproterozoicos da Suíte Jamon, SE do Cráton Amazônico*. 2006. 186p. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 2006.
- Oliveira D.C., Silva A.C., Dall'Agnol R., Guimarães F.V. Geologia, Petrografia e Geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, v. 9, p. 13-46, 2014.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG. p. 390-391.
- Rio Doce Geologia e Mineração - DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, *Anais*, CVRD, Belém, p.11-59.
- Rivalenti G., Mazzuchelli M., Girardi V.A.V., Cavazzini G., Finatti C., Barbieri M.A., Teixeira W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basaltic-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. *Lithos*, 43, p. 235-265.
- Rolando A.P. & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, Salvador, *Expanded Abstracts*, CD-ROM.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E.; Mcnaughton, N. J. A. 2006. Compartimentação do cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: 9º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Belém, 2006. *Anais*, [CD-ROM].
- Silva F.F., Oliveira D.C., Antonio P.Y.J., D'agrella Filho M.S., Lamarão C.N. Bimodal magmatism of the Tucumã area, Carajás province: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 72, p. 95-114, 2016.
- Silva G.C., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Belém, DNPM, v.4, p.1-143.
- Silva L.T.B., Almeida J.A.C., Fernandes C.M.D. 2012. Suscetibilidade Magnética das Sequência Vulcânicas Paleoproterozoicas da Região de São Felix do Xingu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Santos, *Anais*. 2012.

- Silva Jr. R.O.S. 1996. *Geologia, Petrologia e Geoquímica dos Diques da região de Rio Maria, Pa.* Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 124p. Tese (Mestrado em Petrologia Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa, 1996.
- Silva Jr. R.O.S., Dall'Agnol R., Oliveira E.P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozoicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geoch. Brasiliensis*, 13(2):163-181.
- Souza Z.S. 1994. *Geologia e petrogênese do "greenstone belt" Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria, SE do Pará.* Belém, Universidade Federal do Pará. V. 1, 434p.; v. 2, p. 435-625. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará. Belém. 1994.
- Souza Z.S., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S., Barros C.E.M. Carajás Mineral Province: geological, geochronological and tectonic contrast on the Archean evolution of the Rio Maria Granito-Greenstone Terrain and the Carajás Block. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF SOUTH AMERICA PLATAFORM, Df, Brasília. *Extended abstracts*. SBG, p. 31-32. 1996.
- Souza Z.S., Potrel A., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall'Agnol 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 Amazonian craton. *Precambrian Research* 109, 293-315.
- 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 Almeida*. São Paulo, p. 471-486.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.T., 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. 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. In: Vasquez L.V., Rosa-Costa L.T. (Org.). *Escala 1:1.000.000*. Belém: CPRM, 2008.
- Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci. Let.* 64: 295-304.

Geocronologia Pb-Pb e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Alto Candeias (Rondônia), SW do Cráton Amazônico

Pb-Pb geochronology and lithogeochemistry of the Alto Candeias Intrusive Suite (Rondônia), SW Amazonia Craton

Luiza A. V. Queiroz¹, Moacir Macambira²; Camila Cardoso Nogueira¹; Marcos L. do E. S. Quadros³, e Mauro C. Geraldès¹

RESUMO: O SW do Cráton Amazônico é marcado por episódios magmáticos, metamórficos e deformacionais que retrabalharam rochas previamente formadas. Eventos magmáticos relacionados a eventos de subducção e formação de arcos magmáticos são descritos durante o Paleozoico e Mesoproterozoico. Rochas magmáticas formadas em ambiente intracratônico ocorrem neste mesmo período de tempo, e são caracterizadas como granitos anorogênicos. No Estado de Rondônia estas rochas anorogênicas tem feições rapakivíticas e são importantes economicamente por hospedarem depósitos de estanho. Uma importante intrusão anorogênica devido a sua área de exposição é denominada Alto Candeias, focada neste trabalho. A variabilidade faciológica observada em campo nesta suíte permitiu a separação de quatro subunidades: 1) Monte Negro: granitos, predominantemente rapakivíticos; 2) Buritis: granodioritos, equigranulares a porfíricos; 3) Campo Novo: charnockitoides; e 4) Jacilândia: sienos a monzogranitos e quartzos granitoides finos. De acordo com a litogeoquímica, os diagramas Harker apresentaram bimodalidade com os elementos maiores Mg, Ca, Ti, P e Al apresentando relação inversa com o teor em sílica e para os elementos Na, Al e K, a relação é direta, explicado pelo fracionamento magmático. Em geral as amostras estudadas são metaluminosas e diagramas tectônicos indicam ambientes anorogênicos e de arco magmático. Na interpretação dos ETR, as rochas mais evoluídas pertencem a Unidade Jacilândia, seguido das Unidades Monte Negro, Campo Novo e Buritis. Desta forma, pode-se correlacionar a formação dessa Suíte a um processo de fusão da crosta continental com magmas sofrendo processos de mistura com magmas matoderivados e geração de granitoides tipo-A na margem do Cráton Amazônico. Dados geocronológicos Pb-Pb forneceram para cada unidade as idades de 1350 ± 5 Ma (Monte Negro), 1349 ± 3 Ma (Buriti), 1350 ± 2 Ma (Campo Novo) e 1348 ± 3 Ma e 1349 ± 1 Ma (Jacilândia). As idades obtidas neste trabalho sugerem que as rochas analisadas foram formadas em um curto período de tempo em um ambiente intracratônico, encaixadas em rochas mais antigas de até 1,75 Ga e o processo geodinâmico gerador dos seus magmas pode estar correlacionado com a subducção que ocorria simultaneamente na borda do protocráton Amazônico ao redor de 1350 Ma.

PALAVRAS-CHAVE: Geocronologia; Litogeoquímica; Rapakivi; Cráton Amazônico.

ABSTRACT: The SW of the Amazonian Craton is marked by magmatic, metamorphic and deformational episodes that reworked previously formed rocks. Magmatic events related to subduction events and formation of magmatic arcs are described during Paleozoic and Mesoproterozoic. Magmatic rocks formed in intracratonic environment occur in this same period of time, and are characterized as anorogenic granites. In the State of Rondônia these anorogenic rocks have rapakivi features and are economically important for hosting tin deposits. An important anorogenic intrusion due to its area of exposure is called Alto Candeias, focused on this work. The faciological variability observed in the field in this suite allowed the separation of four subunits: 1) Monte Negro: granite, mostly rapakivi textured; 2) Buritis: granodiorite, equigranular to porphyritic; 3) Campo Novo: charnockites; 4) Jacilândia: sienite to monzogranites and quartz granitoid. Harker diagrams showed bimodal features. The major elements Mg, Ca, Ti, P and Al are inversely related to the silica (Na, Al and K, the relation is positive), explained by magmatic fractionation. Studied samples are, in general, metaluminous, and show anorogenic and magmatic arc signatures. The interpretation of REE, the more evolved rocks belong to Jacilândia Unit, followed by Monte Negro, Campo Novo and Buritis Units respectively. Pb-Pb geochronological data yielded, for each unit, the ages of 1350 ± 5 Ma (Monte Negro), 1349 ± 3 Ma (Buritis), 1350 ± 2 Ma (Campo Novo) and finally, 1348 ± 3 Ma and 1349 ± 1 Ma (Jacilândia unit). The ages obtained in this work suggest these units were generated through events very close in time. Geochemistry data allow correlating the Alto Candeias Intrusive Suite to intracratonic tectonic setting coeval with subduction process (magmatic arc) in the SW margin of the Amazonian Craton around 1350 Ma.

KEYWORDS: Geochronology; Lithogeochemistry; Rapakivi Granites; Amazonia Craton.

¹ Faculdade de Geologia - UERJ (RJ) (luizavq@yahoo.com.br); (geraldes@uerj.br); (camilanogueira@uerj.br)

² Laboratório de Geologia isotópica - UFPA (Belém -PA) (moamac@ufpa.br)

³ CPRM - Porto Velho (RO) (quadros@pv.cprm.gov.br)

INTRODUÇÃO

Localizado ao norte da América do Sul, o Cráton Amazônico é limitado a sul, leste e sudoeste por faixas móveis neoproterozoicas e dividido em dois escudos, o do Guaporé e o das Guianas, separados pela Bacia paleozoica do Amazonas. O Cráton Amazônico é dividido por Cordani et al., (1979) e Teixeira et al., (1989) e depois confirmada por Tassinari & Macambira, (1999) e por Cordani & Sato (1999), em seis províncias geocronológicas. São elas: Amazônia Central (2,5Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 -1,8 Ga), Rio Negro - Juruena (1,8 - 1,55 Ga), Rondoniana - San Ignácio (1,55 - 1,3 Ga) e Sunsás (1,3 - 1,0 Ga).

A Província Rio Negro-Juruena corresponde às unidades basais da região do estado de Rondônia e suas principais unidades são: O Complexo Jamari (orto e paragneisses), Grupo Roosevelt (metavulcanossedimentar), Formação Mutum Paraná (metassedimentos). Alguns autores incluem a Suíte Intrusiva Serra da Providência nessa unidade, através de datações onde feições mais antigas dessa suíte foram datadas em U-Pb por Bettencourt et al. (1999) e foi interpretada com idade de 1606 ± 57 Ma. Outras idades foram datadas pelo mesmo autor sendo que a mais recente ficou em 1554 ± 47 Ma. Investigações anteriores sugerem que o Cráton Amazônico compreende na sua porção SW os terrenos Jamari e Roosevelt (Scandolara et al., 1999; Quadros e Rizzotto 2002) e Bloco Parágua (Litherland et al., 1989; Tassinari e Macambira, 1999), entidades geotectônicas com idades paleoproterozoicas. Os blocos Parágua e Jamari suturados constituem o cinturão Nova Brasilândia (-1Ga), caracterizado por empurrões em condições metamórficas de alto grau e tectônica compressional (Thover et al., 2002).

O terreno Jamari nas porções centro-leste de Rondônia é embasado por rochas paleoproterozoicas de médio a alto grau metamórfico. Rochas metavulcanossedimentares de baixo grau, mais cinco suítes graníticas mesoproterozoicas, com características geoquímicas tipo-A, fazem parte deste terreno, incluindo granitos rapakivi, mangeritos, charnockitos e rochas máficas. São elas as suítes, Serra da Providencia, Rio Crespo, Santa Clara, Rondônia e Alto Candeias, estudada neste trabalho. Além desses, ocorrem coberturas neoproterozoicas (Palmeiral) e fanerozoicas (Cacoal e Pimenta Bueno) (Scandolara, 2006).

Podemos dividir a Província Rondoniana-San Ignácio em duas fases compostas por diversos tipos de migmatitos e gnaisses agrupados como a Suíte Rio Crespo, Complexo Colorado, Complexo Nova Mamoré e Suítes Intrusivas, numa fase mais recente, composta pelas suítes Alto Candeias, Santo Antônio, Teotônio e Caripunás. Litherland et al. (1986) definiu a orogenia

San-Ignácio como um episódio magmático metamórfico desenvolvido entre 1,35 e 1,3 Ga e representado na Bolívia pelos xistos do Grupo San Ignácio, orientados segundo a direção NNE-SW, e pelo magmatismo granítico sin e pós-tectônico de natureza cálcio-alcalino.

Durante a orogênese Rondoniana-San Ignácio as rochas do embasamento foram soerguidas, e o produto resultante da erosão gerou uma inconformidade para a deposição do grupo Sunsás (Litherland et al., 1986, Scandolara, 2006). Depositados entre 1,3 e 1,0 Ga em bacias plataformais, os sedimentos são distribuídos em toda a região do SW do cráton Amazônico (Boger et al., 2005). A Província Sunsás-Aguapei é subdividida em três grupos: Cinturão Móvel Sunsás (Bolívia; Litherland et al., 1986), Cinturão de Cavalgamento Aguapei (Brasil; Geraldés, 1996) e a Sequência metavulcanossedimentar Nova Brasilândia (Rizzotto, 1999). O Grupo Sunsás (Saes et al, 1992), a mais jovem unidade estratigráfica reconhecida no SW do Cráton Amazônico (1,1 e 0,95 Ga) é equivalente com a idade ao principal episódio de deformação greenviliana na América do Norte. Magmatismo associado com este evento nas rochas do embasamento de Rondônia corresponde a Intrusão Santa Clara (1,08 Ga) e ao pulso final dos granitos estaníferos alojados em nível crustal alto (1,0 e 0,95 Ga).

A deformação resultante deste evento foi originalmente considerada restrita ao Cinturão Sunsás/Aguapei e recentemente reconhecida no cinturão Metassedimentar Nova Brasilândia (1,1 - 1,0 Ga) evento colisional do final do Mesoproterozóico que resultou na amalgamação do bloco Parágua à margem SW do Cráton Amazônico (Rizzotto, 1999; Tohver et al., 2005; Scandolara, 2006). Outros autores preferem correlacionar esta colagem ao evento San Ignácio. Para o evento de orogenia Sunsás, muitos autores reconhecem os granitos estaníferos tonianos (-1 Ga), como granitos tipo-A, que foram gerados no momento da subducção que resultou na colisão Greenviliana. Conforme a literatura, essa colisão resultou na aglutinação do supercontinente Rodínia, produto da fusão da Amazônia e Laurentia, entre outros fragmentos cratônicos arqueanos.

A Intrusão Alto Candeias (Figura 1) exhibe uma forma alongada de direção W-E sendo que as suas verdadeiras dimensões são ainda desconhecidas. Segundo Scandolara (2006), o contato com as encaixantes é marcado por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral no seu limite norte, enquanto que a borda sul é recoberta pelas rochas básicas da Formação Nova Floresta e pelas rochas sedimentares da Formação Palmeiral ("Graben" dos Pacaás Novos). É constituído predominantemente por granitos porfiríticos de granulação média a grossa, texturalmente piterlíticos e, em menor quantidade, equigranulares de granulação fina a média,

aplitos e sienitos equigranulares de grão fino a médio. Os primeiros são composicionalmente definidos como hornblenda-biotita monzogranitos, biotita monzogranitos e quartzo-monzonitos e possuem cristais ovóides e tabulares centimétricos de feldspato alcalino piterlítico, esporadicamente manteados por plagioclásio. Representam a fase mais precoce e os contatos com os granitos equigranulares finos é observado na borda nordeste do maciço. A Suíte Intrusiva Alto Candeias é formada por rochas graníticas, em geral ácidas, com textura rapakivíticas, característica de granito tipo A, intraplaca (Bettencourt et al., 1999). Localizada na província Rondoniana-Juruena (Tassinari e Macambira, 1999), esta unidade apresenta geração ainda sob debate, com interpretações que variam desde fontes crustais a mantélicas. Buscando melhor entendimento dos processos formadores desta suíte, foram realizados trabalhos de reconhecimento de fácies litológicas em campo, juntamente com análises petrográficas e geocronologia Pb-Pb aqui reportadas.

Na borda norte, estes granitos exibem uma larga zona de cisalhamento com transformação das rochas em protomilonitos e milonitos. Internamente zonas discretas de cisalhamento dúctil também ocorrem, mas, em geral, mostram-se afetados apenas por uma tectônica rúptil. As rochas charnockíticas, também fazem parte da suíte, com a principal ocorrência situada na borda SE do maciço Alto Candeias, além de outros corpos de menor expressão na porção central do mesmo, os quais exibem contato transicional com os granitos. Quimicamente, a suíte caracteriza-se por seu caráter sub-alcalino e padrão químico que se assemelha aos granitos da suíte intrusiva Serra da Providência (Bettencourt et al., 1989). Dados isotópicos de Rb-Sr em granitos porfiríticos e piterlíticos forneceram idades isocrônicas em torno de 1358 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,703 \pm 0,009$ (Bettencourt et al., 1995) e idade U-Pb de 1345 Ma (Bettencourt et al., 1999). Enquanto nova análise U-Pb SHRIMP em zircão de biotita hornblenda monzogranito resultou na idade de 1347 ± 16 Ma (Santos, 2004).

Por se tratar do tema central desta investigação, esta unidade será melhor detalhada nos capítulos seguintes. Foram realizadas investigações de campo, com coleta de 65 amostras para petrografia. A litogeoquímica compreendeu 32 amostras e as análises geocronológicas foram realizadas em 4 amostras representativas das faciologias encontradas. Desta forma pretende-se caracterizar as variações composicionais e definir a época do magmatismo que gerou as rochas estudadas. Em adição, são propostas hipóteses de processos magmáticos e fontes para os magmas geradores destas rochas.

ÁREA, MATERIAIS E MÉTODOS

Trabalhos de campo, petrografia e análise litogeoquímica fazem parte dos procedimentos realizados para a confecção desta pesquisa. O reconhecimento geológico foi realizado em escala 1:250.000 (Figura 1) utilizando como base a foto satélite LANDSAT 5, Mosaico Geocover na base 233, foto 67 de 19/07/2008 e base 232, foto 67 de 28/07/2007, disponíveis no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), em escala 1:250.000. Também foi utilizado o *mapa geológico do Estado de Rondônia na escala 1:1 000 000* (Scandolaro et al., 1999).

Nesta etapa foram coletadas 64 amostras que foram analisadas petrograficamente. Para 32 das amostras coletadas foram feitos estudos litogeoquímicos. Os estudos petrográficos foram realizados no Laboratório de Petrografia da Faculdade de Geologia da UERJ.

A litogeoquímica da rocha foi analisada através do método FUS-ICP (fusão por plasma indutivamente acoplado) realizada no laboratório ACTLAB (*activation laboratories*), Canadá. As análises foram tratadas com o auxílio de diagramas de classificação de rocha e de identificação de ambiente tectônico. A geocronologia isotópica é uma importante ferramenta interpretativa que permite a datação da idade de cristalização dos minerais de zircão. No presente trabalho, as análises foram feitas através do método Kober, onde a ionização dos elementos de interesse ocorre pelo gradual aquecimento e a leitura desses elementos é feita pelos detectores, em diversos passos durante o aquecimento.

Subetapas foram também realizadas anteriormente para a separação dos minerais de zircão, que serão inseridos no interior do espectrômetro, dos outros minerais presentes na estrutura cristalina da rocha. Essas etapas foram a de fragmentação das amostras de rocha em partes menores, bateia, para a concentração dos minerais mais pesados, magnetismo, imã de mão e o separador magnético Frantz a fim de obter um concentrado final de zircões mais límpidos em termos de fraturas e inclusões e separação por lupa binocular com aumento de até 50 vezes. Esses grãos de zircão foram analisados no laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará - UFPA, Pará-ISO, em Belém. O primeiro passo foi organizar os zircões sobre uma lamínula e observá-los em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Depois, esses zircões foram fotografados utilizando fotos de elétrons retro-espalhados (BSE) e com o auxílio de uma câmera acoplada ao microscópio.

O uso das fotos tem finalidade de orientar a escolha dos grãos a serem utilizados no espectrômetro, uma vez que essas auxiliam na identificação de inclusões ou falhas na estrutura interna do mineral, bordas de recristalização que interfiram na idade de formação da rocha.

Além de ajudar na localização do grão mineral no momento da análise. Os grãos de zircão selecionados são depositados em filamentos de Re (“evaporação”) que serão introduzidos no Espectrômetro de Massa Finnigan MAT 262 e submetidos aos processos de evaporação e ionização pelo método de Kober (1986 e 1987).

Esse método consiste na realização de etapas de evaporação a diferentes temperaturas (1450 °C, 1500 °C e 1550 °C) enquanto outro filamento (“ionização”) recebe o Pb evaporado e, posteriormente a cada evaporação, é aquecido para ionizar os diferentes isótopos de Pb nele depositados.

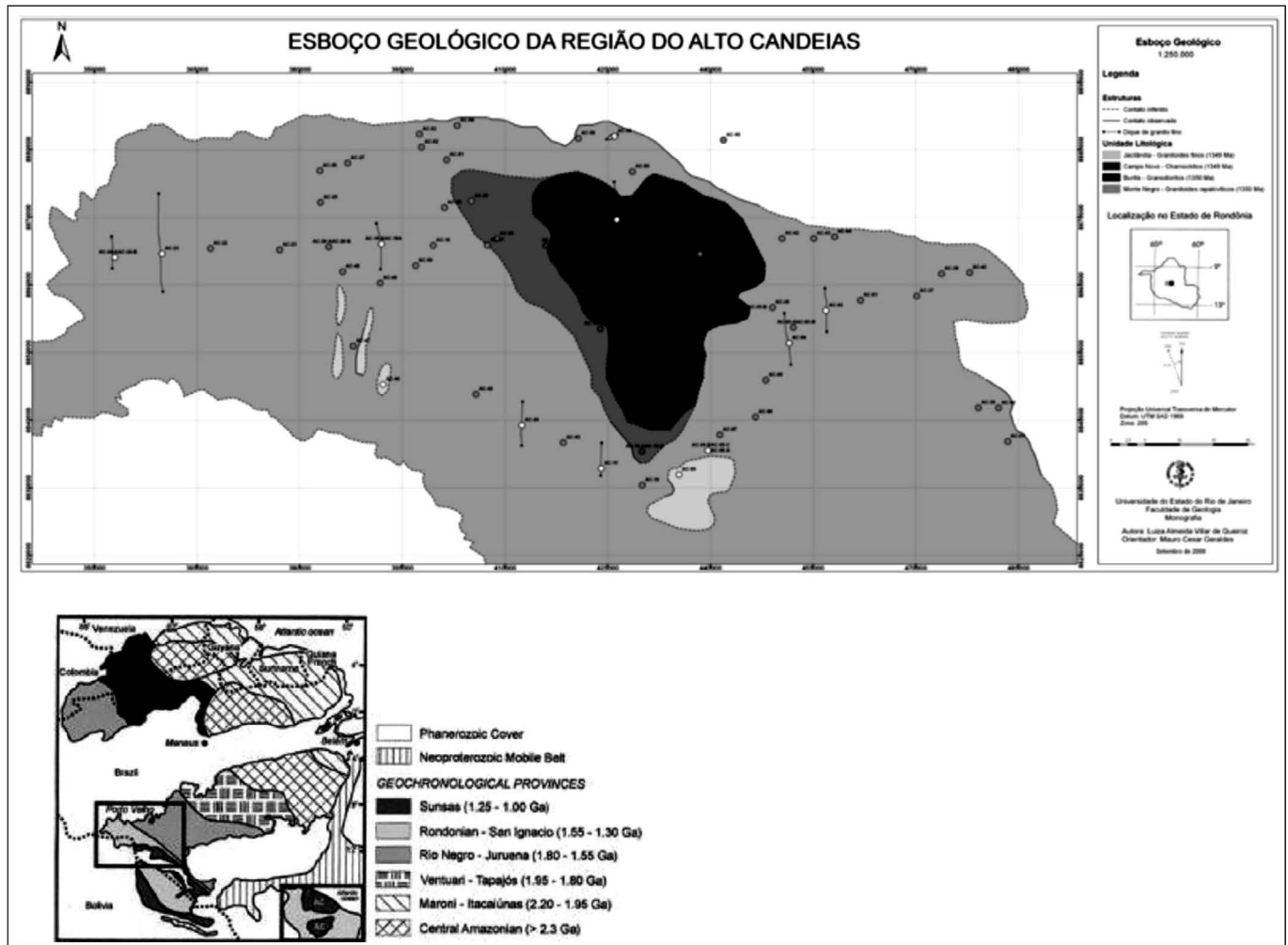


Figura 1 - (A) Esboço geológico do Alto Candeias e localização da área de estudo; (B) Estado de Rondônia e terrenos tectonoestratigráficos (Scandolaro et al., 1999).

O cálculo da idade é feito pelo programa ISO-PLOT desenvolvido por Ludwig (1999), após correções do Pb comum inicial, baseadas no modelo de evolução do Pb em estágio duplo (Stacey & Kramers 1975) para os blocos de razões isotópicas com razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ acima de 0,0004, a fim de reduzir a interferência de Pb comum. Após tratamento dos dados, segundo critérios estabelecidos por Gaudette et al. (1998), os resultados finais são apresentados com desvios de 2σ .

RESULTADOS

O reconhecimento em campo das unidades permitiu uma prévia análise modal dos litotipos de granulometria grossa que posteriormente foi confirmado pela petrografia. E esta auxiliou na identificação mineralógica, textural e granulométrica das rochas de granulometria fina-média. O diagrama QAP

(quartzo-albita-plagioclásio) (Figura 2) demonstra este resultado. Em adição, os resultados desta investigação permitiram a subdivisão da Suíte Alto candeias em 5 Unidades. Neste sentido, as amostras da Unidade Monte Negro são plotadas nos campos dos sienogranitos e usualmente no campo dos monzogranitos. A Unidade Buritis é representada por granodioritos. No campo dos granitóides rico em quartzo estão às amostras classificadas como Unidade Jacinópolis, juntamente com alguns representantes sienogranitios e, mais raramente, monzogranitos. Por último, as amostras que representam a Unidade Campo Novo estão inseridas nos campos de monzogranitos, com exceção de uma amostra granodiorítica. Assim foram estabelecidas cinco facies distintas, identificadas através do mapeamento geológico 1:125000 aliado ao estudo de petrografia.

A Unidade Monte Negro é composta por rochas graníticas porfiríticas, ocasionalmente com texturas rapakivíticas, feldspato potássico mantelado por feldspato sódico centimétrico a decimétricos (Figura 3). A mineralogia desses granitos é composta basicamente por quartzo, biotita e feldspato parcialmente sericitizado, e apresenta como minerais acessórios zircões, apatitas, magnetitas e ilmenitas e raramente anfibólios. Representam a maior parte do corpo intrusivo, com aproximadamente 60% da superfície batolítica, destes, menos de 5% são hornblenda biotita granito rapakivíticos. Suas feições variam principalmente em relação aos pórfiros podendo ser euedrais, subeuedrais e ovóides. Mudanças na orientação também são observadas, podendo ter nenhuma à leve orientação dos pórfiros. Em geral, a ocorrência de orientação é encontrada principalmente na borda norte, possivelmente estruturas de fluxo magmático, ou até mesmo uma fase tectônica durante a ascensão do plúton. Datação radiométrica dos grãos de zircão foi realizada a partir das medidas das razões isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e a idade obtida foi de 1349 ± 5 Ma. Foram utilizados seis grãos, mas apenas quatro deles foram utilizados para o cálculo das idades, como podemos observar na Figura 4.

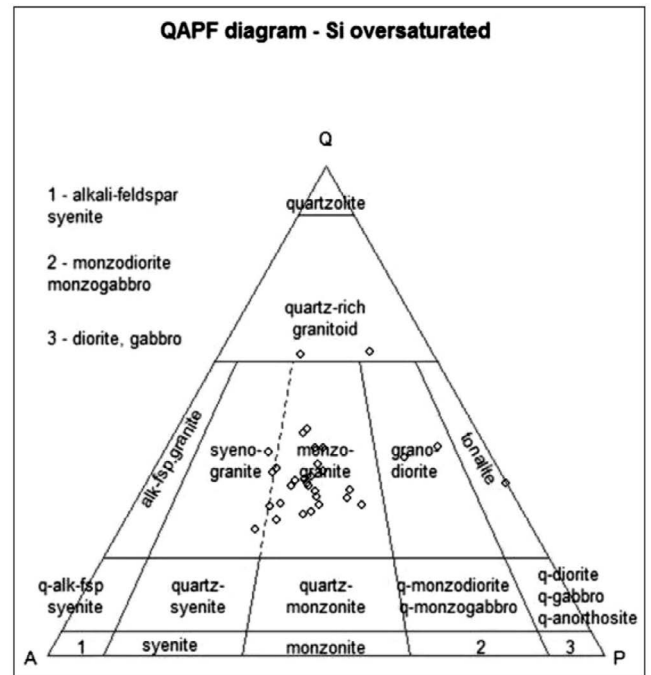


Figura 2 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) confeccionado a partir da análise modal das amostras.

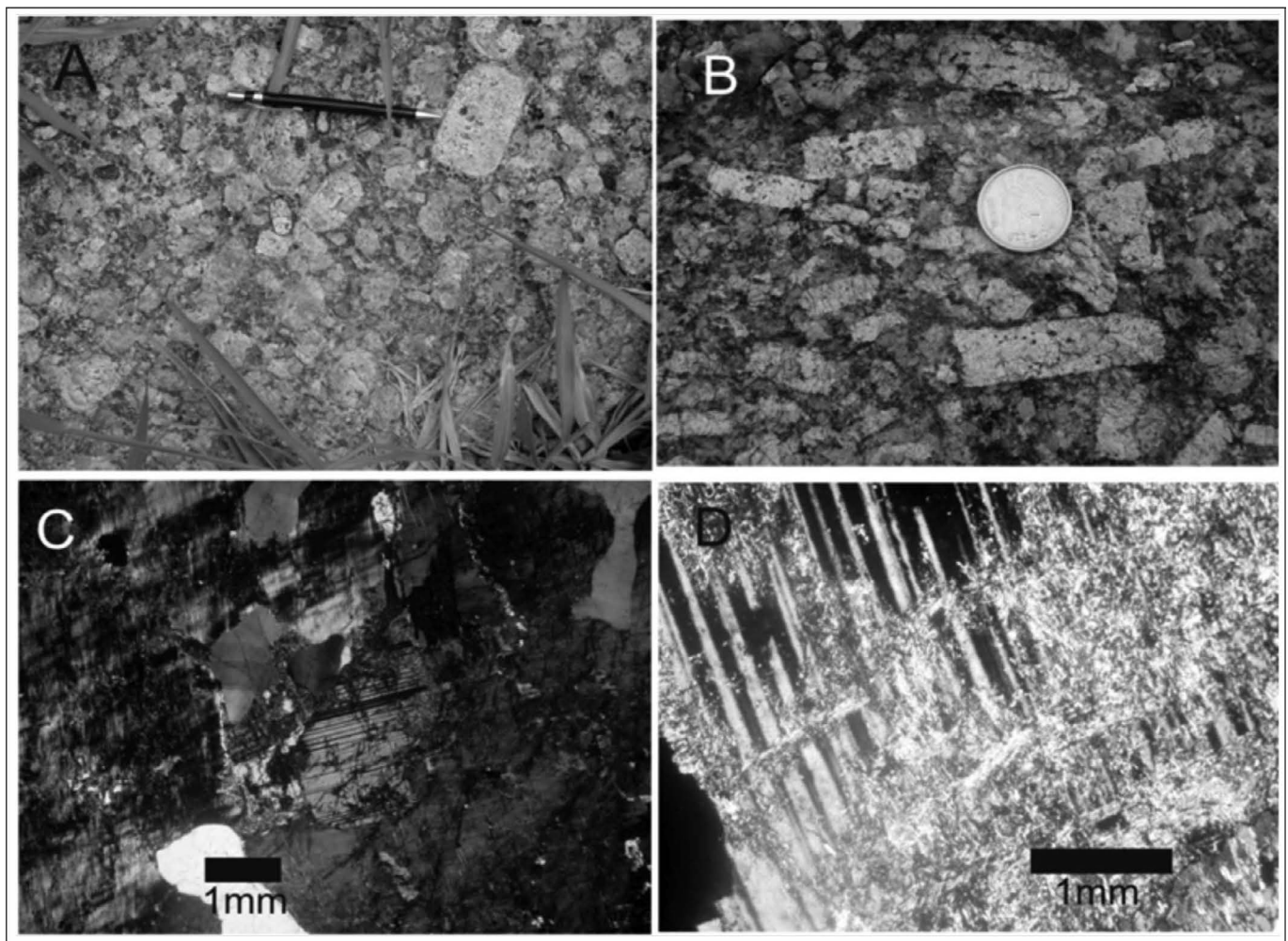


Figura 3 - Unidade Monte Negro. A) Face do granito rapakivi contendo pórfiros subeuedrais a ovóides de feldspatos; B) Granito rapakivi contendo pórfiros euedrais levemente orientados; C) Feição rapakivítica em lâmina delgada; D) Lâmina delgada com plagioclásio e microclina sericitizados.

Para a seleção dos grãos foram usados minerais de zircão da fração não magnética e também das outras duas ultimas frações do Franz, a fim de aumentar o número de grãos a ser selecionado, já que a última fração possuía pouquíssimos grãos. Assim sendo, os zircões dessa amostra apresentam fraturas com percolação de óxidos e coloração turva, mas estão razoavelmente bem

formados (Figura 4). A escolha dos zircões foi feita basicamente pelos menos fraturados e menos percolados a fim de garantir uma idade o mais próximo da idade de cristalização da rocha. Porém as percolações nas fraturas podem gerar algumas alterações devido à possibilidade de perda do elemento Pb, e possivelmente causar uma pequena interferência na idade da rocha.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2s	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ c2s	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ c2s	Idade	2s			
AC22/1	#1450	0/16	0,001814	0,00001	0,12022	0,00153	0,08144	0,00063	1232,5	15,1
	1500	36/36	0,000055	0,000005	0,09106	0,00059	0,08669	0,00023	1353,8	5,1
AC22/2	#1450	0/30	0,000847	0,000022	0,14682	0,00109	0,08242	0,0005	1255,8	11,9
	1500	36/36	0,000051	0,000002	0,09832	0,00027	0,08638	0,0004	1347	9
AC22/3	1500	38/38	0,00007	0,000002	0,10674	0,00046	0,08624	0,00028	1343,8	6,2
	1550	12/12	0,000097	0,000014	0,10201	0,0005	0,08667	0,001	1353,5	22,3
AC22/4	*1500	0/8	0	0	0,08771	0,00043	0,08868	0,0007	1397,4	15,1
AC22/5	450#1	0/32	0,000884	0,000111	0,12688	0,00365	0,08194	0,00147	1244,3	35,1
	*1500	0/8	0,000025	0,000004	0,07838	0,00061	0,08593	0,0004	1337	9,1
AC22/6	#1450	0/12	0,002574	0,0001	0,21317	0,00162	0,08447	0,0009	1303,5	20,7
	1500	26/26	0,000156	0,000005	0,10637	0,00044	0,08671	0,0004	1354,3	8,8
Idade Média =									1350,1	4,6

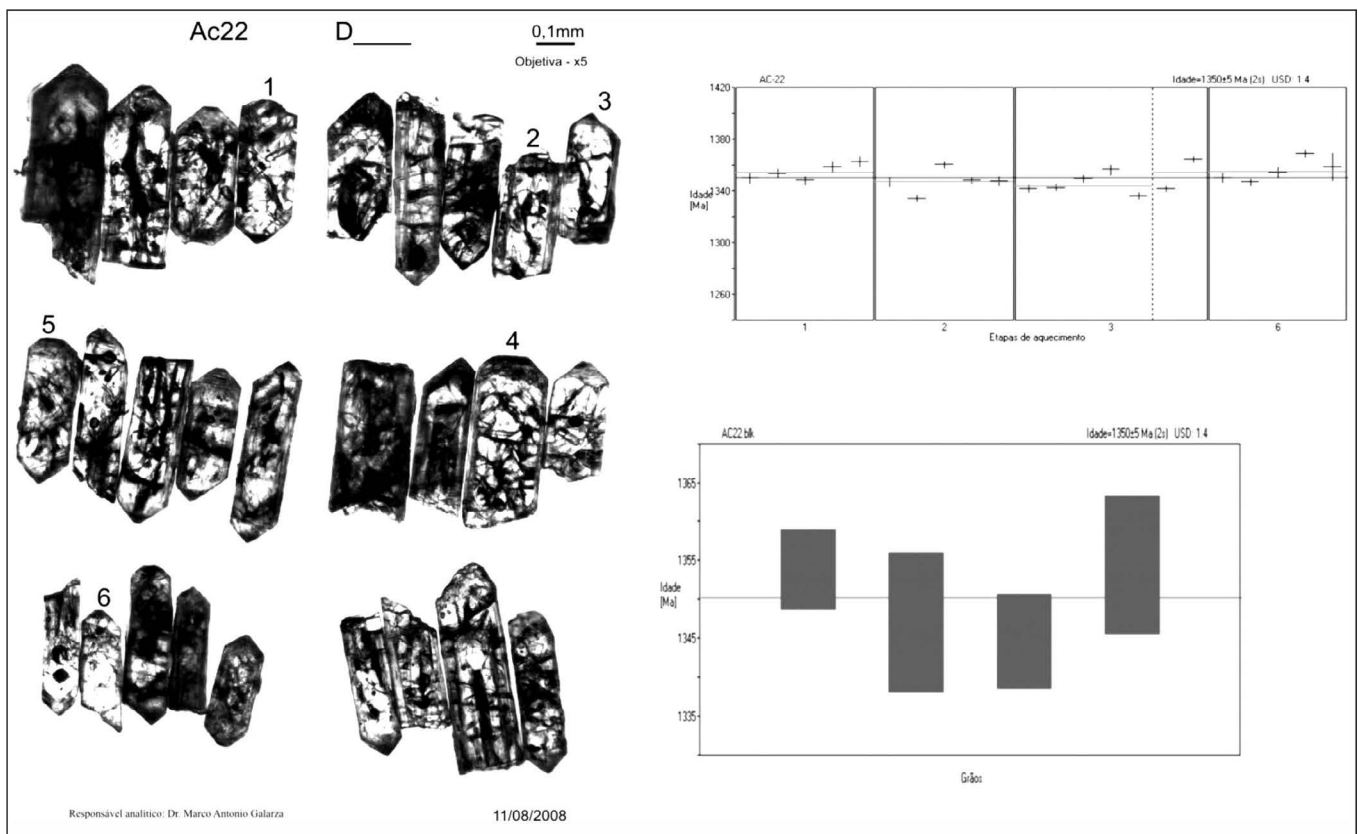


Figura 4 - Grãos de zircão utilizados para a datação, cada número representa o grão datado que resultou na idade 1350 ± 5 Ma. Os gráficos mostram as idades obtidas por cada etapa de ionização e a média entre os grãos.

Unidade Buritis contém basicamente feldspato alcalino, quartzo, porém com concentrações maiores de minerais máficos (Figura 5). Nesta são englobadas as seguintes rochas: granodioritos, hornblenda granodioritos e tonalitos. A granulometria encontrada nesta unidade varia de grossa a fina, por vezes porfiríticas, diferente da Unidade Monte Negro (granitos rapakivi), com os pórfiros não maiores que 2 cm. Cerca de 15% do corpo intrusivo corresponde a essa unidade, aflorando

no centro leste do batólito, como pode ser observado no esboço geológico (Fig.1). As relações de contato dessas rochas com o granito rapakivi são graduais. Em geral os zircões dessa amostra são límpidos (Fig. 6), bem formados, originados da fração não magnética do Franz. Essa figura também mostra a presença de muitas inclusões fluidas nos grãos, sendo elas monofásicas e bifásicas, mas que não interferiram nos resultados.

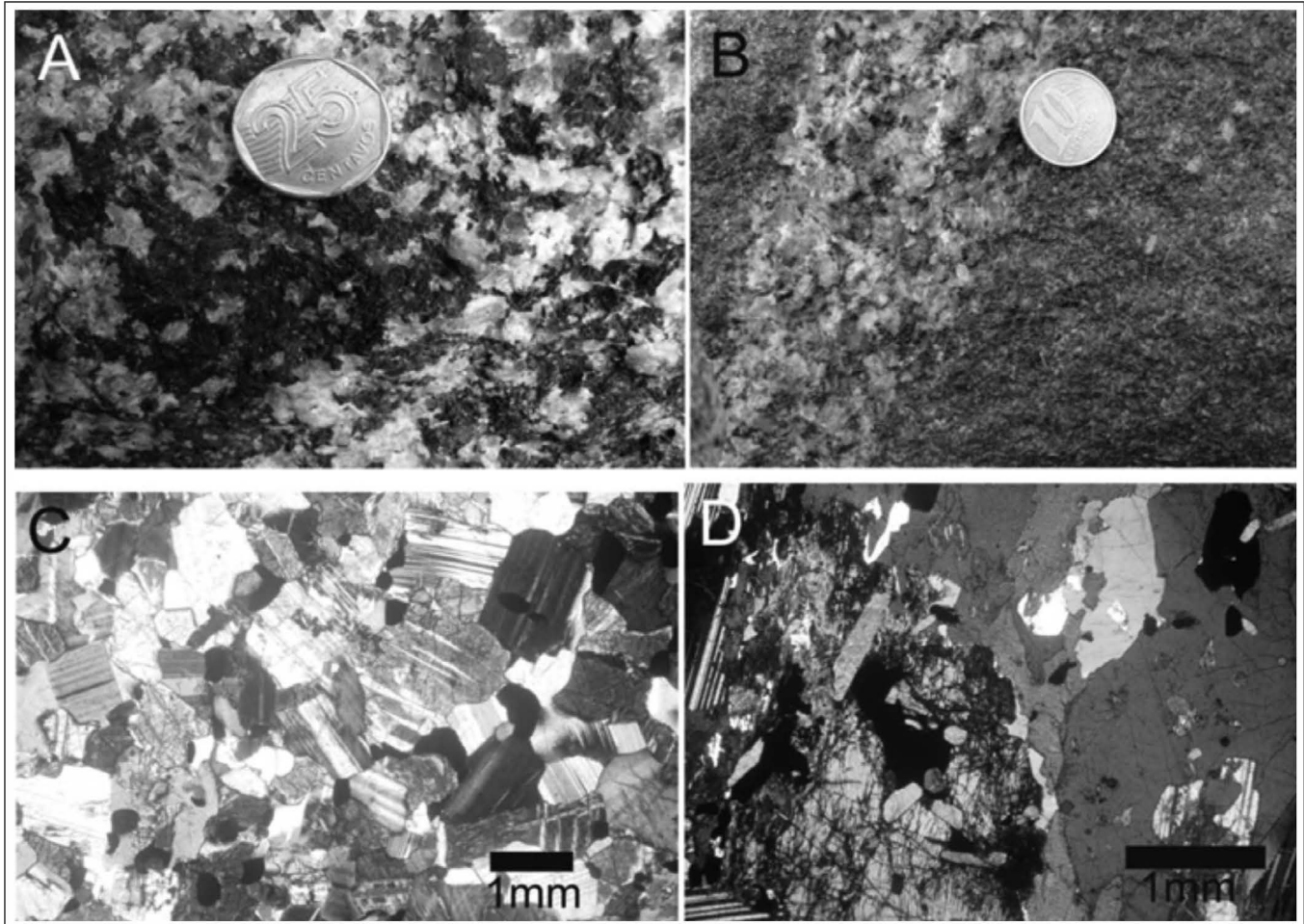


Figura 5 - Unidade Buritis. A) Face contendo porções enriquecidas em minerais máficos; B) Face granodiorítica fina; C) Relação de contato entre os minerais com o amfibólio; D) Feições dos granodioritos.

