



IX SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

CONHECER PARA DESENVOLVER

**19 A 23 DE MARÇO DE 2006
Belém-Pará**

ÍNDICE

SESSÃO TEMÁTICA I - GEOTECNOLOGIAS

ESTRATÉGIAS PARA APLICAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS EM TERRENOS TROPICAIS <i>Adalene Moreira Silva</i>	12
CONTRIBUIÇÃO DA AEROGEOFÍSICA NOS LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS NA AMAZÔNIA <i>Regina C. dos S. Silva</i>	15
PROCESSAMENTO DE IMAGENS CBERS-2 E SAR/SIPAM NO ESTUDO DE ESTRUTURAS TECTÔNICAS E DE FEIÇÕES EROSIVAS LINEARES NA SERRA DO TEPEQUÉM – RORAIMA <i>Stélio S. Tavares Júnior1, José A. V. Costa, Luiza C. B. Neta, Marcondes L. da Costa</i>	19
FUSÃO DE IMAGENS RADARSAT-1 E LANDSAT-4 PARA MAPEAMENTO DOS AMBIENTES COSTEIROS TROPICAIS NO GOLFÃO MARANHENSE <i>Sheila G. Teixeira & Pedro W. M. Souza Filho</i>	23
INTEGRAÇÃO DE IMAGENS ALTIMÉTRICAS, SAR E MAGNETOMÉTRICAS NO MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA ÁREA CENTRO-OESTE DO SISTEMA TRANSCORRENTE CARAJÁS (PA) <i>Dreher A.M.; Xavier R.P.</i>	27

SESSÃO TEMÁTICA II - GEOLOGIA MÉDICA E AMBIENTAL, GESTÃO TERRITORIAL E GEOTECNIA

MINERAÇÃO E SAÚDE PÚBLICA – O CASO DO ARSÊNIO NO BRASIL <i>Bernardino R. Figueiredo</i>	31
GEOQUÍMICA E GEOLOGIA MÉDICA DAS ÁGUAS DE SISTEMA DE ABASTECIMENTO PÚBLICO DO NE DO PARÁ E NW DO MARANHÃO <i>Edesio M. B. Macambira & Eduardo P. Viglio</i>	35
ARSÊNIO NA BACIA AMAZÔNICA <i>Wilson Scarpelli</i>	39
CONSTRUÇÃO DE CENÁRIOS ALTERNATIVOS PARA O PLANEJAMENTO ESTRATÉGICO DOS RECURSOS MINERAIS E HÍDRICOS DA AMAZÔNIA <i>Valter J. Marques & Suelly S. Marques</i>	44
EVIDÊNCIAS DE IMPACTOS AMBIENTAIS NAS ÁGUAS FLUVIAIS DO ESTADO DO ACRE IMPUTADOS PELA CRIAÇÃO DE BOVINOS E POR EFLUENTES URBANOS <i>José A. R. Rego, 2Marcondes L. da Costa, Henrique D. F. Almeida, Patrícia F. Pereira, Bruno S. Carneiro</i>	48
A BIODISPONIBILIDADE QUÍMICA EM SEDIMENTOS DO MANGUEZAL DE MARAPANIM (LITORAL DO ESTADO DO PARÁ) E SUA TRANSFERÊNCIA PARA OS CARANGUEJOS <i>Maria do P. S. P. Vilhena, Marcondes L. da Costa, José F. Berredo</i>	52
NUTRIENTES (K, P, CA, NA, MG E FE) EM SEDIMENTOS (SOLOS) E CULTIVARES DE PRAIAS E BARRANCOS DE RIOS DA BACIA DO PURUS NO ESTADO DO ACRE-BRASIL <i>Milta M. da M. Martins, Marcondes L. da Costa, Henrique D. F. de Almeida</i>	56
EFEITOS ANTRÓPICO SOBRE AS ÁGUAS DO IGARAPÉ BOLIVIAMANAUS/AM <i>Maria do S. R. da Silva, Clive R. do Nascimento, Sebastião Á. F. Miranda, Hillândia B. da Cunha, Domitila Pascoaloto</i>	60
GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE LAGOS DA BACIA HIDROGRAFICA DO TROMBETAS. REGIÃO AMAZÔNICA <i>Maria do S. R. da Silva, Sergio R. B. Bringel, Antonia G.N.Pinto, Sávio J. F. Ferreira</i>	64
COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO DO CU, CD, FE, MN, NI, PB E ZN, NOS SEDIMENTOS DE FUNDO DO RIO NEGRO, ORLA DE MANAUS/AM <i>Antônia G. N. Pinto, Maria do S. R. da Silva, Sérgio R. B. Bringel</i>	68

AVALIAÇÃO DO NÍVEL DE CONTAMINAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA CIDADE DE PARINTINS (AM) <i>José L. Marmos & Carlos J. B. de Aguiar</i>	72
ESTUDO DA DEGRADAÇÃO E DA VARIAÇÃO SAZONAL NA QUALIDADE DOS RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIAIS DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUFRAMA, MUNICÍPIOS DE MANAUS E RIO PRETO DA EVA (AM) <i>José Luiz Marmos</i>	76
GEOQUÍMICA DOS SOLOS COM TERRA PRETA ARQUEOLÓGICA EM CAXIUANÃ (AMAZÔNIA ORIENTAL) E SUA INFLUÊNCIA NO CULTIVO DA MANDIOCA <i>Marcilêia S. Carmo, Marcondes L. da Costa, Dirse C. Kern</i>	80
DIAGNÓSTICO AMBIENTAL DO IGARAPÉ DOS TANQUES, MUNICÍPIO DE PORTO VELHO/RO <i>Gilmar José Rizzotto, Antonio Hernandes Torres</i>	84
OS LAGOS DO LAVRADO DE BOA VISTA - RR <i>Maria E. N. da S. Meneses, Marcondes L. da Costa, José Augusto V. Costa</i>	88
ANÁLISE DOS IMPACTOS AMBIENTAIS OCASIONADOS PELA EXPLORAÇÃO DE RECURSOS MINERAIS NA ÁREA DO IGARAPÉ DO MARIANO NO MUNICÍPIO DE MANAUS-AM <i>José R. C. da Silva, José D. Alecrim, Francisco E. O. Aguiar</i>	92
QUALIDADE DA ÁGUA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MEIA PONTE NA REGIÃO METROPOLITANA DE GOIÂNIA-GO E SUA CORRELAÇÃO COM PADRÕES DE CONSUMO HUMANO <i>Eric S. Araújo</i>	96
PLUVIOMETRIA E HIDROLOGIA SUPERFICIAL DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUFRAMA <i>Raimundo G. L. Cunha, Emmanuel da S. Lopes, Marco A. Oliveira</i>	100
IMPACTOS TECNOGÊNICOS SOBRE A QUALIDADE DAS ÁGUAS SUPERFICIAIS DA MICROBACIA HIDROGRÁFICA DO IGARAPÉ VAL-DE-CÃES <i>Romero de A. Maranhão</i>	104
ESTUDOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO RIO JI-PARANÁ PARA FINS DE APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS A NÍVEL DE INVENTÁRIO <i>Euzébio J. Gil & Célia Aparecida Silva Marinho</i>	108
ESTUDOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO RIO TELES PIRES PARA FINS DE APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS A NÍVEL DE INVENTÁRIO <i>Euzébio J. Gil & Roberta R. Coutinho</i>	111
IMPACTOS AMBIENTAIS GERADOS PELAS EXPLOTAÇÕES DE QUARTZITO NA REGIÃO DE OURO PRETO <i>Mauro F. Meyer, Julio C. de Pontes, João B. M. de Souza</i>	113
AVALIAÇÃO DE VIABILIDADE AMBIENTAL, TÉCNICA E ECONÔMICA DA ATIVIDADE DE EXTRAÇÃO DE AREIA DE ALUVIÃO NO MUNICÍPIO DE IELMO MARINHO-RN <i>Mauro F. Meyer, Handson C. D. Pimenta</i>	117
GEOLOGIA DA ÁREA DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUFRAMA-AM <i>Marco A. Horbe, Marco A. de Oliveira, José L. Marmos, Afonso C. R. Nogueira, Clauzionor L. da Silva</i>	121
ANÁLISE DA DINÂMICA SOCIOECONÔMICA COMO SUBSÍDIO AO ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUPERINTENDÊNCIA DA ZONA FRANCA DE MANAUS (SUFRAMA), AMAZONAS, BRASIL <i>Danielle P. da Costa I, Ivens de B. Araújo, Christiane B. Sant'Anna I, Daniel B. Nava</i>	125
A IMPORTÂNCIA DA APLICAÇÃO DE LEVANTAMENTOS GEOQUÍMICOS REGIONAIS MULTIELEMENTARES AOS CAMPOS DA SAÚDE HUMANA <i>Eduardo P. Viglio, Rômulo S. Angélica</i>	129
CAMPANHA DE ESCLARECIMENTO: RISCOS DE CONTAMINAÇÃO PESSOAL NOS GARIMPOS POR MINÉRIOS RADIOATIVOS <i>Valeria da F. e S. Pastura</i>	134

SESSÃO TEMÁTICA III - EVOLUÇÃO CRUSTAL, GEOLOGIA ISOTÓPICA, GEOLOGIA REGIONAL, PETROLOGIA, GEOTECTÔNICA E METALOGONIA

ASPECTOS GEOQUÍMICOS E IDADE PB-PB DA BORDA SUDESTE DO BATÓLITO SÃO GABRIEL, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM), ESCUDO DAS GÜIANAS: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS <i>Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B., Galarza M.A.</i>	136
GRANITÓIDES CALCIÁLCALINOS DO EXTREMO SUL DO ESCUDO DAS GÜIANAS, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM): PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DA SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA BRANCA <i>Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B.</i>	140
MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DO PARÁ – PROPOSTA E AVANÇOS <i>Marcelo L. Vasquez, Cristiane S. Sousa, José Maria de A. Carvalho</i>	144
O ESTILO DO SISTEMA FLUVIAL PRÉ-CAMBRIANO NA SERRA DO TEPEQUÉM, ESTADO DE RORAIMA <i>Lucindo A. Fernandes Filho, Werner Truckenbrodt, Afonso C. R. Nogueira, Bandeira C. da Silva Júnior</i>	149
DEPÓSITOS EÓLICOS DA FORMAÇÃO URUPI, PALEOPROTEROZÓICO DO ESCUDO DAS GUIANAS, MINA DO PITINGA-AM <i>Eisner F. S. Cunha, Afonso C. R. Nogueira, Jackson D. S. Paz, José M. Ferron, Maurício Prado</i>	152
A COMPARTIMENTAÇÃO DO CRÁTON AMAZONAS EM PROVÍNCIAS: AVANÇOS OCORRIDOS NO PERÍODO 2000-2006 <i>João O. S. Santos, Léo A. Hartmann, Mário S. Faria, Silvio R. Riker, Miguel M. Souza, Marcelo E. Almeida, Neal J. McNaughton</i>	156
A FAIXA COLISIONAL K’MUDKU (IDADE GRENVILLIANA) NO NORTE DO CRÁTON AMAZONAS: REFLEXO INTRACONTINENTAL DO ORÓGENO SUNSÁS NA MARGEM OCIDENTAL DO CRÁTON <i>João O. S. Santos, Mário S. Faria, Silvio R. Riker, Miguel M. Souza, Léo A. Hartmann, Marcelo E. Almeida, Neal J. McNaughton, Ian R. Fletcher</i>	160
CORRELAÇÕES GEOLÓGICAS DAS ROCHAS DO PRÉ-CAMBRIANO BOLIVIANO COM AS ROCHAS DO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO NO BRASIL <i>Gabriela V. Mattos, Mauro C. Geraldles, Ramiro M. Salinas, Wilson Teixeira</i>	164
NOVOS DADOS DE CAMPO E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA BORDA SUDESTE DO BATÓLITO GRANÍTICO SÃO GABRIEL, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM), ESCUDO DAS GÜIANAS <i>Valério C.S., Souza V.S., Castro R.H.L., Marques S.N.S.</i>	167
ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS ROCHAS ÁCIDAS E DIQUES BÁSICOS NA PEDREIRA DO GETÚLIO, REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM) <i>Antônio G. H. de Souza, Cláudio A. Milliotti, René Luzardo</i>	171
ESTUDO PETROGRÁFICO E GEOQUÍMICO DO EMBASAMENTO E DOS GRANITÓIDES FORMADOS DURANTE A OROGENIA SUNSÁS E DAS ROCHAS DO SEU EMBASAMENTO, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO DA BOLÍVIA <i>Gabriela V. Mattos, Mauro C. Geraldles, Ramiro M. Salinas, Wilson Teixeira</i>	174
THE AGE OF DEPOSITION OF THE AGUAPEÍ GROUP (NOVA BRASILÂNDIA OROGENY, SUNSÁS PROVINCE, SOUTHWESTERN AMAZON CRATON) BASED ON U-PB AGES OF DIAGENETIC XENOTIME AND DETRITAL ZIRCON <i>João O. S. Santos, Neal J. McNaughton, Léo A. Hartmann, Ian R. Matos Salinas, Robert Fletcher</i>	178
METASEDIMETARY ROCKS OF THE IMATACA COMPLEX, VENEZUELA: FROM ARCHEAN TO OROSIRIAN (LATETRANSAMAZONIAN) <i>João O. S. Santos, Léo A. Hartmann, David I. Groves, Neal J. McNaughton</i>	182
PROVÍNCIA ESTRUTURAL AMAZÔNIA REVISADA <i>Mário Ivan C. de Lima</i>	185

MINERALOGICALLY BIZARRE CHARNOCKITOIDS OF THE BACAJÁ HIGH-GRADE BLOCK (PARÁ): DISCHARNOCKITIZED AND REEMPLACED PLUTONS MISTANKENLY CONFUSED WITH GRANITOIDS CRYSTALLIZED AT SHALLOWER CRUSTAL LEVELS <i>Paulo dos S. F. Ricci</i>	189
UNPRECEDENTED RECOGNITION OF JOTUNITIC-MANGERITIC OROGENIC BODIES FROM THE LOW COURSE OF THE IRIRI RIVER TO TUCURUÍ LAKE (PARÁ): IMPLICATIONS FOR THE BACAJÁ HIGH-GRADE BLOCK BOUNDARIES <i>Paulo dos S. F. Ricci</i>	193
GEOLOGIA ESTRUTURAL E PETROGRAFIA DE GRANITOS PALEOPROTEROZÓICOS DA REGIÃO AO NORTE DE PACAJÁ, PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS <i>Luis C. M. Palmeira & Carlos E. de M. Barros</i>	197
ESTUDO PETROGRÁFICO E ESTRUTURAL DE ROCHAS GRANITÓIDES PALEOPROTEROZOÍCAS DA REGIÃO AO SUL DE PACAJÁ, ESTADO DO PARÁ <i>Mike M. Sousa, Carlos E. de M. Barros</i>	200
GEOLOGIA E PETROGRAFIA DE ROCHAS GRANÍTICAS DA REGIÃO DE SERRA PELADA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>Valéria M. do Nascimento & Carlos E. de M. Barros</i>	203
PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA PB-PB DO GRANITO SANTA ROSA, REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>Antonio L. de Paiva Júnior, Claudio N. Lamarão, Carlos M. D. Fernandes, Sabrina C. C. Pinho1, Vanessa L. Cruz</i>	206
ESTUDO ISOTÓPICO ($\Delta^{13}C$ E 87SR/86SR) DE MÁRMORES NEOPROTEROZÓICOS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ, CINTURÃO ARAGUAIA <i>Nivia O. da Costa, Candido A. V. Moura, Rosemary B. Monteiro</i>	210
GRANITÓIDES PROTEROZÓICOS E SUAS IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO CRUSTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Roberto Dall'Agnol, Hilton T. Costi1, Claudio N. Lamarão, Nilson P. Teixeira1, Jorge S. Bettencourt3, Leda M. Fraga</i>	214
PETROLOGIA MAGNÉTICA DE BIOTITA-GRANITO/LEUCOGRANITO ARQUEANO DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS - PA <i>Fernanda G. C. do Nascimento, Roberto Dall'Agnol, Cláudio N. Lamarão</i>	218
PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANODIORITO SANUKITÓIDE ARQUEANO RIO MARIA DA REGIÃO DE BANNACH E COMPARAÇÕES COM AS DEMAIS OCORRÊNCIAS NO TERRENO GRANITO GREENSTONE DE RIO MARIA - PARÁ <i>Marcelo A. de Oliveira, Roberto Dall'Agnol, Fernando J. Althoff</i>	222
ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY OF THE REDENÇÃO GRANITE, EASTERN AMAZONIAN CRATON: IMPLICATIONS FOR THE EMPLACEMENT OF A PALEOPROTEROZOIC ANOROGENIC A-TYPE SUITE <i>Davis C. de Oliveira, Sérgio P. Neves, Roberto Dall'Agnol, Gorki Mariano, Paulo B. Correia</i>	227
ROCKS OF THE PIUM-AREA, CARAJÁS BLOCK, BRAZIL – A DEEPSEATED HIGH-T GABBROIC PLUTON (CHARNOCKITOID-LIKE) WITH XENOLITHS OF ENDERBITIC GNEISSES DATED AT 3002 MA – THE BASEMENT PROBLEM REVISITED <i>Paulo dos S. F. Ricci & José Maria de A. Carvalho</i>	231
O BLOCO AMAPÁ, UM EXTENSO SEGMENTO CRUSTAL ARQUEANO NO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS <i>Lúcia T. da Rosa-Costa, Jean Michel Lafon</i>	235
NOVOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS NO AMAPÁ - NNW DO PARÁ E SUA CONTRIBUIÇÃO NO ENTENDIMENTO GEODINÂMICO DA PORÇÃO SE DO ESCUDO DAS GÜIANAS <i>Maria T. L. Faraco, Paulo A. da C. Marinho, Arminio G. Vale, Candido A. V. Moura, Moacir J. B. Macambira, Marcio Pimentel</i>	239

IDADES ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ PB DE ZIRCÕES DETRÍTICOS DAS FORMAÇÕES VIZEU, IGARAPÉ DE AREIA E PIRIÁ, NORDESTE DO PARÁ: IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E PALEOAMBIENTAIS <i>Candido A. V. Moura, IKeila S. L. Teixeira, Evandro L. Klein, Bruno L. S. Pinheiro</i>	244
IDADES PB-PB DOS GRANITOS DO SETOR NOROESTE DO ESTADO DE RONDÔNIA <i>Gilmar J. Rizzotto, Marcos L. do E.S. Quadros, José G. de Oliveira, João M. de Castro1, Jean M. Lafon</i>	248
ESTUDOS ISOTÓPICOS (PB, C E O) NO DEPÓSITO CU-AU DO SOSSEGO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>Marcelly P. Neves, R. Netuno Villas, Candido V. Moura, Marco A. Galarza, Benevides Aires3, Clóvis Maurity</i>	252
ESTUDO DO PALEOSSISTEMA HIDROTERMAL ASSOCIADO AO DEPÓSITO CU-AU DO SOSSEGO, REGIÃO DE CARAJÁS, COM BASE EM INCLUSÕES FLUIDAS <i>Ana Glória N. Rosa, R. Netuno Villas, Benevides Aires, Clóvis Maurity</i>	257
CRÁTON AMAZÔNICO: EXERCÍCIO DE ESPECIFICAÇÃO E ANÁLISE NO CONTEXTO GLOBAL <i>Benjamim Bley de Brito Neves</i>	262
DATAÇÃO SM-ND EM GRANADA DE GNAISSES ALUMINOSOS DA REGIÃO IRIRI-XINGU (PA) <i>Tatiana R. Azevedo, Marcelo L. Vasquez, Moacir J.B. Macambira, Marco A. Galarza</i>	267
GEOCRONOLOGIA DO GRANITO SERRA DA QUEIMADA, REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>Sabrina C. C. Pinho, Claudio N. Lamarão, Carlos M. D. Fernandes, Antônio L. de P. Júnior, Vanessa L. Cruz</i>	270
UM ESTUDO PRELIMINAR DE VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS DE ZIRCÃO EM GRANITÓIDES DO CRÁTON AMAZÔNICO E SUAS APLICAÇÕES <i>Claudio N. Lamarão, Roberto Dall’Agnol, Gilvana L. da Soledade1, Carla J. S. Barreto</i>	274
PETROLOGIA MAGNÉTICA DE BIOTITA-GRANITO/LEUCOGRANITO ARQUEANO DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS - PA <i>Fernanda G. C. do Nascimento, Roberto Dall’Agnol, Cláudio N. Lamarão</i>	278
CARACTERIZAÇÃO DOS MINERAIS ÓXIDOS DE FE E TI DO GRANITO ANOROGÊNICO BANNACH <i>Fabriciana V. Guimarães, Roberto Dall’Agnol, José de Arimatéia C. de Almeida</i>	282
ESTUDO DE MINERAIS ACESSÓRIOS DE EPISSIENITO SÓDICO E GREISEN DA PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE PITINGA <i>Gilmara R. L. Feio, Roberto Dall’Agnol, Régis M. K. Borges</i>	286
OCORRÊNCIAS DE ROCHAS CLÁSTICAS NA JAZIDA DE FERRO DE N5S – SERRA DOS CARAJÁS - PA <i>Gilberto de L. P. Silva & Roberto F. de Carvalho</i>	290
QUÍMICA E GEOTERMOMETRIA DA CLORITA HIDROTERMAL DO DEPÓSITO DE OURO OROGÊNICO CIPOEIRO, CINTURÃO GURUPI, ESTADO DO MARANHÃO <i>Evandro L. Klein</i>	293
ASPECTOS GEOLÓGICOS DO GARIMPO DE OURO DO MANDI CUMARÚ DO NORTE - SUL DO PARÁ <i>Edesio M. B. Macambira, Paulo dos S. F. Ricci, Evandro L. Klein</i>	297
IDADES PB-PB DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DOS DEPÓSITOS AMAPARI (AMAPÁ), IGARAPÉ BAHIA (CARAJÁS) E MAMÃO (RIO MARIA), AMAZÔNIA ORIENTAL <i>Marco A. Galarza, Jean M. Lafon, Moacir J.B. Macambira</i>	300
SESSÃO TEMÁTICA IV - BACIAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS	
HISTÓRICO E PERSPECTIVAS DA EXPLORAÇÃO DE HIDROCARBONETOS NA BACIA DO SOLIMÕES <i>Cleber F. Barata & Mário V. Caputo</i>	305
ESTUDO DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA E ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO AMAZONAS <i>Luciana C. Pereira & Mário V. Caputo</i>	308
GLACIAÇÕES EOCARBONÍFERAS NAS BACIAS DO NORTE DO BRASIL <i>Mário V. Caputo, Maurice Stree1, José H. G. de Melo, Luiz F. Vaz</i>	312

O DIABÁSIO DAS BACIAS PALEOZÓICAS AMAZÔNICAS – MOCINHO OU VILÃO? <i>Joaquim R. Wanderley Filho, Walter A. S. Travassos, Daisy B. Alves</i>	316
EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO PARNAÍBA, QUAL É A INFLUÊNCIA DAS OROGENIAS? <i>Mário V. Caputo, Darlly Érica S. dos Reis, Cleber F. Barata, Luciana C. Pereira</i>	320
MAPEAMENTO DOS ÍNDICES DE SENSIBILIDADE AMBIENTAL AO DERRAME DE ÓLEO NA COSTA DO NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ <i>Messiana B. M. Boulhosa & Pedro W. M. e Souza Filho</i>	324
EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA IÇÁ – CENOZÓICO DA AMAZÔNIA OCIDENTAL <i>Pedro E. L. Bezerra, Maurício da S. Borges</i>	328
SESSÃO TEMÁTICA V - MINERAIS INDUSTRIAIS, ECONOMIA MINERAL E GEOLOGIA ECONÔMICA	
TAPAJÓS MINERAL: PRESENTE E FUTURO <i>Xafi S. Jorge João, José L. B. Rodrigues, Ediléia S. Pires</i>	333
GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS PARA USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL NOS DOMÍNIOS BAIXO NEGRO (DBN) E BAIXO SOLIMÕES (DBS) - AMAZONAS <i>Nelson J. Reis, Raimundo de J. G. D'Antona, Maria A. M. Maia, Sebastião F. Rosa, Daniel B. Nava</i>	335
OCORRÊNCIA DE ARGILA EXPANSIVA NA PROXIMIDADE DE BOA VISTA – RORAIMA <i>Silvio R. L. Riker, Adriana M. C. Horbe</i>	339
OCORRÊNCIA INÉDITA DE BAUXITA NO AMAPÁ <i>Nélio das G. de A. da M. Rezende</i>	343
SINÓPSE SOCIOECONÔMICA DO PRINCIPAL PÓLO CERÂMICO DO AMAZONAS – PÓLOS CACAU-PIRÊRA, IRANDUBA E ARIAÚ (PCIA) <i>Raimundo de J. G. D'Antona, Nelson J. Reis, Ivens de B. Araújo, Sebastião F. Rosa, Daniel B. Nava</i>	347
OCORRÊNCIA DE CALCÁRIO NA REGIÃO DE MARAPANIM, ABRANGÊNCIA DA ÁREA DO PROJETO ROCHAS CARBONÁTICAS DE MARAPANIM - CPRM <i>Jaime dos P. de O. Barbosa</i>	351
O METACALCÁRIO DOLOMÍTICO DA CALPARÁ – SANTANA DO ARAGUAIA SUL DO PARÁ <i>Edesio M. B. Macambira, Samuel F. Setton</i>	355
OCORRÊNCIA DO ARENITO MANAUS NOS SEDIMENTOS DE VÁRZEA DO RIO SOLIMÕES <i>Miguel M. de Souza</i>	359
CARACTERIZAÇÃO DAS ARGILAS QUATERNÁRIAS PARA UTILIZAÇÃO EM CERÂMICA VERMELHA - PÓLO-OLEIRO DE IRANDUBA E MANACAPURU - AM <i>Aroldo F. Aragão, Horbe A. M. C., Campelo N. S., Gert R. W.</i>	362
OS DISTRITOS MINEIROS DO ESTADO DO PARÁ <i>José L. B. Rodrigues, José M. de A. Carvalho, Xafi da S. J. João</i>	366
RECURSOS MINERAIS DA ÁREA DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUFRAMA-AM <i>Marco A. Horbe, Marco A. de Oliveira, Adriana M. C. Horbe, Nereu Heidrich, Marcelo Pinto</i>	370
SESSÃO TEMÁTICA VI - INTEMPERISMO, GEOQUÍMICA, MINERALOGIA APLICADA E GEOMORFOLOGIA	
CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE LA MENA NIQUELÍFERA DEL YACIMIENTO PUNTA GORDA, HOLGUÍN, CUBA <i>Arturo R. Purón, George Agyei, Alberto H. Flores</i>	374
PRESENCIA DE FASES DE ÓXIDOS DE MN EN PERFILES LATERÍTICOS DE NÍQUEL DEL YACIMIENTO PUNTA GORDA, MOA, HOLGUÍN, CUBA <i>Arturo R. Purón, Rómulo S. Angélica, Gerardo O. Melgar</i>	378