Cinco grãos geraram resultados satisfatórios, sendo que o zircão número 2 apresentou o melhor resultado, com idade mais precisa em torno de 1350 ± 3 Ma, resultante de 10 etapas de ionização. As outras análises confirmaram essa idade chegando ao consenso de 1349

± 3 Ma. Essa idade, considerando as margens de erro, é contemporânea a Unidade anterior (Monte Negro). Se há algum espaço de tempo entre a formação das amostras dessas unidades, esse não é captado pela resolução temporal desse método, apesar da grande precisão os grãos.

Tabela 2 - Resultados Isotópicos Pb-Pb para a amostra da Unidade Buritis.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2s	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{c}2\text{s}}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{c}2\text{s}}$	Idade	2s			
AC09/1		1500 34/34	0,000048	0,000004	0,1102	0,00049	0,08631	0,00022	1345,3	5
AC09/2	*1500	0/4	0,000313	0,000002	0,08924	0,00071	0,08549	0,00026	1326,9	5,8
	*1550	0/10	0,00025	0,000015	0,10918	0,00093	0,08593	0,00029	1336,9	6,6
AC09/3		1500 12/12	0,000132	0,000018	0,10128	0,00225	0,08659	0,00069	1351,7	15,4
AC09/4	*1500	0/10	0,000013	0,000012	0,10869	0,00064	0,08643	0,00061	1348,1	13,6
		1550 30/38	0,000036	0,000008	0,11487	0,00077	0,08633	0,00018	1345,9	4
AC09/5	#1450	0/14	0,000546	0,000033	0,08881	0,00126	0,08675	0,00052	1355,2	11,7
		1500 28/36	0,000044	0,000003	0,11328	0,00031	0,0866	0,00013	1351,9	3
AC09/6		1500 16/16	0,000146	0,000002	0,10251	0,00107	0,08648	0,00047	1349,2	10,4
Idade Média =									1349	3

Rochas félsicas de granulometria fina de composições graníticas, sienograníticas e granitóides ricos em quartzo foram agrupadas na Unidade Jacilândia (Figura 7). Essas litologias são encontradas com as mais variadas relações de contato com as rochas da unidade Monte Negro, ora é observada a rocha de textura fino intrudido no rapakivi, ora o rapakivi está intrudido na unidade

Jacilândia e outras vezes os dois coexistem com contatos graduais. Correspondem a 20% da superfície do batólito e estão dispersos por toda a sua extensão. São compostas por quartzo, microclina e plagioclásio, contendo poucas biotitas e também acessórios de zircão, apatita, magnetita e ilmenita, podendo conter em algumas amostras amfibólio e também algumas vezes pórfiros feldspáticos.

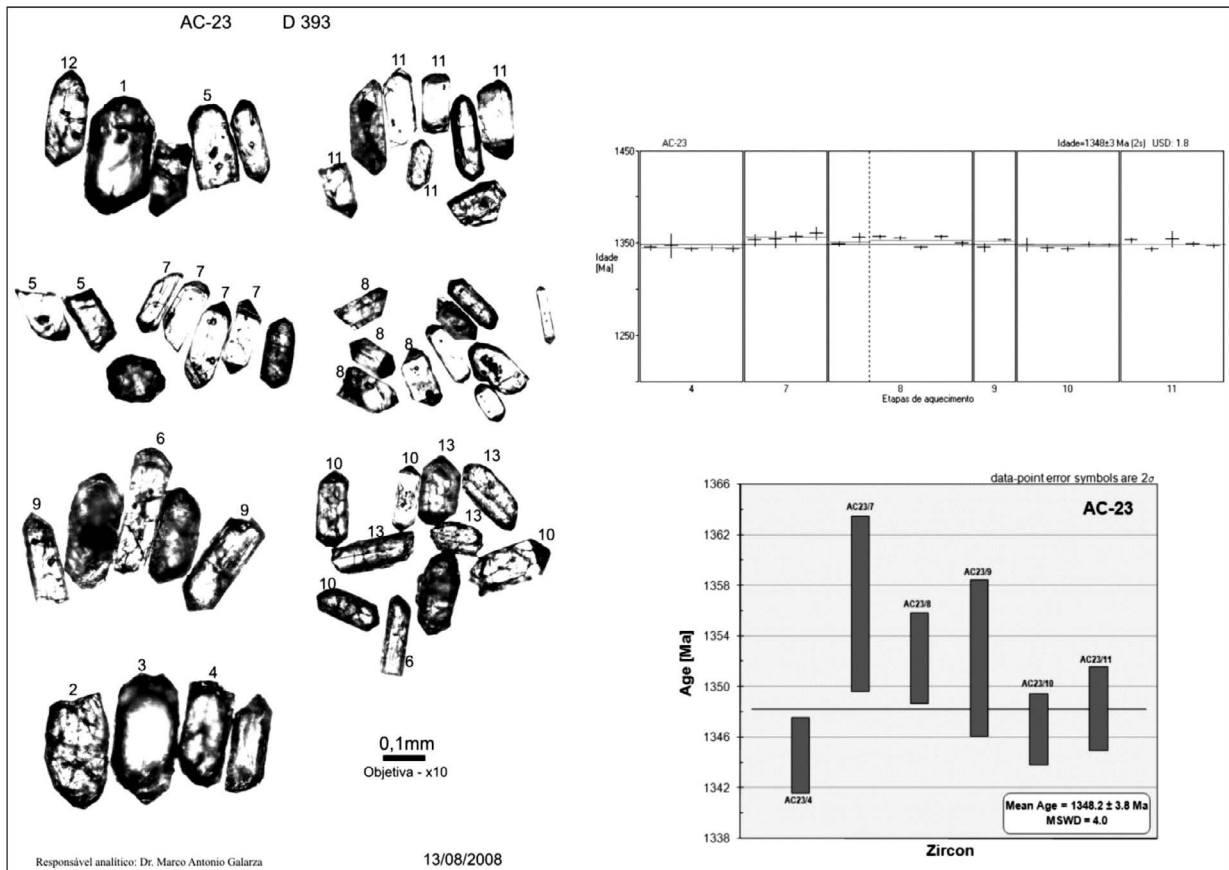


Figura 6 - Grãos de zircão utilizados para a datação, cada numero representa o grão datado em ordem. Os gráficos mostram as idades obtidas por cada etapa de ionização e a média ente os grãos.

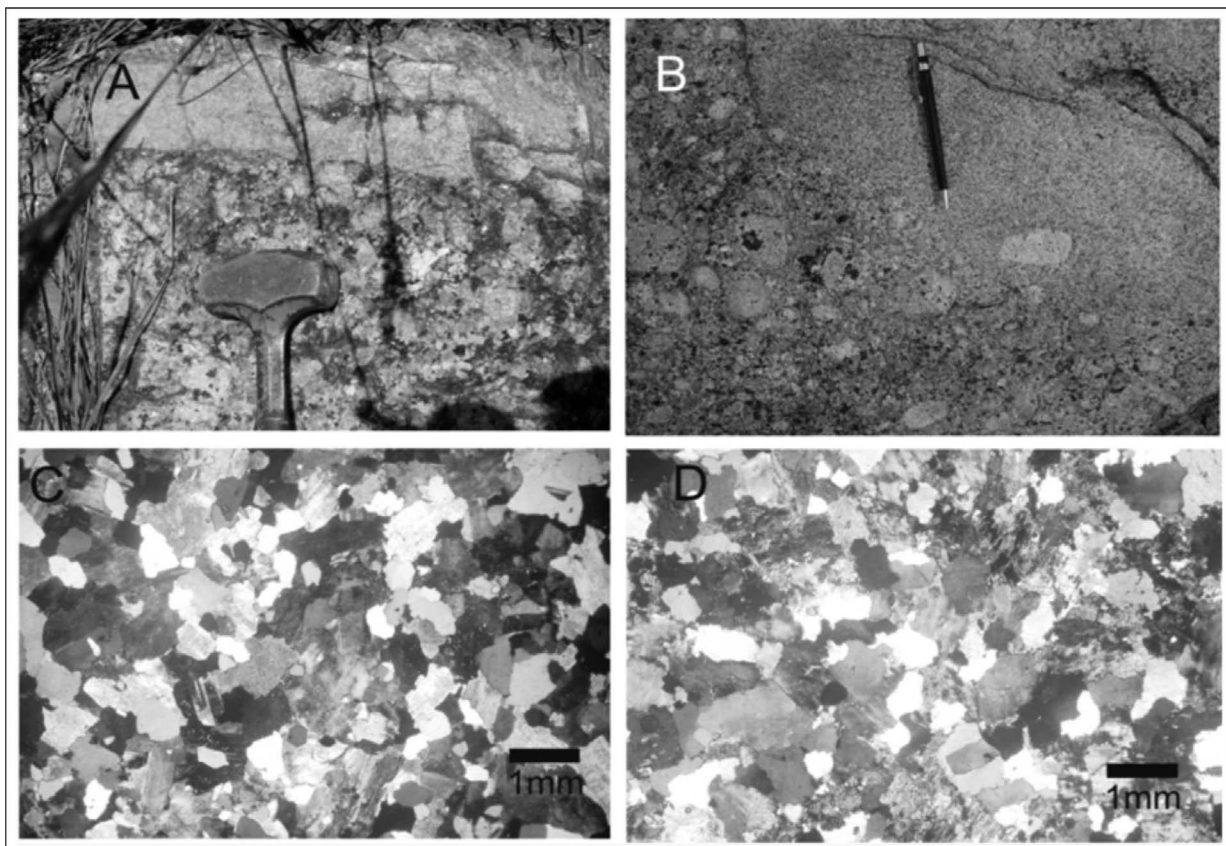


Figura 7 - Unidade Jacilândia. A) Sienogranito fino intrudido em forma de dique no granito rapakivítico; B) Contato gradual entre granito fino e granito rapakivítico; C) Granitóide rico em quartzo; D) Granito de textura fina.

As análises feitas nos zircões dessa amostra foram problemáticas por conta dos tamanhos dos grãos. Por serem muito miúdos, na maior parte das vezes, os grãos não geraram resultados. Para resolver esse problema mais de um grão foi colocado na canoa com a finalidade de aumentar a quantidade de chumbo para ser lida e de sílica para fixar esse chumbo no filamento de aquecimento. Foram coletados zircões não magnéticos e pouco magnéticos ao Franz, para aumentar a quantidade de grãos e a possibilidade de escolhas de grãos da mesma família. Para um mesmo filamento foi escolhido zircões mais parecidos, pois estes, teoricamente, resultariam em análises aproximadas. As famílias de grãos maiores são também mais arredondadas e muitas vezes lembram grãos de apatita, o que também pode explicar

a falta de um resultado satisfatório (Como no caso dos grãos 1, 2 e 3 Figura 8).

A datação dessas rochas foi feita em duas amostras a amostra: AC-23 dos granitos finos (Figura 8) e da amostra AC-04, quartzo granitoide mostradas na figura 9. A utilização dessas duas datações se justifica pela possibilidade de dois possíveis diferentes eventos geradores para as distintas facies dos finos. Os produtos obtidos através do método de datação Kobe, revelaram idades de cristalização de 1349 ± 3 Ma para os granitos finos e de 1348 ± 3 Ma para os quartzo granitoides finos. Esses resultados novamente comprovam a cristalização de mesma idade para os zircões presentes nessas litologias, assim sendo, mesma idade de cristalização.

Tabela 3 - Resultados Isotópicos Pb-Pb para a amostra da Unidade Jacilandia.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2s	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})c2s$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})c2s$	Idade	2s			
AC23/1	#1450	0/6	0,001801	0,00001	0,11715	0,00094	0,08564	0,00031	1330,4	7,1
AC23/2	#1450	0/10	0,001332	0,000213	0,05658	0,00185	0,08011	0,00289	1200,1	71,2
	*1500	0/30	0,000077	0,000015	0,09741	0,00085	0,09157	0,00054	1458,6	11,3
AC23/3	#1450	0/8	0,001466	0,000082	0,06378	0,00311	0,07895	0,00142	1171,1	35,6
	*1500	0/36	0,000028	0,000003	0,11117	0,00051	0,09243	0,00015	1476,6	3
AC23/4	#1450	0/40	0,00161	0,000012	0,12042	0,00095	0,08135	0,00061	1230,2	14,8
	1500	30/30	0,000146	0,000007	0,20814	0,00088	0,08628	0,00013	1344,6	3
AC23/5	*1500	0/34	0,000258	0,000034	0,12473	0,00042	0,08888	0,00026	1401,9	5,6
AC23/7	1500	26/26	0,000072	0,000007	0,10444	0,00094	0,08682	0,00031	1356,6	6,9
AC23/8	1450	16/16	0,000054	0,000012	0,0817	0,01392	0,08656	0,00025	1351	5,5
	1500	32/32	0,00002	0,000002	0,09247	0,00024	0,08667	0,00022	1353,4	4,8
AC23/9	*1450	0/8	0,00033	0,000004	0,17105	0,00894	0,08127	0,00118	1228,5	28,4
	1500	16/16	0,000039	0,000026	0,14782	0,00147	0,08662	0,00028	1352,3	6,2
AC23/10	#1450	0/26	0,000694	0,000011	0,07791	0,00073	0,08148	0,00056	1233,4	13,4
	1500	30/30	0,000056	0,000005	0,09327	0,00027	0,08637	0,00013	1346,7	2,8
AC23/11	1500	32/32	0,000008	0,000002	0,0759	0,00073	0,08644	0,00015	1348,3	3,3
Idade Média =									1348,2	2,7

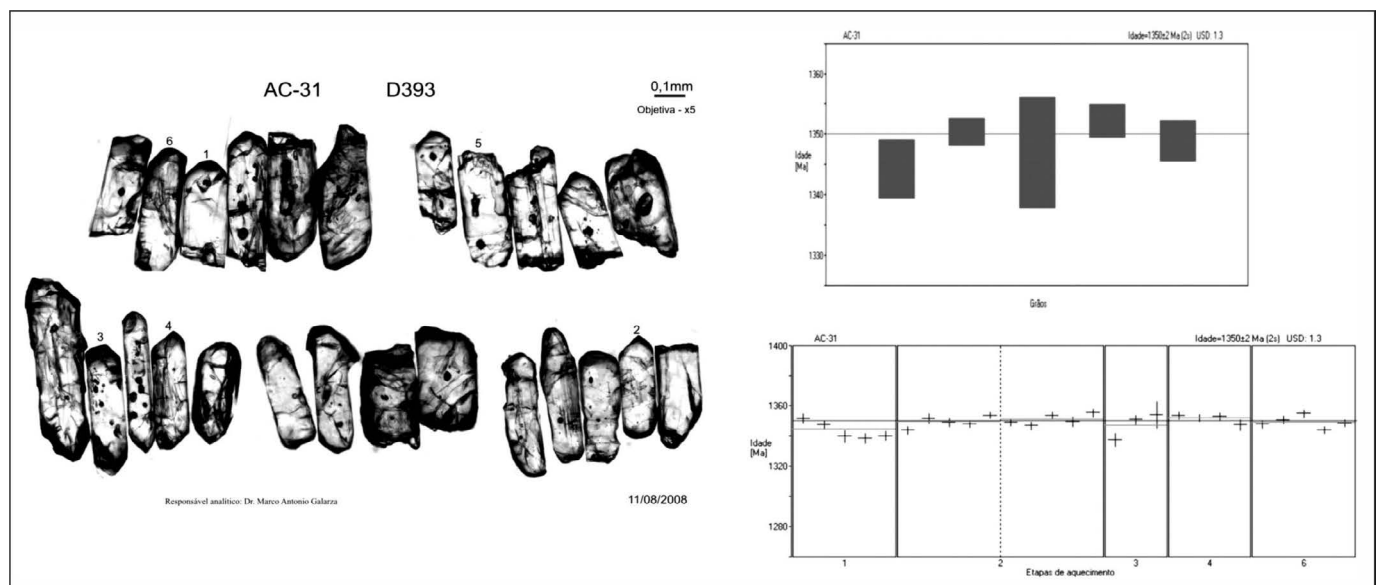


Figura 8 - Grãos de zircão utilizados para a datação, cada número representa o grão datado em ordem. Os gráficos mostram as idades obtidas por cada etapa de ionização e a média entre os grãos.

A necessidade de duas datações é referente às variações faciológicas das litologias de granulometria fina que poderiam resultar diferentes pulsos para cada uma delas, ou até mesmo diferentes fontes xenolíticas ou intrusões posteriores. Porém essas não foram comprova-

das por meios geocronológicos, que garantem, através da amplitude de erro obtida pelo método (no mínimo 1 Ma e no máximo 5 Ma, nesses casos) a contemporaneidade de todas as unidades que compõem a Suíte Intrusiva Alto Candeias, até aqui investigados.

Tabela 4 - Resultados Isotópicos Pb-Pb para a amostra da unidade Campo Novo.

Zircão	Temp.	Razões	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb 2s	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c2s	Idade	2s
AC23/1	#1450	0/6	0,001801 0,00001	0,11715 0,00094	0,08564 0,00031	1330,4	7,1
AC23/2	#1450	0/10	0,001332 0,000213	0,05658 0,00185	0,08011 0,00289	1200,1	71,2
	*1500	0/30	0,000077 0,000015	0,09741 0,00085	0,09157 0,00054	1458,6	11,3
AC23/3	#1450	0/8	0,001466 0,000082	0,06378 0,00311	0,07895 0,00142	1171,1	35,6
	*1500	0/36	0,000028 0,000003	0,11117 0,00051	0,09243 0,00015	1476,6	3
AC23/4	#1450	0/40	0,00161 0,000012	0,12042 0,00095	0,08135 0,00061	1230,2	14,8
	*1500	0/30	0,000146 0,000007	0,20814 0,00088	0,08628 0,00013	1344,6	3
AC23/5	*1500	0/34	0,000258 0,000034	0,12473 0,00042	0,08888 0,00026	1401,9	5,6
AC23/7	1500	26/26	0,000072 0,000007	0,10444 0,00094	0,08682 0,00031	1356,6	6,9
AC23/8	1450	16/16	0,000054 0,000012	0,0817 0,01392	0,08656 0,00025	1351	5,5
	1500	32/32	0,00002 0,000002	0,09247 0,00024	0,08667 0,00022	1353,4	4,8
AC23/9	*1450	0/8	0,00033 0,000004	0,17105 0,00894	0,08127 0,00118	1228,5	28,4
	1500	16/16	0,000039 0,000026	0,14782 0,00147	0,08662 0,00028	1352,3	6,2
AC23/10	#1450	0/26	0,000694 0,000011	0,07791 0,00073	0,08148 0,00056	1233,4	13,4
	1500	30/30	0,000056 0,000005	0,09327 0,00027	0,08637 0,00013	1346,7	2,8
AC23/11	1500	32/32	0,000008 0,000002	0,0759 0,00073	0,08644 0,00015	1348,3	3,3
Idade Média = 1349,4							2,7

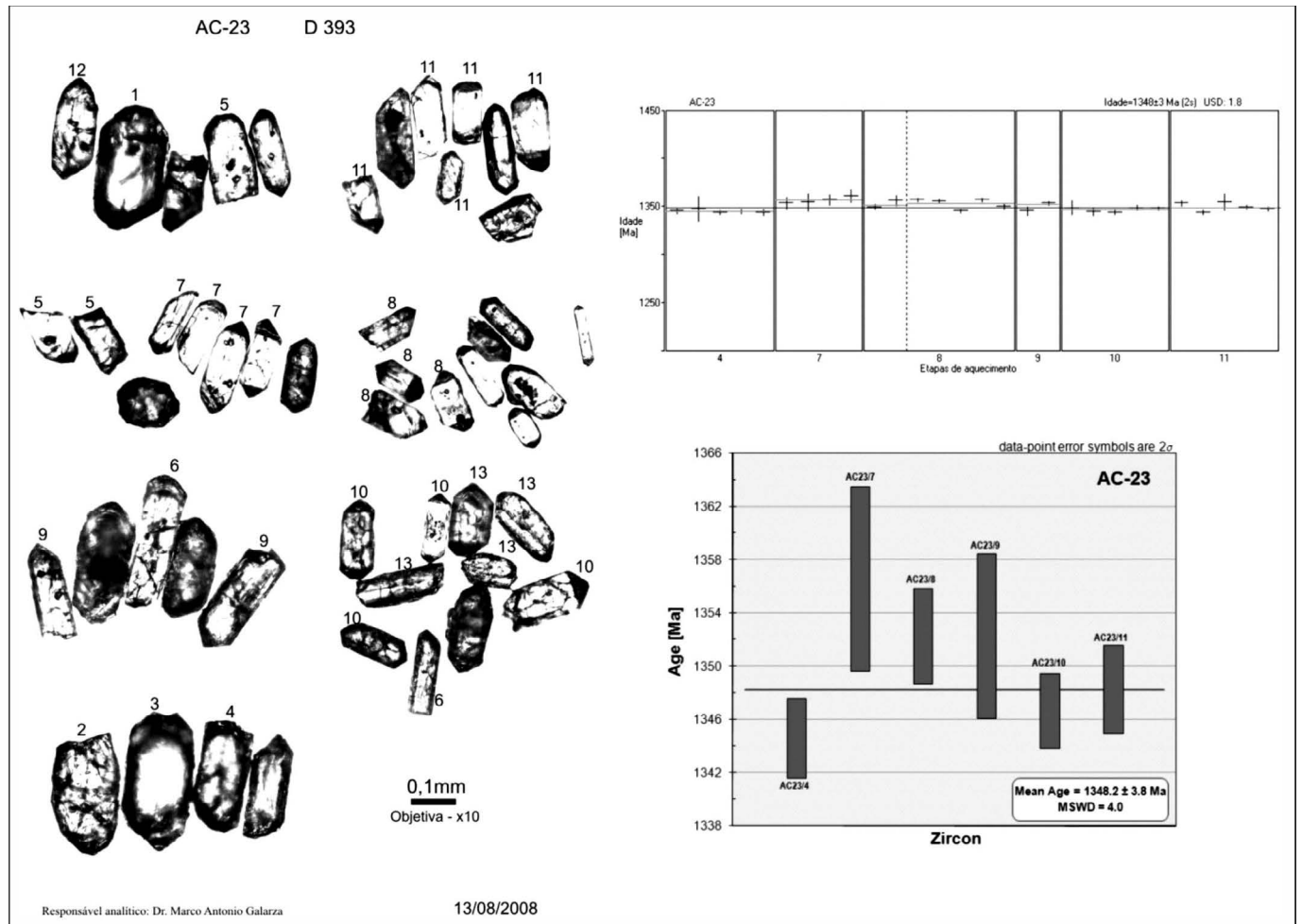


Figura 9 - Grãos de zircão utilizados para a datação, cada numero representa o grão datado em ordem. Os gráficos mostram as idades obtidas por cada etapa de ionização e a média ente os grãos

Por fim, a Unidade Campo Novo é observada principalmente entre os contatos das unidades, Monte Negro e Buritis. É composta por rochas charnockíticas. O contato referido é gradual e muitas vezes, em campo, são confundidos com estas Unidades. Individualizada pela presença dos clinopiroxênios, esta unidade é evidenciada através dos seus aspectos petrográficos (Figura 10). Os zircões dessa amostra são em geral de granulometria média e foram colhidos em frações variadas do Franz, não magnéticos a levemente magnéticos, a fim de obter maior quantidade de grãos, dando sempre

preferência aos zircões menos magnéticos, mais limpidos e mais bem formados. Os grãos (Figura 11) são bem formados, evidenciados pelas bipirâmides. Porém, há famílias que se apresentam maiores em tamanho, e estes aparentam mais fraturas e mais arredondamento, por isso deu-se preferência aos de famílias menores. Resultados da análise geocronológica indicam idades de 1349 ± 3 Ma, revelando assim, também a mesma idade das rochas das outras unidades apresentadas. Mais uma vez considerando os erros relativos de cada uma e a precisão do método.

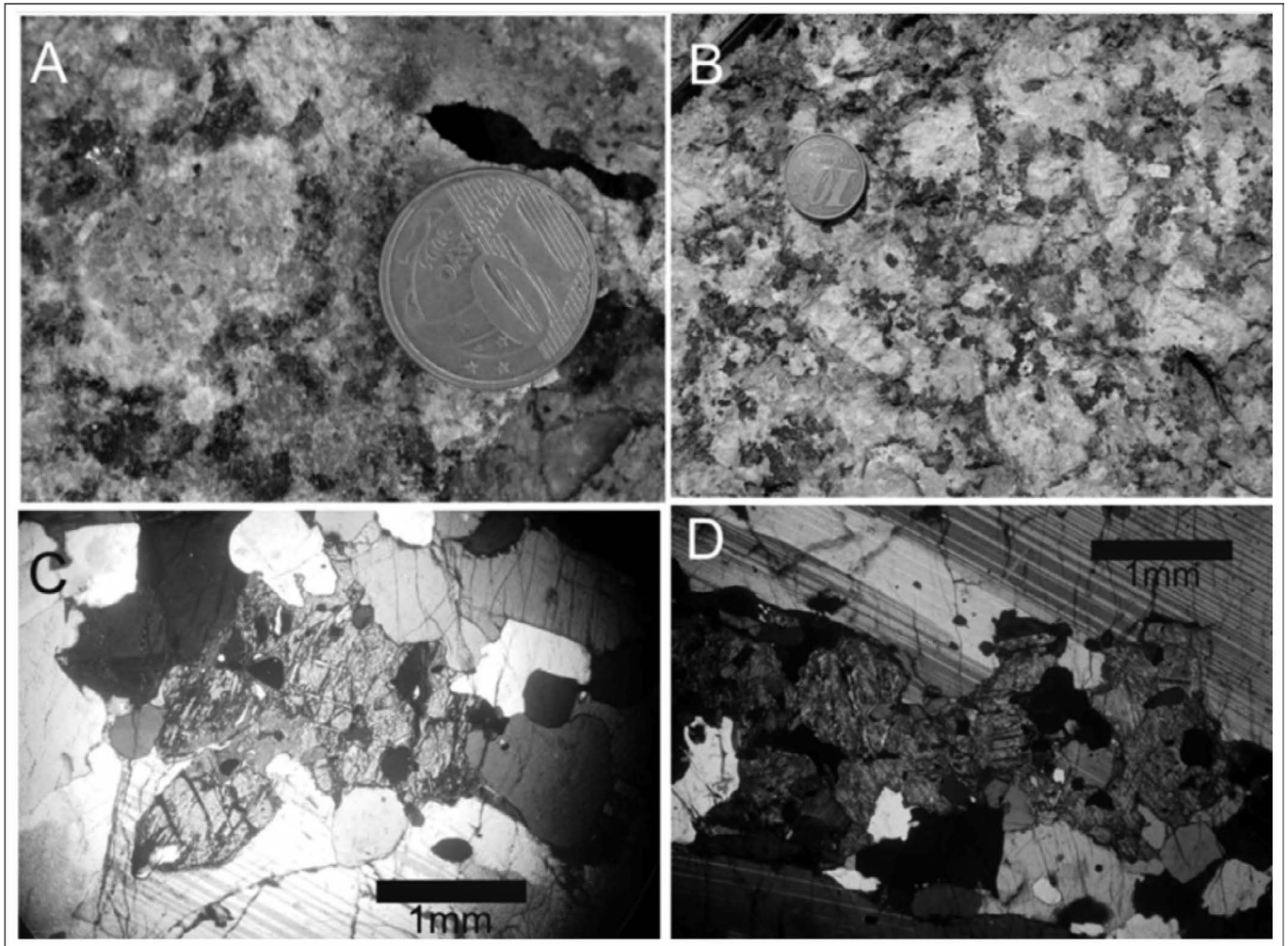


Figura 10 - A) Feição do charnockito com pórfiros de feldspatos manteados; B) Facie charnockítica de granulometria média; C) Lâmina delgada contendo grãos de clino e ortopiroxênios intercrescidos; D) Clino e ortopiroxênios e quartzo entre grãos de plagioclásio

Tabela 5 - Resultados Isotópicos Pb-Pb para a amostra da unidade charnockítica.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade	2σ
AC31/1	#1450	0/16	0,000673	0,000004	0,07701	0,00076	0,08619	0,00057	1342,8	12,8
	*1500	0/32	0,000063	0,000008	0,09530	0,00061	0,08609	0,00024	1340,5	5,4
	1550	26/26	0,000041	0,000003	0,08944	0,00024	0,08627	0,00023	1344,4	5,1
AC31/2	*1450	0/18	0,000076	0,000023	0,07529	0,00248	0,08651	0,00154	1349,8	34,4
	1500	36/36	0,000017	0,000006	0,09580	0,00030	0,08650	0,00015	1349,5	3,4
	1550	30/30	0,000021	0,000001	0,09665	0,00027	0,08657	0,00014	1351,1	3,1
AC31/3	*1450	0/12	0,000000	0,000000	0,08526	0,00084	0,08623	0,00161	1343,7	36
	1500	14/22	0,000048	0,000006	0,07644	0,00046	0,08658	0,00028	1351,4	6,2
AC31/4	*1450	0/38	0,000036	0,000007	0,07271	0,00024	0,08678	0,00019	1355,8	4,2
	1550	22/22	0,000012	0,000003	0,06033	0,00057	0,08662	0,00012	1352,2	2,7
AC31/5	*1500	0/26	0,000096	0,000015	0,10711	0,00067	0,08604	0,0004	1339,4	8,9
	*1550	0/32	0,000121	0,000006	0,11287	0,00093	0,08580	0,00059	1333,9	13,2
	*1550	0/6	0,000156	0,000006	0,11162	0,00078	0,08592	0,00023	1336,6	5,3
AC31/6	*1450	0/8	0,000000	0,000000	0,06065	0,00062	0,08723	0,00058	1365,8	12,8
	*1500	0/12	0,000018	0,000001	0,07650	0,00031	0,08687	0,00023	1357,8	5
	1550	30/30	0,000016	0,000006	0,08313	0,00037	0,08647	0,00015	1348,9	3,3
Idade Média = 1350,2									1,9	

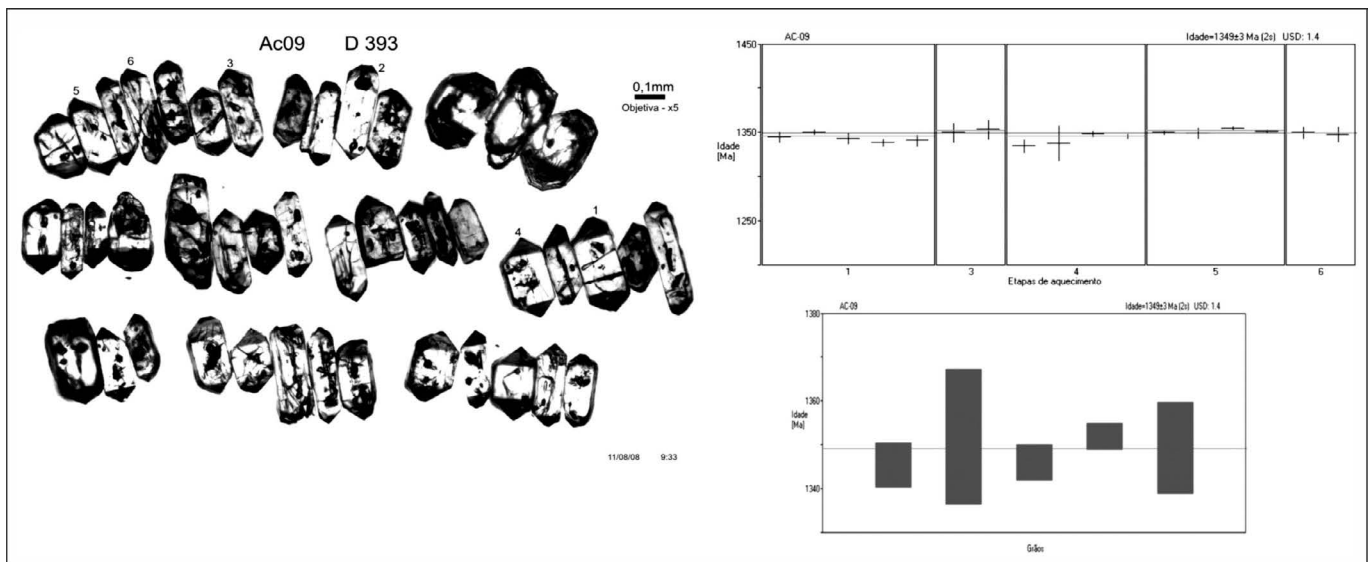


Figura 11 - Grãos de zircão utilizados para a datação, cada numero representa o grão datado em ordem. Os gráficos mostram as idades obtidas por cada etapa de ionização e a média ente os grãos.

O produto obtido por todas as amostras datadas revelam a contemporaneidade da cristalização de todas as litologias encontradas no batólito em estudo. Com esses resultados é possível chegar a duas hipóteses de formação da suíte. A primeira hipótese para a geração da Suíte Intrusiva Alto Candeias, é a de uma suíte AMCG, resultante de uma mistura de magmas, sustentada pela presença de charnockitoides, rochas máficas e granitos, comprovados na petrografia. E a segunda é a de uma evolução proveniente de um mesmo magma controlado pelo fracionamento de origem mantélica, representada pelas feições básicas a evoluídas relacionadas com suítes cálcio alcalinas expandidas. Paradoxalmente am-

bas as hipóteses são sustentadas tanto pela petrografia quanto pela geocronologia.

Geoquímica

Com objetivo de melhor caracterizar as unidades que constitui a suíte intrusiva aqui estudada, foram realizadas análises litogeoquímicas. A partir desses dados foram confeccionados diagramas de variação tipo *Harkers* e diagramas de ambientes tectônica, com finalidade de melhor conhecer a evolução petrológica e tectônica das litologias que compõem a Suíte Intrusiva Alto Candeias. Na tabela 5 estão agrupados os resultados obtidos com estas análises.

Tabela 6: Resultados litogeoquímicos. Os valores mostrados como zero, apresentaram valores abaixo do limite detectável

Símbolo	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm
Detection Limit	5	2	1	2	0.5	0.2	1	0.5	0.5	0.1	0.1	0.05	0.1	0.1
Analysis Method	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
AC-01	< 5	189	53	2	< 0.5	< 0.2	3	1	1,2	74,3	178	23,2	104	27,7
AC 03 A	18	192	29	7	35,3	< 0.2	14	5,7	10,9	78,9	195	26,2	103	25,6
AC-03 B	18	229	56	6	< 0.5	0,3	17	3,3	15,5	141	382	50,7	206	51,8
AC-04	< 5	483	16	< 2	< 0.5	< 0.2	2	< 0.5	7,3	5,5	15,1	2,38	13,8	4,8
AC-05	15	230	15	5	< 0.5	< 0.2	3	1,4	5,3	166	323	34,3	105	20,8
AC-06	11	230	19	3	< 0.5	< 0.2	3	2,7	4	65,9	145	15,7	56,4	12,8
AC-07	14	139	31	3	< 0.5	< 0.2	4	0,6	2,2	119	285	32,9	122	28,3
AC-08 C	11	179	24	4	< 0.5	< 0.2	5	3,6	3,3	162	251	36,2	118	24,2
AC 09	71	250	20	3	< 0.5	< 0.2	27	2	15,3	338	688	75	243	48,6
AC-10	18	209	20	< 2	< 0.5	< 0.2	5	1,8	5,1	77,9	154	17,4	60,7	13,7
AC 12 A	27	151	28	5	< 0.5	< 0.2	4	4	5,3	69,9	194	19,8	73,6	18,2
AC-12 B	6	204	19	4	< 0.5	< 0.2	4	1,4	3,6	108	209	23,2	77,4	16,1
AC 14 A	11	127	9	< 2	< 0.5	< 0.2	1	1,6	2	39,5	70,3	7,28	23,3	5,1
AC 14 B	17	130	14	< 2	< 0.5	< 0.2	2	5,7	2,3	44,9	90,3	10,6	37,8	9
AC-15 B	< 5	91	19	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	3	1	40,3	85,5	10,1	37,9	9,2
AC 18	9	112	16	< 2	< 0.5	< 0.2	2	0,8	2,1	34,8	70,4	8,01	29,6	7
AC-19 A	7	102	20	< 2	< 0.5	< 0.2	1	2,8	1,7	47,8	101	11,6	42,9	10,5
AC-19 B	< 5	41	15	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	1,6	0,5	34,8	71,8	8,17	30,6	7,1
AC-20 A	5	167	40	8	< 0.5	< 0.2	2	< 0.5	1,2	264	530	53,7	177	33,2
AC-20 B	6	209	7	< 2	< 0.5	< 0.2	2	2,5	2,6	57,6	114	13,3	45,4	9
AC-22	9	339	28	5	< 0.5	< 0.2	8	2,6	7,5	109	230	25,8	90,7	19,9
AC-23	6	288	21	< 2	< 0.5	< 0.2	8	4,5	9,4	104	200	22	76,9	15,5
AC-24 B	< 5	243	18	< 2	< 0.5	< 0.2	3	2,4	7,4	47,3	95,1	9,8	35	7,2
AC-25	< 5	326	32	2	< 0.5	< 0.2	2	0,7	6	122	259	27,4	89,5	18,3
AC-28	< 5	260	32	< 2	< 0.5	< 0.2	3	0,8	3,8	128	269	28,7	104	22,2
AC 30	< 5	3	22	2	< 0.5	< 0.2	< 1	0,9	< 0.5	31,7	74	9,48	40,8	10,9
AC-31	8	19	23	3	< 0.5	< 0.2	< 1	4,1	0,8	49,3	103	12	46,8	11,4
AC-32	< 5	39	29	3	< 0.5	< 0.2	< 1	3,1	0,7	51,9	114	14,5	57,5	13,8
AC-34	10	193	31	< 2	< 0.5	< 0.2	8	2	6,4	81,9	186	24	86,9	19,9
AC-35 A	8	174	19	3	< 0.5	< 0.2	2	2,1	2,5	52,8	118	15,3	58,3	13,4
AC-35 B	9	260	9	< 2	< 0.5	< 0.2	2	2,7	5,6	21,2	48,4	5,69	18,5	3,7
AC-36	12	182	21	< 2	< 0.5	< 0.2	2	< 0.5	2,6	52,4	125	16,1	62,2	14,1

(Continua)

Geocronologia Pb-Pb e litgeoquímica da Suíte Intrusiva Alto Candeias (Rondonia), SW do Cráton Amazônico

(Tabela 6: Continuação)

Analyte Symbol	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge
Unit Symbol	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	1	1	5	3	2	2	4	20	1	20	10	30	1	1
Analysis Method	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
AC-01	68,25	13,62	4,1	0,05	0,1	2,28	3,15	5,69	0,356	0,05	0,8	98,45	3	4	8	1301	140	148	431	<20	38	<20	<10	120	32	2
AC-03 A	67,32	12,81	6,06	0,08	0,36	2,66	2,66	4,35	0,598	0,15	1,18	98,23	13	5	19	626	121	133	575	<20	25	<20	1330	1660	26	2
AC-03 B	60,14	13,4	11,02	0,138	0,76	4,4	2,94	3,53	1,313	0,29	1,28	99,22	10	6	51	448	112	260	1041	<20	18	<20	10	270	33	3
AC-04	75,67	13,08	0,23	0,01	0,02	0,35	4,7	4,64	0,008	<0,01	0,8	99,52	<1	13	10	80	17	83	63	<20	58	<20	<10	<30	31	3
AC-05	71,46	13,25	2,72	0,025	0,17	1,41	2,63	6,89	0,329	0,05	1,3	100,2	2	3	10	753	104	83	318	<20	27	<20	<10	80	25	2
AC-06	68,6	13,57	3,51	0,039	0,15	1,38	2,54	7,52	0,361	0,07	1,02	98,75	1	3	21	1593	148	69	390	<20	18	<20	<10	100	24	2
AC-07	64,97	12,67	8,13	0,073	0,31	2,67	2,62	4,53	0,766	0,29	1,12	98,16	11	4	10	1322	157	168	713	<20	15	<20	<10	120	24	2
AC-08 C	82,26	8,15	1,97	0,015	0,03	0,51	1,62	3,78	0,221	0,02	1,17	99,73	4	4	<5	612	66	120	184	<20	38	<20	<10	140	19	2
AC-09	71,27	11,79	4,17	0,051	0,09	1,01	2,26	6,11	0,366	0,03	1,55	98,7	<1	23	7	668	97	150	631	<20	34	<20	<10	170	27	3
AC-10	67,52	13,89	4,34	0,055	0,17	1,83	2,74	6,52	0,466	0,07	1,11	98,72	2	3	14	1714	173	68	477	<20	20	<20	<10	110	25	2
AC-12 A	66,83	14,23	5,31	0,052	0,21	2,99	3,52	4,1	0,535	0,13	1,22	99,13	1	5	16	822	172	101	542	<20	18	<20	<10	140	28	2
AC-12 B	73,21	12,42	3,46	0,037	0,1	1,3	2,31	6,04	0,344	0,08	0,82	100,1	5	3	7	835	117	84	560	<20	37	<20	<10	80	24	1
AC-14 A	75,36	11,23	2,18	0,027	0,15	1,45	2,43	4,74	0,301	0,06	3,04	101	<1	2	22	730	102	21	260	<20	34	<20	<10	60	18	1
AC-14 B	73,38	13,72	3,85	0,044	0,25	1,6	2,38	4,45	0,45	0,14	1,12	99,38	3	2	11	706	107	42	363	<20	29	<20	<10	80	18	1
AC-15 B	70,49	12,52	4,87	0,057	0,45	2,48	2,57	4,38	0,736	0,2	0,78	99,54	6	2	23	904	150	41	447	<20	25	<20	<10	120	21	2
AC-18	67,62	13,27	5,6	0,067	0,65	3,4	2,79	4,38	1,03	0,22	1,39	100,4	2	2	52	1112	196	42	477	<20	20	<20	<10	90	22	1
AC-19 A	64,19	14,53	6,28	0,073	0,6	3,38	2,91	5,04	0,996	0,23	1,03	99,26	2	2	31	1281	209	46	485	<20	21	<20	<10	130	24	2
AC-19 B	75,94	10,12	3,85	0,048	0,43	2,53	2,55	1,66	0,667	0,18	0,92	98,9	9	2	36	422	133	32	454	<20	25	<20	<10	80	15	1
AC-20 A	73,66	11,99	3,51	0,04	0,18	1,87	2,89	4,38	0,354	0,08	1,07	100	5	4	27	516	78	140	498	<20	20	<20	<10	110	25	2
AC-20 B	76,56	11,91	1,49	0,02	0,13	0,86	2,08	6,29	0,18	0,04	0,89	100,5	2	2	7	484	80	34	197	<20	37	<20	<10	40	22	1
AC-22	70,36	13,64	3,45	0,06	0,42	1,69	2,99	5,31	0,445	0,13	1,69	100,2	7	8	17	578	102	167	370	<20	24	<20	<10	80	26	2
AC-23	71,16	13,8	2,13	0,029	0,25	1,11	3,27	5,33	0,251	0,09	1,61	99,03	3	7	27	546	96	79	230	<20	30	<20	<10	80	23	2
AC-24 B	72,32	14,23	1,84	0,028	0,27	1,22	3,41	5,47	0,221	0,07	1,17	100,2	4	6	20	564	94	46	208	<20	22	<20	<10	40	21	2
AC-25	71,16	12,96	2,98	0,04	0,2	2,12	2,95	5,28	0,224	0,04	1,75	99,69	3	7	12	229	51	94	268	<20	18	<20	<10	70	23	2
AC-28	71,74	13,26	3,42	0,045	0,38	1,22	2,77	5,72	0,321	0,12	1,23	100,2	3	4	15	564	83	77	332	<20	27	<20	<10	80	22	2
AC-30	47,28	13,57	17,66	0,237	3,59	7,75	2,86	0,75	3,913	0,98	0,02	98,62	39	2	200	523	343	63	171	30	32	40	20	260	21	2
AC-31	58,24	14,93	10,34	0,134	1,38	5,79	3,23	1,35	1,616	0,43	0,75	98,19	9	2	70	677	306	54	312	<20	30	<20	10	200	25	2
AC-32	59,11	14,72	10,9	0,13	1,14	5,41	3,08	2,02	1,52	0,59	0,82	99,44	19	3	47	542	212	64	555	<20	28	<20	<10	220	25	2
AC-34	65,22	14,72	6,4	0,089	0,36	3,39	3,02	4,78	0,829	0,3	0,68	99,79	8	4	17	1000	165	105	721	<20	15	<20	<10	60	27	1
AC-35 A	69,3	13,7	4,19	0,052	0,29	2,27	2,58	5,56	0,501	0,13	0,72	99,27	7	3	11	1165	156	64	433	<20	21	<20	<10	60	23	1
AC-35 B	74,72	13,03	0,99	0,015	0,09	0,95	3,07	5,65	0,074	0,02	1,27	99,87	<1	8	6	291	77	14	80	<20	54	<20	<10	30	21	1
AC-36	66,8	13,78	5,28	0,061	0,3	2,25	2,52	5,99	0,618	0,19	1,09	98,87	7	2	16	1259	156	64	517	<20	27	<20	<10	120	24	2

Analyte Symbol	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.05	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.05	0.1	0.04	0.2	0.1	1	0.1	5	0.4	0.1	0.1
Analysis Method	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
AC-01	3,48	27,2	4,5	27,2	5,6	17,2	2,45	14	2,08	14,6	2,5	387	1,5	30	<0,4	11,2	3,2
AC-03 A	1,87	24,8	3,9	23,5	4,8	14	2,01	12,3	1,91	16	2,8	259	0,3	864	1,2	20,5	13,8
AC-03 B	2,29	50	7,7	44,8	9,2	27,5	3,87	21,9	3,27	32,4	4	122	3,2	38	0,5	25,8	11,4
AC-04	0,11	5,4	1,3	10,8	2,7	10,7	2,23	19,5	3,33	6,7	22	554	4	59	<0,4	13,6	4,4
AC-05	1,52	17,7	2,6	14,6	2,9	8,7	1,21	6,9	1,02	10,8	1,3	285	2,7	41	<0,4	38	7,9
AC-06	2,22	11,9	1,9	11,1	2,3	7,2	1,08	6,5	1,01	11,7	1,5	188	2,6	43	<0,4	15,1	6,6
AC-07	3,93	26,2	4,1	24,8	5,2	16,1	2,33	14,3	2,16	18,6	2	140	1,2	25	<0,4	16,2	5,5
AC-08 C	1,99	21,7	3,3	19,1	4	12,8	1,9	11,6	1,75	7	2	433	2,3	46	0,4	22,2	7
AC-09	2,43	41,4	5,3	28,4	5,4	16,1	2,24	13,2	1,93	20,1	1,5	402	3,8	43	0,4	52,6	7,6
AC-10	2,88	12,5	2	11,5	2,4	7,4	1,1	6,9	1,06	14,6	1,5	215	2,3	40	0,4	12,6	4,3
AC-12 A	2,47	16,9	2,7	16,8	3,5	10,9	1,59	9,6	1,45	16,6	1,9	201	1,7	31	0,4	14,2	5,2
AC-12 B	2,46	14,7	2,3	13,4	2,7	8,2	1,22	7,7	1,17	15,5	1,6	426	1,8	28	<0,4	16,5	6,2
AC-14 A	1,41	4,6	0,7	3,6	0,7	2,2	0,32	2	0,3	8	1	380	1,5	27	0,8	6,3	2,2
AC-14 B	1,33	8,2	1,2	6,8	1,4	4,1	0,6	3,6	0,51	9,2	1,1	344	1,4	24	0,5	4,8	2,5
AC-15 B	2,37	8,8	1,3	7,4	1,5	4,6	0,66	4,1	0,62	13,7	1,3	227	1	21	<0,4	2,2	1,2
AC-18	2,97	6,9	1	5,8	1,2	3,7	0,55	3,5	0,54	11,9	1,1	179	1	16	<0,4	4	1,9
AC-19 A	2,71	10	1,4	8,3	1,7	5,2	0,74	4,6	0,7	14,3	1,4	192	1,2	27	<0,4	4,5	1,9
AC-19 B	1,63	6,6	1	5,6	1,1	3,5	0,53	3,4	0,54	11,6	1,1	283	0,4	9	<0,4	5,1	1,7
AC-20 A	1,88	27,7	4	23,6	5	14,7	2	11,2	1,6	14,4	1,9	243	1,8	34	<0,4	53,2	6,5
AC-20 B	1,16	8,3	1,2	6,8	1,3	3,8	0,52	3,1	0,45	7,1	0,9	413	2,2	28	<0,4	16,3	3,5
AC-22	1,51	20,7	3,9	25,6	5,6	17,8	2,7	16,6	2,25	12,2	3,6	264	3,3	34	<0		

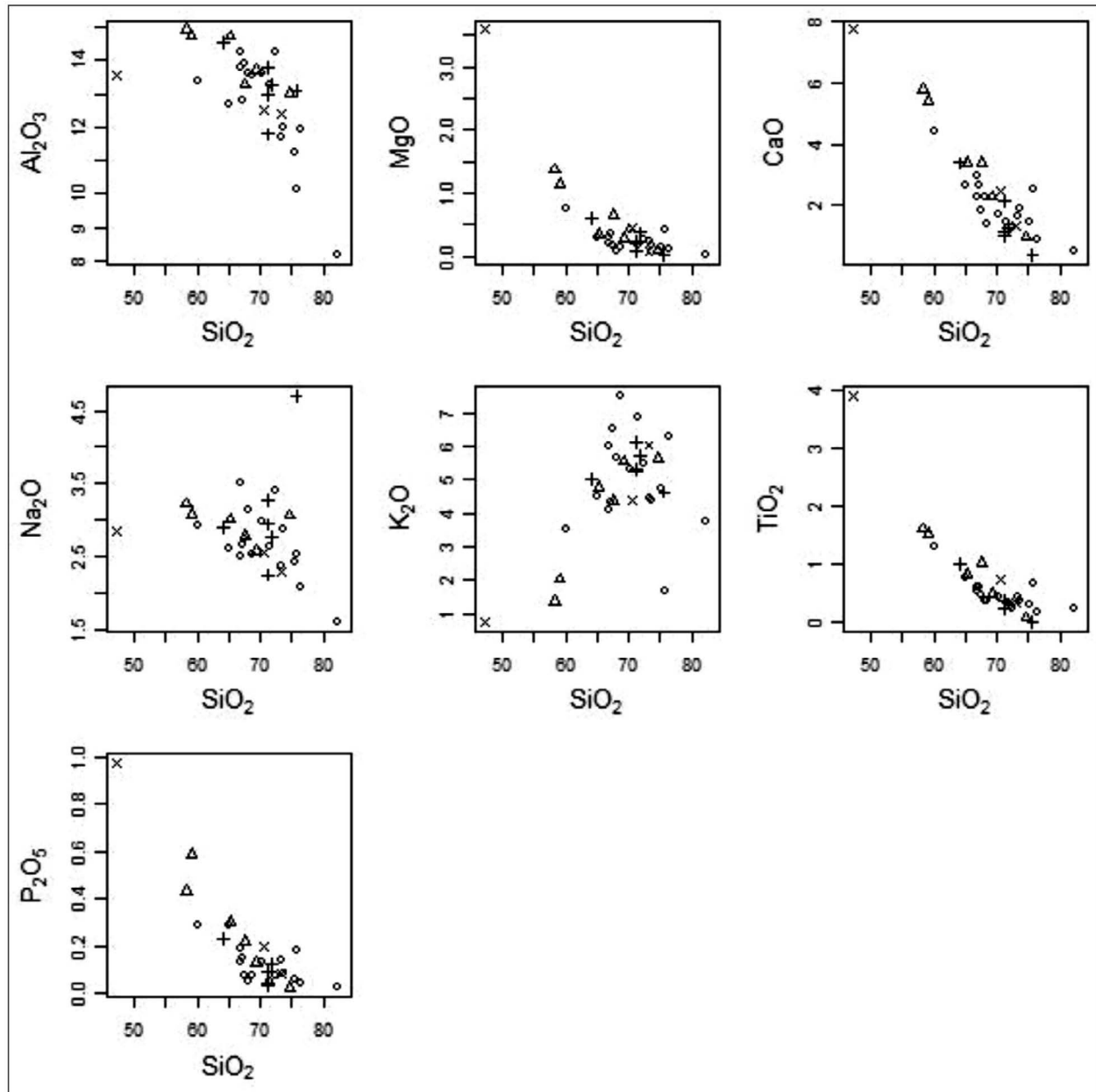


Figura 12 - (A) Diagrama de dispersão sílica x maiores – A) SiO_2 x MgO ; B) SiO_2 x CaO ; C) SiO_2 x TiO_2 ; D) SiO_2 x P_2O_5 ; E) SiO_2 x Al_2O_3 ; F) SiO_2 x Na_2O G) SiO_2 x K_2O (unidades em porcentagem de rocha). (B)

Inicialmente foram produzidos os diagramas *Harkers*, para os elementos maiores (K_2O , P_2O_5 , MgO , Na_2O , Al_2O_3 , CaO e TiO_2). Os diagramas indicam linearidade entre os pontos analíticos, mas com uma leve tendência a separar as rochas máficas a intermediárias, de forma a sugerir a bimodalidade. Desta forma, os granitos rapakivi e os charnockitos tendem a se agrupar e as rochas máficas tendem a formar outro agrupamento. As amostras de granitos e tonalitos de textura fina tendem a aparecer entre os dois termos anteriores.

Na Figura 12, é possível observar a relação inversamente proporcional do conteúdo de SiO_2 x MgO (A), CaO (B), TiO_2 (C), P_2O_5 (D) e Al_2O_3 (E). Essa tendência negativa ocorre devido ao fracionamento magmático. O gráfico contendo a relação sílica *versus* Na_2O (F) não apresenta uma relação bem definida. A relação sílica

versus K_2O (G) apresenta relação diretamente proporcional, ou seja, à medida que a sílica é aumentada nas amostras o conteúdo em potássio é também acrescido. O conteúdo de K_2O tende a uma série cálcio-alcalina de médio a alto K.

Assim sendo, as amostras da Unidade Buritis apresentam baixos teores de sílica, enquanto as Unidades Jacilândia e Monte Negro são caracterizadas por alto conteúdo em sílica. A Unidade Campo Novo (charnockitóides) fica representada em maior parte no caminho entre a Unidade Buritis e as outras duas citadas, com exceção da amostra AC-30, com o mais baixo conteúdo de sílica e pode indicar rochas mais primitivas, como também revela os valores de elementos terras raras (Tabela 5 em anexo).

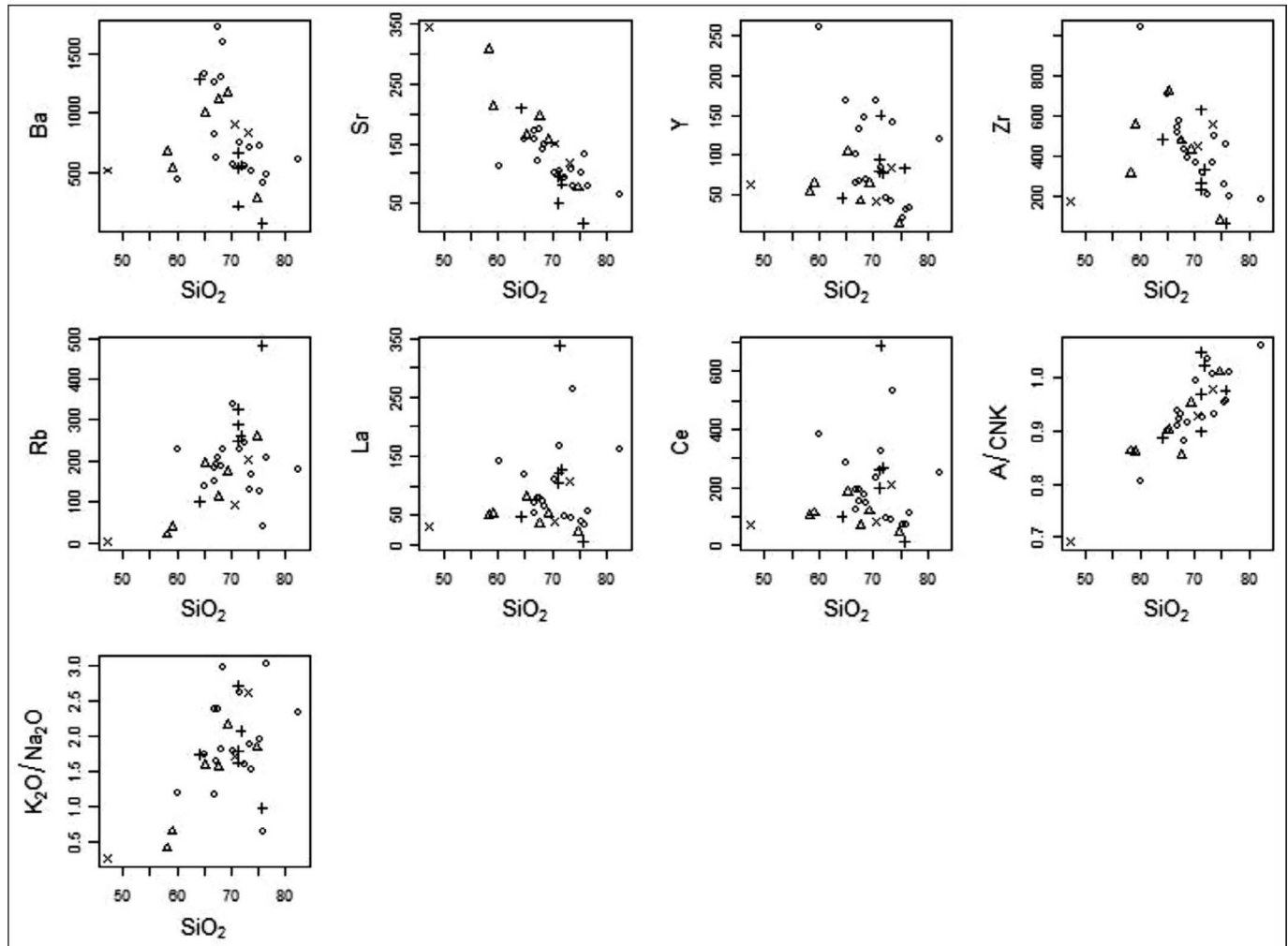


Figura 13 - Diagrama *Harkers*, sílica x traços – A) SiO_2 x Ba; B) SiO_2 x Sr; C) SiO_2 x Y; D) SiO_2 x Zr; E) SiO_2 x Rb; F) SiO_2 x La; G) SiO_2 x Ce (H) SiO_2 x A/CNK, (I) SiO_2 x $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (unidades em percentagem de rocha no eixo x, silício e em ppm para todos os outros elementos, eixo y).

Os diagramas *Harkers* construídos entre SiO_2 e elementos traços (Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Ba e Ga) resultaram em padrões que também sugerem, por sua vez, uma suíte expandida por fracionamento magmático. Os diagramas sílica *versus* elementos traços (Figura 13) sugerem dois padrões diferenciados para cada grupo de amostras. O Elemento Bário (Figura 13 A) se mostra compatível para os granitóides rapakivíticos e para as rochas da Unidade Buritis, porém para as rochas das Unidades Jacilândia e Campo Novo são incompatíveis. A correlação negativa entre SiO_2 e os elementos Zr e Y (Figura 13 D e C) indicam compatibilidade desses elementos com a evolução magmática, devido o fracionamento de apatita e zircão. Sr e Zr mostram correlações negativa com a SiO_2 (Figura 13 B e D), sugerindo o fracionamento do plagioclásio e do zircão. La e Ce (Figura 13 F e G) são compatíveis com todas as unidades, enquanto Rb (Figura 8 E) é incompatível para Unidades Buritis e Campo Novo e compatível para Monte Negro e Jacilândia.

Baseado no conceito de alumina-saturação, Shand (1943) propôs uma classificação, que leva em conta to-

dos os óxidos em proporções molares. Esse autor divide as rochas em três grupos: metaluminosas indicam rochas ígneas ($A/NK = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) >1$ e $A/CNK = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) <1$), com maior representatividade de amostras entre as unidades apresentadas. Apenas seis amostras das 32 analisadas são peraluminosas ($A/NK >1$). Não há representantes peralcalinas ($A/NK <1$ e $A/CNK <1$), mostrando que seus protólitos se assemelham a granitóides do tipo I Cordilheirano (Pitcher 1983), com índice de alumina-saturação próximo de 1,1 (Figura 14 A).

Pearce *et al.* (1984) sugeriram a utilização de elementos traços, particularmente Rb, Y, Nb e Ta para a discriminação de ambientes tectônicos de rochas graníticas. Os teores destes elementos nos gráficos (Figura 14A) classificam a Suíte Intrusiva Alto Candeias em granito anorogênico, intraplaca, contendo também, granitos da fase de soerguimento continental epirogênico e de rift continental. Valendo-se dos dados de geocronologia que pressupõem contemporaneidade das rochas, os resultados apresentados nesse diagrama são questionáveis. Ou seriam todas as amostras de fase ano-

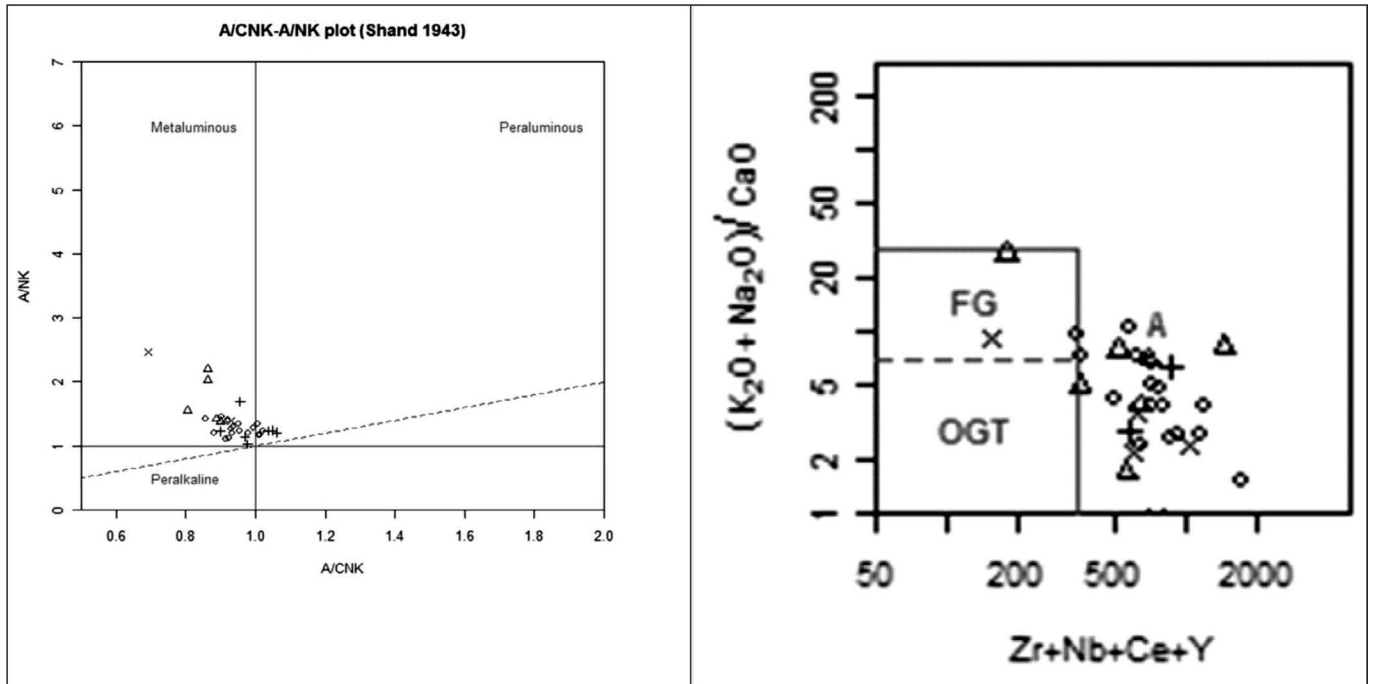


Figura 14 - (A) Diagrama A/CNK x A/CN com predominância de rochas metaluminosas contendo também rochas peraluminosas. (B) Diagrama de Whalen (1987) com plotagem das litologias que compõem a Suíte Alto Candeias. A=Anorogênica; FG= Granitos de arco magmático; OGT = Granitos de cadeia meso-oceânica

rogênica ou as 32 amostras seriam de fases associadas ao soerguimento (tardi-orogênico) o que pode ser explicado pela subjetividade dos limites traçados, ou seja, superposição parcial de valores. Amostras de todas as unidades se concentram no campo do granito intraplaca, porém algumas delas foram lançadas no campo dos arcos magmáticos. A Unidade Buritis tem um representante no campo dos granitos de colisão continental e a Unidade Campo Novo está representada (Figura 15B) como rochas de cadeia meso-oceânicas. Diagramas para

granitos tipo A de Whalen (1987) foram realizados e mostram o predomínio de rochas granitóides anorogênicas, (Figura 15B). Uma exceção ocorre (AC-30), indicando ambiente de arco magmático. Possivelmente essa é uma amostra mais primitiva, como já foi revelado anteriormente. Apesar de a idade corresponder às outras, ela apresenta características químicas de rochas mais primitivas. Tal fato pode indicar diferentes prótolitos para sua origem.

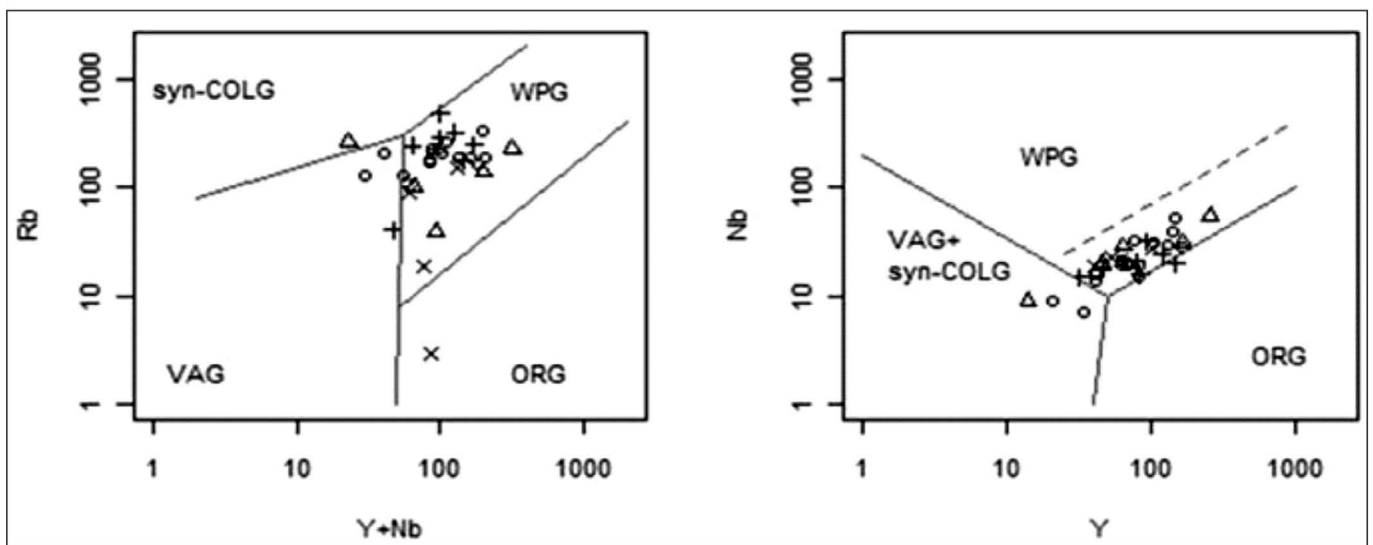


Figura 15 - Diagramas A) Rb x Y+Nb e B) Nb x Y, propostos por Pearce (1984), discriminação de ambiente geotectônico para granitóides. Syn-COLG: granitos colisão continental; VAG: granitos de arco-magmático; WPG: Granito intraplaca; ORG: granito de cadeias meso-oceânicas.

Diagramas mostrados abaixo (Figura 15) (A) $Ta \times Yb \times Ce/10$; (B) $Nb \times Y \times Th/3$ indicam que as litologias analisadas tendem a origem crustal para os magmas formadores destas rochas. Sendo que um dos gráficos (Figura 15; A) revela que há participação mantélica, na formação da rocha. Nesse caso não foram diferenciadas as amostras de acordo com as respectivas unidades devido à concentração geral dos pontos no campo A2. Tendo apenas duas exceções caindo no campo A1, ambas representantes da Unidade Jacilândia.

Empregado por Batchelor & Bowden (1985) em estudos petrogenéticos de rochas granitóides, o diagrama da Figura 16 considera alguns mecanismos possíveis de formação dos magmas. Os mecanismos são: 1) Fusão parcial; 2) Cristalização fracionada, a partir de álcali basalto, basalto com alto valor em alumina e basalto toleítico e; 3) Mistura de magmas. A figura 16 mostra os valores relativos às litologias da Suíte Intrusiva Alto Candeias lançados nesse diagrama.

As litologias encontradas nessa suíte são classificadas (Figura 16) como rochas formadas em períodos tardi-colisionais, pós-colisionais a pós-orogênicas sendo algumas amostras da Unidade Buritis consideradas pré-colisional. A maior concentração das amostras indica uma tendência evolutiva de granitos calcio-alcálicos tipo caledoniano (I), de granitos peraluminosos tipo hercíniano (S) e granitos alcalinos anorogênicos.

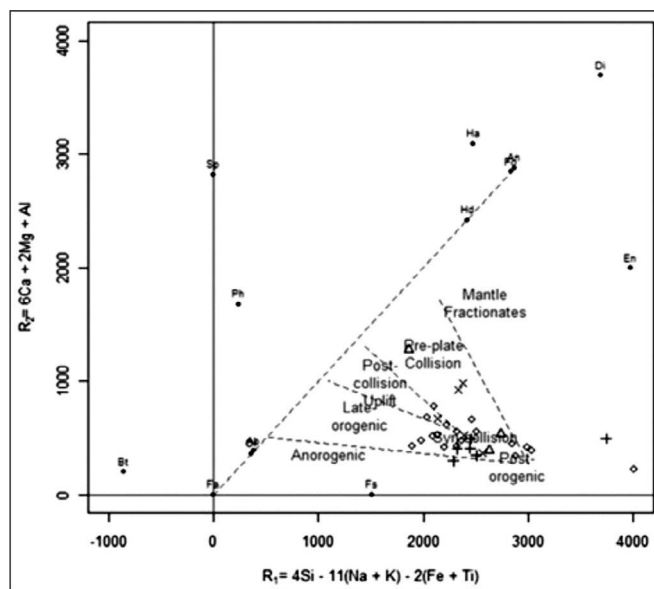


Figura 16 - Diagrama multicatiônico de Batchelor & Bowden (1985). Todas as unidades estudadas mostram pelo menos uma amostra no campo Sin-colisional, estando às amostras da Unidade Campo Novas com maior concentração no campo de pré-colisão, no mesmo campo é encontrado um representante da Unidade Buritis. As Unidades Monte Negro e Jacilândia também possuem representantes no limite pós-orogênico e tardi-orogênico.

Os diagramas discriminantes segundo Maniar & Piccoli (1989) são usados para a caracterização de granitos segundo seu ambiente de formação. A figura 18A revela a ausência de granitos de fundo oceânico, devido ao elevado conteúdo em K_2O nas amostras analisadas. A Figura 17B revela a presença de granitos pós orogênicos (POG) e granitos anorogênicos (RRG + CEUG). Segundo a geoquímica é sugerido que a formação da Suíte Intrusiva Alto Candeias tenha iniciado o seu processo de cristalização em um período pós orogênico e perdurado até o período de anorogenia. A maior parte das amostras está representada pelo grupo dos granitos pós-orogênicos, sendo que algumas amostras das Unidades Buritis, Jacilândia e Monte Negro estão representadas como granitos de rift continental e de soerguimento continental epirogênico (Figura 17 B).

Eby (1992) divide os granitóides tipo-A em dois grupos químicos distintos (Figura 18) O primeiro grupo, chamados nos gráficos de A1 é caracterizado por razões de elementos similares aos observados em basaltos de ilhas oceânicas. O segundo grupo, A2, é caracterizado pela razão variando daquelas encontradas em crostas continentais até as encontradas em basaltos de arco de ilhas. Eby (1992) propõe que esses dois tipos possuem fontes e pulsos tectônicos bem diferentes. O grupo A1 representa diferenciações de magmas derivados de fontes como os basaltos de ilhas oceânicas, mas impostas em rifts continentais ou durante magmatismo intraplaca. O grupo A2 representa magmas derivados da crosta continental ou porções infracrustais que sofreram ciclos de colisão continente-continente ou de magmatismo de arco de ilhas.

Por fim, os diagramas de padrões de ETR foram normalizados por Boynton (1984) e mostram tendência homogênea para todas as rochas analisadas, com leve enriquecimento nos ETR leves, excetuando somente a amostra AC-04, que é enriquecida em terras raras pesadas e apresenta a maior anomalia de európio. Observam-se amostras com anomalias negativas e positivas de Eu, sugerindo a participação de plagioclásio no fracionamento destas rochas. As amostras de granitóides de textura fina (Unidade Jacilândia, Fig.19 C) apresentam padrões levemente mais inclinados do que as rochas mais máficas (Unidade Buritis, Figura 19 D), indicando maior enriquecimento nos terras raras leves. Nesta última ocorrem diferentes padrões para o Eu, mostrando uma evolução magmática. Nos diagramas de ETR das rochas graníticas rapakivíticas (Unidade Monte Negro, Figura 19 A) e das rochas charnockíticas (Unidade Campo Novo, Figura 19 B) o padrão é semelhante, com maior inclinação nos ETR leves e horizontalizada para os ETR pesados. As anomalias de Eu revelam rochas mais evoluídas que as representantes da Unidade Buritis e menos evoluídas que as da Unidade Jacilândia.

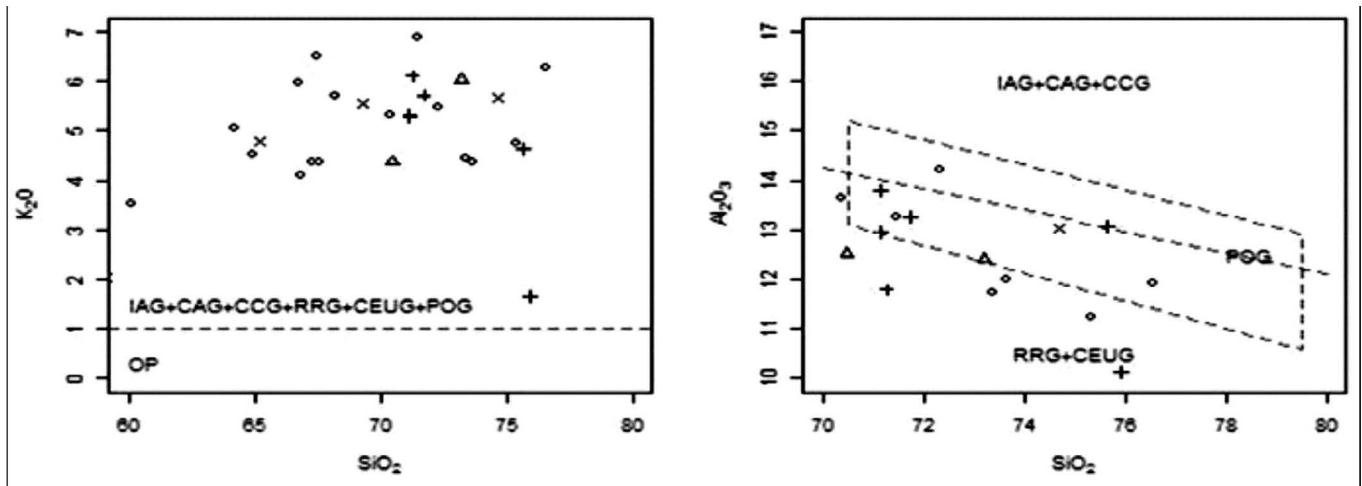


Figura 17 - Diagramas discriminantes de Maniar & Piccoli (1989) A) Descarta a possibilidade de um granito de fundo oceânico; B) Sugere que grande parte dos granitos seja de origem pós-orogênica. OP: Granitos de fundo oceânico; IAG: Granito de arcos de ilha; CAG: Granito de margem continental ativa; CCG: Granitos de áreas de colisão continental; POG: Granitos pós-orogênicos; RRG: Granitos de rifts continentais; CEUG: Granitos de soerguimentos continentais epirogênicos.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Originalmente o Batólito Alto Candeias foi mapeado por Souza *et al.* (1975) e interpretados como resultado de um evento orogênico e composição heterogênea. Posteriormente, Isotta *et al.* (1978) e Bettencourt *et al.* (1999) propuseram um regime extensional correlacionado com o evento Grenviliano. Na proposta mais recente de Bettencourt *et al.* (2010) a Suíte Alto Candeias é relacionada a eventos tardi à pós tectônicos durante a orogenia Rondoniana – San /Ignácio (1370 – 1320Ma) sendo que esta orogenia é dividida em 2 estágios: O período de subducção (1370-1340 Ma) e o período de colisão (1340-1320 Ma)

Através deste estudo, a identificação das subunidades, granitos porfiríticos rapakivíticos (Monte Negro); granodioritos (Buritis); granitos finos (Jacilândia)

e charnockitos (Campo Novo) sugerem a presença de uma suíte alcalina, AMGC (anortositos, mangeritos, granitos e charnockitos) descritas na literatura e apóiam a idéia de suíte bimodal com misturas de magmas. Os resultados de todas as amostras foram interpretados conjuntamente a partir dos resultados equivalentes entre as idades Pb-Pb obtidas, que variaram entre 1348 ± 3 Ma a 1350 ± 5 Ma. Desta forma foi possível sugerir que as rochas estudadas são contemporâneas e avaliar possíveis cogeneticidade entre elas através dos estudos litogeoquímicos.