JARINA: O MARFIM DAS BIOJÓIAS DA AMAZÔNIA <i>Marcondes L. da Costa, Helmut Hohn, Suyanne F. S. Rodrigues</i>	382
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DOS PERFIS BAUXÍTICOS DA MINA DO PITINGA – NORDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS <i>Sanclever F. Peixoto, Adriana M. C. Horbe, Maurício Prado, José M. T. M. Ferron</i>	386
CARACTERIZAÇÃO DA CAULINITA DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO E SEUS PRODUTOS LATERÍTICOS <i>Déborah N. C. Monteiro I & Adriana M. C. Horbe</i>	391
THE USE OF MANGANESE FOR PRODUCTION OF SPECIAL CALCIUM ALUMINATE CEMENTS (MANGANESE CEMENTS) <i>Herbert Pöllmann, Marcondes L. da Costa, Rômulo S. Angélica</i>	395
POTENCIAL DE APLICAÇÕES INDUSTRIAIS DE CAULINS, REJEITOS DE CAULINS E PRODUTOS DE TRANSFORMAÇÃO DA REGIÃO AMAZÔNICA <i>Rômulo S. Angélica, Marcondes L. da Costa, Roberto de F. Neves, Herbert Pöllmann, Vanda P. Lemos, I Thomas Scheller, Márcio S. Barata, Marlice Martelli, Bruno S. Carneiro</i>	399
O USO DA LAMA VERMELHA NA PRODUÇÃO DE PIGMENTOS POZOLÂNICOS PARA CONCRETOS E ARGAMASSAS DE CIMENTO PORTLAND <i>Márcio S. Barata, Fádia S. S. Lima, Rômulo S. Angélica</i>	403
INTEMPERISMO E LONGEVIDADE DO AZULEJO HISTÓRICO DE ORIGEM ALEMÃ EM EDIFICAÇÕES DE BELÉM <i>Thais A. B. C. Sanjad, Marcondes L. da Costa, Rosildo S. Paiva</i>	407
CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E SEDIMENTOLÓGICA DA CAVERNA REFÚGIO DO MARUAGA, REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO, AMAZONAS <i>Hozlerlan P. Lima, Afonso C. R. Nogueira, Roberto V. L. Pinheiro</i>	411
PROJETO SUDESTE DO TOCANTINS PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA REGIONAL NA FOLHA GURUPI - SC.22-Z-D <i>Eric S. Araújo & Antônio A. S. Frasca</i>	415
MAPEAMENTO DE REGOLITOS: METODOLOGIA EM IMPLANTAÇÃO NA CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL <i>João H. Larizzatti, Evandro L. Klein, Lúcia T. da Rosa-Costa, Reinaldo Brito</i>	418
CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DE UM PERFIL LATERÍTICO IMATURO NA REGIÃO DE PORTO VELHO-RONDÔNIA <i>José G. F. de Oliveira, Marcondes L. da Costa</i>	422
CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE LA MENA NIQUELÍFERA DEL YACIMIENTO PUNTA GORDA, HOLGUÍN, CUBA <i>Arturo R. Purón, George Agyei, Alberto H. Flores</i>	426
HIDROGEOQUÍMICA DE AFLUENTES DO RIO SOLIMÕES E PURUS (AM) <i>Maria M. A. Queiroz, Adriana M. C. Horbe</i>	430
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO DE RIOS DE ÁGUA PRETA E BRANCA ENTRE MANACAPURU E ALVARÃES – AMAZONAS - BRASIL <i>Maria M. A. Queiroz, Adriana M. C. Horbe</i>	434
OS SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO TRANSPORTADOS PELOS RIOS DO ACRE: CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA <i>Henrique D. F. de Almeida, I Marcondes L. da Costa, Herbert Poellmann, Aliane T. Carvalho</i>	437
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA DOS SOLOS DA REGIÃO FEIJÓ-TARAUACÁ E SUA RELAÇÃO COM A FORMAÇÃO SOLIMÕES <i>Marcondes L. da Costa, Patricia F. Pereira, Cleber F. Barata, Gilberto S. Cruz, Frederico H. Costa</i>	441

A UTILIZAÇÃO DE TÉCNICAS MINERALÓGICAS E GEOQUÍMICAS NO ESTUDO DE AZULEJOS HISTÓRICOS EUROPEUS PRODUZIDOS NO FINAL DO SÉCULO XIX E INÍCIO DO SÉCULO XX <i>Cristiane P. da Silva, Marcelo F. Silva, Rômulo S. Angélica, Marcondes L. da Costa, Thais A.B.C. Sanjad</i>	445
GEOMORFOLOGIA APLICADA AOS ESTUDOS DE IMPLANTAÇÃO DA UHE JIRAU – COMPLEXO HIDRELÉTRICO RIO MADEIRA, RONDÔNIA <i>Amílcar Adamy & Marcelo E. Dantas</i>	449
GEOMORFOLOGIA APLICADA AOS ESTUDOS DE IMPLANTAÇÃO DA UHE SANTO ANTÔNIO – COMPLEXO HIDRELÉTRICO RIO MADEIRA, RONDÔNIA <i>Marcelo E. Dantas & Amílcar Adamy</i>	453
COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA NA ÁREA DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUFRAMA, MANAUS (AM) <i>Maria A. M. Maia, Marcelo E. Dantas</i>	458
ESTUDO DO RELEVO DA FOLHA CASTANHAL POR IMAGEM SRTM <i>Ana Valéria dos R. Pinheiro, Sheila G. Teixeira, Mauricio da S. Borges, Francisco de Assis M. de Abreu</i>	462
EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DA PLANÍCIE INTERMONTANA TEPEQUÉM – RORAIMA, E SUA VULNERABILIDADE EROSIVA <i>Luiza C. Beserra Neta, Marcondes L. da Costa, Maurício da S. Borges</i>	466
ALTERAÇÕES GEOQUÍMICAS DOS SOLOS EM DECORRÊNCIA DA ATIVIDADE HUMANA PRÉ-HISTÓRICA <i>Dirse C. Kern, Jucilene A. Costa; Marcondes L. da Costa, Francisco J. L.</i>	470
ESPELEOMETRIA E ESPELEOMORFOLOGIA DA GRUTA DO PEQUENO PRESIDENTE FIGUEIREDO, AMAZONAS <i>Wayne L. Silva, José B. C. Júnior, Paulo J. M. da Silva, Afonso C. R. Nogueira, Roberto V. L. Pinheiro</i>	474
SESSÃO TEMÁTICA VII - ESTRATIGRAFIA, PALEONTOLOGIA, GEOLOGIA MARINHA E DO QUARTENÁRIO	
EVOLUÇÃO CONTEMPORÂNEA ENTRE A PAISAGEM ALUVIAL E A OCUPAÇÃO HUMANA PRÉ-HISTÓRICA NO GRANDE VALE DO RIO AMAZONAS-SOLIMÕES <i>Marcondes L. da Costa, Hermann Behling, Nestor Kaempf, Dirse C. Kern</i>	477
AVALIAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E ASPECTOS ARQUEOLÓGICOS DO SÍTIO DONA STELLA, MUNICÍPIO DE IRANDUBA, AMAZONAS <i>Roberto C. de M. Barbosa; Afonso C. R. Nogueira; Patrícia B. Donatti</i>	483
ASPECTOS DAS “TERRAS-CAÍDAS” NA REGIÃO AMAZÔNICA <i>Hailton Igreja, Elena Franzinelli</i>	487
LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO NATIVIDADE NA REGIÃO DE NATIVIDADE-PINDORAMA, SUDESTE DO ESTADO DE TOCANTINS <i>Marcel A. Dardenne, André M. Sabóia</i>	490
GRETAS DE CONTRAÇÃO EM LIMITE DE SEQUÊNCIA NEOPROTEROZÓICO: UM EXEMPLO DO GRUPO ALTO PARAGUAI, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>José B. C. da Silva Júnior, Afonso C. R. Nogueira, Setembrino Petri, Renata L. Ridalgo, Ricardo I. F. Trindade</i>	494
O SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE NEOMIOCENO DA BACIA DO SOLIMÕES, REGIÃO DE COARI - TEFÉ, AMAZONAS <i>Ângela M. L. Vega, Afonso C. R. Nogueira, Jackson D. S. da Paz</i>	498
MOBILIZAÇÃO DA SÍLICA NO ESTUÁRIO DO RIO MARAPANIM, NO LITORAL DO NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ <i>Berrêdo, J.F. Costa, M.L. da, Progene, M.P.S.</i>	502
TRAÇOS FÓSSEIS SILURO-DEVONIANOS DO GRUPO TROMBETAS DA BACIA DO AMAZONAS NA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO-AM <i>Joelson L. Soares & Afonso C. R. Nogueira</i>	506

LENHOS FÓSSEIS DE PARICATUBA-AMAZONAS <i>Simão B. S. G. de Oliveira, Afonso C. R. Nogueira</i>	510
A SUBFAMÍLIA CYTHERETTINAE TRIEBEL (CRUSTACEAOSTRACODA) NA FORMAÇÃO PIRABAS, ESTADO DO PARÁ <i>Maria I. F. Ramos, Anna A. E. Nogueira</i>	514
PROVENIÊNCIA DE ARENITOS ALBIANOS DA BACIA DE SÃO LUÍS GRAJAÚ (MA) SEGUNDO IDADES PB/ PB EM ZIRCÃO, GEOQUÍMICA DE TURMALINA E DADOS DE PALEOCORRENTES <i>Marivaldo S. Nascimento, Moacir J. B. Macambira, José A. Brod</i>	517
PROVENIÊNCIA DO ARENITO DO GUAMÁ (SILURIANO INFERIOR) COM BASE EM PETROGRAFIA E DATAÇÃO DE GRÃOS DE ZIRCÃO POR EVAPORAÇÃO DE PB <i>Pablo S. Martins, Werner Truckenbrodt, Candido A.V. Moura</i>	521
EVIDÊNCIAS DE SEDIMENTAÇÃO PLEISTOCÊNICA NO FLANCO ORIENTAL DO ARCO PURUS, ESTADO DO AMAZONAS – FORMAÇÃO IÇÁ? <i>Nelson J. Reis, Raimundo de J. G. D'Antona, Marco A. de Oliveira</i>	523
A FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA ARAGUAIA: FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DO FURO SMD-08, REDENÇÃO, PARÁ <i>Felipe T. Figueiredo, Setembrino Petri, Renata L. Hidalgo, José B. C. da Silva Júnior, Afonso C. R. Nogueira</i>	527
MINERALOGIA DOS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO SOLIMÕES E IÇÁ - AMAZONAS <i>Marcelo B. Motta, Adriana M. C. Horbe, Afonso C. R. Nogueira</i>	530
DEPÓSITOS FLUVIAIS DA FORMAÇÃO RIO MADEIRA, PLEISTOCENO SUPERIOR DA BACIA DO ABUNÃ, RONDÔNIA <i>Marcos Luiz do E.S. Quadros, Gilmar J. Rizzotto, José Guilherme F. de Oliveira; João Marcelo R. de Castro</i>	534
O NEÓGENO DA AMAZÔNIA OCIDENTAL <i>Afonso C. R. Nogueira, Adriana M. C. Horbe, Jackson D. Paz, Marcelo B. Motta, José M. G. Roza</i>	538
ÁCIDO HÚMICO COMO MATRIZ DE ABSORÇÃO DE METAIS NOS SEDIMENTOS DE MANGUEZAL EM MARAPANIM, PARÁ <i>Alciney M. da Costa, Marcondes L. da Costa, José F. Berrêdo</i>	540
GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE FUNDO E DAS ÁGUAS DE UM LAGO DE MEANDRO ABANDONADO DO RIO ACRE: O LAGO AMAPÁ EM RIO BRANCO <i>Luis C. F. de Carvalho, Marcondes L. da Costa, Hermann Behling</i>	544
FUNIL ESTUARINO DE MARAPANIM: MORFOLOGIA E DISTRIBUIÇÃO DOS SEDIMENTOS DE FUNDO <i>Cléa A. da Silva, Amílcar C. Mendes, Márcio S. da Silva, Pedro W. M., Souza Filho</i>	548
ÁGUA DE LASTRO E O IMPACTO AOS ECOSISTEMAS COSTEIROS DA AMAZÔNIA: UMA INTRODUÇÃO AO TEMA <i>Romero de A. Maranhão</i>	552
PALEOAMBIENTE E O REGISTRO FOSSILÍFERO PLEISTOCÊNICO DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO RIO MADEIRA <i>Gilmar J. Rizzotto¹, Norma M. da C. Cruz², José G. de Oliveira¹, Marcos L. do E.S. Quadros, João M. de Castro</i>	554
TRAÇOS FÓSSEIS CONTINENTAIS NOS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO (CRETÁCEO/ TERCIÁRIO), NA REGIÃO DE MANAUS E IRANDUBA – AM <i>Joelson L. Soares, José B. C. da S. Júnior, Simão B. S. G. Oliveira, Humberto D. Abinader, Afonso C. R. Nogueira</i>	558
TAFONOMIA PRELIMINAR DA PALEOICTIOFAUNA DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO (PERMIANO DA BACIA DO PARNAÍBA) AFLORANTE NO MUNICÍPIO DE GUARÁÍ (TOCANTINS) <i>Nalba C. G. de Abreu & Sérgio D. da Silva</i>	562
MORFOLOGIA E MICROMORFOLOGIA DE ALGUNS SOLOS ANTRÓPICOS NA REGIÃO DAS ILHAS, BELÉM, PARÁ <i>Maria de Lourdes P. Ruivo, Rita D. Oliveira, Paulo R. do C. Lopes</i>	565
ALTER DO CHÃO: O MAIOR AQUÍFERO DO MUNDO? <i>Francisco de Assis M. de Abreu, André M. D., José de Ribamar M. Araújo</i>	568

WORKSHOP DAS ÁGUAS

HIDROGEOLOGIA PROSPECTIVA EM TERRENO CRISTALINO: ESTUDO DE CASO EM NOVO REPARTIMENTO, SUDESTE DO PARÁ

Paulo P. Araújo, Roberto V. L. Pinheiro, Geraldo S. Dias 572

CPRM E O PERFIL DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NO ESTADO DO PARÁ

Josafá R. de Oliveira, Ariolino N. Souza, Adib L. da Conceição 576

CAPTAÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA ATRAVÉS DE POÇOS TUBULARES NA SUB-BACIA DO BAIXO JAGUARIBE, CEARÁ – BRASIL

Itabaraci N. Cavalcante, Carlos A. M. Cardoso, Nirlando de O. Viana, Cláudio C. de A. Cajazeiras 580

QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DOS MUNICÍPIOS DE CRATO E JUAZEIRO DO NORTE – VALE DO CARIRI, CEARÁ, BRASIL

Itabaraci N. Cavalcante, Cláudio C. de A. Cajazeiras, Nirlando de O. Viana, Luis C. B. Freitas 583

AS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DE ICARAI, Aqüífero COSTEIRO DE CAUCAIA – RMF, CEARÁ

Itabaraci N. Cavalcante, Cláudio C. de A. Cajazeiras, Nirlando de O. Viana, Luis C. B. Freitas 586

PROJETO ALVORADA AMPLIAÇÃO DO SISTEMA DE ÁGUA DA SEDE MUNICIPAL DE PRIMAVERA/PA

Josafá R. de Oliveira, Edilberto R. Leão 589

MAPEAMENTO DA VULNERABILIDADE NATURAL DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS COMO FERRAMENTA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL PARA A IMPLANTAÇÃO DAS UHE'S DE SANTO ANTÔNIO E JIRAU NO RIO MADEIRA, MUNICÍPIO DE PORTO VELHO (RO)

Homero R. de Melo Junior 000

ESTRATÉGIAS PARA APLICAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS EM TERRENOS TROPICAIS

Adalene Moreira Silva

GRM-IG/UNB, adalene@unb.br

Abstract

Airborne geophysical data have been successfully used to highlight the relationships between geological units, as well as internal structures and boundaries. With improvements in instrumentation, navigation, and platform compensation, it is now possible to map at a variety of scales, from regional scale (geological mapping) to contacts at local scale. Methods of data filtering, display, and interpretation have also advanced, especially with the availability of low-cost, high-performance personal computers and color raster graphics. The number of applications using airborne geophysical data have increased in the search for minerals, oil and gas, geothermal resources, and groundwater, and for a variety of other purposes such as natural hazards assessment, mapping impact structures, engineering and environmental studies. The integration of airborne geophysical data, remotely sensed images and geological data in several areas in Brazil demonstrate to be fundamental for these applications, producing maps with more detailed geological and structural information, in a shorter time, minimizing difficulties of acquisition of the any geological information in tropical areas.

Introdução

Vários métodos geofísicos vêm sendo aplicados no Brasil, porém nem sempre são efetivos devido à condição climática e fisiográfica diferenciada de países como Austrália e Canadá, pioneiros nos avanços recentes quanto a concepção e aplicação desses métodos. Métodos gamaespectrométricos e eletromagnéticos (TDEM e FDEM), apresentam resultados limitados caso não adaptados às condições de clima tropical vigentes no Brasil. A necessidade de acomodar ou gerar novas tecnologias compatíveis à realidade nacional são assuntos que se revestem de importância estratégica para nosso país.

Com os avanços em instrumentação, navegação e compensação das várias plataformas aéreas é possível se mapear desde escala regional até local. Houve um incremento no número de produtos derivados da utilização de dados aerogeofísicos e sua aplicação na prospecção mineral, óleo e gás, fontes geotermiais, água subterrânea e para uma variedade de outros estudos como o monitoramento de desastres naturais, estruturas de impacto, problemas ambientais e de geologia de engenharia. Por outro lado, novos métodos de filtragem aplicados a baixas latitudes magnéticas, ou seja, em países como o Brasil, associados com a visualização e interpretação em *desktops* de alta performance e baixo custo têm permitido a divulgação e utilização por geólogos que atuam em várias áreas do conhecimento.

Por outro lado, o desenvolvimento de novas ferramentas de análise e integração para abordagem em áreas geológica e geograficamente distintas permite uma seleção de variáveis geofísicas relacionadas a vários estudos de casos e geração de novos critérios para integração de dados aerogeofísicos com dados de geológicos e de sensores remotos.

Dados Aerogeofísicos

Dentre os métodos geofísicos aéreos, os mais utilizados no Brasil são a magnetometria e gamaespectrometria. Dados vêm sendo adquiridos ao longo dos anos e são geridos pelo Serviço Geológico do Brasil (www.cprm.gov.br/aero) ou podem ser obtidos através da liberação ou aquisição de dados proprietários. Dados eletromagnéticos no domínio da frequência (FDEM) e no domínio do tempo (TDEM) também vêm sendo utilizados no Brasil

desde a década de 70. Apesar da aplicabilidade, a aquisição destes dados ainda é bem mais onerosa quando comparada com aquisição de dados magnéticos e gamaespectrométricos aéreos. Recentemente, dados gravimétricos estão sendo adquiridos pelas companhias de aerolevantamentos no Brasil, porém ainda não se encontram disponíveis para estudo pela comunidade científica.

Técnicas de Processamento Dados Aerogeofísicos em Terrenos Tropicais

No caso da magnetometria, a análise do relevo referente ao campo magnético anômalo é realizada através de transformações lineares, principalmente das referentes à amplitude do sinal analítico e redução ao pólo, na demarcação da posição das fontes magnéticas; da inclinação do sinal analítico na caracterização dos domínios magnéticos e feições lineares. A utilização das derivadas, principalmente das verticais, tem permitido a compreensão das posições espaciais relativas das fontes causadoras e as horizontais, na avaliação do contraste lateral destas fontes. Estas técnicas têm sido complementadas com outras que procuram mapear a profundidade das fontes estudadas como, por exemplo, a Deconvoluções de Euler e Wiener. Para o mapeamento das propriedades físicas utilizam-se filtros de terraceamento e susceptibilidade magnética (Nabighian et al. 2005).

Dentre as técnicas de processamento interpretativo de dados gamaespectrométricos, as mais comuns são aquelas de análise qualitativa de mapas de contorno ou imagens individualmente processadas de K, e Th e eU. Técnicas mais recentes utilizam a combinação ternária entre os canais radiométricos (composição em falsa cor) ou o seu tratamento estatístico (índice de favorabilidade para urânio; potássio anômalo) (Silva 1999).

Dados eletromagnéticos, geralmente, são utilizados no intuito de se identificar corpos condutores como sulfetos maciços e filitos grafitosos, corpos estes, potenciais hospedeiros de ambientes mineralizados. Em alguns casos para ilustrar regiões contaminadas (ex. lixões) altamente condutivas, ou como indicativas de locais onde existam água salinizada ou água doce. O processamento de imagens ampliou a aplicação destes dados, bem como o aprimoramento das técnicas de filtragem e nivelamento. Todavia, o processamento deste tipo de dado é mais complexo que os dados magnetométricos e gamaespectrométricos, devido aos fatores de aquisição. Em contrapartida, a alta dimensionabilidade dos dados eletromagnéticos, juntamente com um bom processamento, é essencial na detecção de alvos para exploração mineral.

Integração de Dados Aerogeofísicos com Dados de Outra Natureza

No que tange à sua integração com dados de outra natureza, ainda não há uma técnica consensual. O desenvolvimento e o refinamento de novos procedimentos permitem investigar qual a técnica mais adequada para os diferentes tipos de terrenos existentes no território nacional.

A interpretação qualitativa conjunta imagens tem sido efetuada em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas), através da classificação hierárquica de polígonos delineados pela interpretação visual dos produtos derivados de dados aerogeofísicos. O objetivo é criar esquemas de classificação eficientes e delinear rapidamente as características dos polígonos/áreas de interesse.

Outra forma eficiente de integração é a aplicação de técnicas de processamento digital de imagens em dados aerogeofísicos como o realce por composição colorida falsa-cor RGB, análise por componentes principais, classificação não supervisionada (Média-k, ISO-DATA) e, principalmente, transformação IHS.

Já a integração de dados utilizando-se técnicas estatísticas depende da quantidade de informação geológica disponível, espaçamento entre linhas de vôo e da resolução dos dados de sensores remotos (Bonham-Carter 1994, Silva 1999). De acordo com Bonham-Carter (1994), existem dois métodos para o mapeamento do potencial mineral: o guiado pelos dados (*data-driven*) e o dirigido pelo conhecimento (*knowledge-driven*) (Tabela 1). Em uma modelagem dirigida pelos dados é fundamental o conhecimento de trabalhos prévios elaborados na região de interesse, informação esta que será primordial para o desenvolvimento e sucesso dos modelos. Neste método, a associação espacial entre áreas testes (ex. ocorrências minerais conhecidas ou nascentes) e o conjunto de dados estudados (geofísicos, geoquímicos, multiespectrais) são utilizados para determinar a favorabilidade que certa camada de informação tem em discriminar tal área teste. A favorabilidade é usualmente representada como pesos, que são aplicados para prever áreas com características similares àquelas das áreas conhecidas (Silva 1999, McCafferty et al. 1999). O método guiado pelo conhecimento (*knowledge-driven*) utiliza pesos subjetivos e um modelo aditivo, ou pode empregar ferramentas mais sofisticadas como pertinência fuzzy (*fuzzy membership*) (Bonham-Carter 1994). Este método não requer uma área teste e os *inputs* são feitos por um especialista (Tabela 01).

Tabela 1 – Métodos de mapeamento do potencial mineral, hidrogeológico ou áreas de contaminação baseados nos dados (*data-driven*) e no conhecimento (*knowledge-driven*) (Bonham-Carter 1994). A técnica razões de probabilidade (*Silva 1999) representa a inovação nesta tabela.