A hipótese de co-magmaticidade não é apoiada pelos resultados geoquímicos obtidos em 32 amostras. O tratamento destes resultados resultou em diagramas *Harkers* e de discriminação tectônica que apontam para fontes crustais e mantélicas para a formação dos magmas formadores destas rochas. De acordo com Eby (1992) a composição de granito tipo A não é evidência

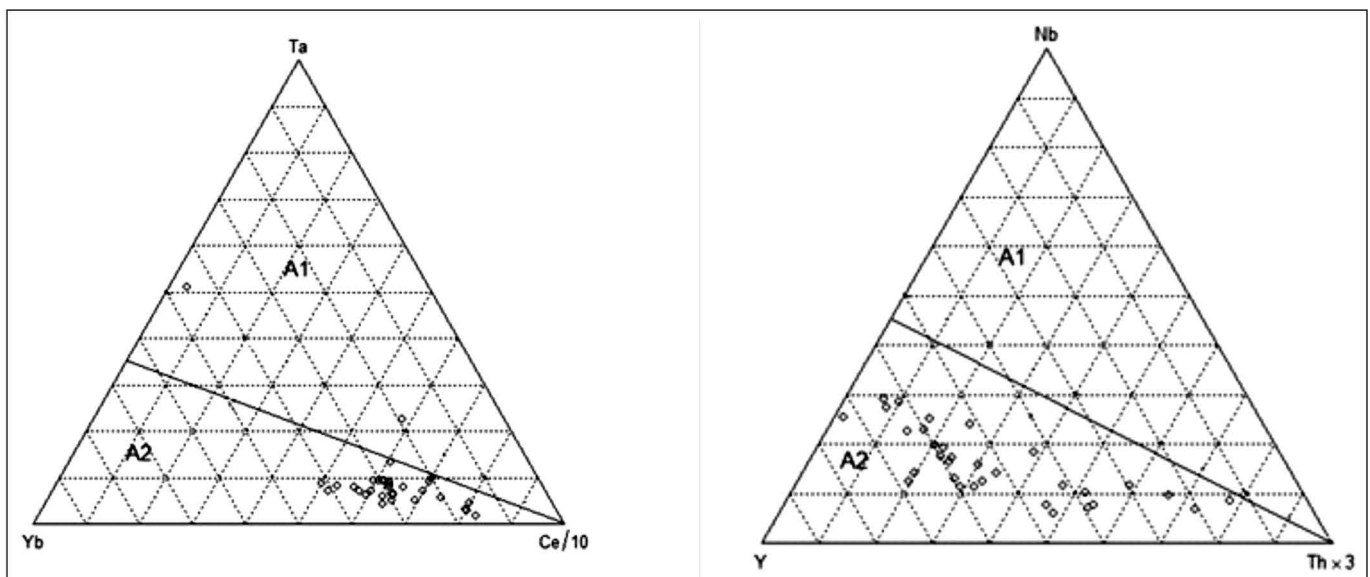


Figura 18 - Diagramas ternários de Eby (1992), distinção entre granitos de diferentes ambientes tectônicos baseado nas relações: A) Ta –Yb-C/10; B) Nb-Y-Th*3. Tipo A1: Manto derivado; Tipo A2: granito contendo fontes crustais

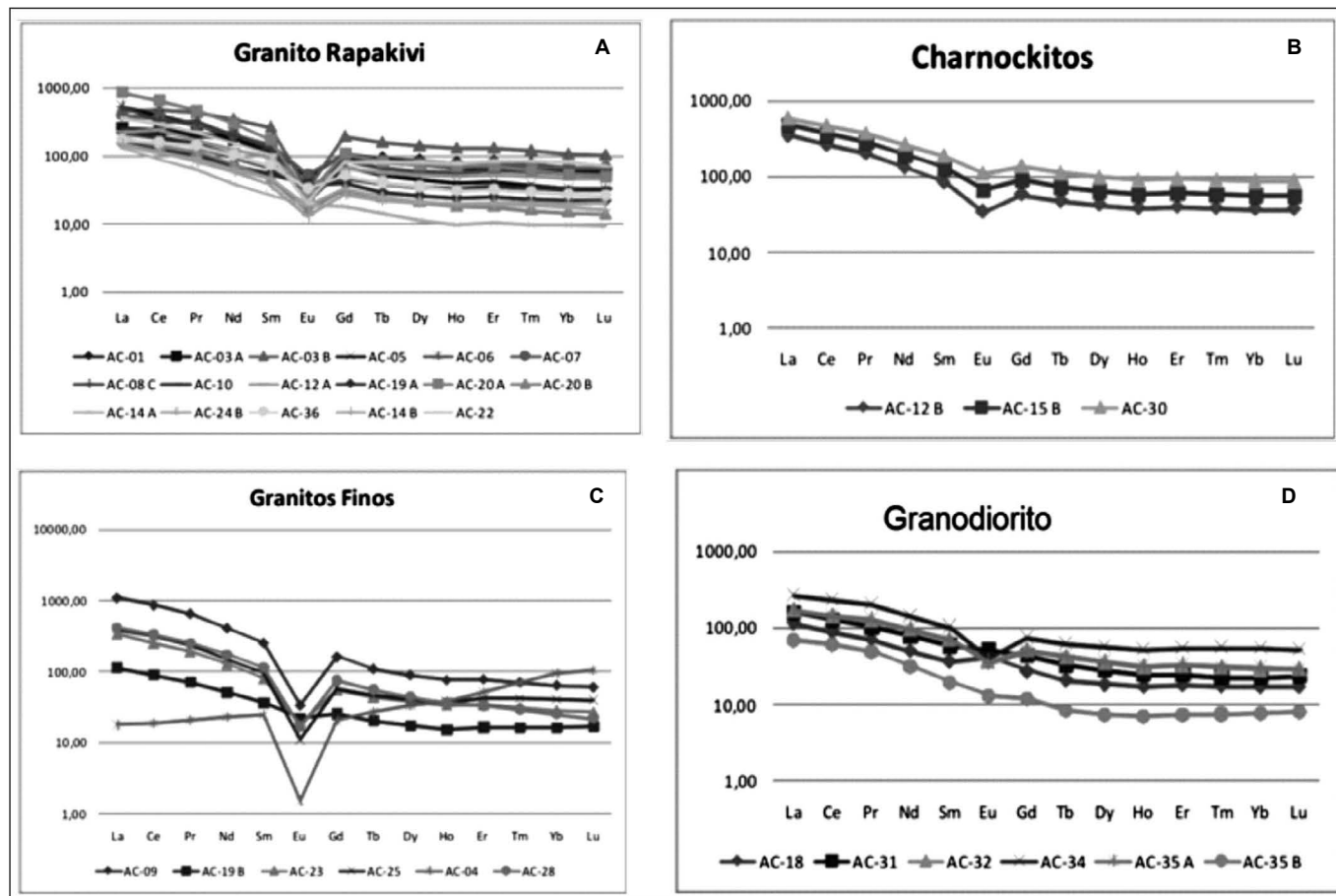


Figura 19 - Diagramas contendo os elementos terras raras: A) Unidade Monte Negro; B) Unidade Campo Novo; C) Unidade Jacilândia; D) Unidade Buritis.

direta de anorogenia, pois os granitos tipo A2 são formados em ambientes orogênicos. Os granitos tipo A2, que foram encontrados no estudo das rochas que compõem a Suíte Alto Candeias, possuem contribuições crustais, nesse caso a porção inferior da crosta. Ou seja, essas rochas são geradas a partir de fusão da base da crosta e Santos *et al.* (2008) nomeia o evento gerador destes granitos de orogenia Candeias e inclui nesse evento outros corpos graníticos encontrados na região, como o Granito Ariquemes e até mesmo eventos metamórficos em facies granulitos em rochas do Rio Crespo e Suíte Colorado. Os diagramas de ETR, porém podem corroborar, no entanto, a hipótese de cogeneticidade na medida em que indica um processo de fracionamento magmático progressivo onde os termos mais primitivos são as rochas gabróicas e os termos mais evoluídos são as rochas graníticas rapakivíticas.

As idades Pb-Pb obtidas através do método Kober se mostraram extremamente homogêneas, com variações dentro dos erros analíticos, de forma a apresentarem os seguintes valores: granito rapakivi (Unidade Monte Negro) 1350 ± 5 Ma; granodioritos (Unidade Buritis) 1349 ± 3 Ma, charnockitos (Unidade Campo Novo) 1350 ± 2 Ma; granito fino 1348 ± 3 Ma e quartzo granitoide fino 1349

± 1 Ma (Unidade Jacilândia). Esta patente contemporaneidade permite sugerir que os processos magmáticos responsáveis pela formação destas rochas ocorreram em períodos menores do que a resolução do método Pb-Pb o que pode também sugerir uma origem co-magmática para os litotipos encontrados.

No contexto regional, as rochas da Suíte Alto candeias podem ser correlacionadas temporalmente às rochas das suítes São Lourenço-Caripunas e Santo Antonio, de idades equivalentes e com claras assinaturas de granitos tipo-A. Por outro lado a Suíte Alto Candeias pode ser correlacionada temporalmente às rochas do Complexo Colorado (em Rondonia) e o Complexo El Pensamiento (na Bolívia). Estes complexos são interpretados como gerados em ambiente de arco magmáticos e apresentam idade do redor de 1350 Ma. Estas unidades se encontram a cerca de 300-500 km da área estudada e o contexto paleotectônico pode sugerir que durante a subducção da crosta oceânica e formação do arco magmático foi contemporâneo com as rochas da Suíte Alto Candeias que se formaram em ambiente intracratônico.

CONCLUSÕES

A Suíte Alto Candeias apresenta características tipo I principalmente na sua parte mais a leste, onde foram encontradas as rochas mais ricas em potássio e pela sua deformação muito fraca, ou inexistente. Assim, a Suíte Intrusiva Alto Candeias pode ter sido gerada sob regime extensional ou não transtensivo. Os granitos tipo I são evidenciados no centro leste do batólito, com a presença das rochas granodioríticas e gabróicas, características de protólitos ígneos. A presença de anfibólios e piroxênios também sugere a característica tipo I desse granito. A presença de uma

suíte cálcio-alcalina expandida corrobora com essa hipótese.

Desta forma, podemos correlacionar a origem da Suíte Alto Candeias a um processo de subducção e geração de rochas granitoides tipo-I na margem do craton Amazônico no período ao redor de 1350 Ma. Neste sentido pode-se indicar que a proximidade deste arco vulcânico tenha permitido o fluxo de calor em direção ao interior da placa o suficiente para a fusão parcial do manto e de parte da crosta inferior. No caso desta hipótese estar correta, a formação em ambiente intracratônico extensional de rochas da Suíte Alto Candeias pode ser denominada sin-orogênica de acordo com Åhäll *et al.*, (2000).

REFERÊNCIAS

- Åhäll, K-I, Connelly, J.N., and Brewer, T.S., 2000. Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis?: correlation of 1.69-1.50 Ga orogenic and inboard, «anorogenic» events in the Baltic Shield. *Geology*, 28:823-826.
- Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite W.B., Payolla B.L. 1995. Overview of the rapakivi granite of the Rondônia Tin Province. In: Bettencourt J.S., Dall'Agno R. (Orgs.). *The rapakivi granites of the Rondônia tin province and associated mineralization*. Belém: Universidade Federal do Pará, 1995, v. 1, p. 5-15.
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite W.B., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil—I. Reconnaissance U–Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95(1):41-67.
- Bettencourt J.S., Leite W.B., Ruiz A.S., Matos R., Payolla B.L., Tosdal R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1):28-46.
- Boger S.D., Raetz A., Giles D., Etchart E., and Fan-ning C.M. 2005. U–Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua block: *Precambrian Research*, 139:121–146.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. Henderson, P. Ed. *Rare-Earth Elements Geochemistry*. Elsevier. Amsterdam, p. 63-114.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Kawashita K., Basei M.A.S. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Actas II Congresso Chile, 1979. *Actas II Congr. Chile*, 1979.
- Cordani U. G., Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, 22:167-173.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20:641-644.
- Geraldés, M. C. 1996 Estudos geoquímicos e isotópicos das mineralizações auríferas da região de Pontes e Lacerda, MT. Dissertação de mestrado. UNICAMP. 104 p.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A.V. & Scheller T. 1998. Comparison of a single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U–Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 11:351-363.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Porto Velho, CPRM, 16v.
- Kober B. 1986 Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Cont. Min. Petrol.*, 93:482-490.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Cont. Min. Petrol.*, 96:63-71.

- Litherland M., Annells R.N., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Mitchell W.I., O'Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G., Webb B.C. 1989. The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research*, 43:157-174.
- Litherland M., Annel, R.N., Apleton J.D., Berranoe J.B., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbishke D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Kunck B.A., Llanos M.A., Mitchell W.I., O'Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G., Webb B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. *Overseas, Brit. Geol. Surv.*, 153p. (Memoir 9).
- Litherland M. & Power G. 1989. The geologic and geomorphologic evolution of Serrania Huanchaca eastern Bolivia: the legendary "lostworld". *Journal of South America Earth Sciences*, 2:1-1.
- Ludwig, K.R. 1999. *User's manual for Isoplot/Ex, version 2.10, a geochronological toolkit for microsoft excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley.
- Maniar P. D. & Piccoli P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. America Bull.*, 101:635-643.
- 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*. 25:956-983.
- Pitcher W.S. 1983. Granite: typology, geological environment and melting relationships. In: Atherton M.P. & Gribble C.D. (eds.) *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva Publishing Ltd, Cheshire, p. 277-285.
- Quadros M.L.E.S., Rizzotto G.J. 2002. Evolução geológica dos terrenos Jamari e Roosevelt-Juruena, sudoeste do Cráton Amazônico. In: 41 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. João Pessoa, *Anais*, p. 330-330.
- Rizzotto, G. J. 1999. *Petrologia e ambiente tectônico do Grupo Nova Brasilândia - RO*. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 136p.
- Saes, G.S.; Leite, J. e Alvarenga, C.J.S. (1992) Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e oriente Boliviano. *Revista Brasileira de Geociências*. 23:31-37.
- Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potterd P.E., McNaughtone N.J., Matos R.S., Hartmann L.A., Chemale Jr.F., Quadros M.L.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165:120-152.
- Santos J.O.S., Breemen O.B.V., 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.
- 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 -Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488.
- Scandolaria J.E. 2006. *Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 384 p.
- Scandolaria J.E., Rizzotto G.J., Bahia R.B.C., Quadros M.L. do E.S., Silva C.R. da, Amorim J.L. de. 1999. *Mapa geológico do Estado de Rondônia escala 1:1 000 000*. Texto explicativo. Porto Velho, CPRM.
- Shand S.J., 1943. *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits, with a chapter on Meteorites* (revised second edition): Hafner Publishing Co., New York, 444 p.
- Stacey J.S. and Kramers J.D. 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2): 207-221.
- Souza E.C., Melo A.F. de, Adamy A., Soeiro R.S. 1975. *Projeto Noroeste de Rondônia: Relatório final*. Porto Velho: CPRM. 12v. il.
- Tassinari C.C.G. e Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42:213-227.
- Tohver E., Pluijm B., Mezger K., Scandolaria J., Essene E. 2005. Two stage tectonic history of the SW Amazon craton in the late Mesoproterozoic: identifying a cryptic suture zone. *Precambrian Research*, 137:35-59.
- Tohver E., Van der Pluijm B.A., Van der Voo R., Rizzotto G., Scandolaria J.E. 2002. Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth Planetary Science Letters*, 199:185-200.
- Whalen J.W., Currie K.L., Chappell BW. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Min. Petrol.* 95:407-419.

Geocronologia, petrografia e geoquímica do Granito Primavera em testemunhos de sondagem do embasamento da Bacia Bragança-Vizeu e correlação com granitoides do Cráton São Luís

Geochronology, petrography and geochemistry of the Primavera Granite in drill cores of the basement of Bragança-Vizeu basin and correlation with granitoids of São Luís Craton

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb¹, Lidiane Medeiros Maciel Costa¹,
Elton Luís Dantas², Marco Antonio Galarza¹

RESUMO: O embasamento da região nordeste do Estado do Pará é pouco conhecido, sobretudo pela ampla e espessa cobertura sedimentar e a relativa ausência de afloramentos com exposições localizadas de rochas do Cráton São Luís em janelas erosivas e tectônicas das bacias sedimentares Bragança-Vizeu e Parnaíba. O presente trabalho envolveu a caracterização do Granito Primavera que faz parte do embasamento da região nordeste do Pará, acessado por meio de sondagens que atravessaram sucessões de rochas sedimentares calcárias da Formação Pirabas (Bacia Bragança-Vizeu) do Mioceno Inferior, e atingiram o embasamento a mais de 40 m. Os resultados obtidos por análises petrográficas, litoquímicas, geocronológicas e comparações com dados da literatura permitiram acrescentar novos dados sobre o conhecimento geológico da área de estudo e discutir o seu significado no contexto do Cráton São Luís. A integração e interpretação dos dados permitiu identificar quatro tipos petrográfico-composicionais de granitoides: muscovita-biotita leucogranodiorito, muscovita-biotita leucomonzogranito, muscovita-biotita tonalito e muscovita-biotita tonalito com granada. Esses granitoides exibem efeitos deformacionais e metamórficos superpostos às tramas ígneas, e no geral são hololeucocráticos a leucocráticos (M = 3 - 35), de granulação grossa ou média, com textura granular hipidiomórfica preservada, mas também apresentam microestruturas miloníticas. Os dados geoquímicos indicam tratar-se de granitos peraluminosos, correlacionados aos granitos do oeste do Cráton São Luís como os granitos Moça, Maria Suprema, Tamancuoca e caracterizam granitos do tipo S. Nos diagramas geoquímicos de discriminação de ambiente tectônico enquadram-se no campo de granitos sin-colisionais e de arco magmático. O resultado dos estudos geocronológicos pelo método U-Pb em zircão indicou idade de 2167 ± 9 Ma para o corpo estudado e permite concluir e existência de um corpo granítico plutônico do Riáciano no substrato da Bacia Bragança-Vizeu. Sendo assim, o Granito Primavera pode ser correlacionado petrograficamente e geoquimicamente aos granitos aluminosos do Cráton São Luís (2,11 - 2,14 Ga), mas cronologicamente tem uma diferença de quase 50 Ma, portanto sua colocação seria anterior à fase colisional definida para a evolução do Cráton São Luís. De qualquer modo, o reconhecimento dessas rochas na região nordeste do Pará registra a extensão do Cráton São Luís por mais de 20 km para noroeste.

PALAVRAS-CHAVE: Petrologia; Granito Primavera; Geocronologia U-Pb em Zircão; Riáciano; Cráton São Luís.

ABSTRACT: The basement of the northeast Pará state is not well known, especially due to the wide and thick sedimentary cover and the relative absence of outcrops. The rock exposures of the São Luís Craton occur mainly in erosional and tectonic windows of the Bragança-Vizeu and Parnaíba sedimentary basins. This study involved the characterization of the Primavera Granite that forms part of the Paleoproterozoic basement of the northeast region of Pará, accessed through drillings that crossed calcareous sedimentary successions of Pirabas Formation (Bragança-Vizeu Basin) of Early Miocene and reached the basement more than 40 m. The results of petrographic, litochemical, geochemical analysis and comparisons with literature data allowed to add new data on the geological knowledge of the studied area and to discuss its meaning in the context of São Luís Craton. The Integration and interpretation of the data identified four petrographic-compositional types of granitoids: Muscovite-biotite leucogranodiorite, Muscovite-biotite leucomonzogranite, Muscovite-biotite tonalite and Muscovite-biotite tonalite garnet bearing. These granitoids exhibit superimposed deformational and metamorphic effects on igneous fabric, and are generally hololeucocratic to leucocratic (M = 3-35), coarse or medium grain, with hypidiomorphic granular texture preserved, but also milonitic microstructures. The geochemical data indicate that these are peraluminous S type granites, correlated to the granites of the western São Luís Craton, such as Jonasa, Moça, Maria Suprema, Tamancuoca, Cantão and Japiim granites and are characterized as S-type granites. In the geochemical discrimination diagrams of tectonic setting these granitoids are classified as syn-collisional related to magmatic arc environment. The results of the geochronological studies by the U-Pb zircon method indicated an age of 2167 ± 9 Ma for the Primavera Granite and allow concluding existence of a plutonic granite body of Rhyacian in substrate of Bragança-Vizeu Basin.

KEYWORDS: Petrology; Primavera Granite; Zircon U-Pb Geochronology; Rhyacian; São Luís Craton.

¹ Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências

² Universidade de Brasília, Instituto de Geociências

Email: gorayebp@ufpa.br; lidiane_macielcosta@hotmail.com; elton@unb.br; antogt@ufpa.br

INTRODUÇÃO

O embasamento da região nordeste do Estado do Pará é pouco conhecido, sobretudo pela ampla cobertura sedimentar e relativa ausência de afloramentos de rochas do Cráton São Luís que afloram em meio às bacias sedimentares Bragança-Viseu e Parnaíba do Mesozoico e Paleozoico e coberturas cenozoicas. Entretanto, os estudos de prospecção e viabilidade exploratória de calcários para a indústria de cimento na região de Primavera no nordeste do estado do Pará atingiram o embasamento por meio de sondagem cujos testemunhos foram gentilmente cedidos pela empresa GREIPHIL MINAS LTDA.

Nessa região o embasamento é constituído por granitos foliados que são encontrados abaixo da cota de -45 metros, sob depósitos de rochas calcárias sub-horizontais da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) que estão em vias de serem exploradas para a indústria de cimento pela empresa Votorantin. O presente estudo realizado nestes testemunhos de sondagem teve como objetivo a caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica dos granitoides e correlação e contextualização com rochas semelhantes do Cráton São Luís.

A área de estudo está localizada na Folha Salinópolis (SA.23-V-A, 1:250.000), nos arredores da cidade de Primavera, nordeste do estado do Pará próximo a costa Atlântica (Figura 1), estando inserida no contexto geológico da Bacia Bragança-Viseu, Bacia do Parnaíba e Cráton São Luís, recoberta por coberturas do Cenozoico (Almeida 1967, Aranha *et al.* 1990, Lima *et al.* 1994, Costa 2000).

Nessa região e na faixa costeira da plataforma continental as rochas do embasamento estão cobertas por unidades sedimentares do Terciário, compostas pelas formações Pirabas (Mioceno) e Barreiras (Mioceno a Plioceno), por coberturas Pós-Barreiras (Pleistoceno) e depósitos quaternários.

As análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas U-Pb em zircão das rochas graníticas son-

dadas permitiu caracterizar os tipos petrográficos, a natureza e a tipologia dos granitoides, definir a idade de alojamento desses granitoides, contribuindo para o conhecimento do embasamento nesta região com poucas exposições de rochas do embasamento, e correlacioná-los com outros corpos graníticos conhecidos do Cráton São Luís.

METODOLOGIA DO TRABALHO

O material utilizado neste estudo compreende quatro furos de sondagem cedidos pela empresa GREIPHIL MINAS LTDA que foram sondados no município de Primavera. Os testemunhos estudados correspondem apenas às porções mais profundas no intervalo referente às amostras de rochas do embasamento, pois a maioria das rochas dos perfis de sondagem é de calcário da Formação Pirabas. Os testemunhos estudados têm comprimento entre 4 e 9 metros, aproximadamente, com profundidades no intervalo de 45 a 67 m, e tem como referência os furos RP-07, RP-16, RP-18 e RP-76.

A análise petrográfica envolveu a descrição de 17 amostras de mão dos testemunhos e lâminas delgadas correspondentes, utilizando-se microscopia ótica polarizada convencional, por meio da qual foi possível obter informações texturais/microestruturais, a caracterização da mineralogia com a respectiva quantificação por meio da análise modal. As análises modais foram realizadas em contador de pontos automático da marca SWIFT do Laboratório de Petrografia do PPGG-IG/UFPA em que cada lâmina petrográfica foi contado 2800 pontos utilizando-se espaçamento 2. De posse de todos os dados petrográficos e os recálculos foram feitas plotagem no diagrama QAP, para classificação das rochas conforme as recomendações estabelecidas pela IUGS - *International Union of Geological Society* (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002, Fettes & Desmons 2008, Gill 2010). As abreviaturas minerais utilizadas seguem a proposta de Fettes & Desmons (2008).

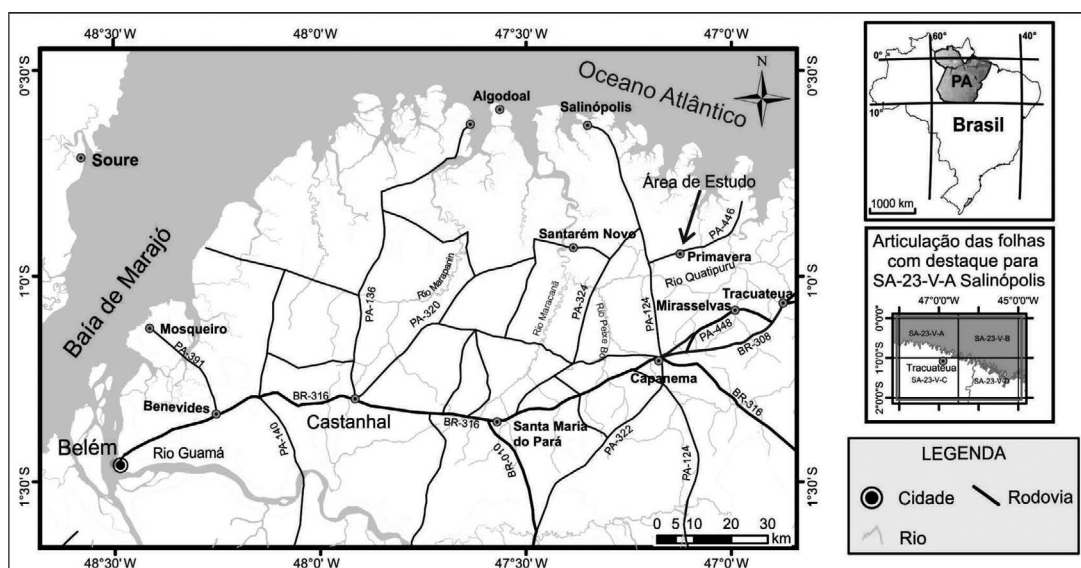


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo no norte do Brasil, com indicação da área-alvo do trabalho (seta) na região de Primavera-Pará.

Para o estudo geoquímico foi seguida a sistemática de rotina utilizada pelos laboratórios do IG/UFPA para preparação de amostras envolvendo britagem, moagem, quarteamento, pulverização, e homogeneização em equipamentos do Laboratório de Preparação de Amostras, com separação de alíquotas para o tratamento analítico. As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da empresa *ACME Analytical Laboratories Ltd.* (Vancouver, Canadá), sendo que os elementos maiores e menores foram medidos por *Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry* (ICP-ES) e os elementos traços, incluindo os elementos terras raras foram obtidos por *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS). Os limites de detecção foram estabelecidos em: 0,01 % para os elementos maiores e menores; 1 ppm (Ba, Sc); 0,1 ppm (Rb, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, La, Ce); 0,2 ppm (Th); 0,3 ppm (Nd); 0,5 ppm (Sr, Ga); 0,01 ppm (Tb, Tm, Lu); 0,02 ppm (Pr, Eu, Ho); 0,03 ppm (Er); 0,05 ppm (Sm, Gd, Dy, Yb). Devido à restrita amostragem e a homogeneidade petrográfica-composicional foram analisadas apenas três amostras (Tabela 1). O tratamento dos dados seguiu os princípios estabelecidos em Rollinson (1993) e as interpretações foram baseadas em Thompson (1982), Wilson (1989) e Gill (2010, 2014), e em vários artigos de periódicos que fazem uso de diagramas de interpretação geoquímica (Irvine & Baragar 1971, Pearce & Cann 1973, Winchester & Floyd 1977, Evensen *et al.* 1978, Pearce & Norry 1979).

Os dados analíticos foram utilizados para a caracterização geoquímica das rochas e de suas assinaturas geoquímicas e elaboração de diagramas de classificação para definição da natureza do magmatismo, das séries magmáticas e do ambiente tectônico de formação. Após processamento, integração e interpretação de todos os dados passaram-se à fase discussiva e interpretativa sobre os processos de formação dessas rochas. Além disso, foi feito um estudo comparativo dessas rochas com outros corpos graníticos melhor conhecidos do Cráton São Luís.

Para o estudo geocronológico foram utilizadas cerca de 7 kg de cada um dos quatro testemunhos das amostras dos granitoides da região de Primavera para concentração dos grãos de zircão para análise pelo método U-Pb em zircão. As amostras depois de trituras e moídas passaram pelos processos de peneiramento, deslamagem, bateamento, microbateamento, separação magnética por imã de neodímio, microbateamento com álcool, secagem e por fim, separação de grãos de zircão em lupa binocular, seguindo a rotina do Laboratório Pará-Iso do IG/UFPA. A datação U-Pb em zircão por Espectrometria de Massa com Abrasão a Laser (LA-ICP-MS) visou à determinação da idade de cristalização do Granito Primavera. Dos quatro testemunhos foram selecionados grãos de zircão de um leucotonalito (amostra RPF-16) na fração granulométrica 180-125 µm. Para a realização da análise isotópica os zircões foram

colocados em molde cilíndrico com resina *epoxy* e receberam abrasão com rebolo diamantado, lixa apropriada e polimento com pasta diamantada. Na sequência, no Laboratório de Microscopia Eletrônica da Universidade de Brasília (UnB) foram obtidas imagens dos cristais de zircão por catodoluminescência para a escolha dos melhores grãos e locais mais adequados para a realização da análise isotópica.

As análises isotópicas U-Pb em zircão foram realizadas pelo método LA-ICP-MS no Laboratório de Geocronologia da UnB, e seguiram os procedimentos analíticos descritos por Bührn *et al.* (2009). As amostras foram montadas em uma célula de laser especialmente concebida internamente e carregada em equipamento New Wave UP213 Nd: YAG laser ($\lambda = 213$ nm) acoplado a um ICP-MS Thermo Finnigan Netuno Multicoletor. O hélio foi utilizado como gás portador e misturou-se com argônio antes de entrar no ICP. O laser foi executado com uma frequência de 10 Hz e energia de aproximadamente 100 mJ/cm² com um tamanho de ponto de 30 µm para análise U-Pb. A plotagem de cálculos de dados e idade U-Pb foram realizadas utilizando o aplicativo ISOPLOT 3.0 (Ludwig 2003) e os erros de razões isotópicas são apresentados em 1σ .

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região de estudo faz parte do Cráton São Luís definido por Almeida *et al.* (1976), tendo à sua margem sul o Cinturão Gurupi do Neoproterozoico. Segundo Hurley *et al.* (1967), Lesquer *et al.* (1984), Abreu & Lesquer (1985) e Klein & Moura (2008) o Cráton São Luís apresenta semelhanças litoestratigráficas, estruturais, geocronológicas e geofísicas com o Cráton Oeste Africano, sobretudo com as unidades geológicas encontradas em Gana e Costa do Marfim, e os estudos relacionados a gravimetria mostraram que a estruturação regional das unidades litoestratigráficas da porção cratônica, tem orientação NE-SW, em contraposição ao Cinturão Gurupi que possui orientação NW-SE. Para Abreu (1990) essas analogias sustentam a interpretação de que o Cráton São Luís representa uma pequena porção do Cráton Oeste Africano na América do Sul, quando da ruptura do Supercontinente Pangea. Segundo Klein (2004) a porção aflorante do Cráton São Luís próximo à costa atlântica se estende em torno de 400 km na direção leste-oeste e por 120 km na direção norte-sul, na região limítrofe dos estados do Pará e Maranhão (Figura 2). As suas rochas estão expostas em janelas erosivas e tectônicas, descontínuas, em meio à coberturas sedimentares fanerozoicas, sendo que apenas próximo à fronteira Pará-Maranhão (região do Gurupi) há exposições contínuas dessa unidade geotectônica. Estruturalmente, as rochas cratônicas encontram-se mais preservadas de deformações de grande escala em comparação com as do Cinturão Gurupi (Abreu 1990).

Klein (2004) retrata que no geral, os corpos rochosos não se apresentam orientados e as linhas estruturais distribuem-se com orientações variadas. Os principais elementos estruturais identificados são zonas de cisalhamento de pequeno porte, fraturas e foliação regional mais evidente nas rochas metavulcanossedimentares e secundariamente nos granitoides.

O Cráton São Luís é constituído por três associações principais de rochas do Paleoproterozoico representadas por sucessões metavulcanossedimentares, sequências de rochas vulcânicas e granitoides (Figura 2). As rochas mais antigas pertencem ao Grupo Aurizona (2,24 Ga), que compreende uma sucessão metavulcanossedimentar metamorfisada na fácies xisto-verde e, mais raramente na fácies anfíbolito composta por xistos, metavulcânicas ácidas a básicas, quartzitos e metacherts o qual é dividido em três formações: Matara que é composta por rochas metamáficas e ultramáficas; Pirocaua por metavulcânicas, metapiroclásticas e xistos; e Ramos formada por filitos, xistos e quartzitos (Klein *et al.* 2005a, Klein *et al.* 2009). Resultados geocronológicos por evaporação de Pb em zircão de 2240 ± 5 Ma obtidos em rochas metapiroclásticas atestam idade paleoproterozoica para este conjunto de rochas (Klein & Moura, 2001).

Rochas vulcânicas com idades similares às da Suíte Tromai foram incluídas nas unidades Serra do Jacaré e Rio Diamante com características químicas que configuram arco transicional em margem continental ativa (Klein *et al.* 2009).

Ainda na região cratônica exposições mais ocidentais de granitoides aflorantes na região de Bragança no nordeste do Pará, indicam que as rochas do Cráton São Luís afloram até a costa oceânica, onde estão cobertas por bacias costeiras fanerozoicas. No entanto, dados geofísicos de gravimetria da região oceânica sugerem que a crosta continental adentra por algumas dezenas de quilômetros a área oceânica Atlântica (Klein 2004).

A Suíte Rosário situada no extremo leste do cráton foi descrita por Gorayeb *et al.* (1999) que a caracterizou como um conjunto de múltiplos plútons de composição tonalítica, granodiorítica e granítica sobre a qual obtiveram idades Pb-Pb em zircão entre 2,08 e 2,13 Ga interpretada como idades mínimas para a cristalização desses granitoides, e sugeriram representar múltiplos plútons em um arco magmático acrescionário no Paleoproterozoico. As rochas apresentam transformações texturais, estruturais e mineralógicas parciais ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes. Nogueira (2015) e Nogueira *et al.* (2017) obtive-

ram idades U-Pb em zircão entre 2,17 e 2,15 Ga e idades modelo (T_{DM}) de 2,21 a 2,31 Ga, com valores positivos de $\epsilon Nd = +1,9$ a $+3,2$ ($t = 2,17$ Ga) indicando fonte crustal, predominantemente do Riáciano, para os magmas parentais, similares aos encontrados em outros domínios do Cráton São Luís. Isto indica a ocorrência de um importante evento de formação de crosta continental nessa área, por meio de múltiplo alojamento de plútons graníticos da série cálcica-alcalina. representam a fase principal de acresção na evolução de um arco magmático continental juvenil, que tem continuidade para outras partes do Cráton São Luís, e que tem correlação com a porção noroeste do Cráton Amazônico, onde se tem registros de arcos magmáticos acrescionários do Riáciano que se amalgamaram em terrenos arqueanos, relacionados à orogenia Transamazônica (Nogueira *et al.* 2017).

No Cráton São Luís predominam rochas granitoides que foram agrupadas na Suíte Tromai de idade entre 2168 e 2148 Ma constituída por tonalitos, granodioritos e granitos, interpretados como da série cálcico-alcalina juvenil, do tipo I, formada em ambiente de arco de ilha intraoceânico a transicional (Pastana 1995, Klein & Moura 2001, Klein *et al.* 2005b).

Os corpos graníticos de Mirasselas e Tracuateua foram reunidos na Suíte Intrusiva Tracuateua e caracterizados como fortemente peraluminosos e interpretados geoquimicamente como do tipo S (Lowell 1985). Palheta *et al.* (2009) obtiveram idade desses granitos pelo método de evaporação de Pb em zircão com valores de 2080 ± 2 Ma e 2091 ± 15 Ma para os corpos de Tracuateua e Mirasselas, respectivamente, revelando um evento de granitogênese bem mais novo.

Segundo estudos de Klein *et al.* (2005a) ocorreram três períodos de formação das rochas no Cráton São Luís: 2240 Ma, 2168-2147 Ma e 2090 Ma, e a grande maioria das rochas expostas derivaram de protólitos juvenis. Estudos mais recentes refinaram os dados geocronológicos descrevendo a ocorrência de vulcanismo orogênico de idade 2240 Ma e 2164-2160 Ma, e manifestações mais localizadas de 2068 Ma (Klein *et al.* 2012). Na interpretação de Klein *et al.* (2008, 2009) o Cráton São Luís constitui parte de um orógeno maior com evolução no Riáciano entre 2,24 e 2,05 Ga, com registros de uma fase acrescionária da orogenia marcada por sequências supracrustais e granitoides cálcico-alcalinos. Os granitoides peraluminosos representariam a fase colisional e os granitoides evoluídos e rochas vulcânicas mais jovens relacionam-se a estágios tardi- a pós-orogênicos/pós-colisionais.

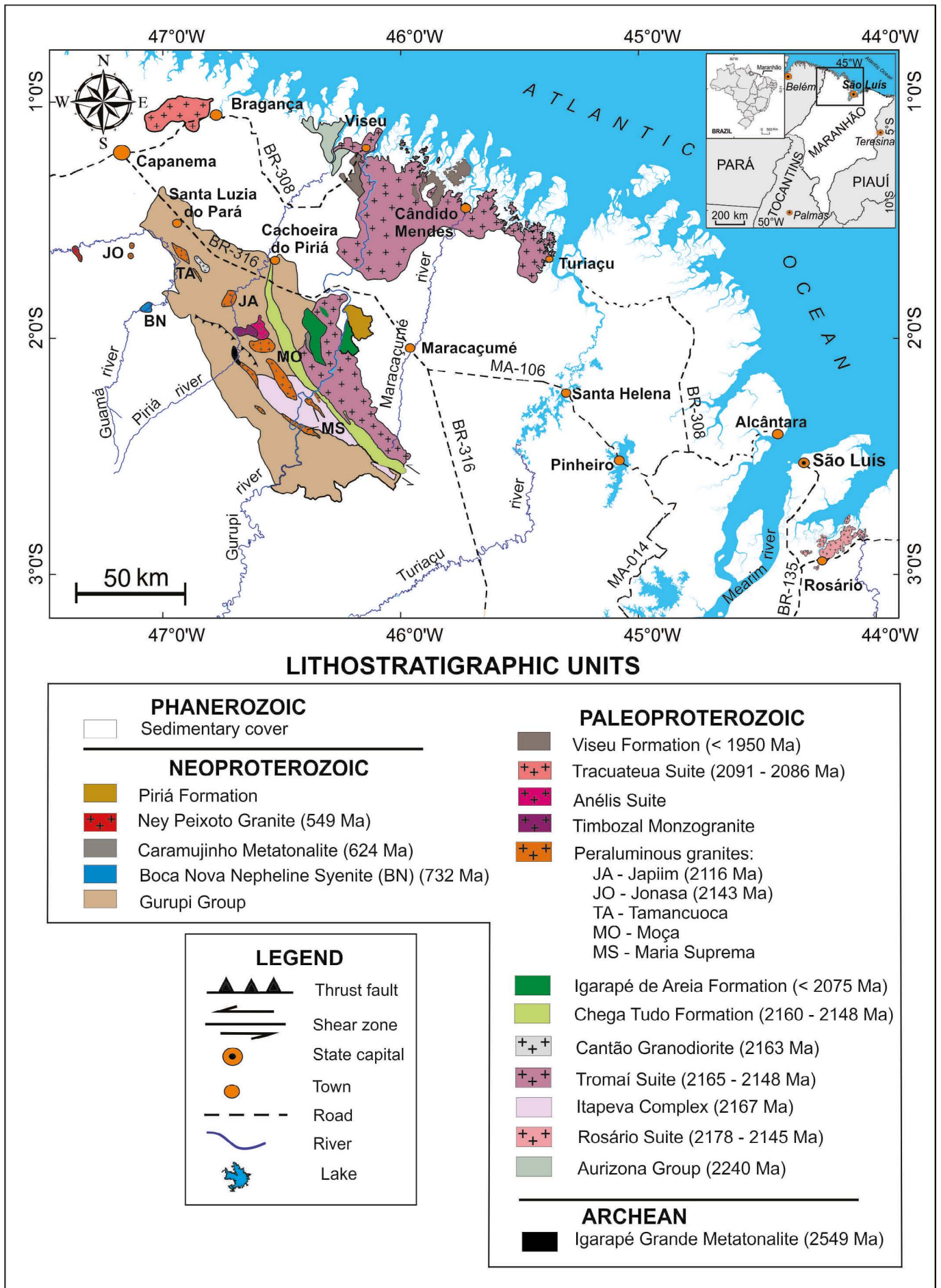


Figura 2 - Mapa geológico simplificado do norte dos estados do Pará e Maranhão, extraído de Gorayeb et. al. (1999) Klein e Sousa (2012), Vasquez e Rosa-Costa (2008). Nogueira et al. (2017).

Vários outros corpos de ocorrência mais restrita são representados pelos granitos Cantão (2163 ± 4 Ma) e Jonasa (2142 ± 9 Ma) que juntos com a Suíte Tromai representam a fase pré-colisional na evolução orogênica. Um pouco mais novos são os granitoides Maria Suprema (2100 ± 12 Ma), Moça (2110 ± 16 Ma) e Japiim (2116 ± 12 Ma) caracterizando a fase colisional; e os granitoides da Suíte Anelis/Timbozal (2085 ± 21 Ma) e Tamancuoca (2079 ± 12 Ma) são relacionados à fase tardi orogênica/pós-colisional (Klein *et al.* 2012).

O Cinturão Gurupi é interpretado como um orógeno do Neoproterozoico distribuído em uma faixa de orientação NNW-SSE desenvolvido na borda sul-sudoeste do Cráton São Luís (Almeida *et al.* 1976, Costa 2000) com área aflorante de aproximadamente 160 km de extensão longitudinal por 50 km de largura, mas encontra-se em grande parte encoberto por depósitos sedimentares fanerozoicos. Dados geofísicos, petrográficos e geocronológicos do embasamento das bacias sedimentares dessa região indicam que o Cinturão Gurupi se estende ainda por cerca de 80 km para sul e até 500 km na direção leste-oeste sob essas bacias, dirigindo-se à porção noroeste da Província Borborema (Brito Neves *et al.* 1984, Cunha 1986, Nunes 1993). O Cinturão é constituído principalmente por metaconglomerados, quartzitos, ardósias e filitos; micaxistos diversos contendo muscovita, biotita, granada e estaurolita; xistos aluminosos contendo muscovita e/ou cordierita e xistos grafitosos (Costa *et al.* 1977, Abreu *et al.* 1980, Pastana 1995, Costa *et al.* 1988). Além disso, ocorre um corpo de metanefelina sienito (732 Ma) e vários granitos de idade em torno de 550 Ma.

Sequências sedimentares com predominância de arenitos arcoseanos do final do Neoproterozoico-início do Paleozoico constituem restos de bacias sedimentares encaixadas em grábens representadas pelas formações Vizeu, Igarapé de Areia e Piriá, que são depósitos sedimentares tardi-pós-orogênicos relacionados ao final da orogenia brasileira que erigiu o Cinturão Gurupi no final do Neoproterozoico - início do Cambriano (Abreu & Lesquer 1985, Klein *et al.* 2005a).

Na área de estudo ocorrem outras bacias sedimentares do Cretáceo assentadas sobre as rochas do Cráton São Luís e Cinturão Gurupi tais como as bacias Bragança-Vizeu, São Luís e Gráben Ilha Nova que representam riftes da margem Atlântica Equatorial. A Bacia Bragança-Vizeu abrange cerca de 5.000 km² no nordeste do Pará, sendo limitada a sul e a leste pelo embasamento Pré-Cambriano, ao norte pela Plataforma Ilha de Santana e a oeste pela Plataforma Bragantina. Trata-se de bacias sub-aflorantes recoberta pelas coberturas cenozoicas do Grupo Barreiras. Dados gravimétricos, sísmicos e de sondagem apontam para um rifte assimétrico de direção NW-SE com eixo deposicional NNW-SSE,

com preenchimento de 4.500 m de sequências clásticas do Aptiano ao Santoniano ou do Mioceno, cuja deposição envolveu ambiente continental de rifte gradando para marinho de margem continental (Aranha *et al.* 1990, Lima *et al.* 1994).

PETROGRAFIA

A análise petrográfica envolveu a descrição de quatro testemunhos de sondagem e de 17 lâminas delgadas de diferentes porções, em que os principais aspectos observados foram as relações texturais/microestruturais, o conteúdo mineralógico e a classificação das principais rochas graníticas e suas variedades petrográficas. O estudo foi desenvolvido em testemunhos de sondagem que atravessaram camadas de rochas calcárias da Formação Pirabas, atingindo o embasamento a uma profundidade de aproximadamente 40 m. As rochas são granitoides maciços ou levemente foliados de cores cinza escura ou clara, granulação média ou grossa. Algumas amostras apresentam orientação preferencial das lamelas de micas e cristais alongados de quartzo definindo a foliação. Veios de quartzo e quartzo-feldspato são concordantes à foliação e estão presentes em todos os tipos petrográficos estudados. Apesar de não apresentarem grandes variações composicionais em seções delgadas, este plúton apresenta variações texturais entre as fácies petrográfica. Possuem textura granular hipidiomórfica, equigranular média ou grossa e feições de exsolução que resultaram na formação de antipertita e intercrescimento mimerquítico.

Na Tabela 1 consta a composição modal das amostras e na Figura 3 as composições modais foram plotadas no diagrama de Streckeisen (1976) utilizando o programa GCDKit 3.0.

No geral as rochas são granitoides maciços ou levemente foliados de cores cinza escura ou clara, leucocráticos ($M = 3$ a 18), em geral equigranulares, de granulação média ou grossa. Elas apresentam feições texturais magmáticas originais (granular hipidiomórfica) ou tramas tectono-metamórficas destacando em algumas amostras a orientação preferencial das lamelas de micas e cristais alongados de quartzo definindo a foliação. Elas não apresentam grandes variações composicionais sendo que a maioria situa-se no campo do tonalito e granodiorito do diagrama QAP com uma amostra no campo do monzogranito (Figura 3). Considerando as variações mineralógicas e as feições microestruturais, foi possível identificar quatro grupos petrográficos: a) Muscovita-biotita leucotonalito; b) Muscovita-biotita leucogranodiorito; c) Muscovita-biotita leucomonzogranito e d) Muscovita-biotita tonalito com granada, descritos a seguir.

a) Muscovita-biotita leucotonalito

O muscovita-biotita leucotonalito apresenta suas características principais com textura ígnea granular hipidiomórfica preservada, com superposição de tramas tectono-metamórficas. A mineralogia essencial está representada essencialmente por plagioclásio (46 – 58 % modal), microclina (0 - 5,6 %) e quartzo (23 – 43 %); em quantidades menores biotita (3 – 14 %) e muscovita (0 a 4 %). Minerais opacos, apatita e zircão representam fases acessórias (Tabela 1, Figura 4).

Os cristais de plagioclásio representam formas subédricas ou anédricas, com maclamento tipo albita, albita-carlsbad e periclina, e exibem forte alteração para sericita e epidoto. Dois tipos de plagioclásio foram identificados: (Pl₁) representam cristais maiores em formas subédricas e com leve extinção ondulante são reliquias de origem magmática; (Pl₂) ocorrem como agregados poligonais de grãos menores, em contatos tipo ponto tríplice, resultantes da recristalização dinâmica associada à tectônica de cisalhamento.

Os cristais de quartzo são anédricos e três tipos foram reconhecidos: (Qtz₁) que representam cristais maiores (1,0 a 2,5 mm), com forte extinção ondulante que apresentam contatos irregulares ou lobados com o plagioclásio representando cristais magmáticos preservados; (Qtz₂) caracterizado por agregados de cristais poligonais associados com feldspatos com dimensões de aproximadamente 0,5 mm; (Qtz₃) que formam grãos irregulares definindo texturas simplectíticas do tipo mirmequítica, caracterizadas por intercrescimentos em

forma de gotículas ou vermes de quartzo hospedados na borda dos cristais de plagioclásio em contato com a microclina; também ocorrem como filetes nos planos de clivagem da biotita. (Figuras 4 e 5).

A biotita apresenta forte pleocroísmo com cores variando do amarelo pálido (X) ao marrom avermelhado (Z=Y) e está parcialmente substituída por clorita. Seus cristais são subédricos com dimensões entre 1,0 e 3,5 mm. Em alguns casos os cristais estão encurvados por efeito deformacional. A muscovita apresenta-se em cristais subédricos com contatos retos com a biotita e com microclina enquanto com o plagioclásio e quartzo são quase sempre irregulares, devido aos efeitos deformacionais (Figura 4).

Os cristais de microclina são subédricos com tamanhos de aproximadamente 3,0 mm, apresentam maclamento xadrez e contêm raras inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio. Alguns cristais apresentam intercrescimento pertítico na forma de vênulas onduladas.

Sob os aspectos microestruturais os muscovita-biotita leucotonalitos apresentam discretos planos de foliação e bandamento, este caracterizado pela alternância de faixas centimétricas mais ricas em biotita com bandas dominadas por quartzo e feldspatos (Figuras 4 e 5). Registra-se em certos locais o imbricamento de minerais com destaque aos porfiroclastos de feldspatos amendoados, rotacionados e levemente estirados, estabelecendo orientação preferencial à rocha.

Tabela 1 - Composição modal dos granitoides estudados da região de Primavera, NE do Estado do Pará (contagem de 2800 pontos em espaçamento 2).

MUSCOVITA-BIOTITA LEUCOTONALITO											
Amostra	RPF-16/66,60	RPF-16/49,22	RPF-16/62,2	FPR-18/62,11	RPF-16/48,75	RPF-16/64,15	RPF-16/49,55	RPF-16/49,67	FPR-18/60,98	FPR-18/56,64	FPR-76/44,47
Pl	46,4	49,7	52,5	54,6	52,7	52,9	53,4	57	49,3	52,8	57,7
Qtz	43,8	41,5	41,1	39,8	37	36,7	35	36	34,2	34,7	23,1
Mic	3,5	5,6	3,4	0,3	0,9	2,5	--	0,3	5,4	4,5	1,1
Bt	4	2,9	2,7	5	9,2	7,5	11,2	6,5	10,8	7,4	13,8
Ms	2,1	0,1	0,1	0,1	-	0,2	0,1	-	0,1	0,2	3,8
Grt	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Min.Aces	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,4	0,5
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Q	46,75	42,87	42,17	41,98	40,84	39,85	39,59	38,50	38,47	37,72	28,21
A	3,73	5,79	3,61	0,42	0,99	2,71	0	0,54	6,07	4,89	1,34
P	49,52	51,34	54,22	57,60	58,17	57,44	60,41	60,96	55,46	57,39	70,45
M	6,3	3,2	3,0	5,8	9,4	7,9	11,6	6,7	11,1	8,0	18,1

(Continua)

(Tabela 1- Continuação)

Amostra	MUSCOVITA-BIOTITA LEUCOGRANODIORITO			MUSCOVITA-BIOTITA LEUCOMONZOGRANITO	MUSCOVITA-BIOTITA METATONALITO COM GRANADA	
	RPF-16/62,29	FPR-18/56,75	RPF-16/65,0	RPF-16/63,92	FRP-76/45,63	FPR-76/44,57
Pl	44,5	40,0	50,2	28,1	41,6	60
Qtz	41,6	37,8	33,3	32,5	23,4	25,3
Mic	6,5	18,1	9,4	35,2	0,7	0,1
Bt	6,8	3,9	6,6	3,5	30	13
Ms	0,3	0,1	0,2	0,4	2,6	1,1
Grt	--	--	--	--	0,7	0,2
Min. Aces.	0,3	0,1	0,3	0,3	1,0	0,3
Total	100	100	100	100	100	100
Q	44,92	39,25	35,84	33,93	35,67	29,59
A	7,02	19,21	10,12	36,74	0,92	0,23
P	48,06	41,54	54,04	29,33	63,41	70,18
M	7,4	4,1	7,1	4,2	34,3	14,6

Minerais acessórios: apatita, zircão e minerais opacos.

Obs.: Abreviaturas minerais de acordo com Fettes & Desmons (2008).

Registros de processos de cominuição estão marcados pela mudança da granulometria grossa para média ou fina, em certos domínios das lâminas petrográficas, com a individualização de novos grãos a partir dos cristais maiores. Isto está associado a microfraturamento, lenticularização, encurvamento e estiramento de cristais que resultaram em modificações da trama original relacionado ao cisalhamento que afetou a área, em condições frágil-dúcteis (Figura 4).

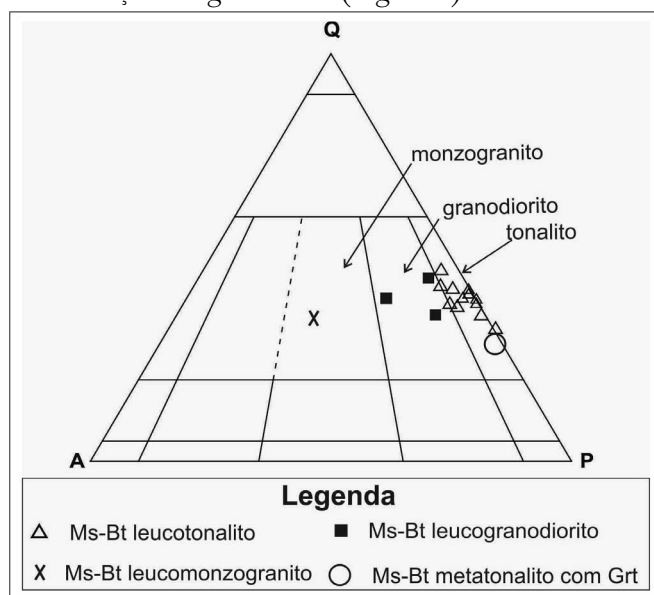


Figura 3 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976) com plotagem dos granitoides da Tabela 1.

b) Muscovita-biotita metatonalito com granada

Esse tipo petrográfico é similar ao anterior e difere pela maior concentração de minerais máficos (M = 14 - 34) representados por biotita e granada em pequena quantidade. Apresenta granulação média, equigranular e registra-se uma foliação bem definida, em que as micas (biotita e muscovita) seguem orientação preferencial em concentrações descontínuas em domínios na rocha, o que é seguido por cristais de plagioclásio amendoados (Figura 6). Essa rocha é constituída por plagioclásio (41 a 60 %), quartzo (23 a 25 %), biotita (13 a 30 %), muscovita (1 a 2,6 %) e granada (< 1 %). Apesar da deformação, a rocha ainda preserva textura reliquiar magmática (granular hipidiomórfica) superposta pela textura tectono-metamórfica envolvendo orientação preferencial de biotita e muscovita, de agregados estirados de quartzo e feldspato, *kinkbands* em biotita e orientação de porfiroclastos. Nesta rocha é comum a presença de porfiroclastos de microclina envolvidos pela foliação destacando a textura porfiroclástica. Os cristais de quartzo constituem grãos anédricos com extinção forte ondulante. A biotita está fortemente deformada, aparecendo intensamente dobrada, apresentando feições tipo *kinkband* (Figura 7).

c) Muscovita-biotita leucogranodiorito

Considerando o exemplo da rocha anterior os leucogranodioritos apresentam características semelhantes. São rochas hololeucocráticas ($M = 4 - 7$) de coloração cinza, equigranulares, de granulação média. Apresentam textura granular hipidiomórfica com feições deformacionais como alinhamento e estiramento mineral, recristalização do quartzo e discreta foliação. Cristais de plagioclásio aparecem em formas amendoadas alinhadas segundo a foliação. De forma pontual registram-se intercrescimentos de álcali-feldspato exsolvidos no plagioclásio caracterizando o intercrescimento antipertítico. Mesmo nos tipos mais deformados ainda é possível identificar-se feições ígneas originais, com cristais equigranulares em formas geométricas regulares atestadas por suas faces bem definidas, zoneamento em plagioclásio e cristais ainda preservados em suas feições primárias e hábitos característicos (Figuras 8 e 9).

d) Muscovita-biotita leucomonzogranito

Os monzogranitos são uma variedade mais rica em microclina dentre os granitoides estudados e suas principais características estão na Figura 10. Caracterizam-se por recristalização pontual e discreta orientação preferencial das micas. Apresentam cores cinza com tons rosados, hololeucocráticos ($M = 4$), equigranular de granulação média, com textura granular hipidiomórfica, sendo composta predominantemente por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita, destacando-se dos demais tipos petrográficos pelo maior conteúdo de microclina (35 %) e diminuição do plagioclásio (28 %).

Veios de quartzo e quartzo-feldspato de cor branca ou levemente rosada, de espessura milimétrica ou centimétrica estão presentes na maioria das rochas estudadas e ocorrem concordantes e discordantemente à estruturação das rochas.

MICROESTRUTURAS

A análise microestrutural nos granitoides estudados revelou feições primárias características do protólito ígneo e aquelas relacionadas à deformação e metamorfismo. As rochas não deformadas ou pouco deformadas apresentam texturas e microestruturas primárias de origem ígnea sendo a principal feição a textura granular hipidiomórfica com cristais equidimensionais, subédricos de plagioclásio, microclina e quartzo em seus hábitos comuns.

As microestruturas tectônicas são a extinção ondulante em quartzo e feldspatos, contatos serrilhados e lobados entre as fases minerais, agregados de cristais recristalizados, encurvamento de maclamentos do plagioclásio, torção e rotação em feldspatos, estiramento mineral destacado em cristais de quartzo, *kinkbands* comuns em biotita, budinagem e intercrescimentos mirmequíticos (Figura 9F). O estágio de deformação rúptil caracteriza-se pela ocorrência de microfaturas intergranulares, atravessando vários cristais na rocha, e intragranulares ocorrendo em minerais como feldspatos e granada. Essas fraturas geralmente estão preenchidas por minerais opacos. As tramas tectono-metamórficas nos granitoides indicam imbricamento de minerais e discreta foliação milonítica, porfiroclastos de feldspatos amendoados, levemente estirados e rotacionados estabelecendo a orientação preferencial nas rochas (Figuras 4E, F; 5E; 6 C; 7 A, D). A cominuição resultou na mudança da granulometria grossa para a média ou fina, com a individualização de novos grãos a partir de cristais maiores, com feições microfraturadas, lenticularização, encurvamento e estiramento de cristais que resultaram em modificações da trama original.

Outra feição reconhecida em cristais de biotita é do tipo *kinkband* cujas lamelas encontram-se contorcidas que representam microcisalhamentos (Figura 6B). Outra característica comum às rochas estudadas é a presença de intercrescimento antipertítico, onde os cristais de microclina estão intercrescidos em plagioclásio (Figuras 9A, B).

GEOQUÍMICA

Análises geoquímicas completas, incluindo elementos maiores, menores, traços e terras raras foram obtidas em apenas uma amostra de cada tipo petrográfico: leucotonalito (RPF-16/49,22/PR-01); leucogranodiorito (RPF-16/62,29/PR-02) e leucomonzogranito (RPF-18/63,92). Esta restrição foi devido à limitação volumétrica dos testemunhos e a necessidade de escolher amostras afastadas de zonas de alteração ou de veios. Os resultados analíticos e cálculos normativos CIPW encontram-se nas tabelas 2 e 3, respectivamente.

O estudo visou à caracterização da natureza dos granitoides, seus comportamentos geoquímicos, definição da sua tipologia e comparações com outros granitoides do Cráton São Luís, para interpretações de sua origem e ambiente tectônico.

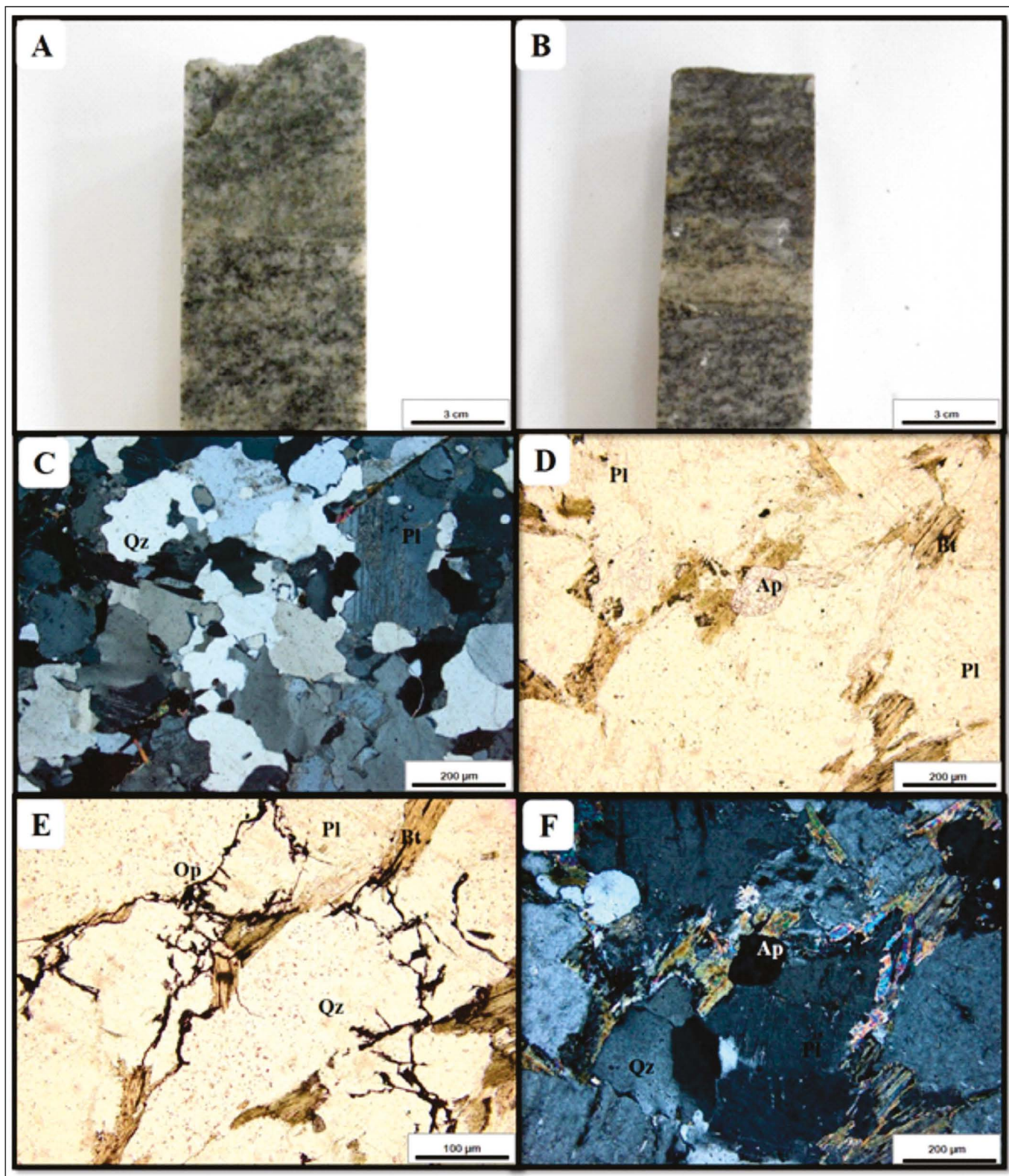


Figura 4 - Representação fotográfica e fotomicrográfica do muscovita-biotita leucotonalito: (A e B) Testemunhos de sondagem com discreta foliação e veios concordantes; (C) Textura granular hipidiomórfica com destaque ao plagioclásio e quartzo, e pobreza em minerais máficos (hololeucocrático) (LP); (D e F) Feição geral com discreta orientação da biotita cloritizada e cristal euédrico de apatita em meio ao plagioclásio, quartzo e biotita orientada (LN e LP); (E) Lamelas de biotita com orientação preferencial bordejadas por cristais de quartzo e plagioclásio alongados em contatos irregulares (LN). LN = luz natural, LP = Luz polarizada. Abreviaturas de acordo com Fettes & Desmons (2008).

Os dados analíticos dos granitoides mostram variações mínimas nos teores dos elementos químicos entre as amostras, e refletem a composição original dos protólitos ígneos, com comportamentos muito similares (Tabela 2). Destaca-se a riqueza em SiO_2 (~72%), Al_2O_3

(~14%) e álcalis (5 - 7,5%), a alta razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1,3 a 5,4), e baixos valores dos demais elementos, caracterizando rochas félsicas de natureza granítica. Isto está refletido nos dados normativos CIPW (Tabela 3) com riqueza em quartzo, plagioclásio ($\text{Ab} \gg \text{An}$) e ortoclásio

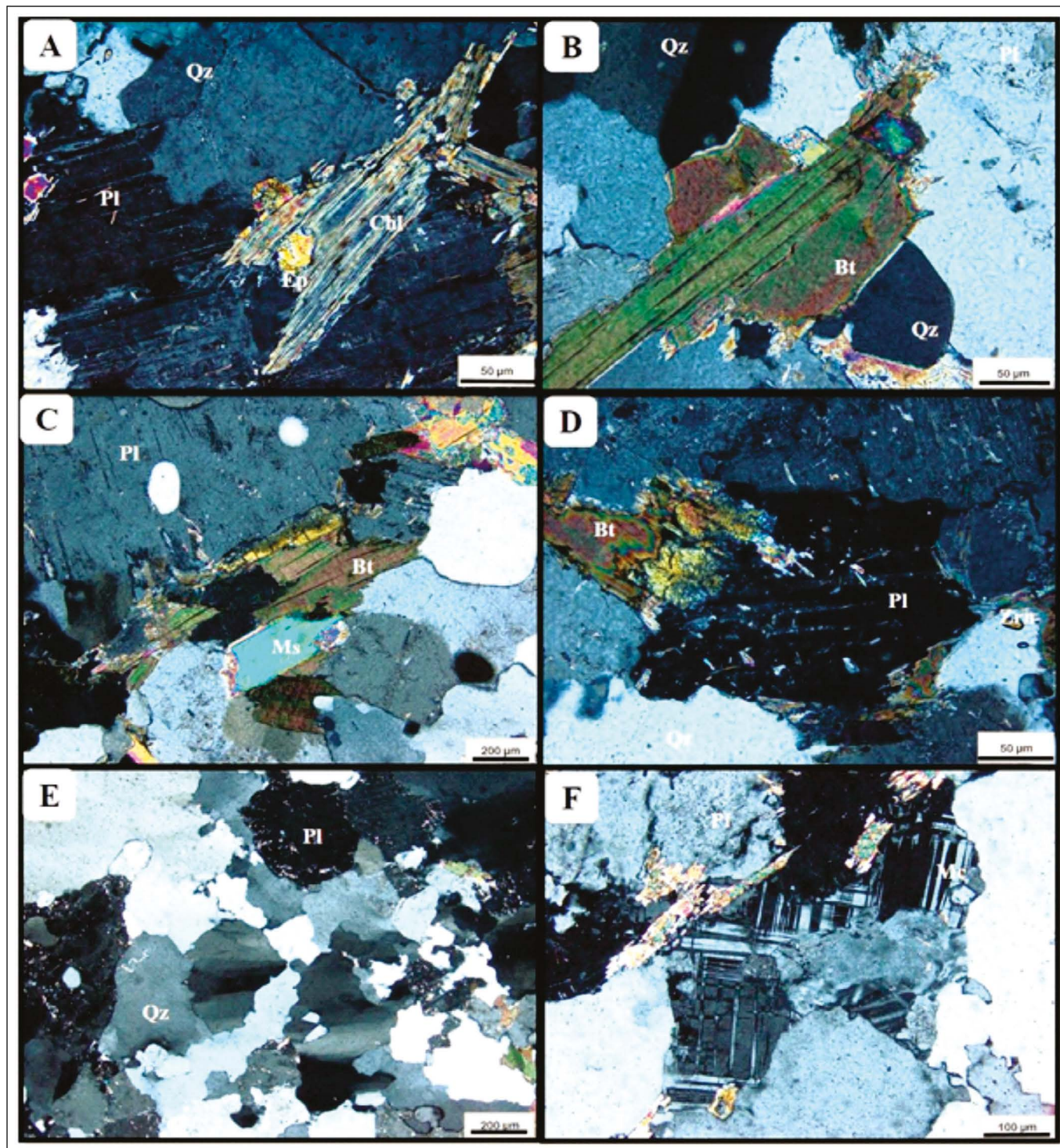


Figura 5 - Aspectos petrográficos do muscovita-biotita leucotonalito: (A) Cristal de biotita cloritizada em contato irregular com quartzo e plagioclásio. Notar o epidoto como produto de alteração nas bordas de biotita e plagioclásio (LP); (B) Detalhe de um cristal de biotita em equilíbrio com quartzo e plagioclásio (LP); (C) Cristais de biotita e muscovita em contato reto apresentando orientação preferencial, e plagioclásio com bordas saussuritizadas em contato irregular com cristais de quartzo (LP); (D) Plagioclásio com transformação para sericita e epidoto em contato irregular com biotita cloritizada (LP); (E) Cristais de quartzo deformados destacando forte extinção ondulante com a formação de subgrãos e recristalização (LP); (F) Cristais de microclina intersticiais com maclamento xadrez em contato com plagioclásio. Notar quartzo em intercrescimento mirmequítico na forma de pequenas gotículas (LP).

normativos, e pobreza em minerais máficos normativos (3 a 5 %) característico de rochas tonalíticas e granodioríticas leucocráticas. A presença de córdon normativo em todas as amostras aponta para contribuição de fonte sedimentar aluminosa na origem desses granitos.

Utilizando os diagramas de classificação geoquímica de rochas TAS e RI-R2 (Figura 11A, B) as amostras do Granito Primavera situam-se nos campos do granodiorito e granito, e em relação ao índice de saturação em alumina de Shand (1950) (A/NK versus A/CNK) têm

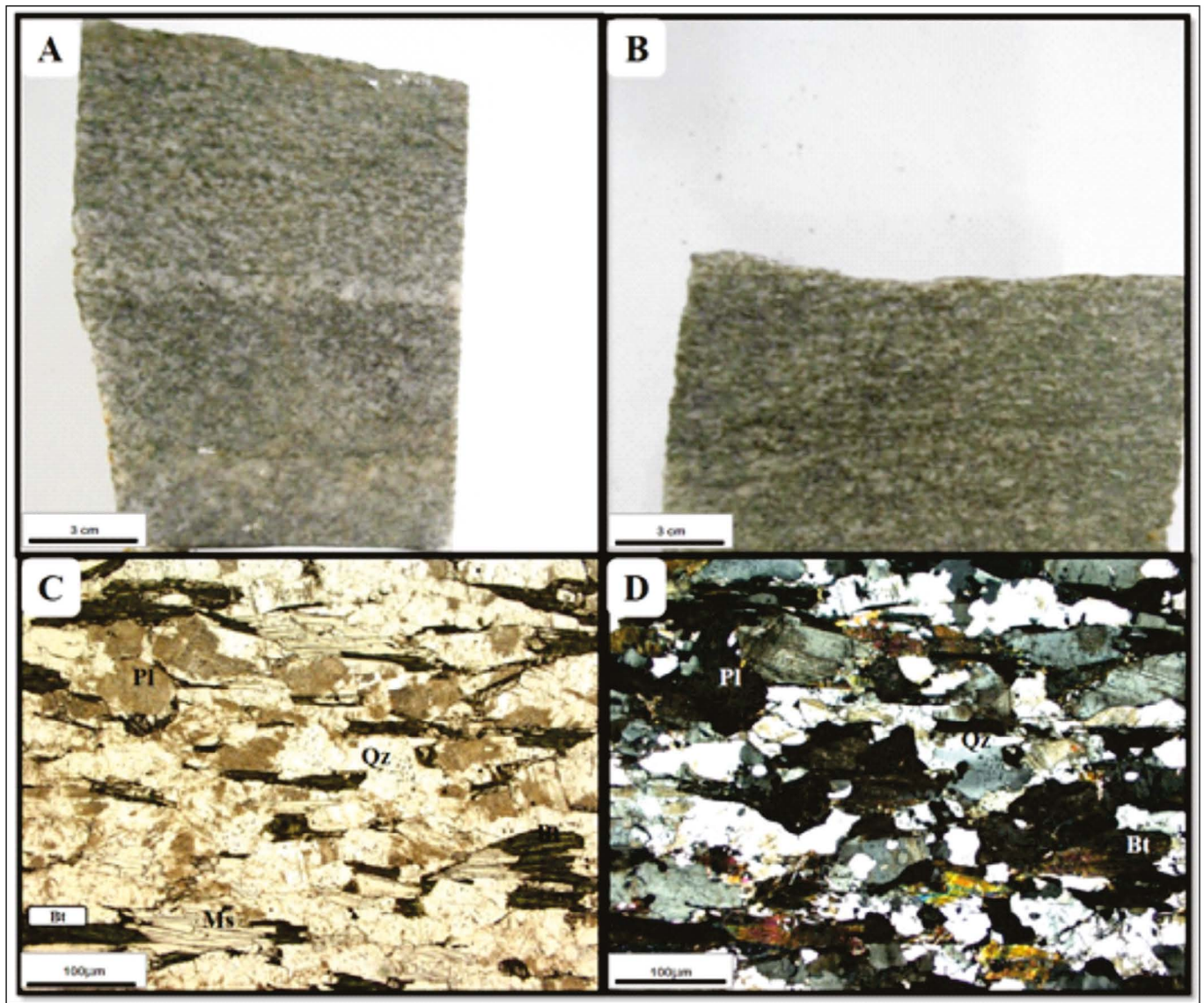


Figura 6 - Aspectos macroscópicos e microscópicos gerais do muscovita-biotita metatonalito com granada destacando a foliação definida pela orientação preferencial de muscovita e biotita, quartzo e feldspatos alongados.

comportamento similar e situam-se na porção inferior do campo peraluminoso (Figura 11C). No diagrama de Debon & Le Fort (1983) eles se caracterizam como granitos com duas micas, posicionando-se no campo II em que a biotita supera quantitativamente a muscovita (Figura 11D). Todos esses resultados mostram perfeita correspondência com os dados petrográficos, considerando que os granitoides apresentam biotita e muscovita em sua composição mineralógica, alguns contendo granada, além de coríndon normativo indicando riqueza em alumina (Tabela 3). Nesses mesmos diagramas foram plotados dados de análises químicas de outros granitos aluminosos extraídos de Klein *et al.* (2012) para comparações, e em uma avaliação geral, revelam similaridades geoquímicas. Na Tabela 4 reúnem-se os principais dados petrográficos e geoquímicos desses granitos para efeitos comparativos.

No diagrama de multielementos as amostras dos granitos estudados apresentam assinaturas similares, demonstrando que são enriquecidos em elementos li-

tófilos de grande raio iônico (LILE) em relação aos elementos terras raras leves (ETRL) e elementos de alto campo de força (HFSE), apresentam anomalias negativas de Ba, Nb, P, Ti e anomalias positivas de K, La e Zr com padrões acentuados (Figura 12A). No diagrama de elementos terras raras (ETR) apresentam também comportamento similar com padrão inclinado com fracionamento acentuado, indicado pelo enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados com leve fracionamento desses últimos, apresentam alta razão $(La/Yb)_N = 17 - 23$ e incipiente anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,89 - 0,99$), exceto o granodiorito que se diferencia por apresentar anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1,5$), (Figura 12B). Os demais granitos foram igualmente plotados nesses diagramas e a similaridade das assinaturas apontam fortemente suas correlações.

Analisando os diagramas de tipologia de granitos de Whalen *et al.* (1987) observa-se que as rochas estudadas situam-se no campo definido para granitos tipo I e S (Figura 13A, B). Avaliando isto globalmente

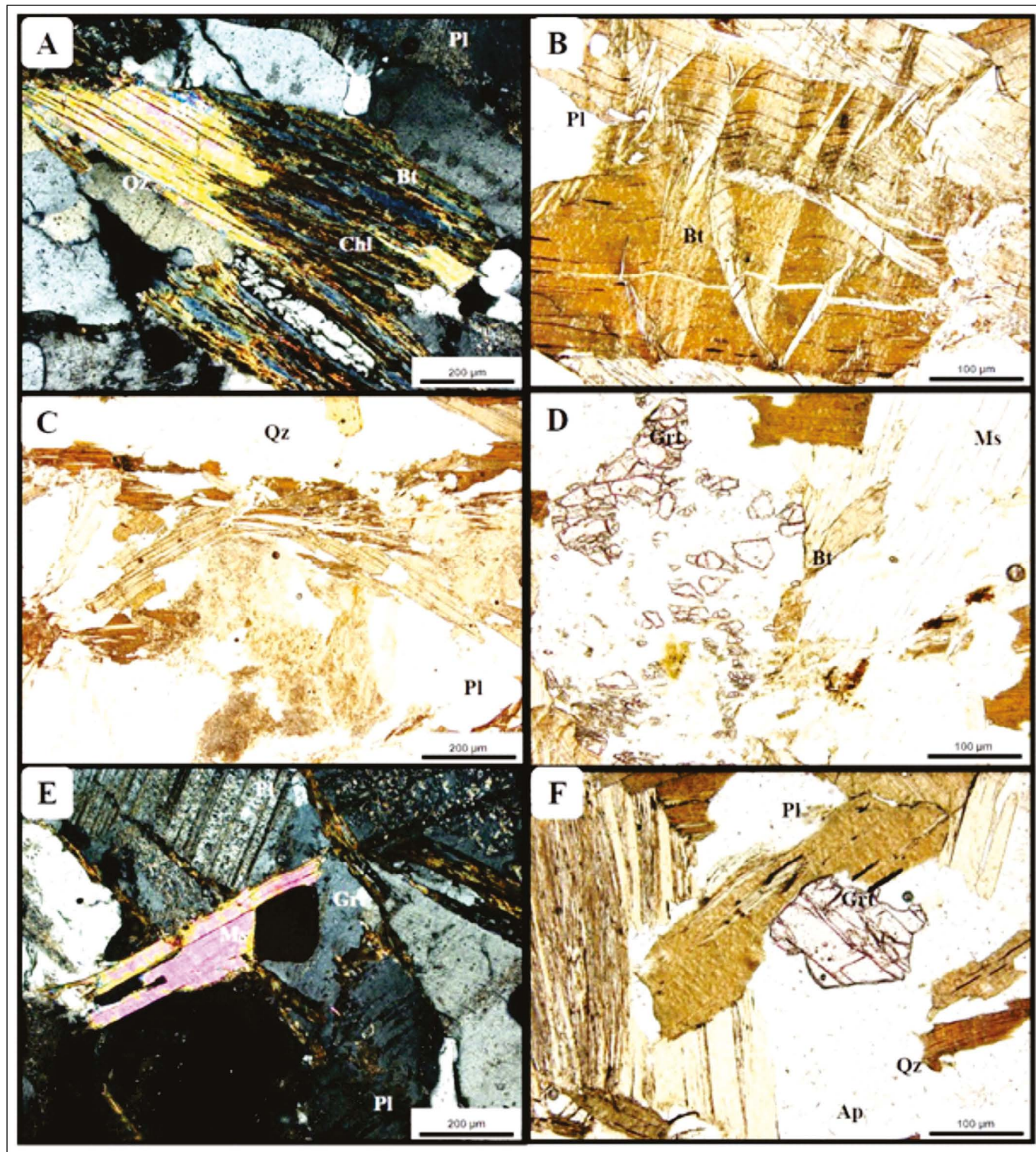


Figura 7 - Aspectos microscópicos gerais do muscovita-biotita metatonalito com granada: (A) Detalhe de biotita cloritizada em contato interdigitado com cristal de muscovita, definindo orientação preferencial (LP); (B) Kinkbands em cristais de biotita (LN); (C) foliação anastomosada definida por cristais de biotita contornando cristais de plagioclásio sericitizados (LN); (D) Fragmentos de cristais de granada associados com lamelas de biotita e muscovita (LN); (E, F) Cristais euédricos e subédricos de granada em contato reto com muscovita, biotita e plagioclásio (LP, LN).

com dados petrográficos, químicos e normativos, com a presença de biotita, muscovita, granada e coríndon normativo permite concluir que se trata de granitos tipo S.

Utilizando-se o diagrama R1-R2 de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1985) nota-se que

as rochas estudadas correspondem a granitos de ambiente sin-colisional (Figura 13C).

No caso dos diagramas de Pearce et al. (1984) as amostras do granito estudado e os dados dos outros granitos (Figura 14) situam-se nos campos de granitos comissionais e de arco magmático.

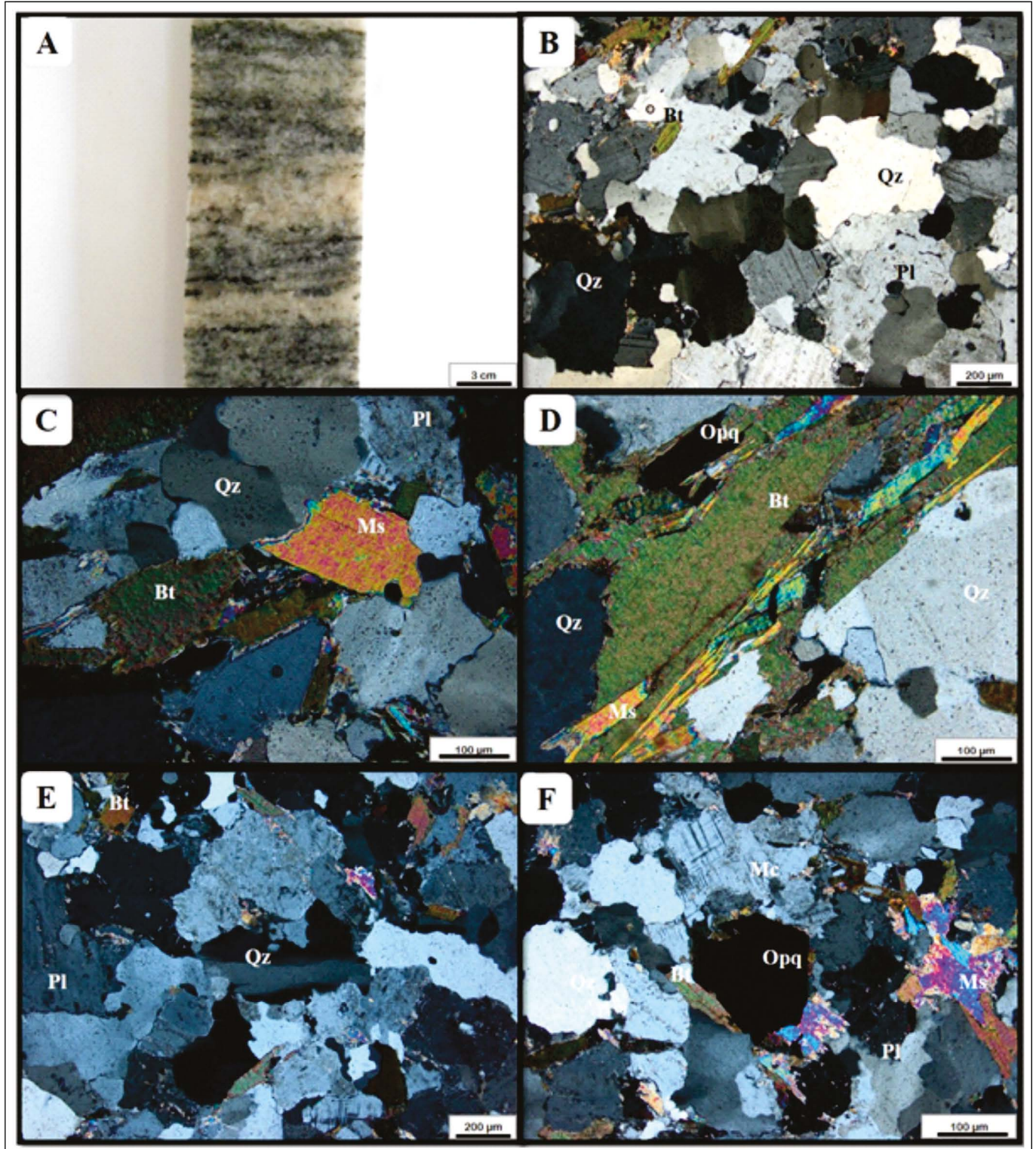


Figura 8 - Representação macroscópica e fotomicrográfica do muscovita-biotita leucogranodiorito: (A) Imagens do furo de sondagem destacando bandamento e foliação; (B e C) Aspecto textural granoblástico com mineralogia representada por quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita (LP); (D) Lamelas de biotita e muscovita com orientação preferencial em contato reto ou interdigitado com cristais de quartzo (LP); (E) Aspecto textural geral mostrando cristais de plagioclásio sericitizados em contatos serrilhados ou irregulares com quartzo, e no centro da lâmina quartzo estirado com forte extinção ondulante (LP); (F) Minerais opacos em contato com biotita e muscovita secundária produto de alteração do plagioclásio (LP).