Tipo de análise	Parâmetros do Modelo	Exemplo
Dirigida pelos dados (<i>Data-driven</i>)	Calculados a partir de uma área teste	Regressão logística
		Pesos de evidência
		Redes Neurais
		*Razões de Probabilidade
Guiada pelo conhecimento (<i>Knowledge-driven</i>)	Estimados pelo <i>expert</i>	<i>Bayesian updating</i>
		Lógica Fuzzy
		Crença Dempster Shafer

Referências Bibliográficas

- BONHAM-CARTER, G.F., 1994. Geographic Information Systems for Geoscientists – Modelling with GIS. Pergamon, 400p.
- McCAFFERTY, A.E.; SMITH, B.D.; SOLE, T.C.; KARL, S.; TAYLOR, C.D. 1999. Predictive geophysical models for select geologic units and mineralized environments, Kuprenof and Zarembo Islands, southeast Alaska: U.S.G.S. Open-File Report 99-x, digital web release.
- Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., Phillips, J. D., e Ruder, M. E., 2005, The historical development of the magnetic method in exploration, *Geophysics*, **70**, P.33ND-61
- SILVA, A.M. 1999. Integração de dados geológicos e geofísicos utilizando-se uma nova técnica para seleção de alvos para exploração mineral, aplicada ao Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero. Tese de Doutorado n° 29, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 195p.

CONTRIBUIÇÃO DA AEROGEOFÍSICA NOS LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS NA AMAZÔNIA

Regina C. dos S. Silva

CPRM/SGB – Serviço Geológico do Brasil. regina_celia@be.cprm.gov.br

Introdução

Como ação do Programa Geologia do Brasil (PGB) e do Subprograma Levantamentos Geofísicos, a CPRM/SBG - Serviço Geológico do Brasil vem executando, desde 2004, levantamentos aerogeofísicos (magnetométricos e gamaespectrométricos) em diversas áreas do território brasileiro, especialmente na Amazônia. A realização desses aerolevantamentos é essencial para que se adquira um conhecimento básico sobre a geologia e, conseqüentemente, detectar áreas promissoras para a exploração de recursos minerais, contribuindo para o conhecimento básico do subsolo e minimizando os custos de investimentos nessas áreas.

Os projetos aerogeofísicos realizados na Amazônia pela CPRM (Figura 1) foram concluídos em 2004, sendo dois realizados no estado do Pará (Projetos Anapu-Tuerê e Trombetas) e um no estado do Amapá (Projeto Rio Araguari).

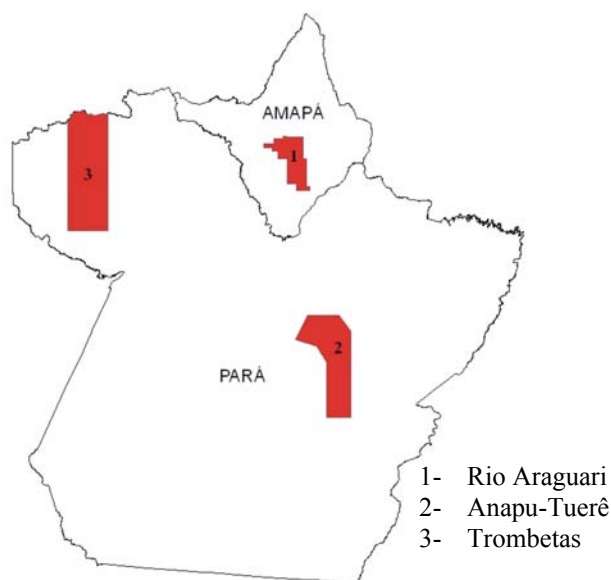


Figura 1 - Mapa de localização dos Projetos Aerogeofísicos executados em 2004

De acordo com o Informativo da CPRM/SBG em 2005, doze (12) projetos de levantamentos aerogeofísicos foram iniciados em todo o país, sendo que alguns já foram concluídos e outros encontram-se em desenvolvimento (Figura 2).

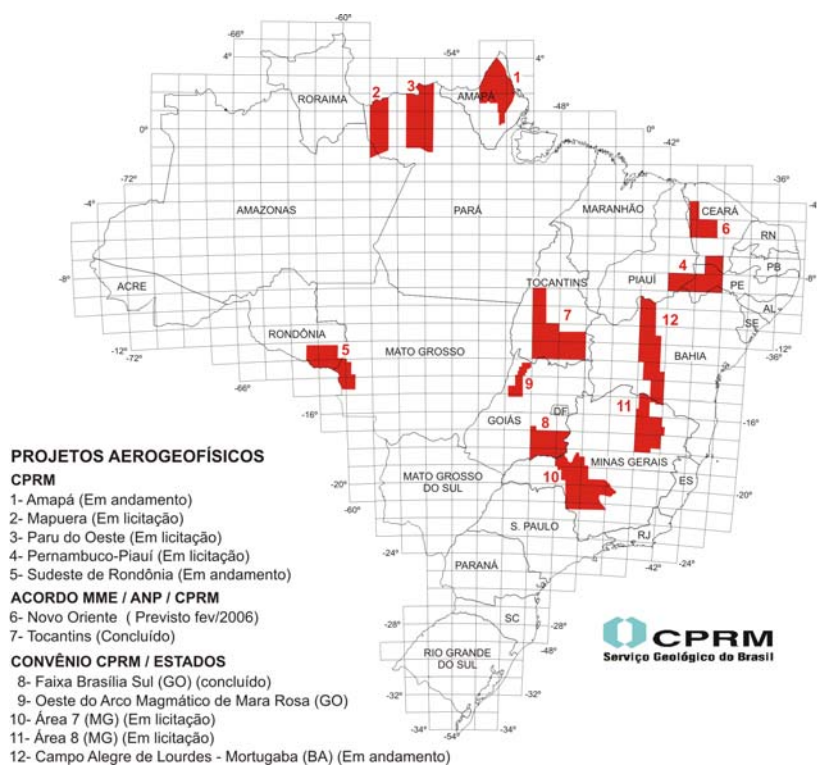


Figura 2 - Mapa de localização dos projetos aerogeofísicos 2005 (CPRM/SBG).

Metodologia

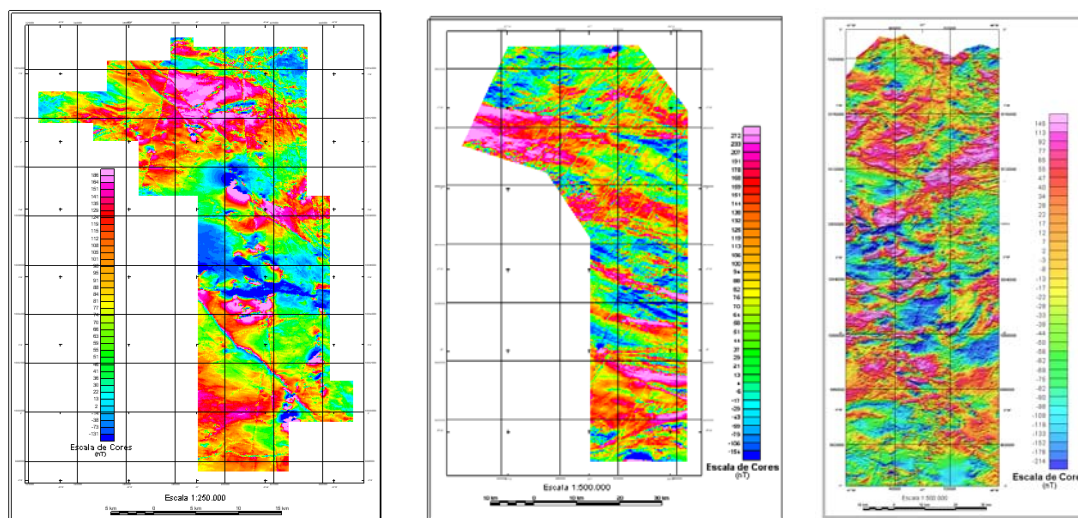
Os levantamentos aerogeofísicos realizados em 2004 recobriram uma área de 71.057 Km² e uma extensão de 117.700 Km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução. Os perfis foram realizados com altura de vôo fixada em 100 metros sobre o terreno, com linhas de vôo (LV) espaçadas de 0,5 e 1 Km e linhas de controle espaçadas em 10 Km. Ao longo dos perfis foram realizadas pelo menos dez (10) leituras do aeromagnetômetro e uma leitura do gamaespectrômetro por segundo, posicionadas com sistema de observação de satélite GPS, de precisão melhor do que 10m. As especificações técnicas dos aerolevantamentos estão descritas na Tabela 1.

PROJETOS	EXTENSÃO DE PERFIS	ÁREA ESTIMADA	ESPAÇAMENTO LV / LC	DIREÇÃO LV / LC
NOME	(km)	(km ²)	(km)	
RIO ARAGUARI	24.102	10.872	0,5 / 10	NS / EW
ANAPU-TUERÊ	53.331	24.735	0,5 / 10	NS / EW
TROMBETAS	40.267	35.450	1,0 / 10	NS / EW
TOTAL	117.700	71.057	-	-

Resultados

A magnetometria revela fundamentalmente a susceptibilidade magnética das rochas aflorantes ou não, e é bastante empregada na determinação da profundidade das fontes geradoras da anomalia magnética, que muitas vezes podem ser associadas ao topo do

embasamento cristalino, bem como na delimitação de províncias geológicas distintas, intrusões e lineamentos estruturais (Figura 3).



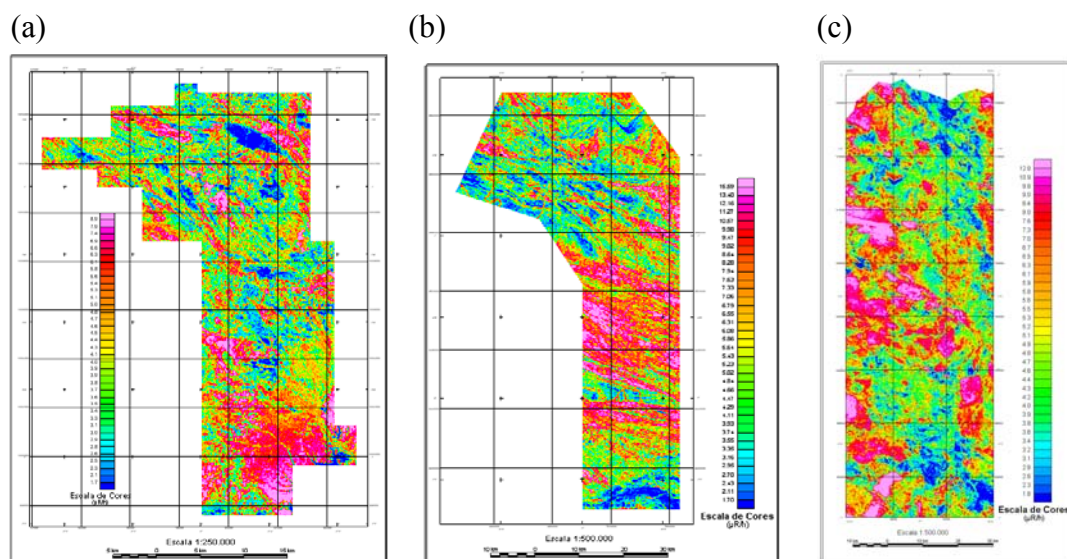
(a)

(b)

(c)

Figura 3 - Mapas do campo magnético total dos Projetos Rio Araguari (a), Anapu- Tuerê (b) e Trombetas (c).

Já a gamaespectrometria auxilia sobretudo no mapeamento de rochas e estruturas, visto que, o uso de imagens das contagens de elementos radioativos facilita a determinação de contatos entre corpos geológicos e discontinuidades estruturais. Também podem indicar a presença de áreas mineralizadas, que possuam teores de urânio, tório e potássio bem definidos ou uma razão entre estes elementos, o que torna este método bastante útil na busca de mineralizações em regiões remotas, como por exemplo a região norte do Brasil (Figura 4).



(a)

(b)

(c)

Figura 4 - Mapas radiométricos da concentração total dos Projetos Rio Araguari (a), Anapu-Tuerê (b) e Trombetas (c).

Conclusões

O levantamento aerogeofísico constitui uma ferramenta indispensável para o mapeamento geológico devido sua rapidez de execução, economia, precisão de posicionamento e homogeneidade de cobertura. Tornando-se essencial para o conhecimento básico da geologia, sobretudo em áreas como a Amazônia, que apresenta grande dificuldade de acesso, densa cobertura vegetal e espesso capeamento de solo.

A utilização dos dados aerogeofísicos (magnetométrico e gamaespectrométrico) auxilia a cartografia geológica regional, contribuindo para a melhoria do conhecimento geológico e reduzindo os riscos na prospecção e na pesquisa mineral, proporcionando assim maior atratividade para investimentos no setor mineral da Amazônia.

Agradecimentos

A CPRM pela disponibilização dos dados aerogeofísicos e aos colegas Lúcia Travassos da Rosa Costa e Orlando Araújo pelas sugestões ao texto original.

Bibliografia

BRASIL. Ministério das Minas e Energia, Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Informativo do Serviço Geológico do Brasil-CPRM. Rio de Janeiro: v. 3, n. 10, P 4, 2005.il

PROCESSAMENTO DE IMAGENS CBERS-2 E SAR/SIPAM NO ESTUDO DE ESTRUTURAS TECTÔNICAS E DE FEIÇÕES EROSIVAS LINEARES NA SERRA DO TEPEQUÉM – RORAIMA

Stélio S. Tavares Júnior¹, José A. V. Costa¹, Luiza C. B. Neta², Marcondes L. da Costa²

¹Universidade Federal de Roraima – UFRR/Instituto de Geociências. stelio@dgl.ufr.br

²Universidade Federal do Pará – UFPA/Centro de Geociências. luizacb@ufpa.br, mlc@ufpa.br

Introdução

A planície intermontana Tepequém foi palco de intensa atividade garimpeira diamantífera, que ao longo das últimas décadas pode ter contribuído com o processo erosivo revelado através de feições lineares, conhecidas por voçorocas. As frentes erosivas por voçorocamento denotam uma retomada erosiva e o reentalhamento da superfície aplainada. Estas representam processos atuais que refletem a influência das feições morfoestruturais predominantes ao longo das direções NE-SW e NW-SE.

Para o entendimento desta relação entre feições estruturais e erosivas na serra do Tepequém, o uso de produtos de sensoriamento remoto tanto individual como integrados (dados ópticos e de radar) apresenta interessantes facilidades, devido, especialmente, a possibilidade de uma visão de conjunto e de integrar as respostas espectrais, proveniente do dado óptico, com as feições topográficas fornecidas pela imagem SAR.

Nesse sentido, este trabalho apresenta os resultados parciais dos estudos sobre a correlação entre as feições erosivas lineares e as principais orientações estruturais ocorrentes no topo da serra do Tepequém, a partir de interpretações sobre os produtos de sensoriamento remoto e dados de campo.

Caracterização da Área de Estudo

A serra do Tepequém, localizada na parte norte do estado de Roraima (Figura 1), desenvolveu-se sobre sedimentos da Formação Tepequém (CPRM 1999) de idade paleoproterozóica (Santos et al 2003), cujo pacote sedimentar é composto da base para topo pelos membros Paiva, Funil e Cabo Sobral, constituídos por conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos e níveis de rochas piroclásticas (Borges & D’Antona 1988). O substrato desses sedimentos está representado por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias pertencentes ao Grupo Surumu, constituído por riolitos, riodacitos, dacitos, andesitos e rochas piroclásticas ácidas (Borges & D’Antona 1988, Reis & Carvalho 1996).

A serra do Tepequém apresenta uma morfoestrutura constituída por relevo tabular, com altitudes máximas de 1.400 metros na encosta sudeste, apresenta na porção interior uma planície intermontana limitada por relevo íngremes e colinoso. A cobertura vegetal do topo da serra é representada por savanas nas superfícies rebaixadas e pequenas manchas de mata galeria nas proximidades das drenagens dos rios Paiva, Barata, do Meio e Cabo Sobral. O clima da região é do tipo (Am) quente e úmido segundo a classificação de Köppen com médias pluviométricas anuais em torno de 2.250 mm (Brasil 1975).

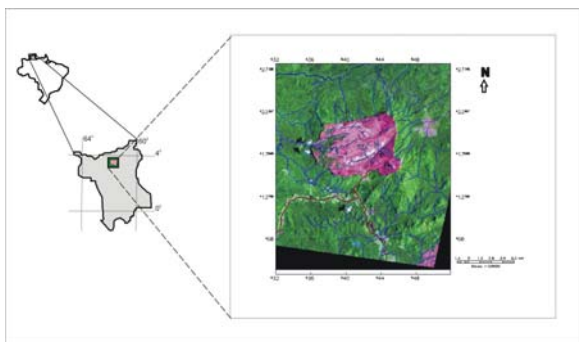


Figura 1 – Localização da área de estudo.

Materiais e Métodos

Os dados de sensoriamento remoto utilizados consistiram nas imagens digitais do satélite CBERS-2/CCD, nas bandas espectrais 2, 3 e 4, referentes à órbita/ponto 176/96 de 08/02/2004, e nas imagens do SAR/SIPAM, cujas características são apresentadas na Tabela 1. As duas cenas foram adquiridas sem custos, a CBERS através do site www.dgi.inpe.br, enquanto que a SAR foi fornecida pelo Centro Técnico Operacional do SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia) – Manaus.

Todos os procedimentos do processamento das imagens digitais foram realizados no Laboratório de Geoprocessamento do Núcleo de Pesquisas em Recursos Naturais (NUREN) da Universidade Federal de Roraima (UFRR), com o uso do aplicativo PCI Geomatics, v.9.1.6.

No processamento das imagens ópticas, inicialmente, foram aplicadas operações de atenuação da interferência atmosférica e correção geométrica através da técnica de ortorretificação, por meio do método de modelamento matemático que utiliza funções racionais. Para a execução desta operação foram adquiridas as coordenadas geográficas em UTM e os valores altimétricos de 19 pontos de controle coletados no terreno, para o uso de 10 coeficientes polinomiais, os quais permitiram a obtenção de uma imagem geometricamente corrigida sem distorções significativas. Durante este processo foi alcançado um valor de 17,88 para a RMS e as imagens foram reamostradas para um pixel de 18 metros, com intuito de possibilitar uma correta integração digital com o dado SAR. Para melhorar a qualidade visual e por conseguinte facilitar a discriminação de alvos de interesse foram realizadas operações de ampliação de contraste, através da função raiz. A composição 3R4G2B foi considerada a mais adequada para os objetivos propostos (Figura 2a).

Para o processamento do dado SAR foi selecionada a imagem de polarização VV, em razão das feições estruturais e erosivas estarem mais realçadas nesta imagem, em relação às de outras polarizações. A imagem selecionada foi ortorretificada por meio do método de funções racionais, utilizando-se também 10 coeficientes polinomiais. Em seguida foi aplicado o filtro EFROST (disponível no PCI Geomatics), janela 3x3 para redução do ruído speckle e realce (Figura 2b).

A integração entre as imagens digitais SAR/SIPAM e CBERS foi realizada através das operações de multiplicação e de transformação IHS/RGB, esta última constitui-se bastante flexível, por permitir o controle individual sobre os atributos IHS (Harris et al 1999). Na primeira operação a imagem SAR foi multiplicada por cada banda CBERS da composição 3R4G2B (Figura 2c). Na aplicação da técnica IHS/RGB, a composição 3R4G2B foi transformada para o espaço IHS, ao retornar ao espaço de cores RGB o canal I (intensidade) foi substituído pela imagem SAR/SIPAM, o componente matiz foi mantido, enquanto que o atributo saturação foi substituído por um canal com valores de níveis de cinza igual a 60, saturação sintética (Figura 2d).

As fotointerpretações das feições estruturais e erosivas foram validadas com os trabalhos de campo realizados na área em setembro de 2005 (Figuras 2e, 2f).

Resultados

A imagem SAR/SIPAM, em relação aos outros produtos obtidos, foi a que melhor possibilitou a interpretação das feições estruturais e por conseguinte do relevo. No entanto, os produtos integrados associam espacialmente as respostas espectrais às variações morfológicas do terreno, sendo que as primeiras foram mais destacadas no produto obtido pela multiplicação, enquanto que as feições morfológicas foram mais realçadas na imagem integrada via transformação IHS/RGB.

TABELA 1 – Principais características das imagens SAR/SIPAM disponíveis.

Modo	Data de Aquisição	Resolução Espacial	Ângulo Incidência	Faixa Imageada	Direção de voo	Banda	Polarização	Nº de Looks
Quad L+X	05/09/2004	18metros	45° – 80.54°	60 Km	N-S	L	HH,HV,VH e VV	4

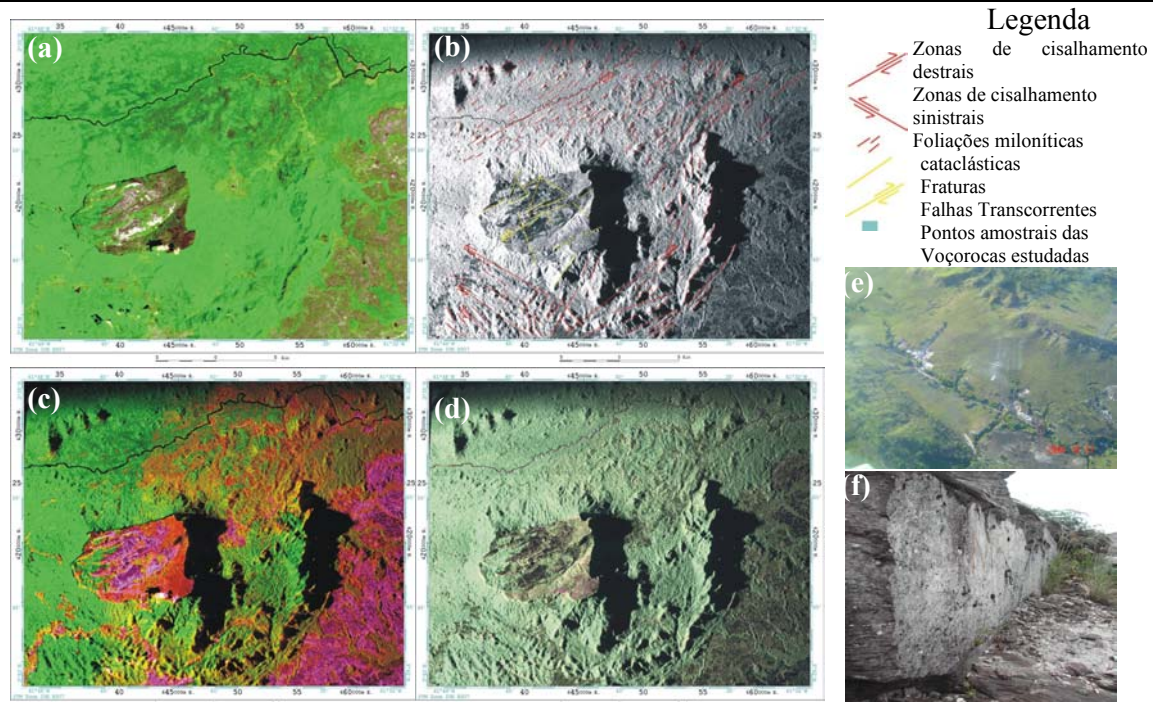


Figura 2 – (a) imagem CBERS na composição 3R4G2B, (b) imagem SAR/SIPAM banda L, polarização VV, destacando as feições estruturais interpretadas, (c) produto integrado SAR/SIPAM x CBERS por multiplicação, (d) produto integrado SAR/SIPAM x CBERS via IHS/RGB, (e) padrão ortogonal de instalação de voçorocas alojadas na mesma direção da estruturação geral e (f) aspecto da família de fraturas preenchidas por quartzo microcristalino e que se constituem e planos de fraqueza para a evolução de ravinas a voçorocas.

A análise dos produtos de sensoriamento remoto e dos dados de campo permitiu reconhecer a estruturação pré-cambriana dominante, a qual corresponde a um pacote de rochas sedimentares dobradas e interceptadas por feixes de falhas transcorrentes destras orientadas NE – SW que seccionam os pacotes dobrados basculando-os. Outra importante direção estrutural é representada por famílias de juntas e fraturas que evoluem para zonas cataclásticas orientadas NW – SE, sub-ortogonais à direção principal, e aqui interpretadas como zonas compartimentais.

As interpretações através das imagens de sensoriamento remoto mostraram ainda, que a bacia sedimentar que acolheu os sedimentos da Formação Tepequém tem seus limites e sua configuração romboédrica condicionados às zonas de cisalhamento transcorrente NE-SW destras. Esse aspecto indica uma origem relacionada às áreas de extensão, criadas entre zonas de cisalhamento com esse sentido de movimentação em níveis crustais rasos. Bacias desse tipo são essencialmente controladas pelas configurações de estruturas crustais pré-existentes e apresentam tanto estruturas dúcteis como rúpteis (Christie-Blick & Biddle 1985).

Com relação à modelagem do relevo atual, a serra do Tepequém corresponde a uma mesa testemunho do Supergrupo Roraima que se eleva em meio a Superfície de Aplanamento Rio Branco – Rio Negro (Brasil 1975). A feição geomorfológica da serra é definida por um contorno de bordas soerguidas, apresentando dobras em estilo diverso, desenhadas pela disposição do acamamento sedimentar, onde na parte interior comparece um extenso

pediplano intermontano que se estende por todo eixo maior da estrutura.