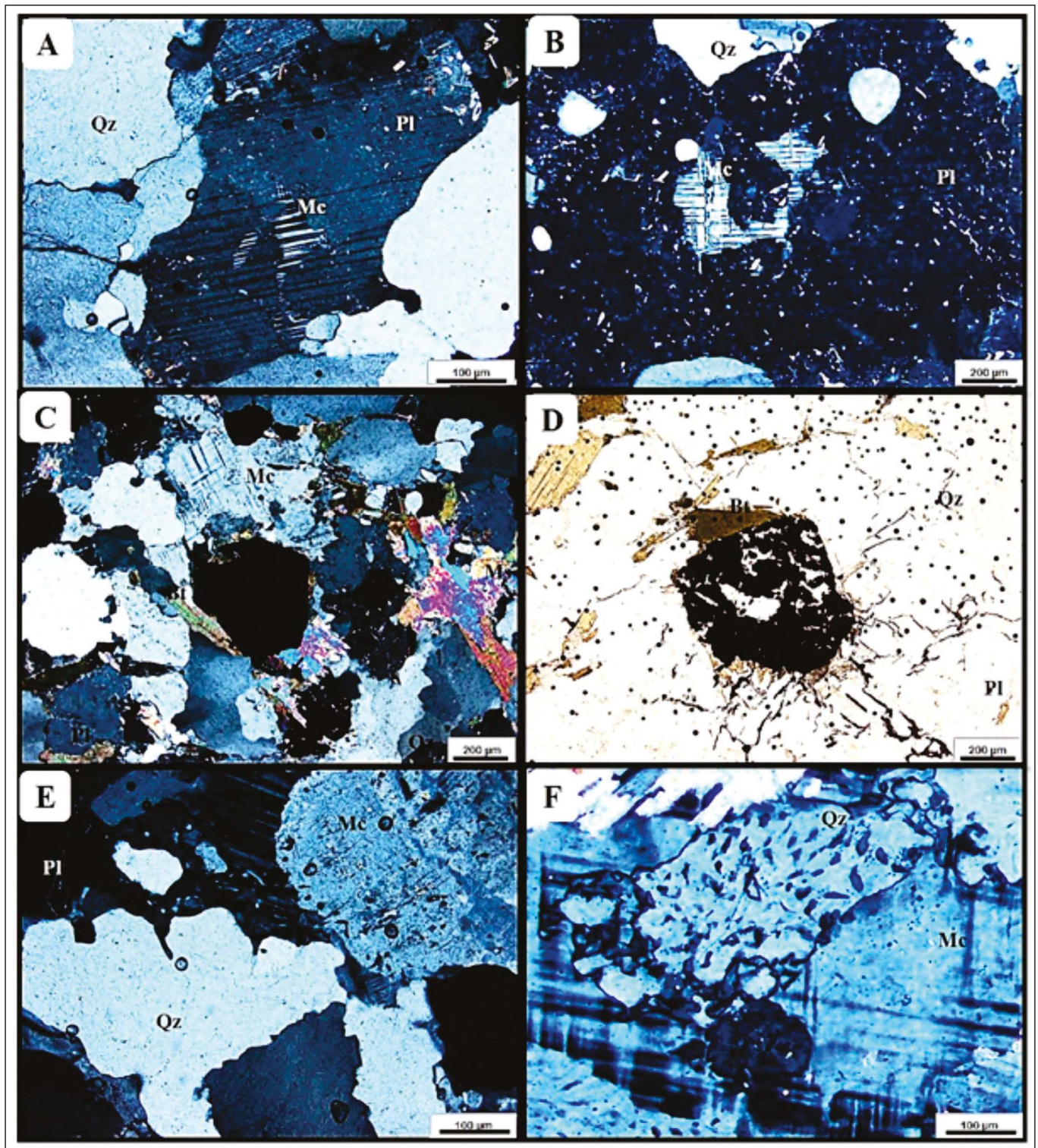


Figura 9 - Aspectos petrográficos do muscovita-biotita leucogranodiorito: (A e B) Lamelas de microclina no plagioclásio caracterizando intercrescimento antiperitítico (LP); (C e D) Minerais opacos em contato com cristais de biotita ou em microfraturas (LP e LN); (E) Contato irregular entre cristais de quartzo, plagioclásio e microclina (LP); (F) Intercrescimento mirmequítico na borda de plagioclásio em contato irregular com microclina (LP).

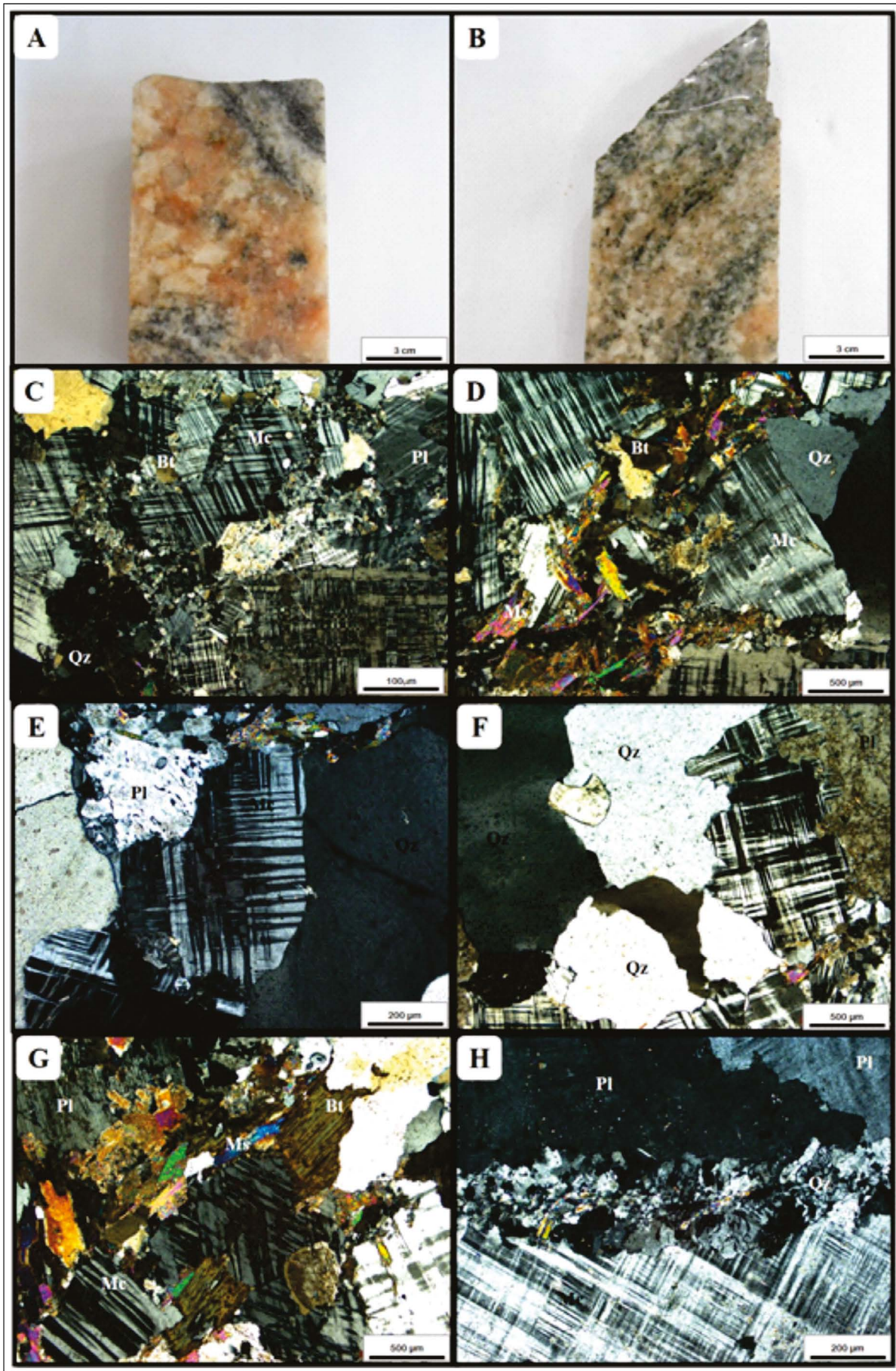


Figura 10 - Representação petrográfica do muscovita-biotita leucomonzogranito: (A e B) Aspectos macroscópicos com foliação e veio pegmatítico concordante; (C e D) textura granoblástica com mineralogia composta por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita (LP); (E e F) Aspecto textural da microclina e quartzo magmáticos (LP); (G) Cristais de biotita e muscovita interpenetrados com microclina (LP); (H) Intercrescimento mirmequítico na borda de plagioclásio em contato com microclina (LP).

Tabela 2 - Análises químicas dos granitoides do embasamento da região de Primavera. Elementos maiores e menores em % em peso e traços em ppm.

Tipo Petrográfico	Leucotonalito	Leucogranodiorito	Leucomonzogranito
Amostras	RPF-16/49,22/ PR-01	RPF-16/62,29/ PR-02	RPF-18/63,92
SiO ₂	72,90	72,58	72,52
TiO ₂	0,29	0,21	0,15
Al ₂ O ₃	14,35	14,48	14,63
Fe ₂ O ₃ t	2,48	2,09	1,80
MnO	0,03	0,03	0,03
MgO	0,97	0,64	0,46
CaO	2,38	2,05	1,85
Na ₂ O	4,48	4,94	4,18
K ₂ O	0,83	1,07	3,26
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,04
PF	1,1	1,8	1,0
TOTAL	99,88	99,95	99,92
Rb	38,4	48,7	88,1
Ba	265	228	584
Sr	279,1	388,2	325,8
Zr	141,8	133,4	99,3
Nb	4,9	6,1	5,3
Ni	9,6	9,1	5,9
Co	6,4	5,6	5,0
Zn	36	41	32
Y	9,8	9,0	7,6
Cs	1,0	1,8	1,9
Ga	14	16,1	14,7
Ta	0,7	1,0	0,8
Th	1,9	4,3	5,2
Hf	4,0	3,8	3,4

(Continua)

(Tabela 2 - Continuação)

La	17,5	23,5	18,7
Ce	30,8	42,6	32,1
Pr	2,95	4,59	3,42
Nd	10,0	15,7	11,1
Sm	1,42	2,57	1,88
Eu	0,68	0,60	0,50
Gd	1,33	2,11	1,56
Tb	0,22	0,31	0,23
Dy	1,20	1,49	1,17
Ho	0,27	0,30	0,28
Er	0,83	0,73	0,73
Tm	0,16	0,14	0,13
Yb	1,02	1,0	0,94
Lu	0,19	0,17	0,16
ΣETR	68,57	95,81	72,90
Na ₂ O+K ₂ O	5,31	6,01	7,44
Na ₂ O / K ₂ O	5,4	4,6	1,3
Eu/Eu*	1,51	0,89	0,99
(La/Sm) _N	7,75	5,75	6,25
(Gd/Yb) _N	1,05	1,70	1,34
(La/Yb) _N	17,16	23,22	19,9

Tabela 3 - Cálculos de norma CIPW para os granitos estudados a partir de análises químicas da Tabela 2.

Tipo petrográfico	Leucotonalito	Leucogranodiorito	Leucomonzogranito
Minerais Normativos	RPF-16/49,22/ PR-01	RPF-16/62,29/ PR-02	RPF-18/63,92
Qtz	37,32	31,19	34,57
Crn	1,92	0,96	1,61
Or	4,90	19,26	6,32
Ab	37,91	35,37	41,80
An	11,35	8,92	9,78
Opx	2,42	1,15	1,59
Ilm	0,06	0,06	0,06
Hem	2,23	1,62	1,88
Rt	0,25	0,12	0,18
Ap	0,16	0,09	0,14
Total	98,53	98,74	97,94

Abreviaturas de acordo com Fettes & Desmons (2008).

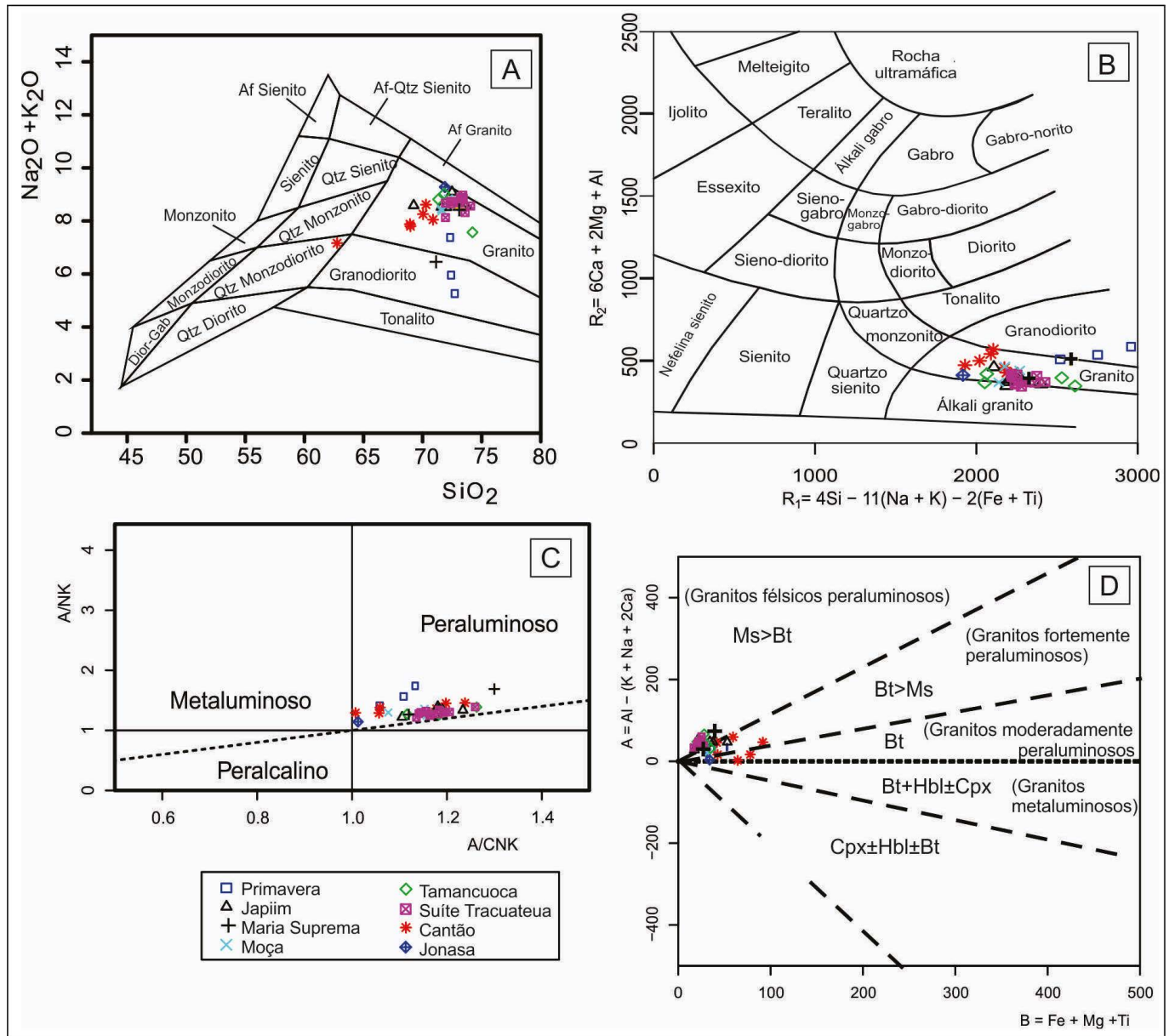


Figura 11 - Representação diagramática geoquímica com dados geoquímicos do Granito Primavera comparados com outros granitos paleoproterozoicos do Cráton São Luís: (A) Diagramas de classificação TAS (Middlemost 1985) e R1-R2 (La Roche et al. 1980); (B) Diagramas saturação em alumina de Shand (1950) de classificação mineral A-B (Debon & Le Fort 1983). Dados químicos extraídos de Klein et al. (2012).

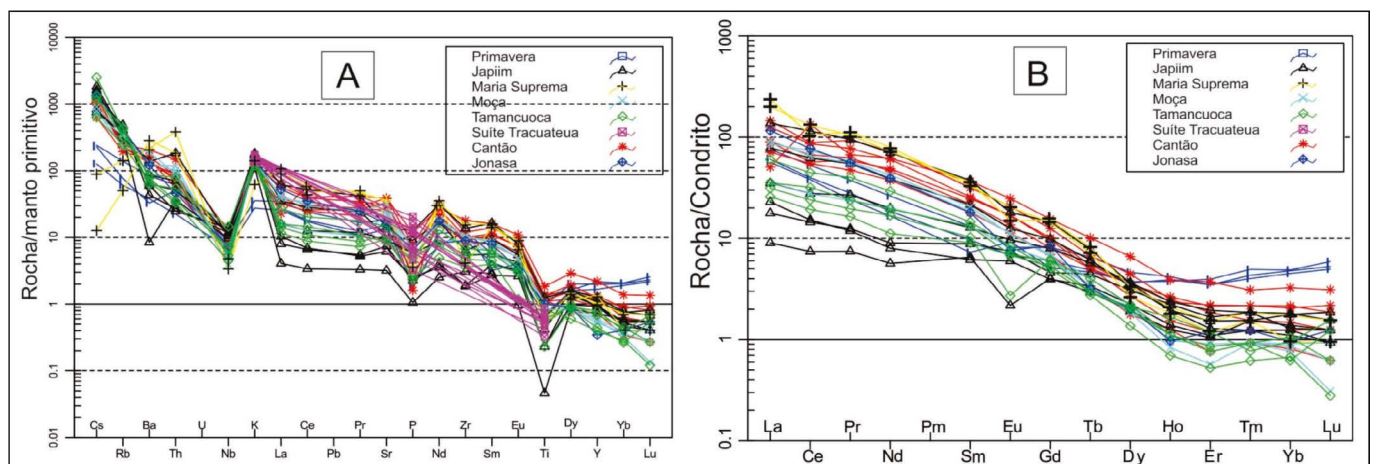


Figura 12 - Diagramas de multielementos (A) e de elementos terras raras (B), com dados geoquímicos do Granito Primavera comparados com outros granitos paleoproterozoicos do Cráton São Luís, normalizados pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) e pelo condrito de Boyton (1984), respectivamente. Dados químicos extraídos de Klein et al. (2012).

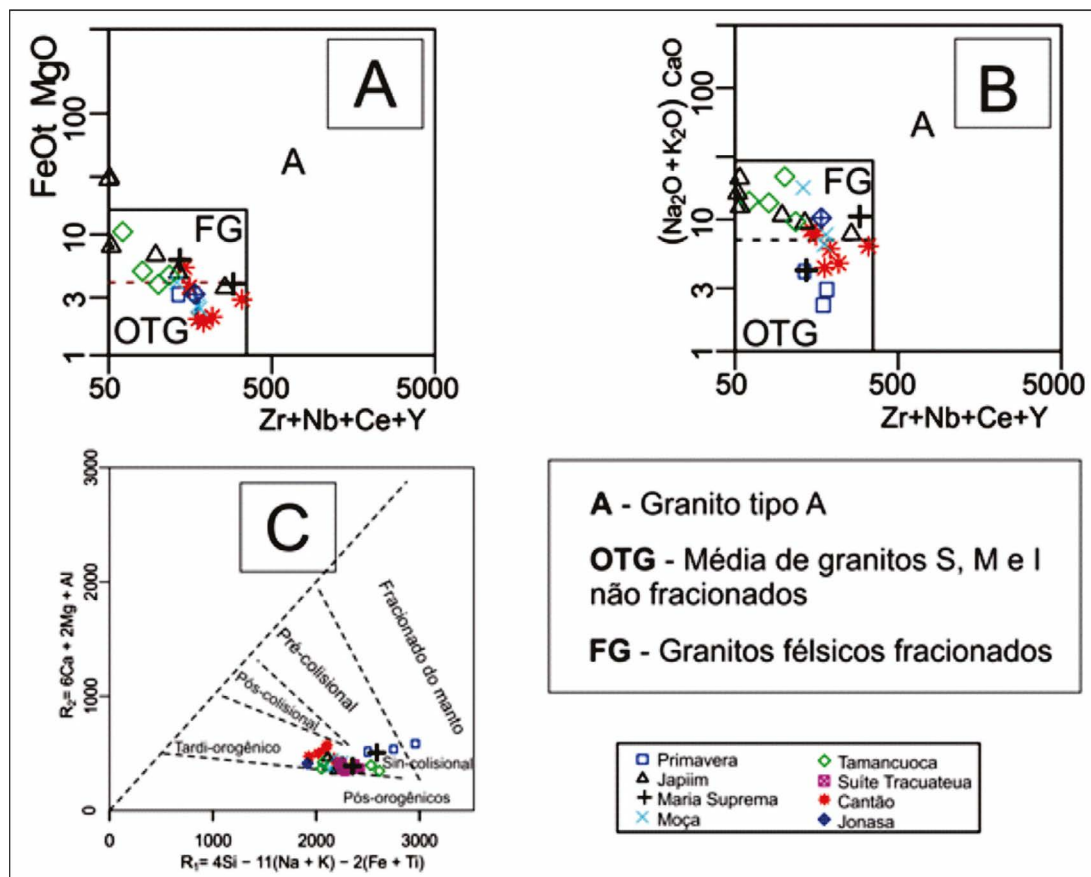


Figura 13 - Comparação das rochas do Granito Primavera com granitos paleoproterozoicos: A) Diagrama de caracterização tipológica de granitoides (Whalen et al. 1987); B) Diagrama R1-R2 de discriminação de ambiente geotectônico (Batchelor & Bowden 1985). Dados químicos extraídos de Klein et al. (2012).

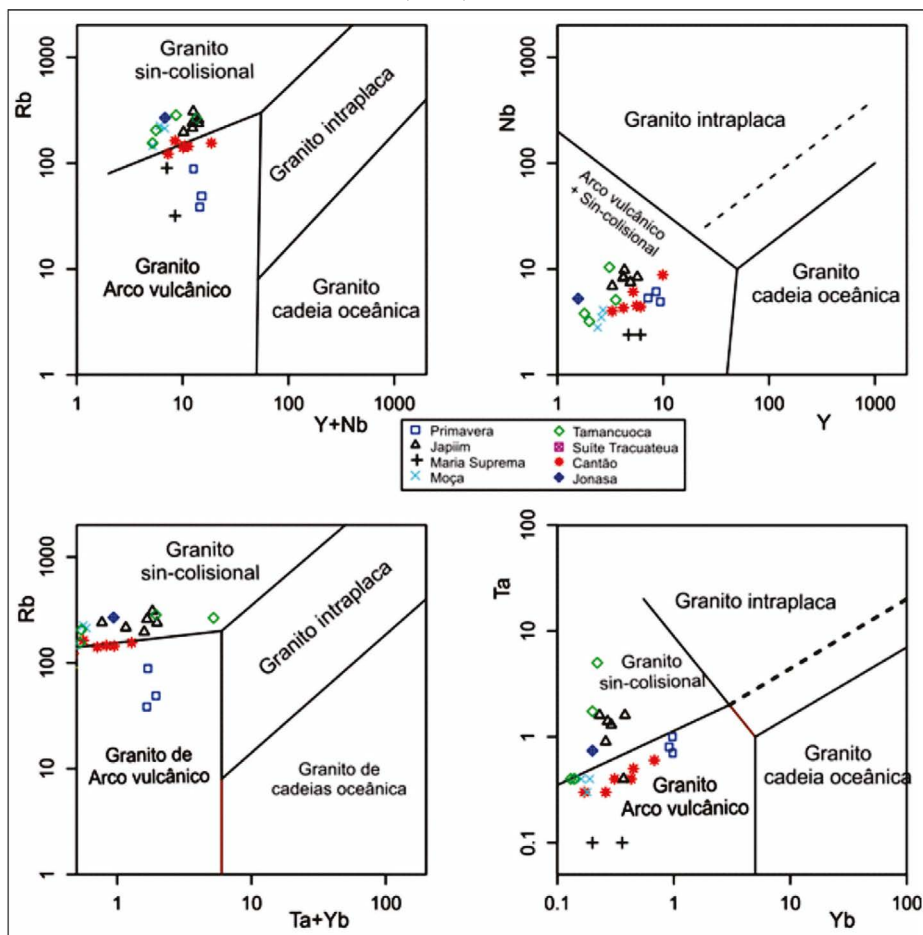


Figura 14 - Diagrama discriminante de ambiente geotectônico de Pearce et al. (1984) com dados do Granito Primavera comparados com outros granitos do Cráton São Luís. Dados extraídos de Klein et al. (2012).

Tabela 4n- Principais características dos granitos Riaccianos do Cráton São Luís. Adaptado de Klein et al. (2012).

UNIDADE	GRANITOS COM DUAS MICAS (Bt,Ms)					
	GRANITO PRIMAVERA	TAMANCUOCA	JAPIIM	MOÇA	MARIA SUPREMA	JONASA
Tipo Petrográfico	Leucotonalito Leucogranodiorito leucomonzogranito	Monzogranito, (Sienogranito, Granodiorito)	Monzogranito, (Sienogranito, Granodiorito)	Sienogranito, Monzogranito, (Granodiorito)	Sienogranito (Granodiorito)	Granodiorito
Minerais Máficos	Biotita (3-30 %)	Biotita (1-4%)	Biotita (<1-5%)	Biotita (1-10%)	Biotita (3-15%)	Biotita (5-13%)
Minerais Aluminosos	Muscovita (0-4 %) Granada (rara) Coríndon normativo (1-2 %)	Muscovita (7-24%)	Muscovita (7-15%)	Muscovita (3-10%)	Muscovita (7-25%)	Muscovita (2-12%)
Minerais Acessórios	Apatita, zircão, opacos	Apatita, zircão, opacos	Apatita, zircão, opacos	Apatita, zircão, opacos	Titanita, apatita, zircão, alanita, opacos	Titanita, apatita, zircão
Textura/Estrutura	Granulação média, grossa equigranular Fracamente foliada	Foliado	Granulação média, grossa, equigranular, inequigranular	Granulação média, equigranular, foliada, milonítica	Granulação média, milonítica, porfiroclástica	Granulação média, foliada, bandada
SiO ₂ (%)	72-73	71-77	69-73	72	71-73	72
K ₂ O (%)	0,8-3,2	4,3-4,4	3,3-5,5	3,9-4,5	1,9-4,5	4,1
K ₂ O/Na ₂ O	0,2-0,8	0,9-1,0	0,6-1,6	0,9-1,0	0,4-1,1	0,8
Índice de Saturação (Alumina)	Fracamente Peraluminoso	Fortemente peraluminoso	Fortemente peraluminoso	Fortemente peraluminoso	Fortemente peraluminoso	Fracamente peraluminoso
Rb (ppm)	38-88	155-265	196-308	146-225	32-90	268
Sr (ppm)	280-390	182-311	67-303	466-662	481-763	335
Ba (ppm)	230-580	437-609	59-960	864-1333	1515-1985	840
ΣETR (ppm)	69-96	37-83	17-204	54-126	233-238	136
Eu/Eu*	0,9-1,5	0,8-1,0	0,4-1,2	0,9-1,0	0,6-0,9	0,6
Idade (Ma)	2167 ± 9	2079 ± 12	2116 ± 12	2099 ± 19	2100 ± 12	2142 ± 9

GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO

Análises geocronológicas pelo método U-Pb em zircão foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília pelo método ICP-MS-LA no leucotonalito do furo de sondagem RPF-16 (fração granulométrica 0,180 – 0,125 µm), e os resultados analíticos encontram-se na Tabela 5. Imagens de catodoluminescência em microscopia eletrônica de varredura (Figura 15) revelam tratar-se de cristais prismáticos alongados, euédricos, com zoneamento concêntrico, homogêneos e com raras inclusões. Por essas características e suas altas razões Th/U (0,41 – 0,2) conclui-se serem cristais de origem magmática.

Os dados isotópicos analíticos e os cálculos de idade de 18 grãos de zircão levaram à construção do diagrama Wetherill cujos pontos analíticos se alinharam em uma discordância que intercepta a concórdia em 2168 ± 9 Ma, com MSWD (*Mean Square of Weighted Deviated*) de 0,84 (Figura 16A). Novos cálculos com zircões selecionados permitiram elaborar outro diagrama obtendo-se idade concórdia de 2167 ± 9 Ma, com MSWD de 0,14 (Figura 16B). Esses valores permitem interpretar que representam a idade de cristalização do zircão e de colocação Granito Primavera

no Paleoproterozoico no período Riacciano. Um grão de zircão apresentou valor de 2,47 Ga, representando cristal herdado, provavelmente de unidades arqueanas, pouco conhecidas no Cráton São Luís.

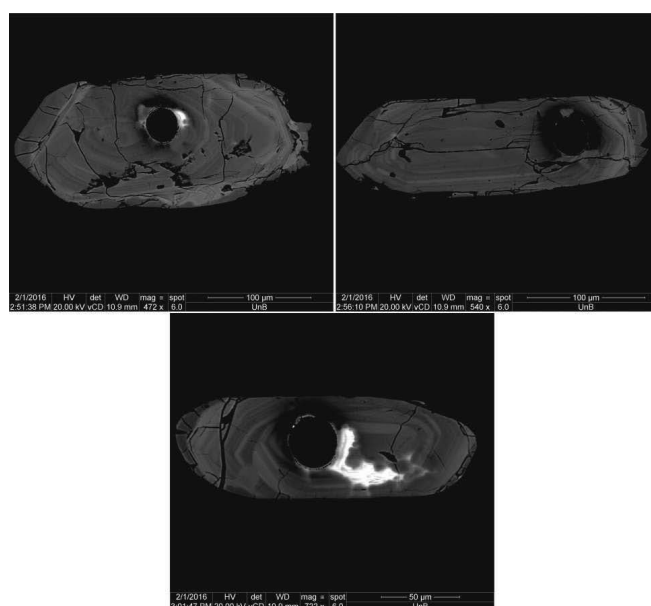


Figura 15 - Imagem de elétrons retroespalhados de microscopia eletrônica de varredura por catodoluminescência mostrando a morfologia dos cristais de zircão da amostra RPF-16 (leucotonalito).

Tabela 5 - Sumário dos dados isotópicos U-Pb em zircão obtidos por LA-ICP-MS do Granito Primavera (leucotonalito RPF-16).

Amostras	Razões										Idades (Ma)				Conc ^f (%) 6/8-7/5				
	f_{206}^a	U ppm	Pb ppm	Th ppm	Th/U^b	$^{207}Pb/^{235}U$ 1s %	$^{206}Pb/^{238}U$ 1s %	Rho ^d	$^{207}Pb/^{206}Pb$ ^e 1s %	$^{206}Pb/^{238}U$ 1s abs	$^{207}Pb/^{235}U$ 1s abs	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 1s abs	$^{206}Pb/^{238}U$ 1s abs						
ZR01 c	0.015	165	51	37	0.22	7.3661	1.24	0.3937	0.98	0.79	0.1357	0.67	2140	18	2157	11	2173	12	99
ZR04 c	0.018	197	60	42	0.21	7.5291	1.13	0.4017	0.81	0.72	0.1359	0.69	2177	15	2176	10	2176	12	100
ZR08	0.055	116	35	32	0.28	7.2852	1.82	0.3861	1.43	0.79	0.1368	1.06	2105	26	2147	16	2187	18	98
ZR09	0.017	158	48	47	0.30	7.8298	1.28	0.4164	1.01	0.79	0.1364	0.70	2244	19	2212	11	2182	12	101
ZR10	0.576	728	109	44	0.06	3.7463	1.42	0.2095	1.15	0.81	0.1297	0.75	1226	13	1581	11	2093	13	78
ZR12	0.511	1038	65	43	0.04	2.0211	2.55	0.1236	2.31	0.91	0.1186	1.00	751	16	1123	17	1935	18	67
ZR13	0.019	163	46	51	0.31	7.0212	1.38	0.3781	1.02	0.74	0.1347	0.84	2067	18	2114	12	2160	15	98
ZR14 c	0.161	425	146	6	0.01	7.4790	1.74	0.4059	1.40	0.81	0.1336	0.96	2196	26	2170	15	2146	17	101
ZR15	0.017	186	56	32	0.17	8.4223	1.81	0.4480	1.33	0.74	0.1364	1.17	2386	27	2278	16	2181	20	105
ZR16	0.026	116	34	25	0.21	7.8272	1.73	0.4202	1.43	0.83	0.1351	0.89	2261	27	2211	15	2165	15	102
ZR19 c	0.018	117	36	28	0.24	7.4570	1.35	0.4066	0.97	0.72	0.1330	0.87	2199	18	2168	12	2138	15	101
ZR20 c	0.022	239	66	98	0.41	7.6467	1.38	0.4029	0.93	0.67	0.1376	0.95	2182	17	2190	12	2198	16	100
ZR22	0.032	119	31	25	0.21	6.4372	1.96	0.3482	1.27	0.65	0.1341	1.44	1926	21	2037	17	2152	25	95
ZR27	0.025	109	31	31	0.28	8.4660	2.17	0.4491	1.60	0.74	0.1367	1.42	2391	32	2282	20	2186	24	105
ZR28 c	0.010	178	47	58	0.32	7.4666	1.45	0.4014	1.07	0.74	0.1349	0.90	2175	20	2169	13	2163	16	100
ZR31	0.348	101	27	22	0.22	10.3842	2.44	0.5452	2.10	0.86	0.1381	1.19	2805	48	2470	22	2204	20	114
ZR32 c	0.010	157	45	51	0.32	7.2649	1.16	0.3914	0.92	0.79	0.1346	0.60	2129	17	2145	10	2159	10	99
ZR33	0.007	155	46	51	0.33	8.4087	1.56	0.4532	1.05	0.68	0.1346	1.09	2410	21	2276	14	2158	19	106
ZR02 *	0.032	417	80	102	0.25	5.3949	6.14	0.2946	6.11	0.99	0.1328	0.53	1664	89	1884	51	2135	9	88
ZR03 *	3.537	508	83	24	0.05	3.2831	10.56	0.1447	10.38	0.98	0.1646	1.91	871	84	1477	79	2503	32	59
ZR05 *	0.503	137	25	17	0.12	5.4012	2.17	0.2876	1.77	0.82	0.1362	1.19	1629	25	1885	18	2180	21	86
ZR06 *	0.659	127	19	8	0.06	2.9940	5.73	0.1647	5.07	0.89	0.1318	2.63	983	46	1406	43	2123	45	70
ZR07 *	0.398	97	8	3	0.03	1.6680	4.09	0.1148	3.01	0.73	0.1054	2.75	700	20	996	26	1721	50	70
ZR11 *	3.179	1077	126	52	0.05	3.2899	2.04	0.1711	1.86	0.91	0.1395	0.76	1018	17	1479	16	2221	13	69
ZR17 *	2.419	569	53	44	0.08	3.4082	6.60	0.1664	6.38	0.97	0.1485	1.65	992	58	1506	51	2329	28	66
ZR18 *	0.205	108	29	40	0.37	6.6150	2.46	0.3470	2.16	0.88	0.1382	1.11	1920	36	2061	21	2205	19	93
ZR21 *	0.338	635	119	1138	1.79	4.6103	2.53	0.2359	2.11	0.83	0.1417	1.35	1365	26	1751	21	2249	23	78
ZR23 *	1.550	270	66	11	0.04	6.4736	2.35	0.2892	1.71	0.73	0.1623	1.57	1638	25	2042	20	2480	26	80
ZR24 *	0.035	307	66	28	0.09	7.1248	3.07	0.4067	1.36	0.44	0.1271	2.72	2200	25	2127	27	2058	47	103
ZR25 *	0.010	197	54	44	0.23	7.6377	1.83	0.4177	1.54	0.84	0.1326	0.92	2250	29	2189	16	2133	16	103
ZR26 *	0.561	638	103	49	0.08	3.3478	3.27	0.2042	2.79	0.85	0.1189	1.68	1198	30	1492	25	1940	30	80
ZR29 *	0.081	512	91	104	0.20	7.2627	2.97	0.4044	2.06	0.70	0.1302	2.10	2189	38	2144	26	2101	36	102
ZR30 *	0.070	603	73	2	0.00	3.0404	5.97	0.2018	5.19	0.87	0.1093	2.92	1185	56	1418	45	1787	52	84

a Fração do ^{206}Pb não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}Pb/^{209}Pb)_{comum} / (^{206}Pb/^{209}Pb)_{amostra}$; b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1; c Corrigidas para o branco analítico (background), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS-valores/valores-medidos); $^{207}Pb/^{235}U = (^{207}Pb/^{206}Pb) * (^{238}U/^{206}Pb) * 137.88$; d Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{235}U$; e Corrigida para o fracionamento de massa (mass-bias) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975); f Grau de concordância: (idade $^{206}Pb/^{238}U$) / (idade $^{207}Pb/^{235}U$) * 100, segundo Horstwood et al. (2016). * Zircões excluídos do cálculo da idade, # Zircões idade concórdia.

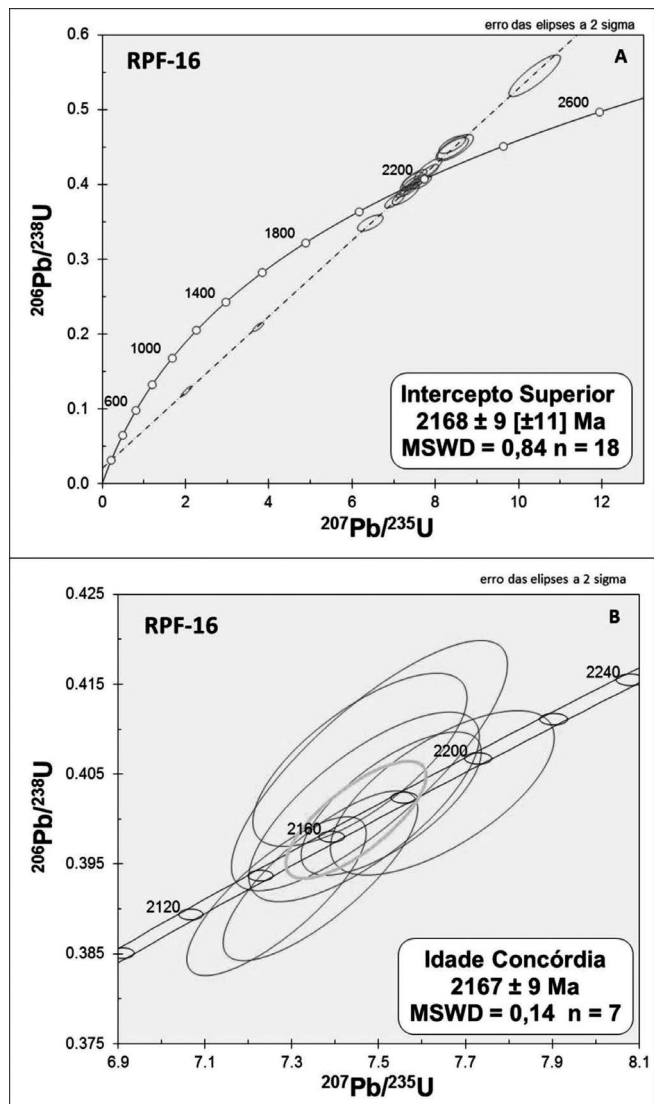


Figura 16n - Diagrama concórdia U-Pb do metatonalito (RPF-16) mostrando: (A) Idade do intercepto superior de 2168 ± 9 Ma; (B) Idade concórdia de 2167 ± 9 Ma.

CORRELAÇÃO COM OUTROS GRANITOIDES DO CRÁTON SÃO LUÍS

O Cráton São Luís por toda a sua extensão apresenta uma série de corpos graníticos e as mais próximas exposições de rochas do embasamento na região nordeste do Pará distam mais de 20 km da área de estudo, nas localidades de Tracuateua, Mirasselas, Ourém, Capitão Poço e ao longo do vale do Rio Gurupi, onde predominam granitoides do Paleoproterozoico. Estudos comparativos envolvendo as características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas serão feitos a seguir para contextualizar o Granito Primavera e discutir sua evolução.