A rede de drenagem é francamente controlada pelo padrão geométrico da estrutura, onde as principais drenagens (igarapés do Paiva e Cabo Sobral) escoam no vale ortogonal, no sentido de NE para SW. Além da orientação da rede de drenagem, as feições de relevo que mais se destacam são cristas e escarpas de falhas dispostas preferencialmente segundo o eixo longitudinal da serra.

A forma erosiva que mais chama atenção na serra do Tepequém é representada por voçorocas que estão instaladas sistematicamente por toda a estrutura. Este processo erosivo está fortemente relacionado à estruturação pré-cambriana, onde as mesmas exibem duas direções preferenciais: a) a primeira relacionada à estruturação regional orientada na direção NE-SW (065 – 245_{Az}); b) enquanto que a segunda orientada sub-ortogonal na direção NW – SE (315 – 155_{Az}).

Considerações Finais

Os produtos de sensoriamento remoto obtidos mostraram-se bastante eficientes nesse estudo, em especial a imagem SAR, pela sua contribuição em maior parcela na interpretação das feições estruturais. As interpretações das imagens e dos dados de campo mostraram claramente o controle estrutural progressivo entre estruturas pretéritas e as feições erosivas lineares atuais, onde as famílias de juntas evoluem para fraturas preenchidas por veios de quartzo, que por sua vez evoluem para sulcos e ravinas culminando com a formação de voçorocas dispostas segundo um padrão orientado, em que as voçorocas orientadas na direção NW-SE (concordantes as zonas compartimentais) tendem a ser menores e são as principais responsáveis pela erosão regressiva da estrutura, as quais se unem as voçorocas de maior expressão, concordantes à estruturação regional. Contudo, a continuidade desta pesquisa com aplicação de outras técnicas de processamento de imagens digitais e métodos de análise aprimoraram o entendimento da correlação entre essas feições.

Referências Bibliográficas

- Borges F. R. & D'Antona F. J. G. 1988. Geologia e Mineralizações da serra Tepequém-RR. *In: Cong. Bras. Geol.*, 35, Belém, *Anais*.1:155-163.
- Brasil 1975. Projeto RADAMBRASIL Folha NA-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NB-21; Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra. MME/DNPM, Rio de Janeiro.
- Christie-Blick, N. & Biddle, K. T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. *In: Biddle, K. T. & Christie-Blick, N. eds. Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation.* Tulsa: Soc. Econ. Paleont. Min. 37:1-34.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil 1999. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Roraima central. Folha NA.20-XX/NA.21-V Estado de Roraima., escala 1:500 000 (CD Rom).
- Harris, J. R., Viljoen, D. W., Renez, A. N. 1999. Integration and visualization of Geoscience data. *In: Renez, A. N. Ed. Manual of remote sensing for the Earth Sciences.* 3ª ed. New York: John Wiley & sons, Inc. 3:307-354.
- Santos J. O. S., Potter P. E., Reis N. J., Hartmann L. A. H., Mcnaughton N. J. 2003. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South América based on U-Pb geochronology. *Bulletin Geological Society of America*, 115:331-348.
- Reis N. J. & Carvalho A. S. 1996. Coberturas sedimentares do mesoproterozóico do estado de Roraima: Avaliação e discussão de seu modo de ocorrência. *Revista Brasileira de Geociências*, 26:217-226.

FUSÃO DE IMAGENS RADARSAT-1 E LANDSAT-4 PARA MAPEAMENTO DOS AMBIENTES COSTEIROS TROPICAIS NO GOLFÃO MARANHENSE

Sheila G. Teixeira & Pedro W. M. Souza Filho

Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, LAIT. shesal@ufpa.br

Introdução

O Golfão Maranhense está localizado no extremo norte do estado do Maranhão (Figura 1) e é constituído das Baías de São Marcos e São José, que estão separadas pela Ilha de São Luís. Este constitui a Costa de Manguezais de Macromaré da Amazônia (Souza Filho 2005), um dos maiores sistemas de manguezais do mundo. Os manguezais do Estado do Maranhão são considerados os mais estruturalmente complexos do Brasil. Este aspecto é atribuído em parte às diversas características da linha de costa, às grandes quantidades de água doce, bem como pelas altas amplitudes de maré, necessitando assim de monitoramento. Atualmente, o monitoramento da zona costeira tem sido feito através de dados provenientes de sensores remotos operacionais na faixa do visível e das microondas, como os radares de abertura sintética (SAR), que vêm sendo utilizados, principalmente em ambientes tropicais úmidos, pois penetram em nuvens e chuvas, que são comuns nestas áreas. Enquanto os dados de sensores remotos ópticos fornecem informações à cerca dos processos físico-químicos, as imagens SAR apresentam informações espaciais da geometria do terreno e das propriedades elétricas (Souza Filho & Paradella, 2005). A partir desta abordagem o presente estudo apresenta o mapeamento dos ambientes costeiros no Golfão Maranhense, a partir da interpretação de produto obtido pela fusão de imagens RADARSAT-1 e Landsat-4.

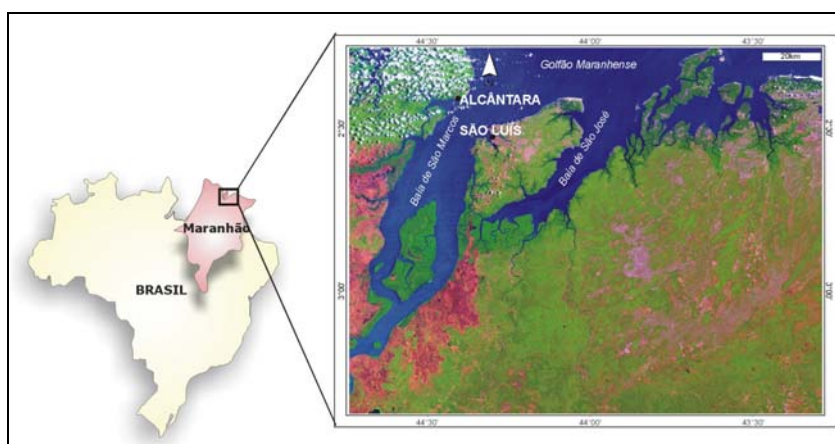


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo (Imagem LANDSAT-4 TM composição 5R4G1B).

Materiais e Métodos

O estudo foi baseado nas informações extraídas de duas cenas do RADARSAT-1, do modo de imageamento “Wide Swath Beams -1”, de órbita descendente; duas cenas do sensor TM Landsat-4 das órbitas/ponto 220/062 e 221/062 e imagens da SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). As características das imagens de sensores remotos utilizados neste trabalho podem ser vistos na tabela 1.

A abordagem metodológica para a geração do mapa de ambientes costeiros, envolveu o processamento digital das imagens Landsat-4 TM, RADARSAT-1 Wide-1, e das imagens da SRTM, no software PCI V.9.1, além de levantamentos de campo, relativos a geomorfologia, topografia e sedimentologia.

Tabela 1 - Principais características dos sensores remotos utilizados.

<i>Plataforma</i>	<i>Sensor</i>	<i>Data de aquisição</i>	<i>Angulo de incidência (°)</i>	<i>Resolução espacial (m)</i>	<i>Tamanho pixel</i>	<i>Swath (Km)</i>	<i>Condição de maré</i>
RADARSAT-1	Wide 1	16 Jan. 2003	20-31	33x27	12,5	165	Alta
RADARSAT-1	Wide 1	09 Fev. 2003	20-31	33x27	12,5	165	Baixa
LANDSAT – 4	TM	21 Ago. 1992	Nadir	30	28,5	185	Alta
LANDSAT – 4	TM	13 Set. 1992	Nadir	30	28,5	185	Alta
(SRTM)	InSAR	Fev. 2000	off-nadir	90	90	111	--

Nas imagens Landsat-4 TM foram aplicadas correção atmosférica através do método de ajuste do histograma (Jensen 1996); (2) Mosaicagem de imagens aplicado as duas cenas adjacentes lateralmente; (3) Escolha do melhor triplete de bandas TM (1, 4 e 5) através do cálculo OIF (*Optimum Index factor*); (4) Aumento do contraste linear aplicado ao mosaico de imagens. Nestas imagens não foi aplicado correção geométrica, pois estas já foram adquiridas ortorretificadas.

As imagens RADARSAT-1 primeiramente foram reescalada de 16 para 8 bits e posteriormente ortorretificadas, usando o modelo digital de elevação adquirido automaticamente das imagens SRTM.

Na fusão entre as imagens Landsat-4 e RADARSAT-1 foram utilizadas as técnicas de transformação IHS (Gillespie et al. 1986), na qual a tríade de bandas TM (1,4 e 5) serviram como dado de entrada para a transformação RGB-IHS, com posterior cálculo dos componentes I (Intensity), H (hue) e S (saturation) a partir das três bandas originais. Posteriormente, foi aplicado um aumento linear de contraste na imagem Radarsat-1, e em seguida, executada a transformação inversa do espaço de cores IHS para o RGB, substituindo a componente I (intensidade) pela imagem Radarsat-1 realçada.

Resultados e Discussão

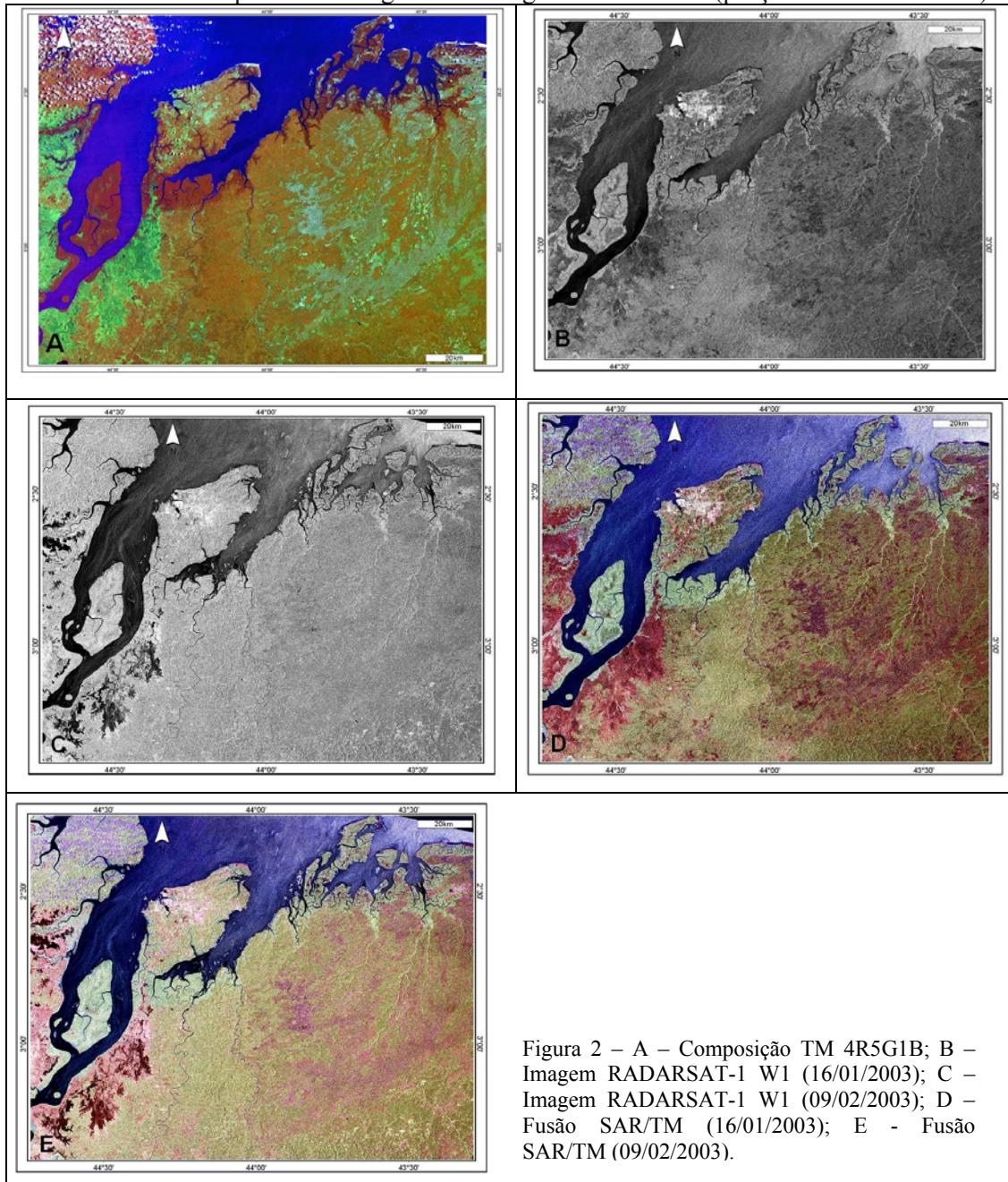
A partir do processamento digital de imagens foram obtidos cinco produtos, que permitiram o reconhecimento e mapeamento dos ambientes costeiros. A melhor tríade de bandas TM foi a 1,4 e 5, que representa as bandas que possuem a maior quantidade de informação e a melhor composição colorida foi a 4R5G1B, pois apresenta uma maior discriminação nas informações como pode ser vista na Figura 2A.

A interpretação das imagens de radar foi feita a partir da análise visual do teor de umidade, da textura, forma, tons e tamanho, ou seja, parâmetros dielétricos e geométricos dos alvos. Na imagem do dia 16 de janeiro de 2003 (Figura 2B) a região de manguezal pôde ser diferenciada do tabuleiro costeiro, por diferença na tonalidade, na qual o tabuleiro aparece em tons mais escuros. Essa tonalidade é decorrente do baixo teor de umidade, uma vez que foram registrados para a data de aquisição, uma precipitação de 0,5 mm que foi a mesma para os 3 dias anteriores, ou seja, havendo uma absorção maior da energia das microondas pelo alvo. Enquanto, que o manguezal aparece na imagem com tons mais claros, decorrentes do maior retroespalhamento das microondas (“double-bounce”), em virtude da inundação da floresta de manguezal, condicionado pela maré alta registrada para o dia em que a imagem foi adquirida.

A imagem do dia 09 de fevereiro de 2003 (Figura 2C) foi adquirida em condições de maré baixa e, nos dias que antecederam a data da aquisição foram registradas altas precipitações (140 mm). Desta maneira, a tonalidade mais clara observada nesta imagem, deve-se ao alto teor de umidade na área, quando comparada à imagem do dia 16 de janeiro, que levou a um retroespalhamento maior da energia das microondas. É possível verificar que o contraste entre as respostas dos ambientes costeiros é menor, dificultando assim, o

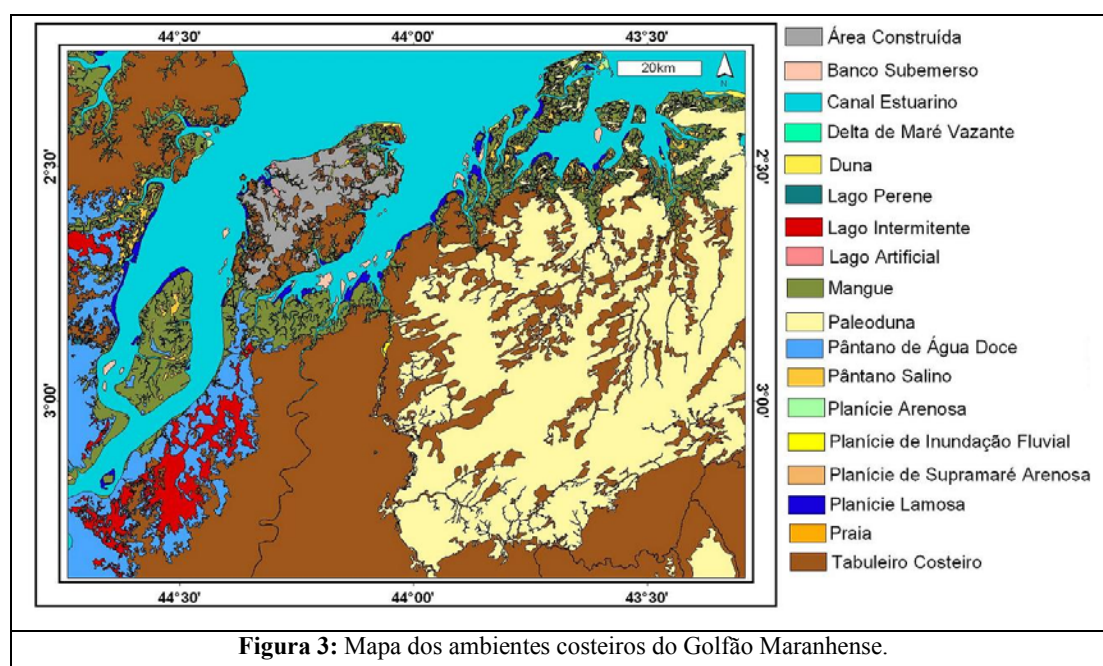
mapeamento dos manguezais nessa imagem. No entanto, é possível a identificação das direções de fluxo de maré vazante e dos bancos submersos.

As integrações do SAR com o triplete de bandas TM apresentou excelentes resultados na discriminação dos diversos ambientes costeiros. Na Figura 2D, observa-se que os limites entre os ambientes encontram-se bem nítidos na fusão, decorrentes principalmente da alta variação cromática, dos padrões de macro e microtopografia, das variações de teores de umidade do terreno e variações da cobertura vegetal. E na Figura 2E, observa-se o limite bem definido das áreas de pântanos de água doce e lagos intermitentes (porção sudoeste da área).



A partir da interpretação das imagens apresentadas anteriormente, aliados a dados de campo, foi possível o reconhecimento de dezoito feições e ambientes costeiros, que foram agrupados nas seguintes unidades morfológicas: Planalto Costeiro (tabuleiro costeiro,

paleodunas e lagos perenes); Planície Fluvial (planície de inundação fluvial); Planície Estuarina (Canal estuarino, delta de maré vazante, lago intermitente, manguezal, pântano salino, pântano de água doce, planície lamosa e planície de supramaré arenosa); Planície Litorânea (Banco submerso, duna, praia e planície arenosa) e Sistema Antropogênico (área construída e lagos artificiais). A distribuição espacial destes ambientes pode ser vista no mapa abaixo.



A utilização de informações de sensores que operam em faixas espectrais distintas, mostrou-se bastante eficaz, no que diz respeito ao reconhecimento dos ambientes costeiros. Tanto a análise das informações de cada sensor de forma independente, quanto a análise de produtos integrados, mostrou que as técnicas de sensoriamento remoto podem ser aplicadas ao mapeamento da geomorfologia costeira, pois os produtos gerados possuem uma alta precisão cartográfica, ou seja, produtos mais confiáveis.

Agradecimentos

À Petrobrás S.A. pelo suporte financeiro ao Projeto PIATAM mar I e a todas as demais iniciativas decorrentes do mesmo.

Referências

- Gillespie, A.R., Kahle, A.B., Walker, R.E. 1986. Color enhancement of highly correlated images. I. Decorrelation and HIS contrast stretches. *Rem. Sens. of Environment*. **20**: 209-235.
- Jensen, J.R. 1996. *Introductory digital image processing - A remote sensing perspective*. New Jersey, second edition, 318p.
- Souza Filho, P.W.M. 2005. Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação do maior cinturão contínuo de manguezais do mundo. *Rev. Brás. Geof.* In press.
- Souza Filho, P.W.M. & Paradella, W.R. Use of RADARSAT-1 fine mode and Landsat-5 TM selective principal component analysis for geomorphological mapping in a macrotidal mangrove coast in the Amazon Region. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 31: 214-224.

INTEGRAÇÃO DE IMAGENS ALTIMÉTRICAS, SAR E MAGNETOMÉTRICAS NO MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA ÁREA CENTRO-OESTE DO SISTEMA TRANSCORRENTE CARAJÁS (PA)

¹Cleyton C. Carneiro, ¹Alvaro P. Crósta, ²Adalene M. Silva, ³Roberto V. L. Pinheiro

1 DGRN/UNICAMP. cleyton@ige.unicamp.br, alvaro@ige.unicamp.br,

2 GRN/UNB. adalene@unb.br

3 DGL/UFPA. vizeu@ufpa.br

Introdução

A análise das principais feições estruturais existentes na Província Mineral de Carajás tem sido enfocada a partir do mapeamento geológico tradicional, com a aplicação subordinada de sensoriamento remoto (DOCEGEO 1988; Araújo e Maia 1991). Embora existam nessa região estudos utilizando imagens de sensores remotos (Gouvêa 1990; Santos *et al.* 1999; Paradella *et al.* 2000b), estes são restritos principalmente à identificação das unidades litoestratigráficas e ao mapeamento geológico. A área centro-oeste do Sistema Transcorrente Carajás (Fig. 1) compreende uma região com poucas ocorrências de afloramentos rochosos e extensa cobertura florestal. Entretanto, ela contém uma quantidade representativa de depósitos minerais tais como Igarapé Bahia, Pojuca-Gameleira, Águas Claras, Breves, Manganês do Azul, Alemão, dentre outros.

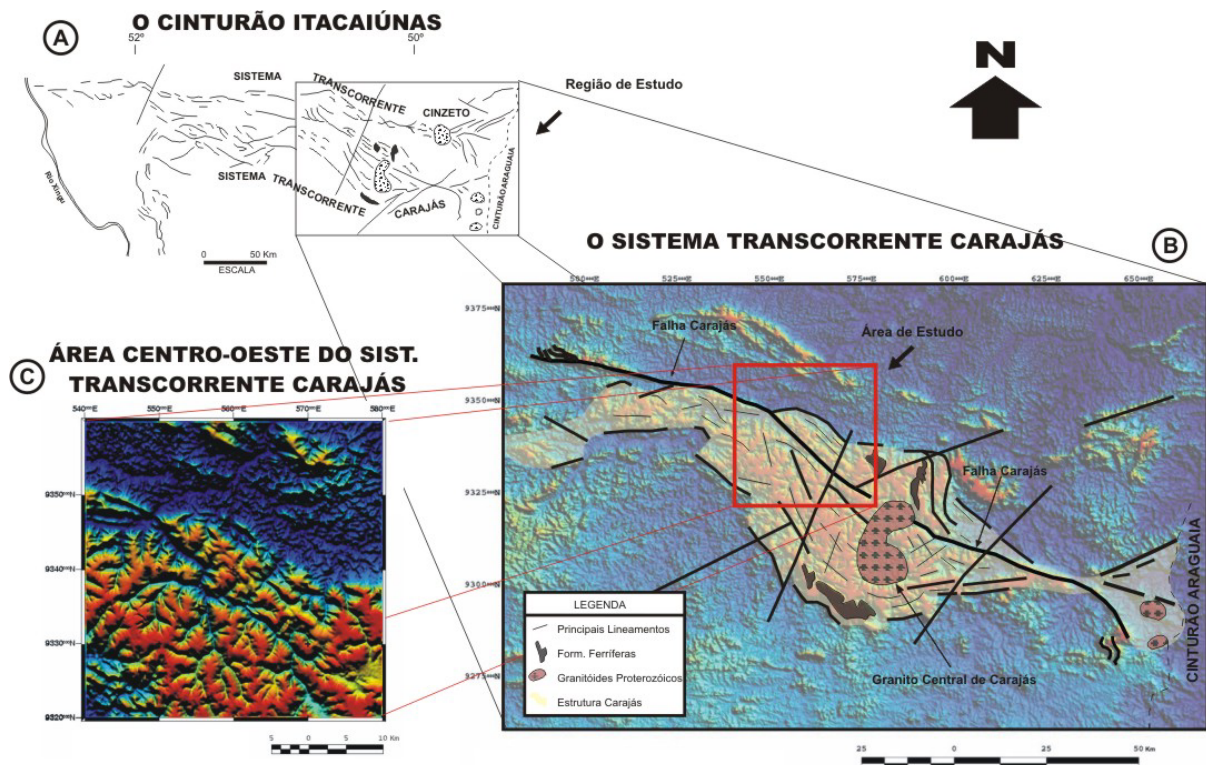


Figura 1. (A) O Cinturão Itacaiúnas e suas compartimentações tectônicas; (B) Sistema Transcorrente Carajás destacado sobre modelo digital de elevação SRTM/InSAR; e (C) Área centro-oeste do Sistema Transcorrente Carajás (MDE –SRTM/InSAR).

O Sistema Transcorrente Carajás é truncado transversalmente pela Falha Carajás. Essa falha apresenta geometria formada por um segmento principal de direção aproximada E-W, com cerca de 180 km de extensão, e segmentos subordinados que formam feixes convergentes e divergentes. As terminações da falha formam sistemas em rabo-de-cavalo (Pinheiro e Holdsworth 1997a). A compreensão do arcabouço estrutural a partir da integração de dados

de sensores remotos, aerogeofísicos e dados coletados em campo auxilia no entendimento deformacional relacionado à área centro-oeste do Sistema Transcorrente Carajás.

Material e Métodos

Na composição da base de dados inicial foram utilizadas imagens de radar de abertura sintética (SAR), imagens altimétricas produzidas a partir de modelo digital de elevação (MDE), além de dados aerogeofísicos magnetométricos igualmente convertidos em imagens digitais. As principais características desses dados estão sintetizadas na Tabela 1-1.

Tabela 1-1. Síntese das principais características dos dados.