No Cráton São Luís a literatura relata a presença de granitos dos tipos I e S, com idades variadas entre 2,08 e 2,17 Ga de modo que os granitos Japiim, Jonsa, Maria Suprema, Moça, Tamancuoca, Tracuateua e Mirasselas são tipos peraluminosos, característicos de

granito tipo S (Chappel & White 2001) de idade entre 2,0 e 2,14 Ga (Palheta et al. 2009, Klein et al. 2012). Os granitos do tipo I são representados pelas suítes Tromai, Rosário e o Granito Cantão com idades de 2,15 a 2,17 Ga (Gorayeb et al. 1999, Klein et al. 2012, Nogueira et al. 2017). O Granito Primavera apresenta comportamento petrográfico e geoquímico muito similar aos granitos aluminosos do tipo S da porção nordeste do Cráton São Luís.

A variação petrográfica/composicional dessas rochas inclui granitos, monzogranitos, granodioritos e tonalitos, o que está de acordo com os diagramas geoquímicos classificatórios TAS e R1-R2. No que se refere à saturação em alumina a grande maioria situa-se no campo de granitos peraluminosos e no diagrama de Debon & Le Fort (1983) todas caem no campo de granitos com duas micas. Quanto à caracterização de tipologia geoquímica os granitoides plotam no campo de granitos tipo I, S e M, (Whalen et al. 1987), que embasados em dados petrográficos e químicos sugerem correlação com granitos tipo S.

Dados petrográficos e geoquímicos de Lowell (1985) sobre os granitos Tracuateua e Mirasselas demonstram caráter peraluminoso o que é reforçado pela presença de coríndon normativo (~ 2,8 %) ambos dentro do parâmetro estabelecido por Chappell & White (1974) para granitos tipo S (acima de 1 %). Os granitos da Suíte Tracuateua nos diagramas de classificação R1-R2 e TAS plotam no campo referente ao granodiorito e granito (Figura 11). Eles também apresentam comportamento semelhante nos diagramas de Shand (1950) e Debon & Le Fort (1983) que os caracteriza, também, como peraluminosos e granito com duas micas respectivamente (Figura 11). No que concerne ao ambiente tectônico as rochas também apresentam similaridades, plotando no campo de granitos arco vulcânico e sin-colisionais de Pearce et al. (1984) (Figuras 13 e 14).

Desse modo, utilizando os parâmetros de Pearce et al. (1984) nota-se que os granitos estudados possuem afinidades geoquímicas compatível com os granitos gerados em ambientes de arco magmático e colisional, e a analogia com esse tipo de ambiente também é reforçada no diagrama de Batchelor & Bowden (1985).

Sobre a evolução de granitoides, Pearce et al. (1984) explicam que em ambiente sin-colisional de um cinturão orogênico um importante processo é o espessamento crustal, quando uma porção da crosta é cavalgada sobre outra, e o magmatismo logo após a colisão está ligado ao rápido soerguimento do terreno após o fechamento do orógeno, que pode ter continuidade e ocorrer algum tempo após a própria colisão. Ele também pode acontecer subsequentemente na fase de colapso na evolução tardia do orógeno. Assim, arco vulcânico e magmatismo sin-colisão podem mesclar-se.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos com análises petrográficas, litoquímicas e geocronológicas do Granito Primavera e estudos comparativos com outros corpos graníticos do Paleoproterozoico do Cráton São Luís permitiram avançar no conhecimento geológico da região.

Segundo Klein (2008, 2009) o Cráton São Luís faz parte de um orógeno com evolução no Riáciano, entre 2,24 e 2,05 Ga, em que sequências supracrustais e granitoides cálcico-alcálicos são relacionadas a uma fase acrescionária a transicional da orogenia, desenvolvida em ambiente de subducção (arco de ilha e arco continental). Os granitoides peraluminosos relacionam-se à fase colisional e os granitoides mais evoluídos e as rochas vulcânicas mais jovens, compõem fases tardias a pós-orogênicas.

O magmatismo granítico identificado no Cráton São Luís foi de grande expressão, com uma diversidade de corpos graníticos de várias naturezas e idades no Paleoproterozoico (2,0 a 2,2 Ga), representando estágios de geração de magmas em eventos tectônicos antigos. Esses eventos de granitogênese no Riáciano foram de grande importância considerando a diversidade de rochas formadas, os pulsos de colocação de corpos e o significado desta granitogênese na formação e evolução do Cráton São Luís. Neste contexto se tem a formação de várias suítes graníticas de posicionamento pré, sin e pós-orogênicas.

O Granito Primavera identificado em sondagens abaixo da Bacia Bragança-Viseu no nordeste do Pará pode ser inserido na granitogênese pré-orogênica e reúne leucomonzogranito, leucogranodiorito e leucotonalitos com duas micas (muscovita e biotita) e biotita-muscovita leucotonalitos com ou sem granada, afetados parcialmente por deformação e metamorfismo em baixa intensidade, marcados pela presença de foliações incipientes definidas por micas e quartzo alongado, com extinção ondulante e formação de subgrãos em quartzo e feldspatos, contatos endentados e discreta recristalização de quartzo. Acompanha esta deformação alterações do tipo saussuritização, do plagioclásio e cloritização da biotita com ação de fluidos em baixa temperatura em condições metamórficas da fácies xisto verde. Intercrescimentos antipertíticos no plagioclásio além de intercrescimento mirmequítico são indicativos de processos subsólidos pós-magmáticos.

Os dados geoquímicos do Granito Primavera indicam tratar-se de rochas plutônicas de caráter peraluminoso do tipo S, e as características são semelhantes às rochas da Suíte Tracuateua e aos demais granitos aluminosos dessa região, e pela relativa proximidade geográfica entre suas ocorrências uma primeira hipótese de trabalho foi correlacioná-lo com a Suíte Tracuateua, no entanto, os dados geocronológicos indicam uma diferença de idade em torno de 80 Ma, conforme o resultado do estudo geocronológico no Granito Primavera pelo método U-Pb em zircão em que se obteve idade de 2167 ± 9 Ma. A outra hipótese de correlação é com outros granitos peraluminosos com duas micas e com assinatura geoquímica de granitos tipo S que ocorrem na região, tais como os granitos Jonasa, Moça, Maria Suprema, Tamancuoca e Japiim, cujas idades situam-se entre 2,11 e 2,14 Ga, no entanto, igualmente o Granito Primavera é mais antigo. Por outro lado, há registro na região de um corpo granítico de idade similar, o Granito Cantão de 2163 ± 4 Ma (Palheta et al. 2009), demonstrando que há corpos de mesma idade. Considerando que o conjunto de dados geocronológicos citados foi feito pelo método de evaporação de Pb em zircão, que indica idade mínima do processo, o dado geocronológico obtido no presente estudo, levanta um questionamento, acerca desses valores, pois há casos na literatura que demonstram diferenças de valores entre os dois métodos geocronológicos. Neste caso, abrem-se novas perspectivas de trabalho, de revisão completa dos dados geocronológicos dessa região.

De qualquer modo, com o reconhecimento dessas rochas na região nordeste do Pará registra-se a extensão do Cráton São Luís por mais de 20 km para noroeste.

AGRADECIMENTOS

A presente pesquisa está relacionada ao grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC - CNPq) do Instituto de Geociências/UFPA, e contou com o apoio do projeto Instituto de Geociências da Amazônia - INCT-GEOCIAM - MCT/CNPq/FAPESPA (Processo nº 573733/2008). Os autores agradecem ao Geólogo Javier Villegas da empresa GREIPHIL MINAS LTDA pela cessão dos testemunhos de sondagem utilizados nesta investigação.

REFERÊNCIAS

- ABREU F.A.M. 1990. *Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da região Meio Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental*. (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Pará, Belém, 440 p.
- ABREU F.A.M., VILLAS R.N.N., HASUI Y. 1980. Esboço estratigráfico do Pré-Cambriano da região do Gurupi, estados do Pará e Maranhão. In: SBG, Anais 31º Cong. Bras. Geol., v.2, 647-658.
- ABREU F.A.M.; LESQUER A. 1985. *Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudoeste do Cráton São Luís*. In: SBG, Anais do 2º Simp. Geol. Amazônia, Belém. p.7-21.
- ALMEIDA F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, nº 241.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim Instituto de Geociências-USP*. 7:45-80.
- ARANHA L.G.F., LIMA H.P., SOUSA J.M.P., MAKINOR K., FIGUEIRAS J.M. 1990. Origem e evolução tectônica e sedimentar das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: GABAGLIA, G.P.R. & MILANI, E.J. (Eds.). Origem e evolução de bacias sedimentares, Rio de Janeiro: Editora Gávea. Boletim PETROBRAS, p.221-234.
- BATCHELOR R.A., BOWDEN P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitic rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.
- BOYNTON W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.). *Rare-earth elements geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p.63-114.
- BRITO NEVES B.B., FUCK R.A., CORDANI U.G., THOMAZ FILHO A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, 1:495-510.
- BUHN B., PIMENTEL M.M., MATTEINI M., DANTAS E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81:99-114.
- CHAPPELL B.W., WHITE A.J. R. 2001 Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*. 48:489-499.
- COSTA J.B.S., PASTANA J.M.N., COSTA E.J.S., JOÃO J.X.S. 1988. A Faixa de Cisalhamento Tentugal na Folha SA.23-Y-B. In: SBG-NO, Anais 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, v.5, p.2257-2266.
- COSTA J.L. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Castanhal, Folha SA.23-V-C. Estado do Pará*. Belém, CPRM (CD-ROM).
- COSTA J.L., ARAUJO A.A.F., BOAS J.M.V., FARIA C.A.S., SILVA NETO C.S., WANDERLEY V.J.R. 1977. Projeto Gurupi. DNPM/CPRM, 258 p.
- CUNHA F.M.B. 1986. *Evolução paleozoica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. 1986. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio de Janeiro, 107p.
- DEBON F., LE FORT P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 73:135-149.
- EVENSEN N.M., HAMILTON P.J., O'NIONS R.K. 1978. Rare earth abundance in chondritic meteorites. *Geochimica Cosmochimica* 42:1199-1212.
- FETTES D.J., DESMONS J. 2008. Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Cambridge: Univ. Press. 244p.
- GILL R. 2010. *Igneous rocks and process: a practical guide*. University of London, Wiley Blackwell. p.131-160.
- GILL R. 2014. Modern analytical geochemistry: an introduction to quantitative chemical analysis techniques for Earth, environmental and materials scientists. Routledge.
- GORAYEB P.S.S., GAUDETTE H.E., MOURA C.A.V., ABREU F.A.M. 1999. Geologia e geocronologia da Suíte Rosário, nordeste do Brasil e sua contextualização geotectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, 29:71-578.
- HURLEY P.M., ALMEIDA F.F.M., MELCHER G.C., CORDANI U.G., RAND J.R., KAWASHITA K., VANDOROS P., PINSON W.H., FAIRBAIRN H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, 157:495-500.
- HURLEY P.M., MELCHER G.C., PINSON W.H., FAIRBAIRN H.W. 1968. Some orogenic episodes in South America by K-Ar and whole-rock Rb-Sr dating. *Can. J. Earth Sci.* 5:633-638.
- HORSTWOOD M.S.A., KOŠLER J., GEHRELS G., JACKSON S.E., MCLEAN N.M., PATON C., PEARSON N.J., SIRCOMBE K., SYLVESTER P., VERMEESCH P., BOWRING J.F., CONDON D.J., SCHOENE B. 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-Th-Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40:311-332.

- IRVINE T.N., BARAGAR W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sc.*, 8:523-546.
- KLEIN E. L., PALHETA E.M.S., PINHEIRO B.L.S., MOURA, C.A.V., ABREU F.A.M. 2005c. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*, 35:415-418.
- KLEIN E.L. 2004. Evolução crustal pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luís e Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil (Tese de Doutorado), Universidade Federal do Pará, 303 p.
- KLEIN E.L., LUZARDO R., MOURA C.A.V., ARMSTRONG R. 2008. Geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic granitoid magmatism: further evidence on the crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 165:221-242.
- KLEIN E.L., LUZARDO R., MOURA C.A.V., LOBATO D.C., BRITO R.S.C., ARMSTRONG R. 2009. Geochronology, Nd isotopes and reconnaissance geochemistry of volcanic and metavolcanic rocks of the São Luís Craton, northern Brazil: implications for tectonic setting and crustal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 27:129-145.
- KLEIN E.L., MOURA C.A.V. 2008. São Luís craton and Gurupi belt (Brazil): possible links with the West-African craton and surrounding Pan-African belts. In: PANKHURST R. J., TROUW R. A. J., NEVES B. B., WIT M. J. (Eds.). West Gondwana: pre-cenozoic correlations across the South Atlantic region. Oxford: Blackwell, *Geological Society London. Special Publication*, 294:137-151
- KLEIN E.L.; MOURA C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, 43:237-253.
- KLEIN, E. L., MOURA, C. A. V., KRYMSKY, R. S., GRIFFIN, W. L. 2005a. The Gurupi belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*, 141:83-105.
- KLEIN, E.L., LOPES E.C. 2011. Geologia e recursos minerais da Folha Centro Novo do Maranhão - SA.23-Y-B-I, Estados do Maranhão e Pará, escala 1:100.000 - Belém: CPRM, p.57-87.(CD-ROM).
- KLEIN, E.L., MOURA, C.A.V., PINHEIRO B.L.S. 2005b. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Research*, 8:177-186.
- KLEIN E.L., RODRIGUES J.B., LOPES E.C.S., SOLEDADE G.L. 2012. Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic-Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: geochemistry, U-Pb zircon geochronology, and Nd isotope constraints on the Paleoproterozoic magmatic and crustal evolution. *Precambrian Research*, 220:192-216.
- KLEIN E.L., SOUSA C.S. 2012. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Maranhão: Sistema de Informações Geográficas - SIG, Escala 1:750.000. Belém, CPRM.
- LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDELANDE P., MARSHALL M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analysis: Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29:183-210.
- LAMEYRE J., BOWDEN P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geothermal Res.* 14:169-186.
- LE MAITRE R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, 17:589-637.
- LE MAITRE R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- LEÃO NETO R. 1993. *Projeto Carutapera; Baixada Maranhense, informe anual de projeto*, Recife, CPRM/DEPEM.
- LESQUER A., BELTRÃO J.F., ABREU F.A.M. 1984. Proterozoic links between northeastern Brazil and west África: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, 110:13-26.
- LIMA H.P., ARANHA L.G.F., FEIJÓ F.J. 1994. Carta estratigráfica das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Gráben de Ilha Nova. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8:111-116.
- LOWELL G.R. 1985. Petrology of the Bragança batholith. São Luís craton, Brazil. The crust - the significance of granites-gneisses in the lithosphere. *Theophrastus Pub., Athens*, p.13-34.
- LUDWIG K.R. 2003. User manual for Isoplot version 3.0. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel (Special Publication Nº 4). Berkeley Geochronology Center, Berkeley, p.59.
- MIDDLEMOST E.A.K. 1985. *Magma and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology*. London, New York: Longman. 266 p.
- NEVES S.P. 2012. Granitos orogênicos: da geração dos magmas à intrusão e deformação. Rio de Janeiro, Ed. Synergia, 148p.

- NOGUEIRA B.K.C. 2015. Petrografia, geoquímica e geocronologia da Suíte Rosário, Fragmento Cratônico São Luís, MA. (Dissertação mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 110p.
- NOGUEIRA B.K.C., GORAYEB P.S.S., DANTAS E.L., LEAL R.E.L., GALARZA M.A. 2017. Rhyacian evolution of the eastern São Luís Craton marked by petrography, geochemistry and geochronology data of Rosário Suíte. *Brazilian Journal of Geology* (no prelo).
- NUNES K.C. 1993. Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos. In: SBGf, Anais 2º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, *Resumos Expandidos* v.1, p.152-157.
- PALHETA E.S., ABREU F.A.M., MOURA C.A.V. 2009. Granitoides proterozoicos como marcadores da evolução geotectônica da região nordeste do Pará – Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 39:647–657.
- PASTANA J.M.N. 1995. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Turiaçu/Pinheiro, folhas SA.23-V-D/SA.23-Y-B. Estados do Pará e Maranhão*. Brasília, CPRM, 205p.
- PEARCE J.A., CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, 19:290-300.
- 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*, 25:956-983.
- PEARCE J.A., NORRY M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb. Variations in volcanic rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69:33-37.
- ROLLINSON H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York, Longman, 352p.
- SHAND S.J. 1950. *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits*. Thomas Murby, London, 488 p.
- STACEY J.S., KRAMERS J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26:207-221.
- STRECKEISEN A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12:1-33.
- SUN S.S., MCDONOUGH W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins. Saunders A.D. & Norry M.J. (Eds.), *Geological Society of London Sp. Public*, 42:313-345.
- THOMPSON R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, 18:49-107.
- VASQUEZ M. L., ROSA - COSTA L.T. 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará. Programa Geologia do Brasil. Mapa geológicos estaduais. Escala 1:1.000.000. CD-ROM.
- 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.
- WILSON M. 1989. *Igneous petrogenesis - a global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd, London.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325-343.

U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas

U-Pb zircon analyses by LA-MC-ICP-MS at the Pará-Iso laboratory (UFPA): methodology and application in the southeastern Guyana Shield

João Marinho Milhomem Neto¹, Jean Michel Lafon²,
Marco Antonio Galarza², Candido Augusto Veloso Moura²

RESUMO: Apresentamos o protocolo experimental da metodologia U-Pb in situ em zircão implantado no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso). As análises isotópicas foram realizadas utilizando-se um espectrômetro de massa multicoletor com plasma indutivamente acoplado (MC-ICP-MS) Neptune Thermo Finnigan de alta resolução, equipado com uma sonda de ablação a laser (LA) Nd:YAG 213nm LSX-213 G2 CETAC. Os resultados obtidos para dois materiais de referência, os zircões GJ-1 e 91500, reproduziram os valores da literatura com a acurácia e reprodutibilidade necessárias para a aplicação em rotina da metodologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS. Como primeira aplicação geológica, foram utilizados zircões de três amostras do sudeste do Escudo das Guianas, no norte do Brasil, previamente datadas pela metodologia de evaporação de Pb em zircão: (i) um ortogneisse granodiorítico (2652 ± 4 Ma) e (ii) um charnoquito (2625 ± 4 Ma), ambos neoarqueanos e retrabalhados durante o evento Transamazônico, pertencentes ao bloco arqueano Amapá, na divisa sudoeste do Amapá-noroeste do Pará; (iii) um tonalito riaciano (2103 ± 3 Ma) sin a tardi-orogênico transamazônico do domínio paleoproterozoico Lourenço, na porção central do estado do Amapá. Os dados U-Pb em zircão obtidos para essas rochas forneceram idades de cristalização de 2651 ± 28 Ma (ortogneisse granodiorítico), 2645 ± 26 Ma (charnoquito) e 2091 ± 14 Ma (tonalito), confirmando, dentro dos limites de erro, as idades previamente obtidas por evaporação de Pb e que registram dois importantes eventos magmáticos ocorridos no Neoarqueano e Riáciano daquela região.

PALAVRAS-CHAVE: LA-MC-ICP-MS; U-Pb em zircão; Sudeste do Escudo das Guianas; Domínio Lourenço; Bloco Amapá.

ABSTRACT: We describe the experimental protocol of the U-Pb in situ zircon methodology implanted at the UFPA Isotope Geology Laboratory (Pará-Iso). The isotopic analyses were performed using a high resolution Neptune Thermo Finnigan multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer (MC-ICP-MS), equipped with an Nd:YAG 213 nm LSX-213 G2 CETAC laser ablation (LA) microprobe. The results obtained for two U-Pb reference materials, GJ-1 and 91500 zircons, reproduced the literature values with the accuracy and reproducibility required for routine application of the U-Pb zircon methodology by LA-MC-ICP-MS. As a first geological application, were used zircons of three samples from the southeastern Guyana Shield, north of Brazil, previously dated by zircon Pb-evaporation method: (i) a Neoproterozoic orthogneiss (2652 ± 4 Ma) and (ii) a Neoproterozoic charnockite (2625 ± 4 Ma), both reworked during the Trans-Amazonian orogenesis, which belong to the Amapá Archean block and located at the border between southwest Amapá state - northwest Pará state; (iii) a Trans-Amazonian late to syn-orogenic Rhyacian tonalite (2103 ± 3 Ma) from the Lourenço Paleoproterozoic domain, in the central part of the Amapá state. The U-Pb zircon data obtained for these rocks provided crystallization ages of 2651 ± 28 Ma (granodioritic orthogneiss), 2645 ± 26 Ma (charnockite) and 2091 ± 14 Ma (tonalite), in agreement, within the error limits, with the zircon Pb-evaporation ages previously obtained and that record two main magmatic events occurred in that region during Neoproterozoic and Rhyacian, respectively.

KEYWORDS: LA-MC-ICP-MS; U-Pb zircon; Southeastern Guyana Shield; Lourenço domain; Amapá block.

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Correa, 1, CEP: 66.075-110, Belém, Pará, Brasil.

² Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
E-mails: milhomem@ufpa.br, lafonjm@ufpa.br, antogt@ufpa.br, candido@ufpa.br

INTRODUÇÃO

O sistema isotópico urânio-chumbo (U-Pb) aplicado em cristais de zircão representa atualmente a ferramenta mais eficaz e amplamente empregada para estudos geocronológicos. Dentre as técnicas disponíveis para tal aplicação, aquelas que possibilitam realizar análises pontuais (*in situ*), na escala de micrômetros, têm sido cada vez mais aperfeiçoadas e utilizadas. Esse é o caso da espectrometria de massa de fonte plasma indutivamente acoplado, com multicoletores e ablação a laser (LA-MC-ICP-MS), cujo uso crescente deriva do fato de ser a técnica disponível mais rápida e com menor custo relativo de obtenção e instalação dos equipamentos necessários para datação *in situ* em zircão usando o esquema de decaimento U-Pb.

O método LA-MC-ICP-MS tem progredido rapidamente nas últimas três décadas desde os estudos precursores (Gray, 1985) e seu uso em rotina para datação de zircão. As primeiras demonstrações do potencial desse sistema para realizar determinações $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ *in situ* em zircão com precisão suficiente para se tornar útil, ocorreram no início dos anos 1990 (Fryer et al., 1993; Feng et al., 1993). Entretanto, somente a partir de 1995, com o desenvolvimento do laser ultravioleta (UV) e o aprimoramento na sensibilidade dos ICP-MS que a técnica passou a ser amplamente aplicada (Hirata & Nesbitt, 1995; Horn et al., 2000; Kössler et al., 2002; Jackson et al., 2004; Bhun et al., 2009; Chemale Jr. et al., 2012; Horstwood et al., 2016).

O zircão (ZrSiO_4) é um mineral acessório comum em uma ampla variedade de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas e o mais amplamente utilizado para determinação de idade de cristalização, origem e história termal de rochas por geocronologia U-Pb (Yuan et al., 2004). A importância desse mineral deve-se a sua durabilidade físico-química e sua alta resistência a diversos processos geológicos, além de sua capacidade para abrigar altas concentrações de elementos traço, incluindo aqueles do sistema U-Pb.

Neste trabalho será apresentado o protocolo experimental da metodologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS implantado no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso/UFPA), a exemplo de trabalhos similares desenvolvidos em outras instituições no Brasil (Universidade de Brasília, Bhun et al., 2009; Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Chemale Jr. et al., 2012). Serão apresentadas as razões isotópicas e idades U-Pb obtidas para dois materiais de referência internacional de zircão, GJ-1 (Jackson et al., 2004) e 91500 (Wiedenbeck et al.,

1995), além dos primeiros resultados da aplicação desta metodologia em zircões de três amostras de rocha da porção sudeste do Escudo das Guianas, no estado do Amapá, previamente datadas pelo método de evaporação de Pb em zircão. A implantação desta metodologia permite disponibilizar uma importante ferramenta de investigação geocronológica para a comunidade científica, especialmente para o desenvolvimento de estudos na região amazônica.

PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Preparação de amostras e microscopia eletrônica de varredura

A preparação das amostras de rocha inclui etapas de britagem/fragmentação, moagem, separação em frações granulométricas, separação magnética e concentração de minerais pesados por densidade. Uma seleção final dos melhores cristais de zircão é realizada em lupa binocular. Os cristais selecionados, preferencialmente euédricos, transparentes, sem feições metamíticas visíveis, fraturas e/ou inclusões, são fixados em pastilhas com resina epóxi de dimensões padronizadas (*mounts*) devidamente polidas de modo a expor uma seção transversal dos cristais.

Imagens de catodoluminescência (CL) e/ou elétrons retro espalhados (ERE) dos cristais de zircão foram obtidas com o microscópio eletrônico de varredura (MEV) LEO-ZEISS 1430, o qual conta com sistema de Mono-CL da GATAN acoplado e pertence ao Laboratório de Microanálises do IG-UFPA. Essas imagens são necessárias para a identificação da estrutura interna dos cristais (zoneamentos, inclusões, fraturas) e seleção das melhores porções para as análises isotópicas pontuais.

Para as análises por LA-MC-ICP-MS, os *mounts* são inseridos em um porta amostras preparado para abrigar até três seções polidas, o qual é introduzido na câmara do laser. Maiores detalhes desses procedimentos constam em Milhomem Neto et al. (neste volume).

Metodologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso/UFPA

Para a implantação do protocolo experimental da metodologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no Pará-Iso/UFPA buscou-se seguir os procedimentos já desenvolvidos e em rotina em outros laboratórios no exterior (Kössler et al., 2002; Jackson et al., 2004) e no Brasil (Buhn et al., 2009; Chemale Jr. et al., 2012), principalmente aqueles que utilizaram equipamentos e materiais similares aos disponíveis no Pará-Iso/UFPA.

As análises U-Pb foram realizadas com um espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução MC-ICP-MS modelo Neptune da marca Thermo Finnigan, equipado com nove coletores Faraday e seis contadores de íons, que foram combinados em uma configuração adequada (tabela 1) para medir simultaneamente os isótopos de interesse neste método: urânio (U), tório (Th), chumbo (Pb) e mercúrio (Hg). Os isótopos de Hg (²⁰²Hg e ²⁰⁴Hg) encontram-se presentes nos gases argônio (Ar) e hélio (He), necessários para o funcionamento do sistema LA-MC-ICP-MS, e por isso são também

monitorados para posteriores correções de interferência de massa sobre o ²⁰⁴Pb. As intensidades de ²³⁸U, ²³²Th e ²⁰⁶Pb são obtidas em coletores do tipo copos Faraday adequados para leituras de sinais analíticos em volts (V), enquanto as intensidades de ²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁴Hg e ²⁰⁷Pb são obtidas por canais contadores de íons (multiplier ion counting-MIC's) em contagens por segundo (cps), devido à abundância muito baixa desses últimos isótopos na maioria dos cristais de zircão. A aquisição dos dados isotópicos é feita no modo estático em baixa resolução.

Tabela 1 - Configuração dos coletores para a metodologia U-Pb em zircão no Neptune MC-ICP-MS.

Coletores Faraday	L4		L3	Central	H2	H4	
Canais MIC's	MIC3	MIC4	MIC6				
Isótopos medidos	²⁰² Hg	²⁰⁴ (Hg+Pb)	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²³² Th	²³⁸ U

Inicialmente, antes das análises in situ fazendo-se o uso da técnica de ablação a laser, é necessário efetuar rotineiramente no MC-ICP-MS, dentre outros ajustes, o ganho de eficiência dos coletores Faraday e a calibração cruzada (cross calibration) necessária para calcular o fator de conversão entre voltagem e cps. Esta calibração é feita a partir da análise da solução de referência Neptune (diluída para 200ppt de U e Pb) acrescida de 200ppt de Th. O uso de uma solução com concentração conhecida é devido ao fato de os MIC's serem projetados para leitura de sinais de no máximo 5mV (milivolts) ou 312.500 cps, utilizando-se o valor de conversão calculado de 62.500 cps/mV.

Para as análises U-Pb in situ em zircão foi utilizada uma microsonda de ablação a laser Nd:YAG 213 nm modelo LSX-213 G2 da marca CETAC acoplada ao Neptune. Durante as análises com laser, o fluxo de gás

hélio (He), responsável pelo transporte do material da ablação para o ICP-MS, variou de 450-500 mL/min. Os parâmetros de instrumentação do laser são variáveis, entretanto, nas condições mais frequentes, são produzidos furos com 25 µm de diâmetro (Spot size), frequência de 10 Hz e potência de 50 a 60% de modo a fornecer uma densidade de energia de 5-6 J/cm². O tempo total de ablação é de aproximadamente 40 segundos. Quando os sinais analíticos de ²⁰⁷Pb (MIC6) se aproximam de 312.500 cps, valor limite para não deteriorar os MIC's, as configurações do laser, geralmente potência e diâmetro dos furos, podem ser reajustadas para fornecer um sinal analítico mais baixo. Da mesma forma, se o sinal analítico for muito baixo e não atingir pelo menos 10.000 cps as configurações devem ser modificadas (aumento do diâmetro do furo e/ou da energia). A tabela 2 sintetiza os parâmetros analíticos usados para ambos, MC-ICP-MS e laser Nd:YAG 213.

Tabela 2 - Parâmetros de instrumentação para o MC-ICP-MS e laser Nd:YAG 213.

MC-ICP-MS	Neptune (Thermo Finnigan)	Laser Nd:YAG 213	LSX-213 G2 CETAC
Fluxo de gás argônio resfriador	16,0 l/min	Fluxo de gás hélio	450 - 500 mL/min
Fluxo de gás argônio auxiliar	0,7-0,8 l/min	Diâmetro dos furos	25 µm
Fluxo de gás argônio de arraste	1,0-1,2 l/min	Frequência	10 Hz
Potência (rádio frequência)	1200-1300 W	Potência	50-60%
Modo de análise	Estático em baixa resolução	Energia	4-5 J/cm ²
Aquisição	40 ciclos de 1.049s	Tempo de ablação	~ 40 segundos

Em análises por LA-MC-ICP-MS, o fracionamento elementar induzido pelo laser e a discriminação instrumental de massa são corrigidos utilizando-se razões isotópicas homogêneas de um determinado material internacional de referência, como por exemplo, o zircão GJ-1 (608,5 ± 1,5 Ma; Jackson et al., 2004) utilizado neste trabalho. A comparação das razões isotópicas (²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²⁰⁷Pb/²³⁵U e ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) obtidas no zircão GJ-1 durante as análises pontuais com os valores de referência consolidados na literatura (análises por diluição isotópica em espectrômetro de massa por termo

ionização – ID/TIMS) permite o cálculo de um fator de conversão, que uma vez obtido, é aplicado sobre as razões das amostras desconhecidas analisadas. Outro material de referência, o zircão 91500 (1065,4 ± 0,3 Ma; Wiedenbeck et al., 1995) é também analisado intercalado com amostras para testar a eficácia e reprodutibilidade do método. Um conjunto de análises geralmente inclui leituras de brancos analíticos (backgrounds), zircões de referência (GJ-1 e 91500) e zircões de amostras, na seguinte sequência:

- 1) background 01
- 2) zircão GJ-1 01
- 3) zircões da amostra (quatro cristais)
- 4) zircão 91500
- 5) zircões da amostra (cinco cristais)
- 6) background 02
- 7) zircão GJ-1 02

Os valores considerados para os cálculos das razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e conseqüentemente das idades, são aqueles devidamente corrigidos pela média dos backgrounds e para a interferência do ^{204}Hg sobre o ^{204}Pb , assumindo uma razão $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ igual a 4,355 (Chemale Jr. et al., 2012). Para correção de contribuição de chumbo comum é utilizado o modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo de Stacey & Kramers (1975), sendo necessário, portanto, durante o tratamento dos dados, assumir uma idade estimada (t) para determinada amostra. A composição radiogênica de ^{206}Pb e ^{207}Pb é calculada usando as equações (1) e (2) para uma fração do ^{206}Pb não radiogênico (Williams, 1998 apud Chemale Jr. et al., 2012):

$$f_{206} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}{\text{comum}} \right)^t / \left(\frac{^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}{\text{amostra}} \right) \quad (1)$$

$$f_{207} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}{\text{comum}} \right)^t / \left(\frac{^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}{\text{amostra}} \right) \quad (2)$$

As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ determinadas para cada uma das 40 varreduras obtidas em uma análise pontual são então corrigidas para f_{206} e f_{207} . Para minimizar as incertezas decorrentes da correção aproximativa do Pb comum, prefere-se excluir do cálculo da idade valores médios da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo de 2500. Isso significa que análises pontuais com $f_{206(t-1\text{Ga})} > 0,0068$, $f_{206(t-2\text{Ga})} > 0,0061$ ou $f_{206(t-3\text{Ga})} > 0,0052$ precisam ser eliminadas do cálculo da idade de determinada amostra.

Todas as correções e a redução dos dados analíticos brutos são processadas em macro Microsoft Excel (adaptada de Chemale Jr. et al., 2012) de modo a calcular os valores corrigidos das razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e seus erros percentuais a um sigma de desvio padrão (1σ). A razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ usualmente sofre um fracionamento linear e, por isso, é utilizado o método de intercepto para o fracionamento Pb/U induzido pelo laser para corrigir a razão de acordo com Koesler et al., (2002). A incerteza da razão corrigida para o fracionamento é calculada a um desvio padrão (DP) do intercepto ($\sigma R(0)$), que é a razão isotópica do início da ablação a laser. Os erros internos derivados são calculados do modo convencional tomando em conta as incertezas (IDP) do respectivo sinal de background. Para as razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são usados os valores médios. O sinal de ^{235}U não é determinado e a razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ é calculada com a fórmula seguinte: $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} * 137,88$. Dentre as 40 leituras analisadas para cada ponto no zircão, aquelas mais discrepantes (outliers) do conjunto são descartadas. Os cálculos das idades e a apresentação dos resultados isotópicos no diagrama Concórdia são realizados com auxílio do programa Isoplot/EX de Ludwig (2003).

Evaporação de Pb em zircão por TIMS

O método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Kober, 1986, 1987) foi utilizado para obter as idades mínimas de cristalização das rochas estudadas neste trabalho. As análises foram realizadas no Pará-Iso/UFPA onde as determinações isotópicas são conduzidas com um TIMS Finnigan MAT 262, em modo dinâmico e usando um sistema de contadores de íons. As composições isotópicas de Pb foram determinadas pela análise de vários cristais de zircão em crescentes etapas de evaporação (temperaturas de 1450 °C, 1500 °C e 1550 °C) por repetidas leituras das massas 206, 207, 208, 206, 207 e 204 com um contador de íons (ion counter detector), definindo um bloco de 8 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Em uma etapa de evaporação, cinco blocos de dados são comumente obtidos, a partir dos quais é calculada uma razão média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que define então uma idade para cada etapa.

As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são corrigidas para um fator de discriminação de massa de $0,12\% \pm 0,03$ uma⁻¹ e todos os erros são apresentados ao nível de dois sigmas (2σ). Para a correção de Pb comum inicial é seguido o modelo de Stacey e Kramers (1975). Análises com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo de 2500 são eliminadas com o objetivo de minimizar os efeitos da correção de Pb comum sobre as razões isotópicas radiogênicas. Os resultados isotópicos são tratados estatisticamente de acordo com os procedimentos de Gaudette et al. (1998) e processados usando o programa Isoplot/EX de Ludwig (2003).

Diversos trabalhos de comparação com os métodos U-Pb (ID/TIMS, SHRIMP e LA-ICP-MS) mostraram que em se tratando de rochas magmáticas, quando vários cristais de zircão fornecem idades similares ou mesmo quando em um único cristal são obtidas idades semelhantes para as diferentes etapas de aquecimento, o valor médio das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ determinadas pode ser interpretado como representativo da idade de cristalização dos zircões a partir do magma (Kober et al., 1989; Cocherie et al., 1992; Kröner et al., 1999; Almeida et al., 2011; Feio et al., 2012). A principal limitação para esse método é não poder posicionar os pontos em diagrama Concórdia e avaliar o grau de discordância dos pontos analíticos. Sendo assim, a existência de antigos núcleos herdados nos zircões e/ou os efeitos da perda de chumbo radiogênico pós-cristalização por metamorfismo ou metamitização que causam complexos padrões de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, podem levar a interpretações ambíguas da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por evaporação de Pb.

RESULTADOS

Análise dos materiais de referência internacional U-Pb

As análises pontuais em zircão por LA-MC-ICP-MS requerem a leitura de zircões certificados, amplamente utilizados em diversos laboratórios pelo mundo e bastante difundidos na literatura. Com esse propósito, foram analisados neste trabalho dois zircões de referência: GJ-1 (Jackson et al., 2004) e 91500 (Wiedenbeck et al., 1995; Goolaerts et al., 2004), durante repetidas sessões ao longo de um período de três anos (2014, 2015 e 2016). As idades

obtidas para o zircão GJ-1 foram de: (A) 607 ± 3 Ma ($n=42$, 2σ) para o ano de 2014, (B) $608,9 \pm 3,5$ Ma ($n=29$, 2σ) para o ano de 2015 e (C) $603,9 \pm 3,1$ Ma ($n=37$, 2σ) para o ano de 2016, idênticos ao valor de $608,5 \pm 1,5$ Ma publicado por Jackson et al. (2004) após análises em solução por ID-TIMS. Para o zircão 91500 o valor médio da idade foi de $1068,7 \pm 8,3$ ($n=23$, 2σ , entre 2014 e 2016), concordante com o valor de $1065,4 \pm 0,3$ Ma obtido no trabalho de Wiedenbeck et

al. (1995) também por ID-TIMS.

A figura 1 mostra os diagramas Concórdias com as idades concordantes calculadas para os zircões GJ-1 e 91500. Na tabela 3 são apresentadas as razões isotópicas médias obtidas e as idades concordantes calculadas para os zircões GJ-1 e 91500. Dados de diferentes autores e métodos são apresentados para comparação.

Tabela 3: Razões isotópicas médias obtidas e idades calculadas para os zircões GJ-1 e 91500.

Zircão	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	1σ (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	1σ (%)	Idade calculada (2σ)
$^1\text{GJ-1}$ (2014, $n=42$)	0,8190	0,43	0,0987	0,26	0,0602	0,35	$607,0 \pm 3,0$ Ma
$^1\text{GJ-1}$ (2015, $n=29$)	0,8220	0,55	0,0990	0,30	0,0603	0,46	$608,9 \pm 3,5$ Ma
$^1\text{GJ-1}$ (2016, $n=37$)	0,8105	0,45	0,0980	0,28	0,0599	0,35	$603,9 \pm 3,1$ Ma
$^2\text{GJ-1}$ ($n=8$)	0,8093	0,06	0,0976	0,06	0,0601	0,01	$608,5 \pm 1,5$ Ma
$^3\text{GJ-1}$ ($n=7$)	0,8112	0,03	0,0979	0,03	0,0601	0,02	$607,7 \pm 0,7$ Ma**
$^1\text{91500}$ ($n=23$)	1,8640	0,72	0,1801	0,58	0,0750	0,67	$1068,7 \pm 8,3$ Ma
$^3\text{91500}$ ($n=7$)	1,8525	0,03	0,1794	0,02	0,0749	0,02	$1066 \pm 0,6$ Ma**
$^4\text{91500}$ ($n=11$)	1,8502	0,0004	0,1792	0,0045	0,0749	0,0013	$1065,4 \pm 0,3$ Ma**
$^5\text{91500}$ ($n=4$)	1,8540	0,03	0,17960	0,03	0,0749	0,004	$1064,8 \pm 0,9$ Ma
$^6\text{91500}$ ($n=83$)	1,8491	2,20	0,1789	1,85	0,0750	0,65	$1068 \pm 5,7$ Ma**

¹Este trabalho (LA-ICP-MS). ²Jackson et al., 2004 (ID-TIMS). ³Horstwood et al., 2016 (LA-ICP-MS). ⁴Wiedenbeck et al., 1995 (ID-TIMS). ⁵Krymsky et al., 2007 (ID-TIMS). ⁶Jackson et al., 2004 (LA-ICP-MS). *isótopo radiogênico. ** $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ idade média ponderada (2σ , 95% conf.). Os erros sobre as razões isotópicas são apresentados a 1σ (DP) e representam a reprodutibilidade externa do método. As idades foram calculadas a 2σ .