Sistema Imageador	Órbita/ Ponto	Polarização	Direção de sobrevôo	Data de Aquisição	Resolução Espacial - m	Incidência	Az. de visada / Órbita
SRTM/InSAR	-	C / HH	-	11 a 22/02/2000	~ 90	-	-
JERS-1/SAR	395 / 310	L / HH	-	13/10/1994	18	39°	282°/ Descend
	395 / 311			13/10/1994			
	396 / 310			31/08/1994			
	396 / 311			31/08/1994			
MAGNETÔMETRO FLUXGATE (PGBC- 1020)	-	-	N-S	1975 e 1976	1000 (Espaçam. linhas de vôo)	-	-

Processamento das Imagens SRTM/InSAR

O processamento digital das imagens altimétricas produzidas a partir dos dados da missão Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), adquiridos a partir da tecnologia de radar interferométrico (InSAR), consistiu na aplicação de técnicas de colorização artificial (pseudo-cor) dos intervalos altimétricos do MDE, filtragem por convolução, iluminação direcional artificial (variando-se interativamente os ângulos de azimute e elevação da iluminação) e ajustes lineares de histogramas.

Processamento das Imagens Radarmétricas JERS-1/SAR

As cenas *JERS-1* foram registradas entre si a partir de polinômios de 1º grau. Elaborou-se um mosaico das cenas, abrangendo os sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento. Um segundo registro entre o mosaico gerado e o modelo digital de elevação SRTM/InSAR foi realizado de forma a garantir uma correspondência espacial entre os dados multifontes e um georreferenciamento mais preciso. A área de estudo foi então recortada a partir do mosaico registrado. A diminuição do efeito de ruído *speckle*, característico de imagens SAR, foi possibilitada pela aplicação de filtros, tais como: (1) média 3x3; (2) média 5x5; (3) *Frost*; (4) *Lee*; e (5) mediana adaptativa 5x5. Entretanto, os melhores resultados foram obtidos com a aplicação do filtro de mediana adaptativa 5x5.

Processamento dos Dados Magnetométricos

O pré-processamento dos dados aeromagnetométrico visou eliminar efeitos espúrios gerados na aquisição dos dados e envolveu os métodos de Diferença Quarta e Parâmetro P. A interpolação dos dados foi realizada utilizando-se o método da Curvatura Mínima, com células de 500m de aresta. Os dados foram a seguir micronivelados segundo a proposta de Minty (1991) no intuito de eliminar artefatos espúrios e ruídos presentes ao longo das linhas de vôo. A análise do relevo magnético foi feita por transformações lineares, principalmente a Amplitude do Sinal Analítico (ASA), demarcando a posição das fontes magnéticas.

Fusão de Imagens Altimétricas x Magnetométricas

Consistiu na aplicação da técnica voltada para a transferência das informações de alta frequência, contida nas imagens de maior resolução espacial, para aquelas de menor resolução

espacial (Schowengerdt 1997). O método foi aplicado na fusão do modelo digital de elevação, representando a imagem com resolução espacial de 90m, com os dados aeromagnetométricos - amplitude do sinal analítico, representando dados com resolução espacial de 500m.

Resultados e Discussões

Lineamentos marcados por feições geomórficas superficiais observados nas imagens JERS-1/SAR (Fig. 2 A) estão dispostos em direções preferenciais NW-SE, NNW-SSE, N-S e NE-SW. O diagrama de frequência acumulada (Fig.2 B) indica maior abundância dos lineamentos de direção NW-SE, seguido pelas direções NE-SW, NNW-SSE e N-S respectivamente. Em relação aos comprimentos, os maiores lineamentos seriam os NW-SE, seguidos pelos N-S, NE-SW e finalmente aqueles de direção NNW-SSE. Estas informações podem ser observadas no diagrama de comprimento acumulado (Fig. 2 C).

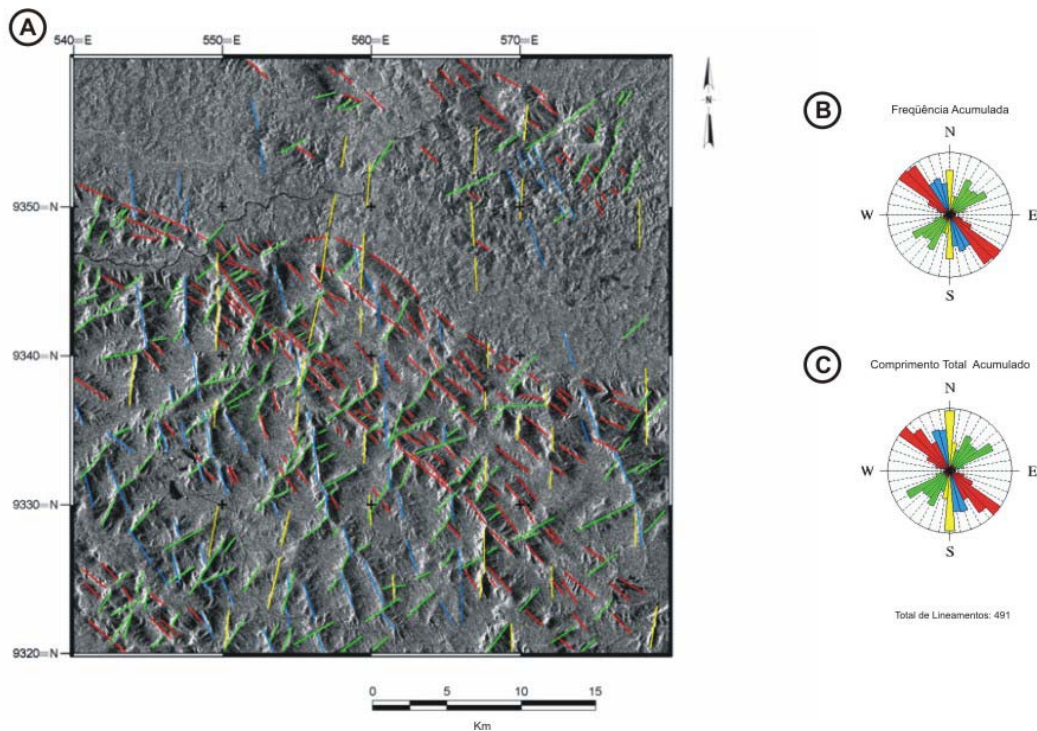


Figura 2. (A) Mapa de lineamentos marcados por feições superficiais geomórficas, produzido a partir do mosaico de imagens JERS-1/SAR – Banda L; (B) Diagrama estrutural de frequência acumulada e (C) Diagrama estrutural de comprimento acumulado.

A partir da imagem gerada pela fusão altimetria e magnetometria (amplitude do sinal analítico) – Fig. 3 A , foram feitas interpretações litológicas com individualização de unidades litoestratigráficas reconhecidas (Fig. 3 B). Essas interpretações provêm de variações nos valores de intensidade de amplitude do sinal analítico e variações altimétricas.

Conclusões

A análise dos elementos obtidos a partir das imagens individuais (sensoriamento remoto e aerogeofísicas) e daquelas produzidas pela fusão de dados altimétricos e magnéticos permitiu as seguintes observações: (1) a geometria dos lineamentos evidencia uma cronologia de eventos deformacionais, respectivamente nas direções: WNW-ESSE, NW-SE, NE-SW e N-S. Essas direções tendem a ser suavizadas e/ou ressaltadas, conforme o sensor utilizado, demonstrando a importância do uso de múltiplos sensores na caracterização de zonas estruturais complexas como as associadas ao Sistema Transcorrente Carajás; (2) o Sistema

Transcorrente Carajás em sua área centro-oeste apresenta domínios magnéticos cujos limites mostram-se coincidentes com as feições de ruptura do relevo; os domínios que apresentam altos valores magnéticos estão provavelmente relacionados a concentrações de minerais com altos teores magnéticos nos diversos planos de falha, além de corpos magmáticos com teor relativamente alto de minerais magnéticos; (3) a comparação e a integração de dados aerogeofísicos com imagens de sensores remotos orbitais revelam a existência de correlação entre os relevos altimétrico e aeromagnético. Esta relação permite que, por meio do realce estrutural, seja favorecida a demarcação de unidades litológicas distintas.

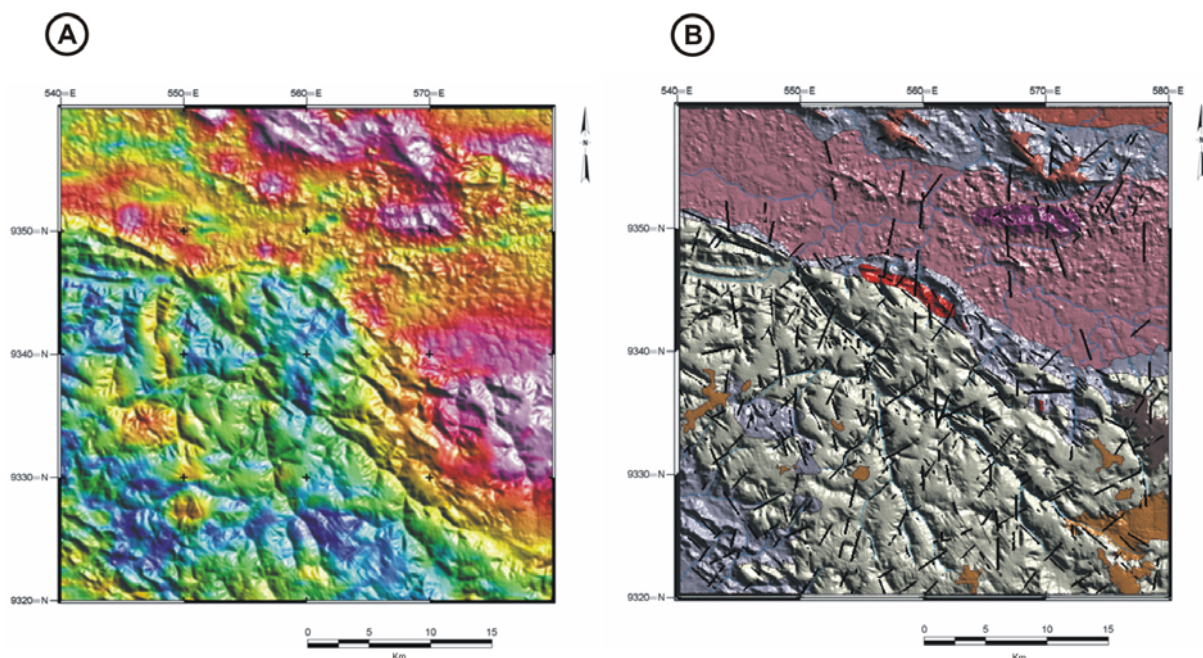


Figura 3. (A) Fusão de imagens altimétrica (MDE-SRTM/InSAR) e magnetométrico (ASA-MAG) na área de estudo; (B) Unidades foto-litológicas sobreposta ao relevo sombreado.

Referências

- Araújo O.J.B. de & Maia R.G.N. 1991. *Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás; Sub-programa Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás - Estado do Pará*. DNPM/CPRM. Brasília, 136p.
- DOCEGEO. 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, anexo, *Anais*. Belém, p 10-54.
- Gouvêa J.L. 1990. *Técnicas de sensoriamento remoto aplicadas em pesquisas geológicas na Amazônia (Região de Carajás)*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 93p.
- Minty B.R.S. 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Exploration Geophysics*, **22**:591-592.
- Paradella W., Santos A.R. dos., Veneziani P., Morais M.C. de. 2000b. Synthetic aperture radar for geological applications in the tropics: experiences from the Brazilian Amazon region. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:538-542.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997a. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, London, **154**:99-103.
- Santos A. R., Paradella W., Veneziani P., Morais M.C. de. 1999. A estereoscopia com imagens RADARSAT-1: uma avaliação geológica na Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:627-632.
- Schowengerdt R. A. 1997. Remote sensing: models and methods for image processing. San Diego: Academic Press, 522p.

MINERAÇÃO E SAÚDE PÚBLICA – O CASO DO ARSÊNIO NO BRASIL

Bernardino R. Figueiredo

Instituto de Geociências – Universidade Estadual de Campinas. berna@ige.unicamp.br

Introdução

São bem conhecidos os impactos que a atividade de mineração pode produzir no meio físico e esse conhecimento é levado em conta no planejamento de todas as suas fases, prospecção e pesquisa, extração, beneficiamento, refino e fechamento de mina. O conhecimento acumulado pela humanidade e as tecnologias já disponíveis no setor asseguram o desenvolvimento da atividade mineira, socialmente necessária, de forma compatível com os pré-requisitos da responsabilidade ambiental e social.

Porém, em muitas regiões que abrigaram atividades de produção mineral desde um passado longínquo, quando ainda não havia o conhecimento técnico de hoje nem a consciência e as leis de proteção ambiental, restaram passivos ambientais com os quais as populações residentes convivem até hoje. A essas regiões se somam inúmeras áreas problemáticas, do ponto de vista ambiental, onde os empreendimentos não reúnem as condições necessárias para o emprego de tecnologias modernas e a agressão ao meio ambiente constitui prática cotidiana pese o esforço dos órgãos fiscalizadores.

A degradação da paisagem e, em especial, os níveis excessivos de substâncias tóxicas em solo, sedimento, água e biota, ensejam inferências alarmantes sobre riscos de contaminação humana que muitas vezes não são confirmados quando se realizam os estudos de avaliação pertinentes. Os estudos do meio físico, como o mapeamento geológico e geoquímico e os de monitoramento ambiental em áreas críticas são indispensáveis, porém revelam-se, muitas vezes, insuficientes para a avaliação de risco quando desacompanhados de pesquisas da área de ecotoxicologia.

Com respeito à contaminação de arsênio, estudos integrados de geoquímica ambiental e ecotoxicológicos já foram realizados em três áreas de mineração no Brasil: no Alto Vale do Ribeira (PR-SP), no Quadrilátero Ferrífero (MG) e em Santana (AP). Nessas três áreas que apresentam contaminação por arsênio, estudos sobre exposição humana revelaram níveis médios baixos de exposição das populações residentes. Esta palestra se baseia em trabalhos de vários autores e na síntese elaborada por Figueiredo et al. (2005).

A Importância do Arsênio

O arsênio é um metalóide de baixa concentração média na Crosta (1,8 ppm) e ocorre numa variedade de tipos de depósitos minerais, principalmente na forma de arsenopirita (FeAsS) e pirita arsenífera. Essas fases minerais podem alterar-se a arsenatos e sulfoarsenatos em superfície, o arsênio pode ser parcialmente liberado para as águas e ainda imobilizado via adsorção em óxidos-hidróxidos de ferro, alumínio e manganês ou em minerais de argila.

Nas águas, as formas mais comuns são oxianions de As(V), em condições de Eh alto a moderado, e de As(III) em condições mais redutoras. A concentração de As em água potável, segundo a Organização Mundial da Saúde, não deve exceder 10 µg/L, valor adotado também pelo CONAMA para água superficial propícia a tratamento para consumo humano.

O arsênio é uma substância carcinogênica sendo a forma inorgânica a mais nociva ao homem. A toxicidade das espécies de As(III) é considerada várias vezes superior à das espécies de As(V). A via mais comum de exposição humana é através do consumo de água contaminada, porém a inalação de gases e ingestão de pó podem ser também importantes. A exposição crônica ao As pode causar sérios problemas metabólicos às pessoas, incluindo

hiperqueratose, câncer de pele, câncer pulmonar, distúrbios do sistema nervoso, aumento da frequência de abortos espontâneos e outras doenças graves (Abernathy et al., 1997).

Os casos de intoxicação mais graves por arsênio em todo o mundo ocorreram em Bengala Ocidental, Bangladesh e, na América Latina, no México, Chile e Argentina. Esses casos graves foram causados, em geral, por consumo de água subterrânea contaminada, extraída de aquíferos em formações geológicas arseníferas de grandes extensões (Smedley & Kinniburgh, 2002).

Ocorrências Estudadas no Brasil

O Alto Vale do Ribeira abrigou várias minas de Pb-Zn-Ag em operação durante o século passado bem como uma planta de refino de chumbo durante o período de 1945-1995. As mineralizações continham quantidades significativas de arsênio (arsenopirita e tennantita), em especial as das jazidas de Painéis e Furnas.

Campanhas de monitoramento humano para arsênio foram realizadas em 5 municípios, distribuídos nas regiões do Alto e do Médio Vale, utilizando como bioindicador o teor de As em urina de crianças e adultos (Sakuma, 2004). A população da cidade de Cerro Azul (PR), localizada fora da área sob a influência da mineração, foi escolhida como grupo de referência. Entre as comunidades residentes no Alto Vale, aquela que apresentou as medianas mais altas de As em urina (8,94 µg/L As em crianças, n=89, e 8,54 µg/L As em adultos, n=86) foi a do Bairro da Serra, município de Iporanga, localizado às proximidades da mina Furnas. Adicionalmente, no Médio Vale foram monitoradas 6 comunidades residentes e as concentrações médias de As em urina de crianças e adultos variaram entre 2,24 e 11,35 µg/L As (De Capitani et al., 2005). As medianas mais altas foram obtidas nas comunidades residentes nas proximidades da anomalia natural de arsênio do Piririca (CPRM, 1982; Perrota, 1996). Embora superiores aos obtidos no grupo de referência (Cerro Azul), esses níveis médios de exposição não podem ser considerados elevados. Contudo, observa-se que algumas pessoas apresentaram concentrações superiores a 40 µg/L As em urina, o que impõe a necessidade de futuro monitoramento.

Na região do Piririca a atividade de mineração não chegou a ser implantada e os solos, ricos em arsênio e metais pesados, são resultantes do intemperismo químico que afetou as rochas hospedeiras de filões com ouro e sulfetos ricos em arsênio. Abreu & Figueiredo (2004) encontraram concentrações de 25 a 754 mg/Kg As em solo superficial na área. Por outro lado, a qualidade da água superficial foi monitorada no período de 2001-2003 em cinco campanhas de amostragem em diferentes épocas do ano e as concentrações de As não excederam 9 µg/L (Takamori and Figueiredo, 2002).

O Quadrilátero Ferrífero é a província aurífera mais importante do Brasil, respondendo por uma produção de ouro de cerca de 600 t nos últimos 300 anos. O minério de ouro contém arsênio em minerais como arsenopirita e löllingita ou como traço em pirita. Em toda a região, as concentrações de As nos sedimentos de corrente (<63 µm) são elevadas, podendo atingir até 4.000 mg/Kg As nas proximidades das minas, enquanto que as águas superficiais raramente apresentam concentrações superiores a 50 µg/L As. Amostras de água de fontes naturais também apresentam baixas concentrações de arsênio, enquanto que amostras coletadas nas proximidades de depósitos de rejeitos e interior de minas podem apresentar valores excepcionalmente altos de até 3.000 µg/L As (Borba et al., 2003).

Em 1998, uma campanha de monitoramento humano foi realizada em populações de crianças em idade escolar (7-12 anos) nos municípios de Santa Bárbara e Nova Lima (Matschullat et al., 2000). A concentração média de As em urina de 126 amostras foi 25,7 µg/L As e 20% das crianças examinadas apresentaram mais de 40 µg/L de As inorgânico total em urina, limiar, acima do qual, efeitos adversos à saúde a longo prazo não podem ser

excluídos. A via de exposição ao arsênio mais provável seria o contato com solo e poeira visto que as concentrações de As em água potável revelaram-se bem inferiores a 10 µg/L. Esses valores elevados não se repetiram em campanhas de monitoramento, levadas a efeito nos anos subseqüentes, que atingiram mais de 600 crianças (Deschamps et al., 2005). A porcentagem de crianças com concentrações acima de 40 µg/L As em urina foi inferior a 5% da população amostrada em 2002 (Matschullat, 2004, comunicação oral).

No Amapá, o arsênio ocorre em arsenopirita associada a formações manganesíferas, lavradas por mais de 50 anos na famosa mina de Serra do Navio. A fonte de arsênio localiza-se no município de Santana, 350 km distante da mina e às margens do Rio Amazonas, onde o minério de manganês era processado e embarcado.

Estudos geoquímicos, levados a efeito na área (Lima, 2003), revelaram concentrações de As em águas superficiais entre 5 e 231 µg/L As porém a maioria das amostras apresentaram teores inferiores a 50 ou 10 µg/L As. Amostras de sedimento fluvial e material de suspensão apresentaram teores variando de 1.600 a 696 mg/Kg As. Por outro lado, as concentrações em águas de torneira das residências não ultrapassaram 0,5 µg/L As.

A população local, cerca de 2000 pessoas, foi avaliada para exposição ao arsênio utilizando-se análises de sangue e cabelo (Santos et al., 2003). Para uma população de 512 residentes em Santana foi obtida uma mediana de 0,20 µg/g As em cabelo. De acordo com resultados obtidos em outros países, os níveis de exposição ao arsênio da comunidade de Santana não podem ser considerados elevados visto que concentrações de até 1 ppm de arsênio em cabelo e unha podem ser consideradas normais segundo a ASTDR (2000).

Discussão e Conclusão

Os três casos estudados se referem a impactos no ambiente resultantes de atividades de beneficiamento e refino mineral. Descartes de minas, pilhas rejeitos expostos, drenagens superficiais e solos podem ser considerados fontes de contaminação pontuais, embora na Faixa Piririca, no Médio Vale do Ribeira, os solos ricos em arsênio apresentem grande extensão. Nas três áreas os níveis médios de exposição humana ao arsênio são baixos.

Nas regiões norte e sudeste a população tem acesso à abundante água superficial o que configura uma situação diferente daquela vivenciada nas regiões de incidência grave de intoxicação por As, onde as populações são dependentes de consumo de água subterrânea.

O clima tropical também favorece a alteração química das rochas e a formação de solos e sedimentos enriquecidos em ferro e alumínio que funcionam como barreiras geoquímicas prevenindo a liberação de As para as águas.

Informações mais sistemáticas sobre a ocorrência de arsênio em água subterrânea, em especial naquelas regiões do país onde a população e a atividade econômica são dependentes de aquíferos rasos, ainda são escassas. Algumas indicações de fontes não pontuais podem ser obtidas dos levantamentos geoquímicos executados pela CPRM, MINEROPAR e outras instituições. Licht (2001) assinalou anomalias de arsênio associadas à ocorrência de folhelhos betuminosos e formações carboníferas paleozóicas da Bacia do Paraná, as quais se estendem por Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

O caso do arsênio, abordado neste trabalho, coloca em debate um ponto importante, de que os diagnósticos de qualidade do meio físico não são suficientes para avaliar os riscos a que estão sujeitas as populações residentes em áreas de mineração. A contribuição da Geologia Médica pode ser importante nesses casos, onde a contaminação ambiental é mais evidente, e especialmente naquelas áreas onde o risco à saúde humana está relacionado a processos e fatores naturais, menos óbvios. Por isso, não apenas para o arsênio, mas para um conjunto de substâncias perigosas justifica-se investir em mapeamento geoquímico de baixa densidade e em estudos integrados mais detalhados em áreas críticas.

Estas pesquisas foram apoiadas pelo CNPq (Grant 300323 / 930) e FAPESP (Auxílio 2002/00271-0).

Referências Bibliográficas

- Abernathy, C.O.; Calderon, R.L.; Chappell, W.R. (Eds) 1997 Arsenic Exposure and Health Effects, Chapman & Hall, 429 p.
- Abreu, M.C.; Figueiredo, B.R. 2004 Mapeamento geoquímico de arsênio e metais pesados em solo da unidade Piririca, Vale do Ribeira (SP). In: Congresso Brasileiro de Geologia, XLII, Araxá, MG, SBG, CD-Rom
- Agency for Toxic Substances and Disease Registry (ATSDR) 2000. Toxicological profile for arsenic. Atlanta, GA: U.S. Department of Health and Human Services, Public Health Service.
- borba, r. p.; figueiredo, b. r.; matschullat, j. 2003 Geochemical distribution of arsenic in waters, sediments and weathered gold mineralized rocks from Iron Quadrangle, Brazil. *Environmental Geology*, vol. 44(1), p. 39-52.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) 1982 Projeto Eldorado, Relatório Final Integrado de Pesquisa (Final Report), CPRM, São Paulo, 200 p.
- De Capitani, E.M.; Sakuma, A.M.; Paoliello, M.M.B.; Figueiredo, B.R.; Okada, I.A.; Duran, M.C.; Okura, R.I. 2005 Exposição humana ao arsênio no Médio Vale do Ribeira, São Paulo. In: Workshop Internacional de Geologia Médica, Rio de Janeiro, IUGS-UNESCO-CPRM, 06/2005, Vol 1, CD-ROM.
- Deschamps, E.; Ciminelli, V.; Vasconcelos, O.R.; Silva, N.O.C.; Matschullat, J. 2005 Arsenic: preliminary results from a multi-media study in the Iron Quadrangle in Brazil. In: International Conference on Heavy Metals in the Environment, XIII, Rio de Janeiro, Abstracts, p.532.
- Figueiredo, B.R.; Borba, R.P.; Angélica, R.S. 2005 Arsenic occurrence in Brazil, *Environmental Geochemistry & Health*, Springer, Netherlands (forthcoming publication).
- Lima, M.O. 2003. Caracterização geoquímica de arsênio total em águas e sedimentos em áreas de rejeitos de minérios de manganês no Município de Santana Estado do Amapá. Dissertação de Mestrado, CPGG-UFPA, 132 p.
- licht, o.B. 2001 A Geoquímica Multielementar na Gestão Ambiental - Identificação e caracterização de províncias geoquímicas naturais, alterações antrópicas da paisagem, áreas favoráveis à prospecção mineral e regiões de risco para a saúde no Estado do Paraná, Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná.
- Matschullat, J.; Borba, R.P.; Deschamps, E.; Figueiredo, B.F.; Gabrio, T.; Schwenk, M. 2000 Human and environmental contamination in the Iron Quadrangle, Brazil. *Applied Geochemistry*, vol.15, p. 181-190.
- Perrota, M.M. 1996 Potencial aurífero de uma região no Vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geoquímicos, geofísicos e de sensores remotos num sistema de informações geográficas. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- Sakuma, A.M.A. 2004 Avaliação da exposição humana ao arsênio no Alto Vale do Ribeira, Brasil, Tese de Doutorado, Faculdade de Ciências Médicas, UNICAMP, 161 p.
- Santos, E.C.O., Jesus, I.M., Brabo, E.S., Fayal, K.F., Lima, M.O. 2003. Exposição ao mercúrio e ao arsênio em estados da Amazônia: síntese dos estudos do Instituto Evandro Chagas/FUNASA. *Revista Brasileira de Epidemiologia*, 6(2): 171-185.
- Smedley, P.L. & Kinniburgh, D.G. 2002. A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters. *Applied Geochemistry*, 17: 517-568.
- Takamori, A.Y.; Figueiredo, B.R. 2002 Monitoramento da qualidade de água do rio Ribeira de Iguape para arsênio e metais pesados. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, Paraíba, Anais, p. 255.