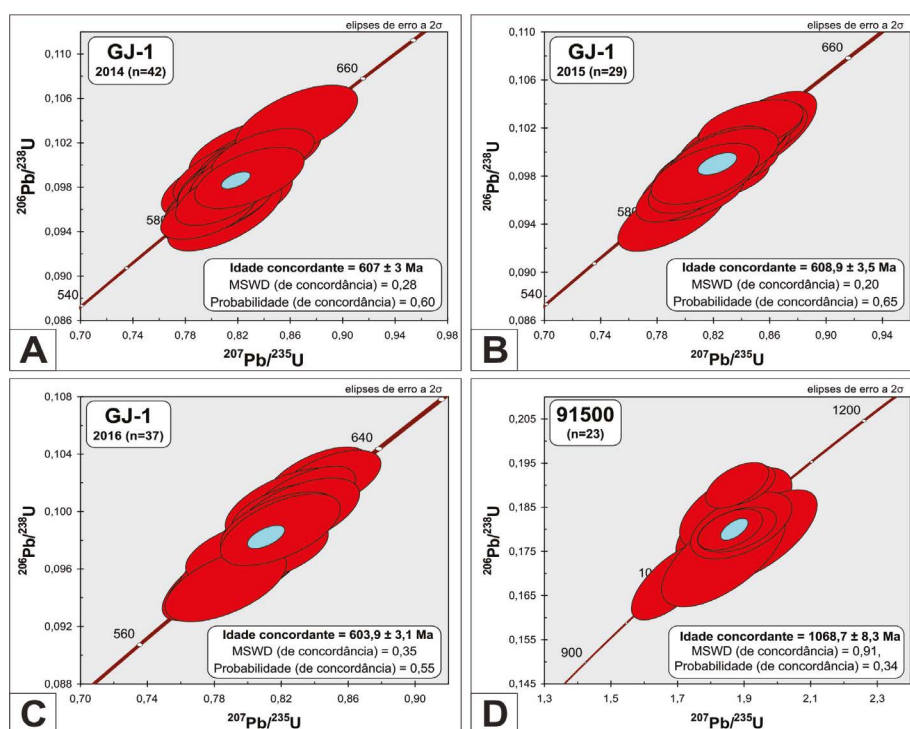


Figura 1 - Diagramas Concórdia para as análises U-Pb in situ dos zircões de referência GJ-1 e 91500. A) Média das análises do ano de 2014 (zircão GJ-1); B) Média das análises do ano de 2015 (zircão GJ-1); C) Média das análises do ano de 2016 (zircão GJ-1); D) Média das análises entre os anos de 2014 e 2016 (zircão 91500).

Exemplos de aplicação geológica

Como primeira aplicação da metodologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS, foram utilizados zircões de três amostras de rocha pertencentes a unidades distintas já estudadas anteriormente (Rosa-Costa et al., 2003, 2006; Barreto et al., 2013). As amostras são

provenientes da região centro-sul do estado do Amapá, no sudeste do Escudo das Guianas, e foram selecionadas com o objetivo de consolidar, a luz de dados U-Pb, as idades dos eventos magmáticos previamente definidos pela metodologia de evaporação de Pb em zircão por TIMS.

O Escudo das Guianas representa o segmento setentrional do Cráton Amazônico, localizado no norte da plataforma Sul-americana, a norte das bacias sedimentares do Marajó, Amazonas e Solimões (figura 2A). Sua porção sudeste consiste de um amplo cinturão paleoproterozoico que engloba o norte do Brasil (Estado do Amapá e noroeste do estado do Pará) e o sul da Guiana Francesa, Suriname e Guiana. É composto principalmente por complexos granulíticos-migmatíticos-gnáissicos, greenstone belts e granitoides, com padrões estruturais e assinaturas geoquímicas variáveis, que definem vários episódios evolucionários de acreção crustal juvenil em um contexto de subducção, seguido por retrabalhamento crustal (Teixeira et al., 1989; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003a; Rosa-Costa et al., 2006, 2009). O padrão geocronológico, baseado principalmente em dados Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar e Pb-Pb em zircão, indica que sua estruturação ocorreu durante o ciclo orogênico Transamazônico (2,26 – 1,95 Ga), principalmente em tempos riacianos (Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003a,b; Avelar et al., 2003; Rosa-Costa et al., 2006, 2008, 2009, 2014; Barreto et al., 2013), sendo em escala global correlacionável ao orógeno Eburneano no Cráton Oeste Africano (Zhao et al., 2002; Nomade et al., 2003; Théveniaut et al., 2006). O sudeste do Escudo das Guianas abrange grande parte da Província geocronológica Maroni-Itacaiúnas (PMI - Tassinari & Macambira, 2004) (figura 2B) incluindo o terreno arqueano retrabalhado no Riaciano, o Bloco Amapá (Rosa Costa et al., 2006). No estado do Amapá e noroeste do Pará, a Província Maroni-Itacaiúnas é subdividida em domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru, respectivamente ao norte e ao sul do bloco arqueano Amapá (figura 2C).

As rochas estudadas foram: (i) um ortognaisse granodiorítico (LT40) e (ii) um charnoquito (MV18A), ambos neoarqueanos e retrabalhados durante o evento Transamazônico, pertencentes ao bloco Amapá, na divisa sudoeste do Amapá-noroeste do Pará; (iii) um tonalito riaciano (LT126) sin a tardi-orogênico transamazônico do domínio Lourenço, na porção central do estado do Amapá (figura 2C)

O ortognaisse granodiorítico (LT40) é constituído essencialmente por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita. Como acessórios ocorrem apatita, zircão e allanita. Apresentam bandamento composicional bem definido, com textura granoblástica e lepidoblástica, coloração cinza escura a esbranquiçada e granulação média. É um representante do Complexo Guianense, que reúne gnáisses predominantemente ortoderivados, com precursores magmáticos neoarqueanos, por vezes migmatizados e metamorfizados em condições de fácies anfífolito (Ricci et al., 2001). O precursor magmático do ortognaisse granodiorítico foi datado pelo método de evaporação de Pb em zircão em 2652 ± 4 Ma (Rosa-Costa et al., 2003).

O charnoquito (MV18A) é um ortopiroxênio sienogranito composto por microclina, plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e ortopiroxênio. Minerais opacos, apatita, zircão e allanita ocorrem como acessórios. Apresenta textura granular hipidiomórfica, granulação média a grossa e coloração cinza esverdeada, amarronzada ou rosada. Faz parte da Suíte intru-

siva Noucouru, a qual é definida por grandes batólitos charno-enderbíticos e graníticos alongados segundo a estruturação regional NW-SE. Uma idade de 2625 ± 4 Ma foi previamente obtida por evaporação de Pb em zircão por Rosa-Costa et al. (2006). Entretanto, por ter sido definida apenas com base no zircão mais antigo do conjunto datado, os autores consideraram o resultado apenas como uma idade mínima de cristalização.

O biotita tonalito (LT126) é constituído essencialmente por plagioclásio, quartzo e biotita. Epidoto, minerais opacos, titanita, zircão e apatita são os acessórios. A rocha apresenta textura protomilonítica, granulação média a grossa e cor cinza. Pertencente ao Complexo Araguari que representa uma suíte plutônica cálcio-alcalina expandida, composta por granitoides, foliados a gnaissificados, de composição tonalítica, granodiorítica, monzogranítica e diorítica (Rosa-Costa et al. 2014). A amostra foi previamente datada pelo método de evaporação de Pb em zircão em 2103 ± 3 Ma (Barreto et al., 2013).

As análises isotópicas U-Pb in situ efetuadas nos cristais de zircão (figura 3) das amostras supracitadas forneceram idades de cristalização de 2651 ± 28 Ma, 2645 ± 26 Ma e 2091 ± 14 Ma (tabela 4 e figura 4) para o ortognaisse, charnoquito e tonalito, respectivamente. Dentre os zircões analisados, aqueles que apresentaram significativas contribuições de Pb comum (altos valores de f_{206}) não foram incluídos na tabela de dados isotópicos (tabela 4) e, consequentemente, no cálculo das idades. Da mesma forma, aqueles cristais discordantes e com idades muito discrepantes da média de cada amostra foram descartados dos cálculos e não são apresentados nos diagramas Concórdia (figura 4).

As idades de cristalização de 2651 ± 28 Ma e 2091 ± 14 Ma obtidas pelo método U-Pb in situ nos cristais de zircão concordantes do ortognaisse granodiorítico e do biotita-tonalito, respectivamente, são similares, dentro dos limites de erro, aquelas previamente obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão (2652 ± 4 Ma – ortognaisse e 2103 ± 3 Ma – tonalito).

Para o charnoquito da suíte intrusiva Noucouru, as análises U-Pb in situ mostraram um padrão mais complexo, com poucos zircões concordantes, o que necessitou determinar uma Discórdia e considerar a idade por intercepto superior. Além disso, dentre os cristais concordantes a sub-concordantes, dois concordantes (A9 e B1) e um subconcordante (D8) apresentaram idades mais jovens em relação à idade por intercepto superior. Esses cristais foram excluídos dos cálculos da idade final (figura 4C e D) e provavelmente representam os efeitos de uma leve perda de Pb durante o Paleoproterozoico (evento transamazônico) e, neste caso, a concordância é apenas aparente. O cálculo de uma Discórdia com esses pontos mais jovens e os dois pontos concordantes mais antigos, fornece uma idade por intercepto inferior de $2,0 \pm 0,5$ Ga que sustenta essa hipótese (figura 4C). Alternativamente esses pontos poderiam representar perda total de chumbo, recristalização ou formação de zircão ocorridas na transição Neoarqueano-Sideriano. Entretanto, não há registro de eventos tectono-metamórficos neste período para justificar essa hipótese.

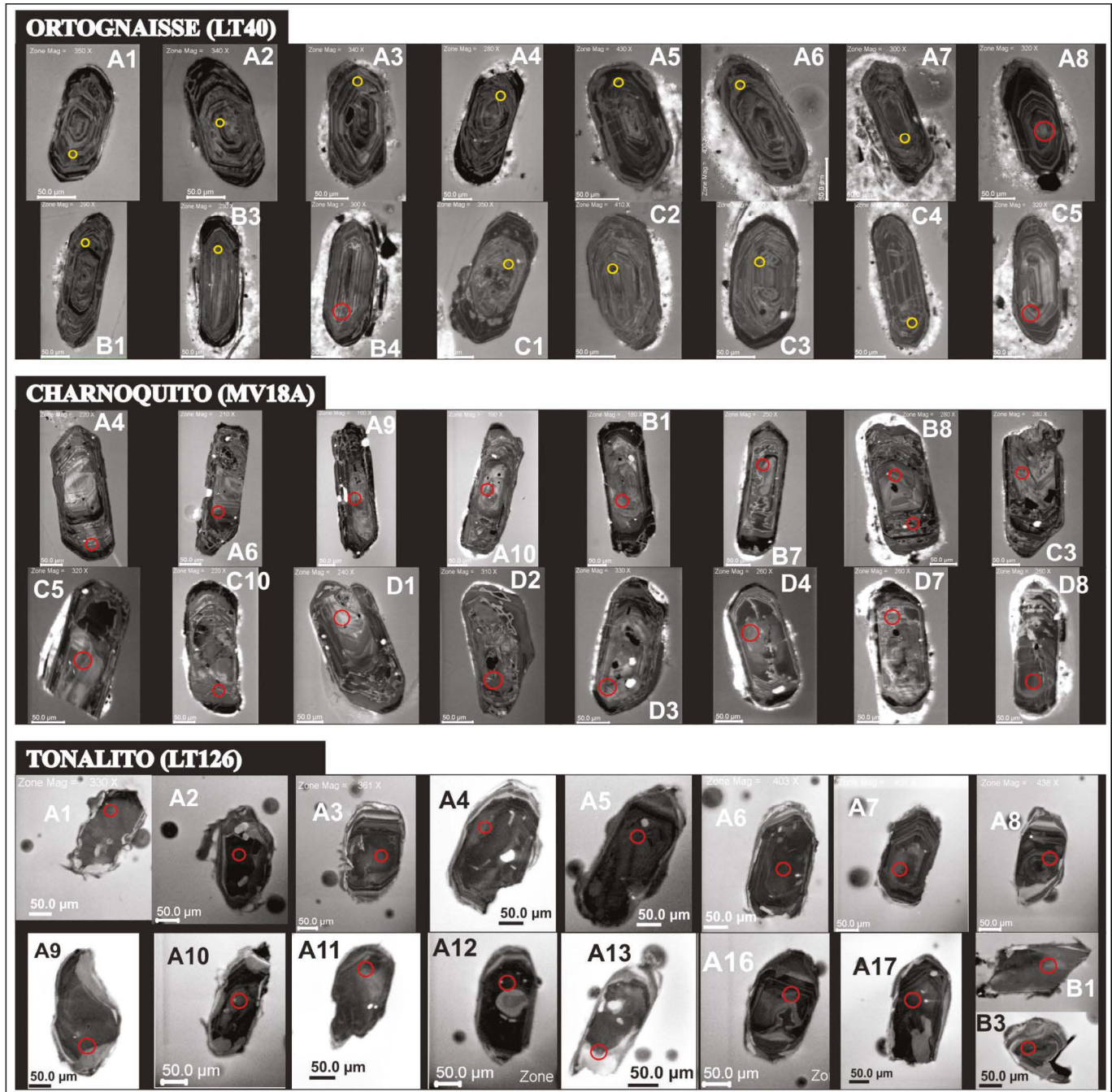


Figura 3 - Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão das amostras LT40, MV18A e LT126 analisados pontualmente para U-Pb. Círculos vermelhos (25 µm) e amarelos (10 µm) indicam aproximadamente as posições e os diâmetros dos furos (spots).

As análises prévias por evaporação de Pb em zircão (Rosa-Costa et al., 2006) para o charnoquito (MV18A) produziram um grande intervalo de idades entre 2417 Ma e 2625 Ma, inviabilizando o cálculo de um valor médio para a idade de cristalização. Nesse caso, como já mencionado, a idade do zircão mais velho (2625 Ma) foi assumida como uma idade mínima de cristalização. Três outros corpos distintos da mesma suíte intrusiva foram anteriormente datados pelo método de evaporação de Pb em zircão: dois granitos mesoperitíticos, os quais forneceram idades consistentes de 2649 ± 2 Ma e 2656 ± 4 Ma (Rosa-Costa et al. 2006), e um charno-enderbitito que apresentou uma idade de 2605 ± 6 Ma (Ricci et al., 2002). A idade U-Pb em zircão de 2645 ± 26 Ma obtida neste trabalho, analisada em conjunto

com as idades prévias, sugere que os diversos corpos da suíte intrusiva Noucoure tenham se formado durante um mesmo pulso magmático em um intervalo de tempo restrito entre 2,65 e 2,66 Ga, possivelmente distinto daquele pulso magmático a 2,61 Ga registrado por Ricci et al. (2002).

O conjunto de idades (U-Pb e Pb-Pb) agora disponível para as amostras estudadas marcam dois importantes eventos magmáticos ocorridos no Neoarqueano e Riáciano da porção centro-sul do estado do Amapá, no sudeste do Escudo das Guianas. É possível afirmar ainda que os precursores magmáticos do Complexo Guianense e os batólitos da suíte intrusiva Noucoure foram provavelmente contemporâneos.

Tabela 4 - Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS das amostras estudadas.

Amostra/ zircão	f_{206} ^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						Conc. l (%) $\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$	
						$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1	Rho ^d	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	1 σ	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$
LT40 A1	0,0013	11,4	2,6	26,9	0,10	11,60	4,68	0,47	4,18	0,89	0,18	2,10	2480,1	103,8	2572,7	120,5	2646,5	55,7	93,7
LT40 A2	0,0057	5,6	5,5	18,0	0,31	7,64	4,64	0,33	3,33	0,72	0,17	3,23	1818,0	60,5	2189,6	101,6	2558,4	82,6	71,1
LT40 A3	0,0049	3,7	2,1	7,5	0,29	11,64	4,81	0,49	2,99	0,62	0,17	3,77	2575,5	76,9	2575,7	123,8	2575,9	97,0	100,0
LT40 A4	0,0053	5,9	1,2	18,3	0,07	7,60	3,49	0,32	2,74	0,78	0,17	2,17	1790,4	49,1	2185,2	76,3	2579,5	55,9	69,4
LT40 A5	0,0003	5,4	2,3	9,3	0,25	12,84	4,54	0,52	3,16	0,70	0,18	3,26	2713,7	85,6	2668,3	121,1	2634,0	86,0	103,0
LT40 A6	0,0027	8,3	4,4	15,4	0,29	12,75	4,74	0,51	3,06	0,65	0,18	3,62	2668,8	81,6	2661,2	126,1	2655,4	96,1	100,5
LT40 A7	0,0038	6,5	3,7	13,0	0,28	11,07	3,56	0,44	2,27	0,64	0,18	2,75	2328,4	52,8	2528,7	90,1	2693,5	73,9	86,4
LT40 A8	0,0012	58,0	27,0	94,6	0,29	12,78	2,20	0,52	1,45	0,66	0,18	1,65	2697,5	39,0	2663,4	58,5	2637,6	43,6	102,3
LT40 B1	0,0035	4,9	4,3	9,6	0,45	9,91	3,50	0,40	2,42	0,69	0,18	2,53	2180,8	52,7	2426,6	85,0	2639,6	66,9	82,6
LT40 B3	0,0046	5,6	4,7	10,6	0,45	12,86	3,80	0,52	2,85	0,75	0,18	2,51	2713,9	77,4	2669,8	101,4	2636,6	66,1	102,9
LT40 B4	0,0053	36,6	34,7	70,1	0,50	11,23	2,52	0,45	2,19	0,87	0,18	1,24	2410,2	52,9	2542,5	64,0	2649,8	32,9	91,0
LT40 C1	0,0058	2,9	3,0	7,8	0,39	7,85	6,27	0,33	4,53	0,72	0,17	4,33	1828,5	82,9	2213,6	138,7	2592,0	112,2	70,5
LT40 C2	0,0033	2,7	1,5	7,7	0,20	6,18	4,63	0,26	3,42	0,74	0,17	3,12	1490,2	50,9	2001,0	92,6	2579,4	80,5	57,8
LT40 C3	0,0051	3,9	3,6	7,8	0,46	8,04	5,88	0,33	3,68	0,63	0,18	4,59	1837,7	67,7	2235,4	131,5	2622,6	120,4	70,1
LT40 C4	0,0018	3,1	1,0	5,5	0,19	12,48	4,30	0,51	2,88	0,67	0,18	3,20	2675,6	77,1	2641,5	113,6	2615,5	83,6	102,3
LT40 C5	0,0031	46,6	18,6	84,3	0,22	11,67	2,30	0,46	1,78	0,77	0,18	1,46	2457,1	43,7	2578,4	59,3	2675,2	39,0	91,8
MV18A A4	0,0061	42,0	46,7	159,9	0,29	4,17	2,33	0,21	1,52	0,65	0,15	1,76	1204,1	18,3	1668,7	38,9	2315,6	40,9	52,0
MV18A A6	0,0012	40,3	20,5	80,6	0,26	11,07	1,83	0,45	1,41	0,77	0,18	1,16	2406,7	33,9	2528,7	46,2	2628,2	30,6	91,6
MV18A A9	0,0076	38,2	20,8	78,5	0,27	11,44	1,88	0,48	1,25	0,66	0,17	1,41	2533,3	31,7	2559,9	48,2	2581,1	36,3	98,1
MV18A A10	0,0019	34,8	22,2	62,5	0,36	9,88	1,95	0,40	1,54	0,79	0,18	1,21	2188,7	33,6	2423,8	47,3	2627,6	31,7	83,3
MV18A B1	0,0012	17,7	8,8	32,2	0,28	10,32	2,64	0,46	1,60	0,61	0,16	2,10	2443,5	39,0	2464,1	65,0	2481,2	52,1	98,5
MV18A B7	0,0041	43,5	28,1	98,4	0,29	6,90	3,26	0,30	2,59	0,79	0,17	1,98	1675,0	43,4	2099,1	68,5	2545,2	50,4	65,8
MV18A B8b	0,0031	54,8	55,2	139,3	0,40	7,10	2,49	0,31	2,28	0,91	0,17	1,02	1747,2	39,8	2124,7	53,0	2512,9	25,5	69,5
MV18A B8n	0,0027	23,8	11,1	36,3	0,31	11,27	1,90	0,46	1,44	0,76	0,18	1,24	2454,7	35,5	2545,6	48,5	2618,9	32,5	93,7
MV18A C3	0,0069	26,4	19,3	68,1	0,29	5,63	3,47	0,25	2,60	0,75	0,16	2,30	1441,5	37,5	1921,2	66,7	2487,4	57,3	58,0
MV18A C5	0,0003	42,0	29,7	66,3	0,45	12,07	1,61	0,49	1,15	0,71	0,18	1,14	2551,7	29,3	2609,5	42,1	2654,7	30,1	96,1
MV18A C10	0,0061	46,6	36,1	133,2	0,27	5,45	2,26	0,27	1,90	0,84	0,15	1,22	1551,4	29,4	1892,4	42,7	2290,2	28,0	67,7
MV18A D1	0,0003	29,2	14,9	46,3	0,32	12,58	1,50	0,51	0,90	0,60	0,18	1,19	2641,3	23,7	2648,6	39,6	2654,2	31,7	99,5
MV18A D2	0,0113	48,1	22,8	106,4	0,22	12,14	1,96	0,50	1,12	0,58	0,18	1,60	2603,3	29,3	2615,2	51,1	2624,5	42,0	99,2
MV18A D3	0,0040	47,8	28,0	112,9	0,25	7,19	2,46	0,34	1,49	0,60	0,15	1,96	1909,0	28,4	2135,4	52,5	2360,9	46,2	80,9
MV18A D4	0,0041	40,5	24,8	85,1	0,29	8,33	1,72	0,40	1,22	0,71	0,15	1,22	2160,3	26,3	2268,1	39,0	2366,7	28,8	91,3
MV18A D7	0,0114	39,1	39,0	111,5	0,35	7,09	4,19	0,33	3,21	0,77	0,15	2,69	1855,9	59,5	2122,9	88,9	2392,6	64,4	77,6
MV18A D8	0,0090	28,7	10,5	53,3	0,20	10,51	2,44	0,46	1,80	0,74	0,17	1,64	2425,0	43,7	2480,7	60,4	2526,6	41,5	96,0

(Continua)

(Tabela 4: Continuação)

Amostra/ zircão	f ₂₀₆ ^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Razões isotópicas ^c				Idades (Ma)				Conc. f (%) (206/238)/ (207/206)			
						1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	Rho ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		1 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ abs
MV18A D8	0,0090	28,7	10,5	53,3	0,20	2,44	0,46	1,80	0,74	0,17	1,64	43,7	2480,7	60,4	2526,6	41,5	96,0
LT126 A1	0,0010	97,8	143,4	177,7	0,81	2,85	0,37	1,03	0,36	0,13	2,66	20,9	2066,6	58,9	2097,9	55,7	97,0
LT126 A2	0,0028	106,0	141,2	248,6	0,57	4,49	0,25	4,01	0,89	0,13	2,02	57,5	1708,4	76,8	2063,7	41,8	69,5
LT126 A3	0,0023	79,1	231,8	232,7	1,00	2,43	0,26	1,69	0,70	0,12	1,75	25,2	1710,9	41,6	1994,3	34,8	74,7
LT126 A4	0,0004	79,1	92,1	161,0	0,58	1,97	0,38	1,39	0,70	0,13	1,40	28,6	2080,1	41,0	2100,9	29,5	98,0
LT126 A5	0,0039	113,3	125,1	325,4	0,39	2,22	0,29	1,64	0,74	0,13	1,49	27,2	1834,1	40,6	2039,4	30,4	81,3
LT126 A6	0,0012	51,7	92,9	99,2	0,94	1,74	0,39	0,99	0,57	0,13	1,43	21,2	2112,8	36,7	2093,7	29,9	101,8
LT126 A7	0,0007	60,9	74,6	122,2	0,62	1,61	0,38	1,03	0,64	0,13	1,24	21,3	2086,2	33,5	2092,7	25,9	99,4
LT126 A8	0,0014	82,7	73,3	175,5	0,42	1,66	0,41	0,95	0,57	0,13	1,36	21,1	2179,4	36,2	2131,8	29,0	104,6
LT126 A9	0,0008	96,7	115,7	208,4	0,56	1,75	0,37	0,91	0,52	0,13	1,50	18,5	2057,4	36,1	2092,8	31,3	96,6
LT126 A10	0,0018	36,9	51,6	80,8	0,64	3,76	0,31	3,01	0,80	0,13	2,26	52,9	1894,4	71,2	2049,3	46,2	85,7
LT126 A11	0,0040	69,6	97,8	137,4	0,72	2,01	0,41	1,37	0,68	0,13	1,47	30,5	2166,5	43,6	2111,6	31,0	105,4
LT126 A12	0,0014	79,0	132,3	156,5	0,85	2,31	0,37	1,61	0,70	0,13	1,65	32,6	2060,7	47,5	2096,0	34,6	96,6
LT126 A13	0,0020	80,9	122,8	167,6	0,74	1,99	0,41	1,40	0,71	0,13	1,41	31,2	2155,6	42,9	2094,3	29,6	106,0
LT126 A16	0,0021	80,7	249,1	185,8	1,35	3,77	0,32	3,44	0,91	0,13	1,56	62,1	1935,4	73,0	2073,8	32,4	87,2
LT126 A17	0,0013	72,3	98,1	164,6	0,60	1,76	0,33	1,14	0,64	0,13	1,35	20,9	1957,6	34,5	2079,3	28,0	88,7
LT126 B1	0,0021	111,9	117,0	261,4	0,45	1,50	0,38	1,06	0,70	0,13	1,07	22,1	2094,6	31,4	2092,1	22,3	100,2
LT126 B3	0,0016	83,8	153,1	208,3	0,74	2,71	0,27	1,91	0,71	0,13	1,91	29,9	1784,6	48,3	2052,4	39,3	76,2

Cristais destacados em negrito apresentam idades concordantes e aqueles em itálico não foram incluídos nos cálculos das idades médias.

a Fração do ²⁰⁶Pb não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^{\text{amostra}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^{\text{comum}}$

b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1;

c Corrigidas para o branco analítico (background), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS-valores/valores medidos); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando a equação = $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^{(137,88)}$;

d Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U;

e Corrigida para o fracionamento de massa (mass-bias) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

f Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood et al., 2016.

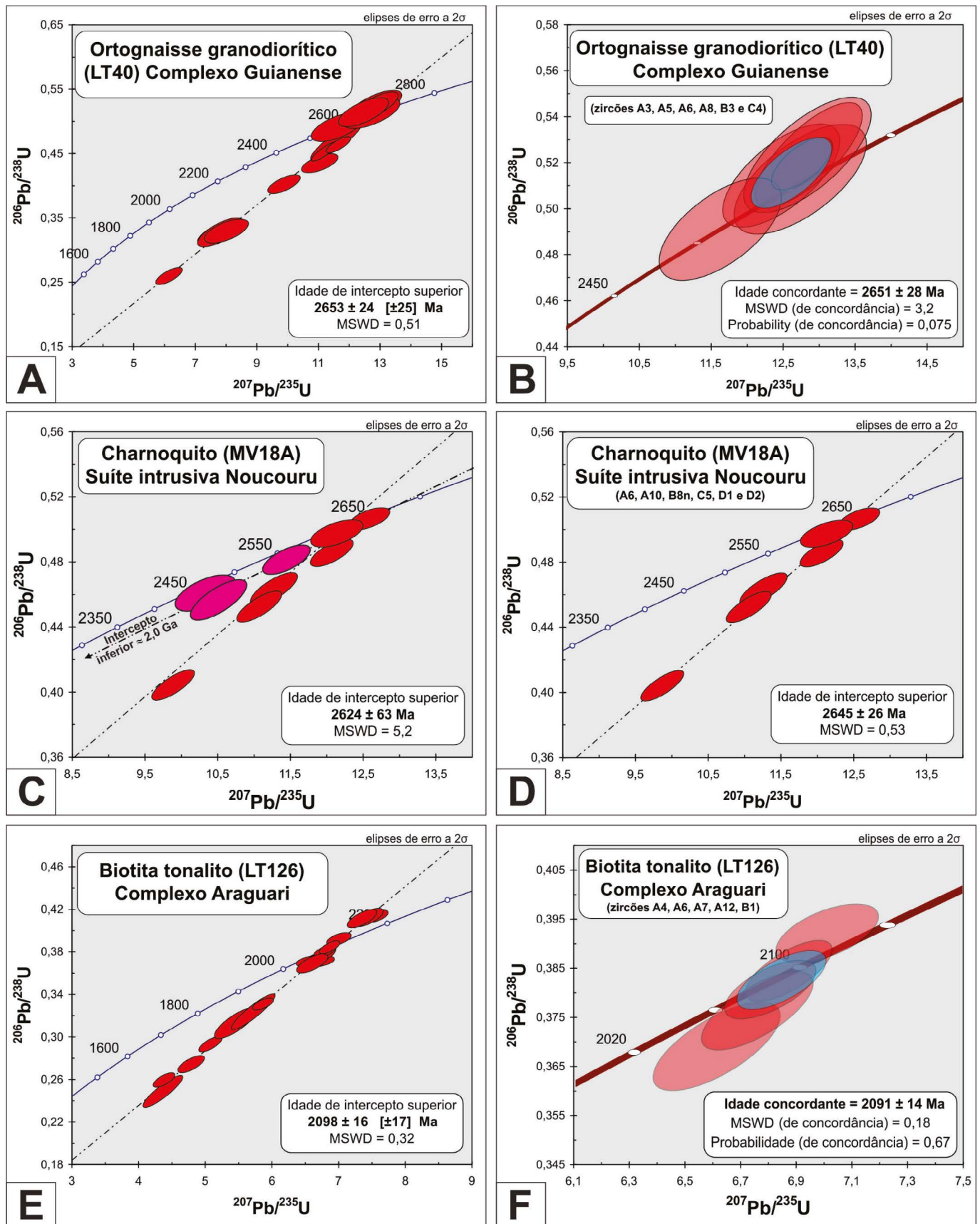


Figura 4 - Diagramas Concórdia para as rochas estudadas, destacando: (A) idade de intercepto superior e (B) idade concordante para seis cristais do ortognaisse granodiorítico (LT40) do Complexo Guianense; (C) idade de intercepto superior para o charnoquito (MV18A) da Suíte intrusiva Noucourou, incluindo três cristais concordantes a subconcordantes mais jovens (coloridos em róseo), que foram descartados para o cálculo da idade de intercepto superior final (D), onde o erro absoluto sobre a idade calculada e o fator MSWD são aceitáveis; (E) idade de intercepto superior e (F) idade concordante para cinco cristais do tonalito (LT126) do Complexo Araguari.

CONCLUSÕES

Os resultados obtidos para os materiais internacionais de referência de U e Pb, zircões GJ-1 e 91500, analisados durante a implantação do método U-Pb para análises in situ de zircões por LA-MC-ICP-MS reproduziram os valores da literatura com a precisão, acurácia e reprodutibilidade necessária para que se possa aplicar em rotina essa metodologia no Pará-Iso/UFPA.

A aplicação da metodologia U-Pb nos zircões de três amostras da região centro-sul do estado do Amapá forneceu idades de cristalização consistentes que marcam os principais eventos magmáticos ocorridos no Neoarqueano (ortognaisse granodiorítico do Complexo Guianense e charnoquito da Suíte Intrusiva Noucouru) e Riáciano (biotita tonalito do Complexo Araguari) do sudeste do Escudo das Guianas, como já previamente identificados baseando-se em idades Pb-Pb em zircão por TIMS.

As idades obtidas com êxito nos zircões de diferentes Eras geológicas, desde o Neoarqueano (amostras LT-40 e MV18A), passando pelo Paleoproterozoico (amostra LT126) e Mesoproterozoico (zircão 91500)

até o Neoproterozoico (zircão GJ-1), demonstram a capacidade do método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS de realizar análises isotópicas com alta resolução espacial, na escala de micrômetros, de forma rápida e precisa. Assim sendo, o Pará-Iso/UFPA coloca a disposição da comunidade científica, especialmente da Amazônia, mais essa importante ferramenta de investigação geocronológica.

AGRADECIMENTOS

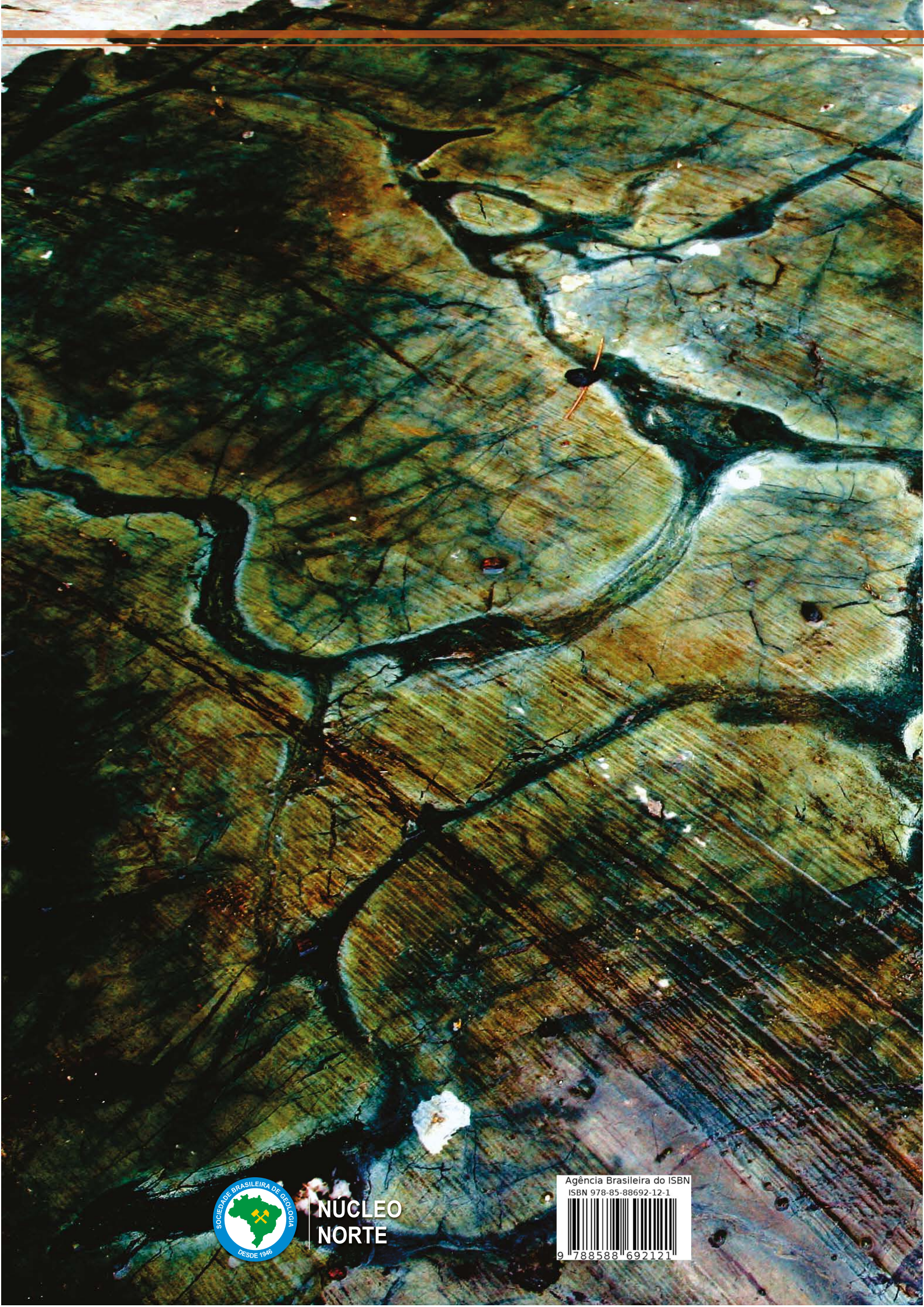
Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de doutorado ao primeiro autor e ao projeto CNPq Universal 485539/2012-8, coordenado pelo Dr. Jean Michel Lafon, pelo apoio financeiro. A Dra. Lúcia Travassos da Rosa-Costa do Serviço Geológico do Brasil - Superintendência Regional de Belém (CPRM/SUREG-BE) por disponibilizar as amostras utilizadas. Agradecemos ao Dr. Farid Chemale Jr. por sua valiosa contribuição na implantação da metodologia descrita neste trabalho, cujo desenvolvimento contou com a infraestrutura e suporte instrumental do Pará-Iso/UFPA.

REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Ramô 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. *Precambrian Research*, 187: 201-221.
- Avelar V.G.; Lafon J.M.; Delor C.; Guerrot C.; Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Geologie de la France*, 2-3-4: 83-100.
- Barreto C.J.S.; Lafon J.M.; Rosa-Costa L.T.; Dantas E.L. 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 97-116.
- Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81: 99-114.
- Chemale Jr F., Kawashita K., Dussin I.V., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2): 275-295.
- Cocherie A., Guerrot C., Rossi Ph. 1992. Single-zircon dating by step-wise evaporation: comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 101: 131-141.
- Delor C., Lahondère D., Egal E.; Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Theveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003a. Transamazonian Crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 - scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France - Special Guiana Shield*. BRGM - SGF Editor. 2-3-4: 5-58.
- Delor C., Roever E.W.F., Lafon J.M., Lahondère D., Rossi P., Cocherie A., Guerrot C., Potrel A. 2003b. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France - Special Guiana Shield*. BRGM - SGF Editor 2-3-4: 207-230.

- Feio G.R.L., Dall' Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Oliveira D.C., Santos R.D., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: a-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151: 52-73.
- Feng R., Machado N., Ludden J. 1993. Lead geochronology zircon by laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry (LP-ICPMS). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 3479-3486.
- Fryer, B.J., Jackson, S.E., Longerich, H.P., 1993. The application of laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to in-situ (U)-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 109: 1- 8.
- Gaudette, H.E., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Moura, C.A.V., Scheller, T., 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 351-363.
- Goolaerts A., Mattielli N., Jong J., Weis D., Scoates J.S. 2004. Hf and Lu isotopic reference values for the zircon standard 91500 by MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, 206: 1-9.
- Gray A.L. 1985. Solid sample introduction by laser ablation for inductively coupled plasma source mass spectrometry. *Analyst*, 110: 551-556.
- Hirata T., Nesbitt R.W. 1995. U-Pb isotope geochronology of zircon: evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma-mass spectrometry technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 2491- 2500.
- Horn I., Rudnick R.L., McDonough W.F. 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 164: 281-301.
- Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-Th-Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40(3): 311-332.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47-69.
- Kober B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contribution Mineralogy Petrology*, 93: 482-490.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contribution Mineralogy Petrology*, 96: 63-71.
- Kober B., Pidgeon R.T., Lippolt H.J., 1989. Single-zircon dating by stepwise Pb-vaporization constrains the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills, western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 91: 286-296.
- Kosler J., Fonneland H., Sylvester P., Tubrett M., Pedersen R.B. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies - a comparison of laser ablation ICP-MS and SIMS techniques. *Chemical Geology*. 182: 605-618.
- Kröner A., Jaeckel P., Brandl G., Nemchin A.A., Pidgeon R.T. 1999. Single zircon ages for granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo Belt, southern Africa and geodynamic significance. *Precambrian Research*, 93: 299-337.
- Krymsky R.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M., Estumano G.S. 2007. Uranium-lead dating method at the Pará-Iso isotope geology laboratory, UFPA, Belém - Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79(1): 115-128.
- Ludwig K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 - A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel, No. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70 p.
- Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A. 2017. 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*, (este volume).
- Nomade S., Chen Y., Pouclet A., Féraud G., Théveniaut H., Daouda B.Y., Vidal M., Rigolet C. 2003. The Guiana and the West African Shield Palaeoproterozoic grouping: new palaeomagnetic data for French Guiana and the Ivory Coast. *Geophysical Journal International*, 154: 677-694.
- Ricci, P.S.F.; Carvalho, J.M.A.; Rosa-Costa, L.T.; Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Vale, A.G.; Macambira, E.M.B.; Araújo, O.J.B. 2001. Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA - Fase I. Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

- Ricci, P.S.F.; Carvalho, J.M.A.; Rosa-Costa, L.T.; Lafon, J.M. 2002. Plúton charnoenderbítico arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. Anais, SBG-NE, p.524.
- Rosa-Costa L.T., Ricci P.S.F., Lafon J.M., Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L., Macambira E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of southwestern Amapá and northwestern Pará, Brazil, southeastern Guiana shield. *Géologie de la France*, 2-3-4:101-120.
- 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*, 2: 277-300.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Cocherie A., Delor C. 2008. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, 26:445-462.
- Rosa-Costa L.T., Monié P., Lafon J.M., Arnaud N.O. 2009. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. *Journal of South American Earth Sciences*, 27:113-128.
- 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 1:250.00. Belém: CPRM. 159p.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2):207-221.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartonelli 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 - SP, 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.
- Théveniaut H., Delor C., Lafon J.M., Monié P., Rossi P., Lahondère D. 2006. Paleoproterozoic (2155-2060 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research*, 150: 221-256.
- Vanderhaegue O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, 92: 165-193.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin 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 element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19: 1-23.
- Yuan H., Gao S., Liu X., Li H., Günther D., Wu F. 2004. Accurate U-Pb Age and Trace Element Determinations of Zircon by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical research*, 28: 353-370.
- Zhao G., Cawood P.A., Simon A.W., Sun M. 2002. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews*, 59: 125-162.



**NUCLEO
NORTE**

Agência Brasileira do ISBN
ISBN 978-85-88692-12-1