GEOQUÍMICA E GEOLOGIA MÉDICA DAS ÁGUAS DE SISTEMA DE ABASTECIMENTO PÚBLICO DO NE DO PARÁ E NW DO MARANHÃO

Edesio M. B. Macambira & Eduardo P. Viglio

CPRM-Belém. emacambira@be.cprm.gov.br, eviglio@be.cprm.gov.br

Introdução

Este trabalho baseia-se nas informações obtidas pelo Programa Nacional de Pesquisa em Geoquímica Ambiental e Geologia Médica, em execução pela Superintendência Regional de Belém da CPRM – PGAGEM-BELÉM. A área de trabalho abrange cerca de 48.000km², compreende 67 municípios, sendo aproximadamente 80% na região nordeste do Pará e o restante na porção noroeste do Maranhão. Trata-se da região mais densamente povoada do Estado do Pará, servida por boa infraestrutura logística mas que apresenta um precário sistema de saneamento básico, onde numerosas doenças de veiculação hídrica e/ou alimentar (verminose, hepatite, diarréia, etc.) atingem altos índices (DATASUS).

Sob o ponto de vista geológico a maior porção da área de trabalho é ocupada pelo Grupo Barreiras (arenitos, siltitos e argilitos). Na região do Gurupi estão presentes o Cráton de São Luís (granitóides e seqüência metavulcano-sedimentar) e o Cinturão Gurupi (seqüência metavulcano-sedimentar). Distribuídas na região de trabalho ainda ocorrem as unidades sedimentares Arenito Guamá e Formação Itapecuru e granitóides intrusivos (Tracuateua, Nei Peixoto, Cantão, Japiim, Oca, etc.). Ao longo dos principais cursos d'água e na costa litorânea desenvolve-se uma cobertura de sedimentos quaternários (Fig 1).

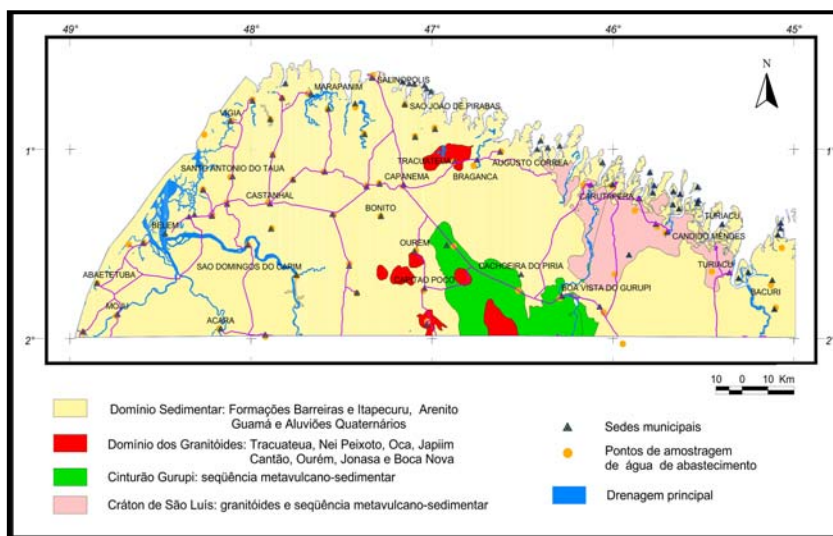


Fig 1: Mapa geológico simplificado (GIS Brasil, Faraco et al 2004)

Metodologia de Trabalho

Foi coletada uma amostra de água do mais importante sistema de abastecimento público de cada sede municipal. Durante a coleta foram preenchidas fichas com os parâmetros descritivos da amostragem e a medida do pH. As amostras foram coletadas diretamente do poço, fonte ou drenagem, sendo acondicionadas em dois recipientes mantidos sob refrigeração: um acidificado com HNO₃ para a análise de 24 cátions (Al, As, B, Ba, Be, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Se, Sr, Ti, V, e Zn) por ICP-AES e outra para análise de 6 ânions (F, Cl, NO₂, Br, SO₄ e PO₄) via cromatografia. As análises foram efetuadas no Laboratório de Análises Mineraiis – LAMIM, da CPRM.

Os resultados foram interpretados com base nos cálculos estatísticos (programa Statistica), em mapas geoquímicos (ArcView 3.2), em parâmetros geoambientais e nos valores permitidos para água de consumo humano, segundo os padrões do Conselho Nacional do Meio Ambiente (Resolução CONAMA 357, de 17 de março de 2005), do Ministério da

Saúde (Portaria 518 de 29 de março de 2004) ou dos valores recomendados pela Organização Mundial da Saúde-OMS –(World Health Organization - WHO, 1993).

Resultados Obtidos

Dos 30 elementos e compostos analisados, o As, Mo, Se, V, Be e NO₂ não apresentaram resultados acima do limite de detecção do método analítico. O Cd, Co, Cr, Ni, Ti e PO₄ também tiveram mais de 90% dos seus resultados abaixo do limite de detecção, sendo interpretados apenas visualmente. Os demais elementos foram submetidos a cálculos estatísticos cujos principais parâmetros constam da Tabela 1.

O **Al, B, Cu, Fe, K, Mn, Pb, Zn** apresentaram resultados mais elevados do que os dos padrões de consumo, indicando a impropriedade para consumo humano dos correspondentes sistemas de abastecimento público cujas curvas de distribuição podem ser vistas na Fig 2.

O Al, com teor máximo de 1,8 mg/L (18 vezes o valor máximo permitido), e Pb, com teor máximo de 1,45 mg/L (145 vezes o valor máximo permitido), são os elementos com teores mais nocivos encontrados em aproximadamente 80% da área de trabalho. Embora na análise de Cluster ambos tenham apresentado comportamento e teores semelhantes não se observa uma perfeita correspondência entre a distribuição geográfica dos dois elementos.

Os valores de Cu impróprios para consumo ocupam cerca de 60% da área de trabalho, particularmente na porção oriental. Já a porção ocidental da área está caracterizada por valores de Fe superiores ao limite permitido para o consumo humano. O Zn, B, Mn e K apresentaram pequenas áreas com conteúdo impróprio para o consumo humano.

Conclusões e Recomendações

Os sistemas de abastecimento geralmente são constituídos de poços tubulares rasos (<100m). Em alguns casos a água fornecida é superficial. Na maioria dos sistemas, a água é abastecida à população sem qualquer tratamento e em poucos é realizada uma cloração.

As unidades sedimentares representadas pelo Grupo Barreiras, Formação Itapecuru, Arenito Guamá e Aluviões Quaternários constituem os maiores aquíferos da região, em razão de suas grandes extensões territoriais, espessuras e índices de permo-porosidade. Nas demais unidades o potencial dos aquíferos é restrito estando limitado a zonas de fraturas.

No atual estágio da pesquisa torna-se difícil determinar a fonte dos cátions. O caráter errático dos elementos e valores anômalos elimina a possibilidade de erro sistemático de amostragem. Várias anomalias de Pb foram reanalisadas por Absorção Atômica sendo confirmados os valores encontrados por ICP, descartando-se a possibilidade de erros analíticos. Nos pontos amostrados não se observou a presença de fontes de contaminação antrópica, o que reduz a possibilidade de uma contaminação ambiental de cunho pontual. Acredita-se então que os elevados teores dos elementos mencionados estejam relacionados a aspectos naturais, em particular a fatores hidrogeológicos do principal aquífero que é o Grupo Barreiras. De acordo com Miranda (2004) as áreas fontes dessa unidade seriam a Faixa Tocantins-Araguaia, a Província Borborema, o Grupo Gurupi, o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Província Carajás. Desta maneira, todos os elementos anômalos podem ser provenientes dessas áreas fontes. O Grupo Barreiras constituído por arenitos, siltitos e argilitos, com intercalações de lentes ricas em matéria orgânica e óxidos de ferro, as quais poderiam armazenar os elementos nocivos detectados. Deste modo, esses elementos seriam facilmente incorporados às águas subterrâneas, particularmente considerando o pH ácido, serem captadas pelos sistemas de abastecimento público e podem estar causando ou vir a causar diversos problemas de saúde ainda sem motivos conhecidos.

A contribuição deste estudo em termos de Geologia Médica é no sentido de alertar as autoridades governamentais e a população em geral, para o conteúdo superior ao permitido, de vários elementos, nas águas de sistema de abastecimento consumidas nas diversas

localidades. São necessários estudos complementares e multidisciplinares para verificar a real influência destes teores anômalos na saúde da população, bem como adotar medidas preventivas para evitar futuras doenças.

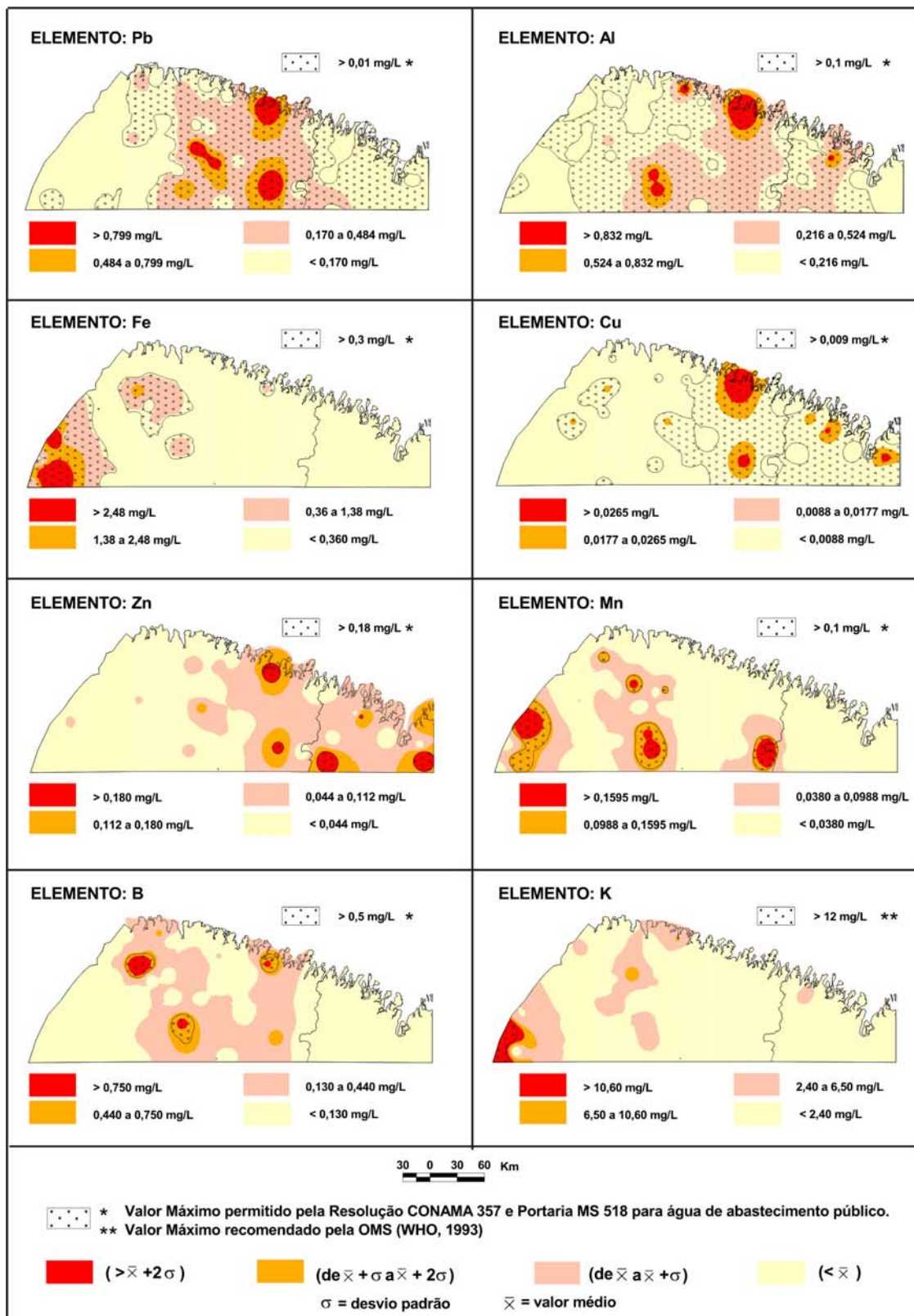


Fig 2 – Distribuição dos valores anômalos e acima do limite máximo permitido para consumo humano de Pb, Al, Fe, Cu, Zn, Mn, B e K.

TABELA 1: BLOCO I – NORDESTE DO PARÁ / NOROESTE DO MARANHÃO

ÁGUA DE SISTEMA DE ABASTECIMENTO PÚBLICO								
PARÂMETROS ESTATÍSTICOS								
Elemento	População	Valor Mínimo	Valor Máximo	Média \bar{x}	Desvio Padrão σ	Anomalia de 2ª Ordem ($\bar{x} + \sigma$)	Anomalia de 1ª Ordem ($\bar{x} + 2\sigma$)	Valor Máximo Permitido em Água Doce Classe I - Resolução CONAMA 357
Al	59	0,0050	1,8000	0,2043	0,3033	0,508	0,811	0,1 mg/L
As	59	0,0050	0,0050	0,0050	0,0000	0,005	0,005	0,01 mg/L
B	59	0,0010	2,0000	0,1331	0,3118	0,445	0,757	0,5 mg/L
Ba	59	0,0010	0,1630	0,0228	0,0372	0,060	0,097	0,7 mg/L
Be	59	0,0005	0,0005	0,0005	0,0000	0,001	0,001	0,04 mg/L
Ca	59	0,1000	60,0500	7,7517	12,5985	20,350	32,949	10 a 100 mg/L **
Cd	59	0,0005	0,0020	0,0006	0,0004	0,001	0,001	0,001 mg/L
Co	59	0,0010	0,0040	0,0011	0,0004	0,001	0,002	0,05 mg/L
Cr	59	0,0100	0,0300	0,0108	0,0034	0,014	0,018	0,05 mg/L
Cu	59	0,0010	0,0500	0,0090	0,0088	0,018	0,027	0,009 mg/L
Fe	59	0,0020	6,6600	0,3614	1,0445	1,406	2,450	0,3 mg/L
K	59	0,1000	101,0000	4,1441	13,4763	17,620	31,097	12 mg/L **
Li	59	0,0010	0,0200	0,0027	0,0036	0,0063	0,0099	2,5 mg/L
Mg	59	0,0900	15,2700	2,2615	2,9889	5,250	8,239	1 a 40 mg/L **
Mn	59	0,0010	0,2230	0,0380	0,0608	0,0988	0,1595	0,1 mg/L
Mo	59	0,0025	0,0025	0,0025	0,0000	0,003	0,003	0,07 mg/L **
Na	57	0,1000	42,0000	9,4560	10,5120	19,968	30,480	200 mg/L *
Ni	59	0,0020	0,0150	0,0030	0,0026	0,0057	0,0083	0,025 mg/L
Pb	59	0,0025	1,4500	0,1700	0,3146	0,4846	0,7991	0,01 mg/L
Se	59	0,0100	0,0100	0,0100	0,0000	0,010	0,010	0,01 mg/L
Sr	59	0,0010	0,6520	0,0545	0,1105	0,1650	0,2755	1 mg/L **
Ti	59	0,0250	0,0600	0,0256	0,0046	0,0301	0,0347	***
V	59	0,0100	0,0100	0,0100	0,0000	0,010	0,010	0,1 mg/L
Zn	59	0,0010	0,2740	0,0440	0,0681	0,1121	0,1802	0,18 mg/L
Br ⁻	58	0,0250	0,8100	0,0626	0,1059	0,1685	0,2744	0,025 mg/L *
Cl	57	1,5800	61,6300	11,4100	12,2960	23,706	36,002	250 mg/L
F	58	0,0050	0,7500	0,0594	0,1035	0,1629	0,2663	1,4 mg/L
NO ₂ ⁻	58	0,0500	0,0500	0,0500	0,0000	0,050	0,050	1,0 mg/L
PO ₄ ⁻³	58	0,1000	1,4000	0,1466	0,2121	0,3587	0,5708	0,1 mg/L
SO ₄ ⁻	58	0,4000	38,4000	4,7638	6,7064	11,4702	18,1767	250 mg/L
PH	59	4,0000	7,5000	5,2136	0,8653	6,079	6,944	de 6 a 9

* Portaria do Ministério da Saúde nº 518, de 25/03/04 ; ** Organização Mundial de Saúde (WHO, 1993) Valores em mg/L ou ppm; *** Não foram obtidos valores máximos permitidos para o Ti.

Referências Bibliográficas

- Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., 2004. Folha SC.22 – Tocantins. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti. (Eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Brasília.
- Miranda, L. da C.P. 2004. Proveniência de Arenitos da Formação Barreiras (Mioceno), Região de Ipixuna, com base em análise de Minerais Pesados e Datação de Grãos de Zircão por Evaporação de Chumbo. Trabalho de Conclusão de Curso. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Belém. CD-ROM.

ARSÊNIO NA BACIA AMAZÔNICA

Wilson Scarpelli

wiscar@attglobal.net

Com seus 6.925.000 km², a Bacia Amazônica drena desde logo a norte de Brasília até La Paz e dali seguindo os Andes até próximo a Bogotá, bordejando então ao longo da fronteira norte do Brasil, até a foz do Rio Amazonas. A bacia originou-se pela inversão de drenagens que fluíam para o oeste, represadas e revertidas para leste com o soerguimento dos Andes.

Na vasta região topograficamente baixa a leste dos Andes ela tem grande cobertura florestal e é muito chuvosa, com grandes rios caudalosos. Nessa área o intemperismo é intenso e profundo e a intensidade de erosão é relativamente baixa. Em contraste, nas regiões andinas, caracterizadas por elevações abruptas de mais de 4.000 m de altura, a profundidade de intemperização é pequena e a intensidade da erosão é muito alta.



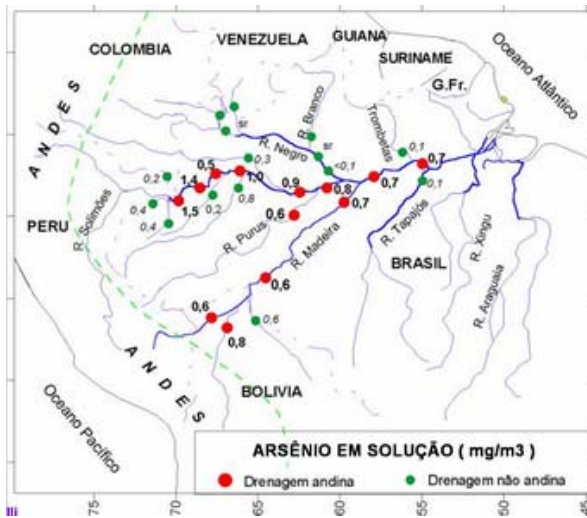
Seyler e Boaventura (2001)

apresentam medições do volume de água feitas pelo DNAEE no período de 1965-1990. Em Óbidos, Pará, a vazão média no período chegou a 209.000 m³/segundo, correspondendo a 6.500.000.000.000 m³ anuais. Também citam que o rio carrega ao mar cerca de 600.000.000 t anuais de sedimentos transportados em suspensão, correspondendo a uma concentração média de 90 g/m³.

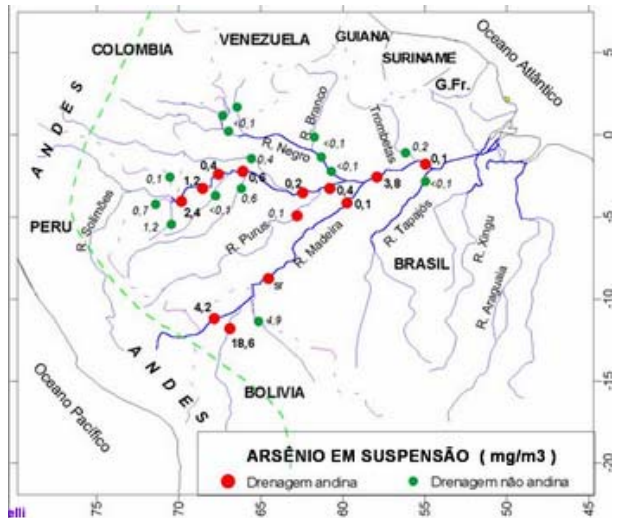
Essa massa de sedimentos provém essencialmente dos Andes, sendo estimado que 62% chega pelo Rio Solimões e 35% pelo Rio Madeira, com apenas 3% chegando pelos demais rios. Isto explica o conteúdo barrento dos rios andinos e sua cor marrom.

Na bibliografia constam vários trabalhos de amostragem de rios da Amazônia, normalmente em áreas localizadas e com objetivos específicos. O trabalho mais completo, relatado por Seyler e Boaventura (2001), provem do Projeto HiBAM - Hidrologia da Bacia Amazônica (ANEEL, Univ. Brasília, Cons. Nac. Desenvolvimento Científico e Tecnológico e IRD/Orstom), através do qual foram efetuadas amostragens em pontos de controle sedimentométrico instalados pelo DNAEE e operados pela ANEEL em muitos dos rios da Amazônia. Nesses pontos, onde são rotineiramente efetuadas medições de vazão, foram tomadas amostras de água e do material em suspensão, as quais foram analisadas para 16 elementos, inclusive arsênio. No tocante a arsênio, foram apresentados seus teores em água, onde ocorre como compostos solúveis orgânicos e inorgânicos, e em sólidos, onde ocorre principalmente adsorvido ou absorvido a óxidos e hidróxidos de ferro e de manganês.

A partir dos dados de Seyler e Boaventura (2001), ou seja, as datas de amostragem, vazões nos pontos de amostragem, concentração da massa sedimentar sólida em transporte e os teores de arsênio nos sedimentos e em solução, foram calculados as massas de sedimento em transporte, seus teores em arsênio, os teores totais de arsênio nos rios e, em toneladas por dia, a tonelagem de arsênio sendo transportada em cada ponto.



Valores de arsênio em solução em rios da Bacia Amazônica.

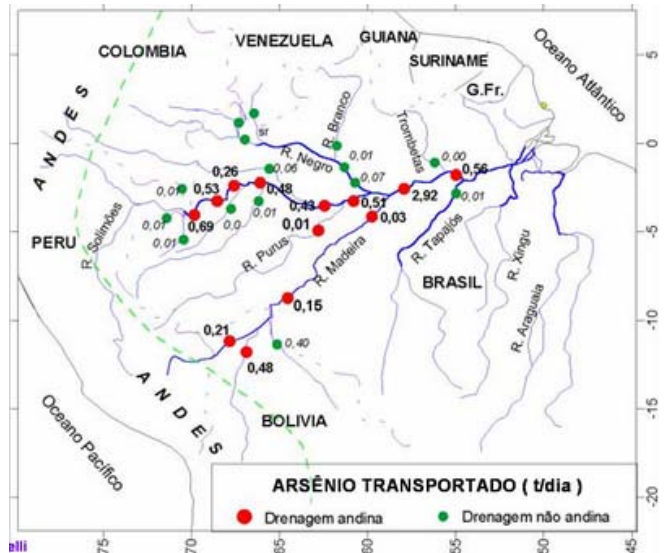


Valores de arsênio em suspensão em rios da Bacia Amazônica.

Os maiores valores de arsênio estão nos rios andinos, mormente no Solimões e no Madeira, e os menores nos rios do cristalino brasileiro. Em Óbidos o Rio Amazonas tem mais que $0,8 \text{ mg/m}^3$ de arsênio, indicando que cerca de 0,5 toneladas de elemento são levadas diariamente ao mar, ou seja, mais de 200 toneladas anualmente.

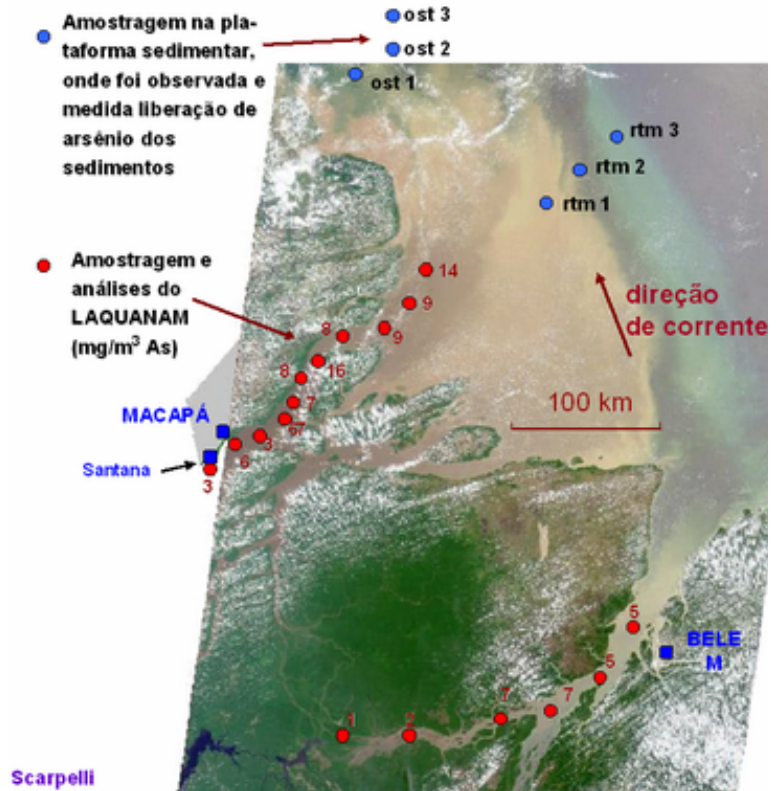
Considerando que o máximo tolerável de arsênio em águas potáveis no Brasil é de 10 mg/m^3 (10 ppb), conforme define a Portaria 518/2004, do Ministério da Saúde, algumas das amostras do alto Curso dos rios Madeira e Solimões apresentaram valores perigosos, embora ainda inferiores àquele máximo. De qualquer forma, convém monitorar essas concentrações, devido à sazonalidade das águas e devido a que o arsênio acumula-se na cadeia alimentar de peixes, onde pode alcançar concentrações nocivas.

Na foz do Amazonas houve importante campanha de amostragem e análises relatada pela Química S. Pereira, do LAQUANAM, laboratório da Universidade do Pará, a qual foi dirigida especificamente para arsênio. Essa pesquisa mostrou haver significativo aumento da concentração de arsênio em direção ao mar, variando de 3 a 5 mg/m^3 em frente a Macapá e Belém, até 10 a 14 mg/m^3 na região da foz. Essas últimas concentrações são superiores aos máximos aceitos para água potável.



Arsênio total transportado pelos rios da Bacia Amazônica, em toneladas por dia. Discrepâncias nos valores são devidas a diferentes épocas de amostragem.

Na foz dos Rios Amazonas e Guamá os valores de arsênio aumentam em direção ao mar, até superando o limite de 10 mg/m³, conforme mostrou S. Peireira, do Laquanam. Conforme mostrou Sullivan e Aller (1996), do Ocean Drilling Program, o aumento de arsênio solúvel na água deve-se a sua liberação durante a recristalização diagenética dos hidróxidos de ferro, que alteram-se em sulfetos, carbonatos e fosfatos ao serem soterrados na pilha sedimentar da plataforma marinha. Na figura estão anotados os pontos de amostragem do Ocean Drilling Program.



Para além da foz do Rio Amazonas os sedimentos em suspensão são depositados sobre a plataforma sedimentar marinha, a qual tem sido estudada por motivos científicos e também em vista da possibilidade de ocorrência de petróleo.

McDaniel et alli. (2002) demonstraram, com isótopos de neodímio e chumbo, que (tradução do original) “... as lamas depositadas no Delta Amazônico derivam predominantemente das montanhas andinas. Além disso, ... não foram afetadas pelo intenso intemperismo que existe hoje na Bacia Amazônica.” A essa conclusão havia chegado Gibbs (1967), com estudos dos sedimentos do Rio Amazonas. Nanayama (1997) verificou que na plataforma há também minerais provenientes da plataforma continental brasileira. De modo geral, os sedimentos são constituídos de argilas, quartzo, silicatos e óxidos e hidróxidos de ferro.

Burns (1997) relata que na plataforma, a cerca de um metro de profundidade, há um nível rico em minerais diagenéticos de ferro, na forma de sulfetos, fosfatos e carbonatos. Verificou que esses minerais formam-se ali de forma contínua, a partir de dissoluções e recristalizações, sob condições redutoras, dos hidróxidos, óxidos e sulfatos de ferro trazidos pelo rio.

Sullivan e Aller (1996) verificaram que as recristalizações que originam esses sulfetos, fosfatos e carbonatos de ferro liberam o arsênio que estava contido nos óxidos e hidróxidos de ferro e que o arsênio liberto encontra-se livre, dissolvido na água intersticial dos sedimentos, com os teores máximos ocorrendo à profundidade de 0,25 a 1,5 metros. Chegaram a observar teores de até 300 mg/m³ (300 ppb) no nível com minerais diagenéticos de ferro. Informam que (tradução do original) “a concentração máxima observada de arsênio é de uma ordem de magnitude maior que os níveis encontrados na maioria dos outros ambientes marinhos e concentrações elevadas de arsênio estendem-se por vários metros abaixo da superfície dos sedimentos. ... Esses padrões refletem intensas reduções químicas vinculadas ao ferro, de forma que o arsênio, que na superfície dos sedimentos ocorre na forma oxidada, nos oxihidróxidos de ferro, é reduzido e liberado quando soterrado pela sedimentação. Difusão

para cima do arsênio possivelmente o libera para a coluna de água ou permite sua readsorção na zona superior dos sedimentos.” Verificaram também que esses sedimentos costumam ser erodidos por ocasião de aumentos de vazão do grande rio, colocando o arsênio em solução nas águas do mar, para concentrações acima das encontradas no rio.

Com o refluxo das águas nas ocasiões de maré alta, parte do arsênio assim liberado pode ser transportado de volta para o interior da região da foz, explicando os altos teores observados pelo LAQUANAM.

Além dos altos cursos dos rios andinos, é de particular interesse estudar com atenção as características e a distribuição de arsênio nas águas e sedimentos da foz e do delta amazônico, visto que peixes e crustáceos dessa região têm tido intenso aproveitamento econômico.

Referências

- Burns, S.J. 1997. Early diagenesis in Amazon fan sediments”. In Proceedings Ocean Drill.Progr. Scient.Res. 155, 30.
- Debrabant, P. et alli. 1997. – Clay mineral distribution and significance in Quaternary sediments of the Amazon fan. In Proceedings Ocean Drill.Progr. Scient.Res. 155. 9.
- Gibbs, R.J. 1967. The geochemistry of the Amazon River System: Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. Geol.Soc.Am.Bull., **78**:1203-1232.
- McDaniel, D.K. et alli. 2002. Provenance of Amazon fan muds: constraints from Nd and Pb isotopes. De www-odp.tamu.edu/publications/155_SR/ABSTRACT/8.HTM.
- Nanayama, F. 1997. An electron microprobe study of the Amazon fan”, Proceedings Ocean Drill.Progr.. Scient. Res. 155,7.
- Pereira, S.F.P., sem data. Avaliação da contaminação por metais pesados no Delta do Rio Amazonas. Relatório Parcial. UF Pará, LAQUANAM.
- Seyler, P.T. e Boaventura, G.R. 2001. Trace Elements in the Mainstem Amazon River. In The Biogeochemistry of the Amazon Basin, ed. McClain M.E., Victoria F.R.L. e Richey J.E.. Oxford Press. 16,307-327.
- Sullivan, K.A. e Aller, R.C. 1996. Diagenetic cycling of arsenic in Amazon shelf sediments”, Geoch. et Cosmoch. Acta **60**:1465-1477.

Conteúdo de arsênio nas águas de rios da Bacia Amazônica
(valores calculados a partir de dados apresentados por Seyler e Boaventura (2001))

Rio	Distância do mar (km)	Vazão medida		Teor de As em solução (mg/m ³)	Sedimentos em suspensão (g/m ³)	Teor de As nos sedimentos (g/ton)	Dados calculados neste trabalho				
		Vazão (m ³ /seg)	Data				Teor As devido aos sedimentos (mg/m ³)	Transporte de As em sedimentos (ton/dia)	Transporte de As em solução (ton/dia)	Transporte total de As (ton/dia)	Teor total de As na vazão (mg/m ³)
Solimões	2.500	20.115	26/out/95	1,53	166,5	14,5	2,41	0,42	0,27	0,69	3,94
Javari		1.565	27/out/95	0,36	127,6	5,8	0,74	0,01	0,00	0,01	1,10
Itaquai		793	27/out/95	0,44	148,3	7,9	1,17	0,01	0,00	0,01	1,61
Solimões	2.200	24.251	28/out/95	1,38	74,5	15,7	1,17	0,25	0,29	0,53	2,55
Içá		5.354	31/out/95	0,15	41,4	3,5	0,14	0,01	0,01	0,01	0,29
Solimões		32.539	29/out/95	0,49	46,0	9,7	0,45	0,13	0,14	0,26	0,94
Jutaí		1.143	3/nov/95	0,15	13,5	3,4	0,05	0,00	0,00	0,00	0,20
Solimões	1.900	34.333	3/nov/95	1,01	60,9	10,0	0,61	0,18	0,30	0,48	1,62
Juruá		1.045	4/nov/95	0,85	56,3	10,1	0,57	0,01	0,01	0,01	1,42
Japurá		10.264	4/nov/95	0,33	28,5	13,6	0,39	0,03	0,03	0,06	0,72
Solimões	1.380	46.847	7/nov/95	0,88	63,7	3,0	0,19	0,08	0,36	0,43	1,07
Purus		2.534	9/nov/95	0,55	38,6	3,1	0,12	0,00	0,01	0,01	0,67
Solimões	1.200	52.477	10/nov/95	0,77	127,1	2,8	0,36	0,16	0,35	0,51	1,13
Negro	1.250	64.680	12/jul/96	0,05	8,9	7,9	0,07	0,04	0,03	0,07	0,12
Beni		2.856	1/abr/94	0,83	937,0	19,9	18,65	0,46	0,02	0,48	19,48
Madre Dios		5.092	2/abr/94	0,61	424,0	10,0	4,24	0,19	0,03	0,21	4,85
Mamoré		8.391	3/abr/94	0,61	409,0	11,9	4,87	0,35	0,04	0,40	5,48
Madeira	1.950	29.000	12/abr/98	0,59	302,0	sr	sr	0,00	0,15	0,15	0,59
Madeira	1.200	5.132	15/nov/95	0,69	21,3	2,7	0,06	0,00	0,03	0,03	0,75
Amazonas	1.000	75.017	15/nov/95	0,73	46,1	81,9	3,78	2,45	0,47	2,92	4,51
Trombetas		1.258	16/nov/95	0,12	14,8	17,1	0,25	0,00	0,00	0,00	0,37
Tapajós		6.027	18/nov/95	0,11	3,5	17,7	0,06	0,00	0,01	0,01	0,17
Amazonas	650	81.090	17/nov/95	0,68	44,2	2,8	0,12	0,09	0,48	0,56	0,80

CONSTRUÇÃO DE CENÁRIOS ALTERNATIVOS PARA O PLANEJAMENTO ESTRATÉGICO DOS RECURSOS MINERAIS E HÍDRICOS DA AMAZÔNIA

Valter J. Marques & Suely S. Marques

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, SUREG-BE.
vmarques@be.cprm.gov.br, suely_serfaty@be.cprm.gov.br

Resumo

Após sucessivos estudos de ZEE, implementados no território amazônico, em diversos níveis de abordagem, depreendeu-se que o desenvolvimento sustentável somente será alcançado se forem melhoradas as técnicas de planejamento estratégico. Nesse contexto, desponta a elaboração de cenários socioeconômicos, ambientais e políticos, de forma a que se possam utilizar, racionalmente, os recursos da região, por meio de um projeto político que contemple a distribuição das oportunidades, em concomitância com a preservação do meio ambiente comum.

Introdução

A elaboração de cenários é uma prática recente no Brasil, mas vêm-se expandindo rapidamente, nos mais variados setores e instituições - Ministério da Ciência e Tecnologia, da Fundação Getúlio Vargas, e governos estaduais e municipais -, através de técnicas e formação de quadros humanos especializados. Acerca dos recursos minerais e hídricos, o pensamento estratégico focalizava-se na descoberta e quantificação de novas potencialidades capazes de dar suporte a um projeto nacional de desenvolvimento econômico. Somente na última década, em face do elevado crescimento populacional, do avanço para o oeste, da degradação dos ambientes naturais e da pressão de ambientalistas, assumiu-se que, por encerrar tantos elementos, o planejamento e a exploração econômica do território precisam ser avaliados através das metodologias de construção de cenários, cujo conceito emitido por Michel Godet, 1987, “é o conjunto formado pela descrição coerente de uma situação futura e pelo encaminhamento dos acontecimentos, que permitem passar da situação de origem à situação futura”.

O Território Amazônico

A Amazônia conquistou uma posição de destaque na grandeza da nação brasileira. Recentes “descobertas” de recursos minerais, hídricos e energéticos permitiram antever-se o eminente potencial que essa região oferece ao desenvolvimento econômico e social do país. A esses recursos ambientais “clássicos”, vêm-se somar uma biodiversidade que, embora pouco conhecida, é alvo de grande atenção e preocupação no tocante às biotecnologias, desafiando ecologistas e autoridades responsáveis.

A marcante devastação dos ecossistemas, através de práticas insustentáveis, definiu a acelerada ocupação da Amazônia, nos últimos 30-40 anos. Como resposta ao clamor da sociedade nacional e internacional, o Governo Brasileiro implementou um abrangente programa de Zoneamento Ecológico-Econômico, que se firmou como um instrumento para o ordenamento territorial, fornecendo-lhe as bases de conhecimento científico.

Em 2001, os presentes autores propugnaram pela incorporação das metodologias de construção de “cenários prospectivos” ao processo metodológico do ZEE, o que, efetivamente, foi aceito pelo MMA/SDS. Em 2002, começaram com a elaboração de um ZEE balizado por um cenário normativo, em Roraima, na escala 1:250.000. Em 2005, reimplementaram as metodologias no ZEE do Distrito Agropecuário de Manaus, na escala

1:50.000. Atualmente, os mesmos autores, vêm aplicando as técnicas de cenarização aos diagnósticos dos recursos minerais, hídricos e geologia ambiental no ZEE da BR-163 – escala 1:250.000.

A Contribuição dos Recursos Minerais e Hídricos para a Construção do Território

A história da Amazônia, por si só, revela o papel estratégico dos recursos minerais no processo da ocupação do território. O ouro e o diamante eram os únicos bens capazes de atrair a atenção dos desbravadores, depois, em meados do século passado, surgiu o interesse pela cassiterita, tantalita, manganês e algumas pedras preciosas. O descobrimento dos Carajás consagrou a Amazônia, haja vista seus importantes recursos polimetálicos: ferro, manganês, cobre, alumínio, além do caulim.

No último quartel do século XX, iniciou-se o aproveitamento do potencial hidroenergético da região, implantando-se hidrovias, como a do Madeira. Por seu turno, a construção de uma rede básica de grandes rodovias propiciou o estabelecimento de projetos agrícolas e o assentamento de colonos. Para atender ao afluxo dos grandes contingentes populacionais e do setor agrícola, buscaram-se novos recursos minerais, como os materiais de construção e os calcários para a fabricação de cimento e corretivos dos solos. Simultaneamente, começou-se a construção de plantas de exploração e a extração de gasodutos na região de Urucu. Hoje se sabe de remanescentes reservas geológicas para outros bens minerais, como a tantalita, nióbio, fosfato e terras raras, além de sal-gema, hidrocarbonetos, carvão e outros. Assim, urge que se incorporem novos paradigmas ao planejamento da ocupação da Amazônia, como os que dão embasamento à construção de *cenários prospectivos*.

Planejando o Território

Conquanto o conhecimento histórico da ocupação seja importante para o diagnóstico da situação atual, ele não é suficiente para dedução de um conjunto de políticas públicas que conduzam ao desenvolvimento sustentável. Vivencia-se um ambiente de extrema disputa entre ambientalistas e exploracionistas, cada um munido de um arsenal de argumentos lógicos, mas difíceis de harmonização. É necessário que o embate dessas visões sustente-se em ferramentas de planejamento capazes de precisar as relações custo/benefício em futuros plausíveis. O futuro desejável implica no rompimento do paradigma preconizador de que o porvir é uma projeção do passado. Contraditoriamente, esse desastroso cenário tendencial não satisfaz à moderna sociedade. Há que se identificarem cenários abrangendo todas as escalas, inclusive as extraterritoriais. Os “cenários futuros” deverão superar os entraves e as diversas formas de consultas previstas em sua metodologia permitirão o planejamento de forma participativa.

Construindo Cenários

Consideram-se como principais atributos para previsões de cenários:

a- a visão global da realidade, que consiste numa visão integrada dos fenômenos e entes sociais, aliada às mudanças globais, culturais, políticas e tecnológicas;

b- a ênfase nos aspectos qualitativos do presente e do futuro - diferentemente das projeções tão comuns até a década de 1960, os cenários baseiam-se em opções basicamente qualitativas, embora, é claro, não prescindam de elementos quantitativos;

c- as relações entre variáveis e atores são consideradas como estruturas dinâmicas, que comportam mudanças qualitativas ao longo do horizonte de projeção;

d- a concepção do futuro como a motivação primária das ações e decisões do presente e não como um prolongamento inevitável da dinâmica do passado. – Tal premissa consiste no fato de que as pessoas, grupos, organizações ou classes sociais dispõem de capacitação para

influenciar o seu próprio destino, dentro de um quadro de oportunidades e restrições concretas, porém manejável por elas. Ou, como afirmou Maurice Blondel, “o futuro é uma construção social”.

e- visão plural do futuro: o futuro é múltiplo e incerto; ele provirá da interação de diferentes atores sociais, em todos os níveis, afunilando-se em torno de determinados projetos de interesses específicos. - A construção do futuro mais se explica pela ação humana do que pelo jogo de determinismos;

f- a adoção de modelos conceituais, métodos qualitativos e quantitativos e de uma visão probabilística dos fenômenos: reside na base metodológica da elaboração de cenários, pois a incerteza e a pluralidade são inerentes à exploração do futuro;

g- a consideração explícita dos atores envolvidos: cada cenário resulta do predomínio de uma aliança de determinados atores em torno de um conjunto de interesses, o que significa admitir que a dimensão política é, talvez, o maior condicionante, já que fornece subsídios às variáveis econômicas, tecnológicas, socioculturais e ecológicas;

h- pertinência, coerência, plausibilidade e credibilidade: é importante a compreensão de que um cenário não é a realidade futura, mas um meio de orientar as ações atuais, tendo em vista futuros possíveis, prováveis ou desejáveis.

Tipos de Cenários

Cenários normativos

Configuram futuros desejados, exprimindo sempre uma vontade ou compromisso de um ator ou de uma coalizão com respeito a certos objetivos ou projetos. Sua lógica de construção baseia-se na determinação do futuro desejado e na posterior definição de como alcançá-lo a partir de uma situação atual.

Cenários exploratórios (prospectivos)

Trabalham com probabilidades de futuros possíveis. Do ponto de vista da sua utilização, admite-se que permitem sinalizar probabilisticamente os cenários. São imprescindíveis ao planejamento regional, fornecendo o pano-de-fundo para as ações sub-regionais e locais.

Assim, eles abrangem o nível "macro": macro-cenários mundiais, nacionais ou regionais; nível intermediário ou setorial: cenários de segmentos ou ambiente de negócios específicos; e nível "micro": cenários focalizados em decisões ou decisões estratégicas corporativas.

Num projeto de ZEE é importante que cada recurso ambiental seja tratado como uma unidade de negócio, com seus cenários específicos, e que haja integração das visões setoriais – cenários integrados – para que, sequencialmente, opte-se pela mais recomendável forma de ordenamento territorial.

No que concerne ao planejamento estratégico dos recursos minerais e hídricos, esse estudo fornece:

- estabelecimento dos limites (taxas) de exploração sustentável;
- benefícios e malefícios sociais e ambientais, pela exploração econômica;
- evidências dos impactos cruzados;
- pré-condicionantes em termos de políticas públicas;
- o horizonte de tempo para sua exploração dos recursos minerais;
- indicação das medidas preventivas, corretivas e mitigatórias;
- identificação das áreas de relevante potencial mineral;
- as taxas de exploração sustentável e o plano de monitoramento dos recursos hídricos.

Conclusões e Considerações Finais

A gestão territorial na Amazônia atravessa uma situação de notório e notável antagonismo, caracterizada pela visão Conservacionista x Desenvolvimentista. Há um conflito de idéias e posições que obliteram um satisfatório equacionamento. Por suas características e resultados, conclui-se que a solução consiste na construção de um futuro desejável, através da elaboração de cenários, em todos os níveis administrativos, que contemplem o desenvolvimento social e econômico e a conservação ambiental. É fundamental que a sociedade disponha de elementos capazes de transformar em conhecimento exato as incertezas do futuro.

Referências

- Brasil. Mma/Sae. 1997. Detalhamento da Metodologia para Execução do ZEE pelos Estados da Amazônia Legal. Brasília: MMA/SAE. 43 p.
- Brasil/Mme/Eletronorte, 1998. Cenários Energéticos Para A Amazônia: 1998-2020.
- CPRM/OEA/SUDAM. 1997. Projeto Conjunto Brasil-Venezuela para o Zoneamento Ecológico-Econômico e o Ordenamento Territorial da Região Fronteiriça entre Pacaraima e Santa Elena de Uairén. Manaus, CPRM/MME, 515p.
- CPRM/OEA/SUDAM/SINCHI. 2000. Zoneamento Ecológico-Econômico Brasil-Colômbia: Eixo Tabatinga-Apapóris. Manaus, AM. 249p.
- Lindgren, M. Bandhold, H. 2003. – Scenario Planning: the link between future and strategy. Palgrave Mcmillan. Inglaterra.
- Marcial, E.C. & Grumbach, R.J.S. 2005. 3a. Ed. Cenários Prospectivos: como construir um futuro melhor. FGV Editora. Rio de Janeiro.
- Marques, V.J. E Serfaty-Marques, S. – 2002 - Uma Visão Geocientífica para o Zoneamento Ecológico Econômico. VIIº Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém.
- Marques, V.J. E Serfaty-Marques, S. – 2001. O Zoneamento Ecológico-Econômico como Ferramenta do Planejamento e da Gestão Territorial VIIº Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém.
- Marques, V.J. & Marques, S.S. 2000. Geoscience and Sustainable Land Development in Amazonia. 31 th International Geological. Congress. Rio de Janeiro, Brazil.
- Porto, C.; Nascimento, E.; Aguiar, E.; Ventura, R.; Buarque, S.C. 2005. Quatro Cenários para o Brasil 2005-2007. Garamond. Rio de Janeiro.
- Ringland, G. 1998 – Scenario Planning: managing for the future. John Wiley & Sons. Inglaterra.
- SAE/MMA/CPRM/SEPLAN-RR/MARNR/CVG-TECMIN. Zoneamento Ecológico-Econômico e Ordenamento Territorial da Região Fronteiriça entre Pacaraima e Santa Elena de Uairén. Tomo I. Belém: CPRM. 1997. 95p.
- Schubart, H. O. R. O Zoneamento Ecológico-Econômico E A Gestão Dos Recursos Hídricos. In: Muñoz, H. R (org.). *Interfaces da Gestão de Recursos Hídricos: Desafio da lei de águas de 1997*. 2. ed. Capítulo... Brasília: Secretaria de Recursos Hídricos, 2000. p. 155-175.
- Grandes corporações, lideradas pelo MCT, saíram à frente, com destaque para os Cenários Energéticos da Amazônia (1998), elaborado pela Eletronorte.
- Godet, Michel, 1987. Scenarios and strategic management. Londres: Butterworths Scientific

EVIDÊNCIAS DE IMPACTOS AMBIENTAIS NAS ÁGUAS FLUVIAIS DO ESTADO DO ACRE IMPUTADOS PELA CRIAÇÃO DE BOVINOS E POR EFLUENTES URBANOS

¹José A. R. Rego, ²Marcondes L. da Costa, ¹Henrique D. F. Almeida, ¹Patrícia F. Pereira, ³Bruno S. Carneiro

1 CG/UFPA. jrego@ufpa.br, hdfa@ufpa.br, pfp@ufpa.br,

2 PQ/CNPq. mlc@ufpa.br

3 Instituto Evandro Chagas (IEC). brunosc@ufpa.br

Introdução

Rios de águas brancas são caracterizados por apresentar elevada carga de material inorgânico em suspensão e estão presentes principalmente no sudoeste da região Amazônica. Neste contexto destacam-se o rio Amazonas e o Solimões e seus afluentes, Madeira, Purus e Juruá, em território brasileiro, e subafluentes. A carga em suspensão destes rios é mais expressiva durante as enchentes. O estado do Acre é atravessado por dois destes rios, Purus e Juruá e seus principais afluentes. Ao longo destes rios e afluentes desenvolveram as principais cidades do Estado e também ao longo de suas margens surgiram nos tempos mais recentes as grandes fazendas de criação de corte e em parte leiteiro. Além das fazendas há criação de gado para atender as necessidades do cotidiano dos ribeirinhos. A criação de gado às margens dos rios, se dá em parte, por eles constituírem o principal meio de escoamento da produção, especialmente na região central e ocidental do Estado, onde o transporte rodoviário é precário. A economia do Estado está centrada na criação de gado de corte para atender as necessidades internas e principalmente exportação. Esta atividade está crescendo continuamente, duplicando na última década, de 400.000 para 800.000 cabeças e no último ano o crescimento foi muito superior a média nacional. Historicamente as cidades do Acre surgiram também às margens dos rios, por conta da exploração e exportação de látex da seringueira (borracha), que nos primórdios eram os únicos meios de transporte. A partir dos anos 70, com abertura de estradas, concentradas no leste do Estado, novos núcleos foram se instalando às margens das estradas, deslocando parcialmente a urbanização das margens dos rios.

A grande maioria das cidades, que em geral de pequeno porte, exceto a capital Rio Branco, cujo município conta com uma população 305.000 (IBGE, 2005) habitantes, não dispõe de tratamento de esgoto adequado, e sendo assim quase todo material de descarga fluida produzida pelas cidades tem como destino natural os rios. Na capital Rio Branco, isto salta aos olhos, tanto no rio Acre que atravessa a cidade como em seus igarapés.

Os rios do Acre durante a estiagem atingem nível d'água muito baixo, perdem capacidade de vazão, e podem ser mais rapidamente comprometidos pela descarga de efluentes e pela atividade de criação intensiva e extensiva de bovinos, enquanto no período chuvoso, quando o volume de água aumenta consideravelmente, certamente este impacto diminui de forma acentuada.

Os rios Purus e Juruá nascem nos contrafortes andinos, situados em território peruano, à altura do arco Fitzcarald, a uma altitude entre 500 a 600 m, ao adentrarem o estado do Acre, assumem forma de vales em U a sub-U, com largura de 100 a 500 m, os mais estreitos de vale retilíneos a meandantes (rios Acre, Iaco, Envira, Tarauacá e Juruá) e os mais largos em planície de inundação tipicamente meandantes, como o Purus. Ao longo do rio Acre está a maior concentração urbana, com as cidades de Porto Acre, Rio Branco, Xapuri, Brasiléia, Assis Brasil no Estado e Iñapari no Peru, seguido pelo Juruá com Cruzeiro do Sul, Rodrigues Alves, Porto Walter e Marechal Thaumaturgo. O gado está presente ao longo dos trechos dos

rios situados entre estas cidades, bem como ao longo das estradas pavimentadas ou não (BR 317 e BR 364 e vicinais).

Diante do pequeno volume de água dos rios do Acre, principalmente na estiagem, o desenvolvimento crescente da pecuária de corte as suas margens e localização de cidades (Figura 1 e 2) também em constante crescimento populacional, sem a contrapartida de tratamento de esgotos, suscitou o desenvolvimento do presente trabalho, no sentido de quantificar os principais impactos ambientais causados por estas atividades sobre os recursos hídricos fluviais do Estado, que deles depende para o abastecimento urbano.



Figura 1 – Vista frontal da cidade de Feijó, com a praia do rio Envira, julho de 1998. (Foto: Marcondes Lima da Costa)



Figura 2 - Gado na praia: Localidade de Mutamba Próximo a monte Verde, Rio Envira, julho de 1998. (Foto: Marcondes Lima da Costa)

Materiais e Métodos

Foram coletadas 29 amostras de água (figura 3 e 4), em período chuvoso (março/2004), os parâmetros físico-químicos foram analisados em Espectrofotômetro portátil Hach-2000 do Instituto Evandro Chagas, em Belém.

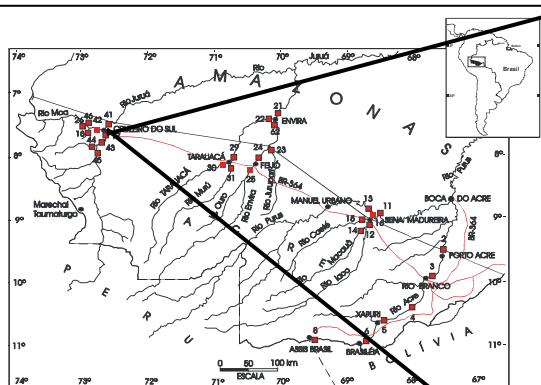


Figura 3 – Mapa de localização de amostragem no período chuvoso (março de 2004) nos principais rios do Estado do Acre



Figura 4 – Detalhe da análise físico-química das águas do rio Juruá, às proximidades de Rodrigues Alves, com praia cultivada e barranco ao fundo.

Resultados e Discussões

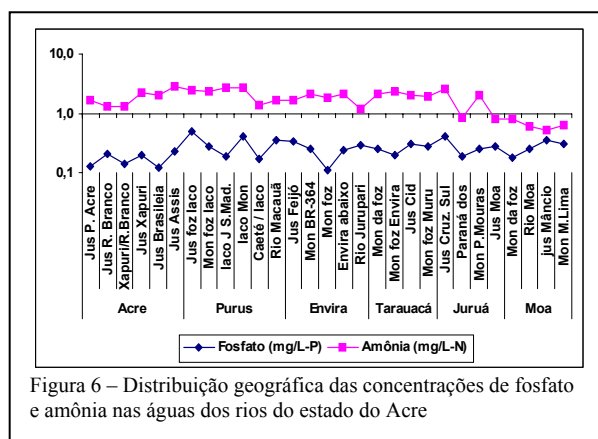
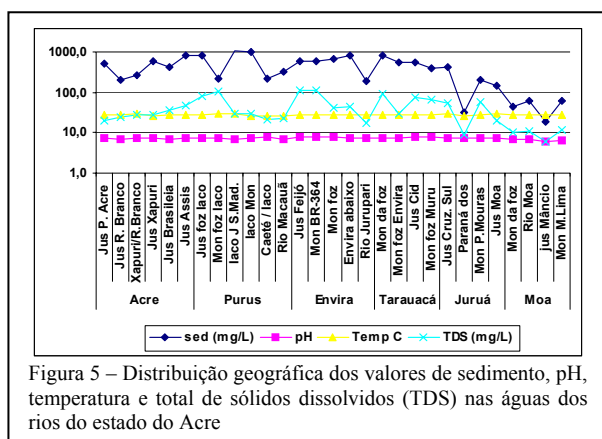
Os rios do Acre são de água branca, popularmente barrentas devido a elevada quantidade de material inorgânico em suspensão, denominados de suspensatos. A concentração média de suspensatos é de 536,5 mg/L, com os valores mais altos nos rios Envira-Tarauacá (571,8 mg/L) mais baixos no Juruá (160 mg/L) e Moa (123,4 mg/L) (figura 5), ou seja, os rios da porção oriental e central do Estado têm maior carga de suspensatos do que os da porção ocidental, provavelmente por drenam rochas cristalinas e quartzo-areníticas dos terrenos juntos a serra do Moa. O rio Moa apresenta características de rio de águas

claras. Os suspensatos estão na fração silte-argila, e são compostos de quartzo, feldspatos e grãos líticos formados de minerais de argila (esmectita, caulinita, illita) e por vezes muscovita.

O pH das águas fluviais varia de 6 a 7,8 com média de 7,26 (figura 5), configurando rios de águas neutras a levemente alcalinas, sendo o sistema Envira-Tarauacá o mais alcalino, pois drena siltitos e argilitos carbonáticos da Formação Solimões. Os valores são ligeiramente superiores aqueles de outros rios da Amazônia de água branca, como o Madeira, o próprio Solimões e o Amazonas (Guyot *et al*, 1996). A temperatura média das águas é de 27,8 C (figura 4), superior a média do ar atmosférico, de 24,5 C.

O total de sólidos dissolvidos (TDS) com média de 41,7 mg/L, com grande variação de valores entre os rios amostrados (figura 5). As águas do sistema Envira-Tarauacá apresentam os maiores valores, enquanto as do rio Moa os mais baixos. Os valores de TDS se correlacionam positivamente com os valores de sedimento em suspensão, pH, temperatura e condutividade. Os valores mais baixos de TDS no rio Moa refletem provavelmente a natureza dos terrenos drenados, com o seu vale instalado em áreas pantanosas, ao contrário dos demais.

A concentração de fosfato nas águas dos rios do acre apresenta valor médio de 0,3 mg/L-P (figura 6), com pequena variação entre as amostras estudadas. Todos os pontos amostrados apresentaram valores acima dos valores de referência estabelecidos pela Resolução CONAMA 20/86, que é de 0,025 mg/L-P para água de abastecimento humano (Brasil. 1986). Os valores de concentração de amônia (mg/L-N) variam de 0,5 a 2,8 (figura 6), com média de 1,7 mg/L-N. Os valores médios estão próximos daqueles adotados pela USEPA (1999), de 1,83 mg/L-N. Esses valores da USEPA foram estabelecidos a pH de 7,5 e temperatura de 28 °C, coincidentemente quase os valores encontrados para pH e temperatura, respectivamente, nas águas dos rios do Estado do Acre. Nos sistemas Acre-Purus e Envira-Tarauacá a maioria das amostras analisadas apresentou valores acima da média, destacando-se as amostras localizadas às proximidades das cidades de Xapuri, Brasiléia, Assis Brasil, Sena Madureira, Envira, Tarauacá, além de Cruzeiro do Sul, às margens do Juruá, e a segunda maior cidade do Estado, tanto a montante como a jusante. O rio Acre é o que mais concentra núcleos urbanos, estando ao longo dele dois terços da população do Estado, sem contar ainda as cidades bolivianas (Cobija e Bolpebra) e peruana (Iñapari).



Conclusões

Os terrenos que constituem o Estado do Acre são formados predominantemente por rochas sedimentares flúvio-lacustres, miocênicas a pleistocênicas, em geral gerando solos de boa fertilidade. Os rios que drenam esta região e seus terrenos são de água branca, barrentos, com padrão subretilíneo a ligeiramente meandrante até fortemente meandrante (sinuoso),

como o Purus. A cor branca é dada pela elevada carga de material inorgânico em suspensão, representando a ressuspensão dos sedimentos da formação Solimões e dos aluviões holocênicos. Os parâmetros físico-químicos das águas permitem distinguir três sistemas fluviais: o Acre-Purus na região oriental, o Envira-Tarauacá na região central e o Juruá-Moa na ocidental. A região central destaca-se pelos valores mais altos de pH, material em suspensão, T e TDS. e a ocidental pelos valores mais baixos. A pecuária e o crescimento urbano ao longo dos rios vêm causando uma pressão sensível sobre a qualidade de suas águas e mesmo o assoreamento de seus vales, ao eliminar as suas matas da margem. O impacto da pecuária e da urbanização foi claramente evidenciada através dos valores de amônia e fosfato medidos nas águas fluviais. Praticamente todas as cidades do Acre não dispõem de rede de esgoto adequado, e assim seus efluentes exercem uma pressão poluidora sobre os rios, principalmente durante a estiagem. O drama se eleva, pois é nesta época que surgem os problemas de captação de água para uso urbano, que depende dos rios. Os dados aqui obtidos mostram que se torna necessário implementar, urgentemente, políticas de tratamento de esgoto urbano e de lida com o crescente rebanho de bovinos em todo Estado.

Agradecimentos

Ao CNPq pelo apoio financeiro através dos projetos SelenMerAs (Processo 476.874/2001-7) e Geosedintama (Processo 471109/03-7).

Referências

- Brasil. Resolução CONAMA nº 20, 18 de junho de 1986. Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil, Brasília, 30 jul. 1986.
- Guyot J. L., Filizola N., Guimarães, 1997. Amazon suspended sediment yield measurements using an Acoustic Current Profiler (ADCP). First results. In Hydrology in the Humid Tropic Environment, IAHS, Kingston, Nov. 1986
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. SIDRA – Sistema Automático de Recuperação de Dados, 2005. (Site oficial do IBGE – <http://www.ibge.gov.br>)
- U.S.Environmental Protection Agency. 1999. *1999 Update of Ambient Water Quality Criteria for Ammonia*. Office of Water, Washington, D.C. 147 p.

A BIODISPONIBILIDADE QUÍMICA EM SEDIMENTOS DO MANGUEZAL DE MARAPANIM (LITORAL DO ESTADO DO PARÁ) E SUA TRANSFERÊNCIA PARA OS CARANGUEJOS.

¹Maria do P. S. P. Vilhena, ²Marcondes L. da Costa, ³José F. Berredo

¹CG/UFPA, ²PQ/CNPq, ³MPEG
sprogene@ufpa.br, mlc@ufpa.br, berredo@museu-goeldi.br

Introdução

O litoral do Estado do Pará é caracterizado por extensos estuários ocupados principalmente por manguezais. Os manguezais formam a base para diversas cadeias alimentares entre a zona costeira e o oceano, constituindo-se em importantes fornecedores de alimento animal e sustento econômico das comunidades humanas às suas proximidades e ainda podendo ser exportada. Como os sedimentos de manguezais podem ter elevada capacidade de adsorção química através do seu elevado conteúdo de matéria orgânica e ainda através de seus componentes minerais, principalmente os minerais de argila e os sulfetos, eles são sensíveis a presença de valores anômalos de metais no seu entorno, seja ela de fontes naturais, seja por resíduos industriais e urbanos. Como a região de Marapanim é desprovida de atividade industrial e os núcleos urbanos são muitos pequenos, iniciou-se a presente pesquisa para conhecer a química e a mineralogia destes manguezais, avaliar a transferência de seus componentes químicos para cadeia alimentar e encontrar parâmetros que sirvam de referência para qualificar regiões de manguezais não impactados. A seguir são apresentados e discutidos os resultados obtidos.

Área de Estudo

Os manguezais do estuário do rio Marapanim (nordeste do estado do Pará), se situam na costa norte brasileira (coordenadas 00° 32' 30" S / 00° 52' 30" S e 47° 28' 45" W / 47° 45' 00" W) (Figura 1). O clima é o tropical chuvoso (até 3000 mm anuais), quente (média de 27 °C), úmido (umidade de 80-85 %), com macro marés semidiurnas de até 5m.

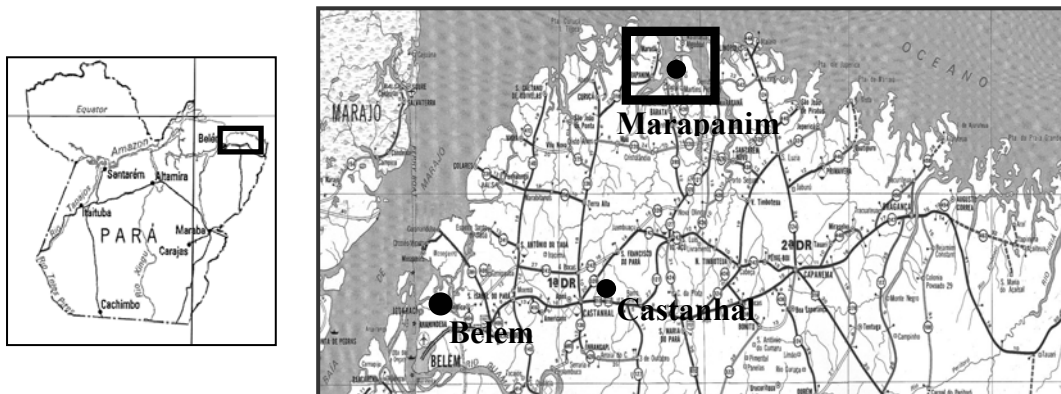


Figura 1- Mapa de localização da área de estudos, em Marapanim, Estado do Pará.

Geologia

A região está representada principalmente por sedimentos lateritizados da Formação Barreiras e sedimentos recentes. A Formação Barreiras é constituída por conglomerados

polimíticos com intercalações de arenitos e argilitos, depositados em ambientes de leque aluvial e planície de maré fluvial (Rossetti et al. 1989).

Depósitos aluvionares recentes, constituídos por cascalhos, areias e argilas aparecem como faixa estreita, às vezes descontínua, ao longo dos rios como os Marapanim, Mocajuba, Curuçá e o Caripi. Em todo o litoral constituem as praias e manguezais. Os solos nos arredores são do tipo Latossolos amarelos e Glei pouco húmico, areias quartzosas marinhas, areias quartzosas podzólicas também são comuns (EMBRAPA 1997).

Materiais e Métodos

Foram estabelecidos dois locais para coletas de sedimentos, vegetais (folhas de *Rhizophora mangle*) e caranguejos (*Ucides cordatus*). Nos sedimentos foram realizadas separações granulométricas (silte, argila e areia), análises mineralógicas (DRX) e análises químicas. As análises químicas totais foram conduzidas por fusão com metaborato/tetraborato e as determinações por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) no Actlabs Laboratories – Ltd, Canadá e tendo como material de controle W2 e WHG-1. Os elementos biodisponíveis foram extraídos com HCl 0,1 N, a frio, em 16 h de agitação; também foi realizada uma extração parcial com água régia. As concentrações dos elementos nas folhas e caranguejos foram determinadas por ICP-OES no Instituto Evandro Chagas.

Resultados e Discussão

Os sedimentos do manguezal de Marapanim são siltico-argilosos a argilo-siltosos, constituídos por quartzo, caulinita, esmectita e illita, sendo caulinita e quartzo os mais abundantes. Ocorrem ainda pirita, halita, jarosita e K-feldspato. Os sedimentos da Formação Barreiras (área fonte) são predominantemente constituídos por quartzo e caulinita.

Os sedimentos do manguezal constituem-se principalmente de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 que juntos somam 79 %. Apresentam também concentrações consideráveis de Na_2O (0,92 – 2,96 %), K_2O (0,82 – 2,03 %), MgO (0,81 – 1,43 %), CaO (0,24 – 0,73 %), além de TiO_2 (0,09 – 0,41 %) com alta perda ao fogo (PF) (11,96 – 16,34 %). Esta composição química reflete a mineralogia identificada e apresentada anteriormente. SiO_2 e Al_2O_3 equivalendo ao quartzo e principalmente aos minerais de argila (caulinita, esmectita e illita), Fe_2O_3 a pirita, jarosita e goethita e Na_2O , K_2O , MgO e CaO a K-feldspato, illita, esmectita e halita e os altos valores de perda refletem principalmente o alto conteúdo de matéria orgânica. Os sedimentos dos manguezais quando comparados com a formação Barreiras estão enriquecidos em Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , MgO e K_2O , com concentrações semelhantes de SiO_2 e Al_2O_3 . No entanto, a despeito desta composição química, a biodisponibilidade desses elementos nos sedimentos do manguezal é muito baixa, em geral inferior a 1% da concentração total do elemento (Figura 3). Isto certamente representa a mineralogia que retém a maioria dos elementos em sua estrutura cristalina.

A composição química das folhas de *Rhizophora mangle* se caracteriza por baixas concentrações em Si, Al, Na e K que estão abaixo de 0,16 % e riqueza em Mg (0,71 % no P1 e 0,74 % no P2), Ca (0,31 no P1 e 0,46 % em P2), P (0,17 no P1 e 0,26 % no P2), Fe (0,09 no P1 e 0,02 no P2) e Mn (0,02 no P1 e 0,15 no P2) (Figura 2). Esses teores são considerados adequados para vegetação e estão dentro da faixa da normalidade para ambiente não impactado e refletem a composição química dos sedimentos. Apesar de o manguezal ser um concentrador de metal, no entanto, menos de 0,1 % do conteúdo total destes elementos nos sedimentos são transferidos para as plantas dos manguezais de Marapanim.

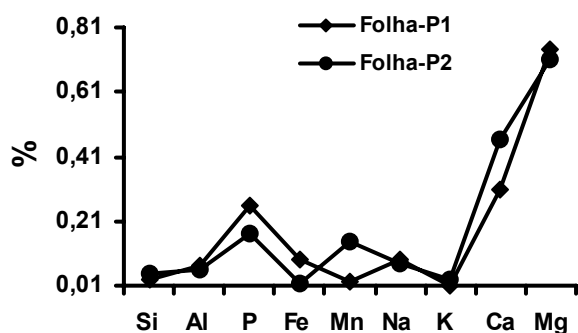


Figura 2: Concentrações de Si, Al, Fe, Mn, Na, K, Ca e Mg em folhas de *Rhizophora mangle* do manguezal de Marapanim nos transectos P1 e P2.

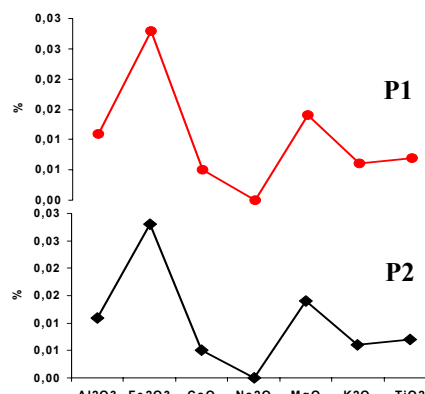


Figura 3: Concentrações biodisponíveis de Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, Na₂O, MgO, K₂O e TiO₂ e em folhas de *Rhizophora mangle* do manguezal de Marapanim nos transectos P1 e P2.

Os elementos mais abundantes nos tecidos dos caranguejos são Al, Fe, Mg e Ca. Os caranguejos machos distinguem-se das fêmeas pelos maiores teores de Al, Fe, Ca e Mg, ou seja as fêmeas concentram mais K, Ca e Mg (Figura 4). Os hepatopâncreas destacam-se dos músculos pelas concentrações mais elevadas de Al e Fe e mais baixas de Na, K, Ca e Mg, ou seja concentrados nos músculos (Figura 5).

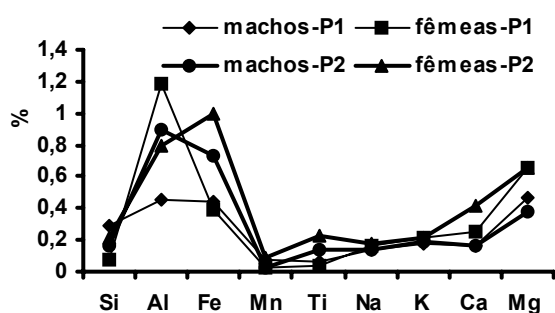


Figura 4- Concentrações Si, Al, Fe, Mn, Ti, Na, K, Ca e Mg dos caranguejos dos manguezais de Marapanim nos transectos P1 e P2.

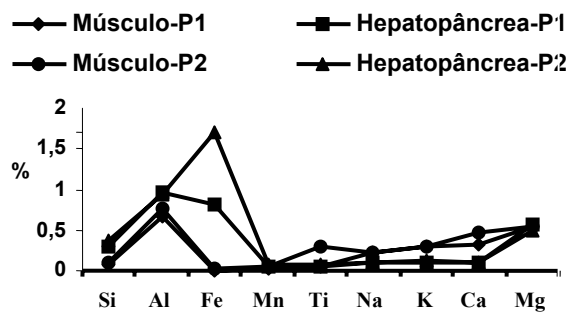


Figura 5- Concentrações Si, Al, Fe, Mn, Ti, Na, K, Ca e Mg dos caranguejos dos manguezais de Marapanim nos transectos P1 e P2.

As transferências de elementos dos sedimentos para as plantas podem ser constatadas através do coeficiente de absorção biológica (CAB) (Lee *et al.* 1998; Notten *et. al.*, 2005). Os coeficientes obtidos são muitos baixos principalmente Si, Al, Fe, exceto para Mg e Ca (Figura 6). Desta forma a maior transferência para plantas foi apresentada por Mg e Ca.

O coeficiente de absorção biológica (CAB) planta-caranguejo (Figura 7) apresentou valores altos para Si, Al, Ti, K e Fe no hepatopâncrea, e Si, Al, Ti e K nos músculos, totalmente distinto sedimento-plantas. Isto mostra também que músculos e hepatopâncreas têm fisiologia e necessidades químicas distintas entre si. Essas transferências podem representar as necessidades metabólicas do animal.

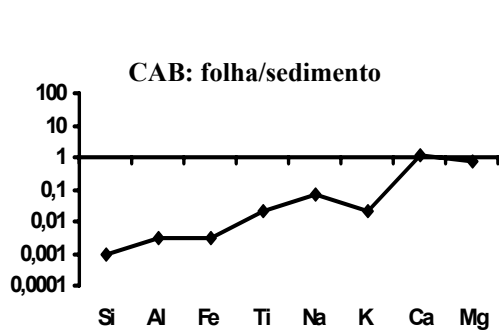


Figura 6- Coeficiente de absorção biológica de Si, Al, Fe, Ti, Na, K, Ca e Mg das folhas/sedimentos dos manguezais.

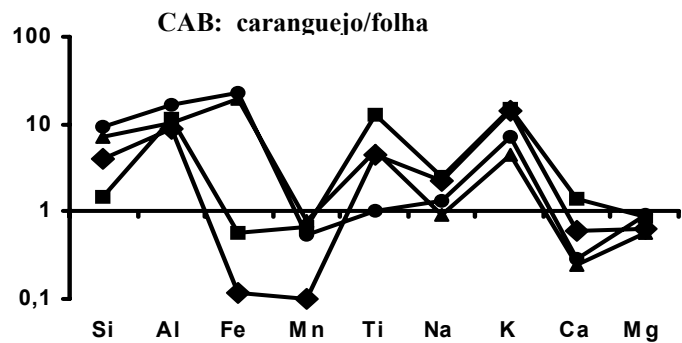


Figura 7- Coeficiente de absorção biológica de Si, Al, Fe, Mn, Ti, Na, K, Ca e Mg dos caranguejos/folhas dos manguezais.

Conclusão

Os dados obtidos nos sedimentos, nas folhas e nos caranguejos dos manguezais de Marapanim mostram que as folhas de *Rhizophora mangle* e os caranguejos retratam a natureza química e indiretamente mineralógica dos sedimentos do manguezal, e revelam baixos valores de transferências da química dos sedimentos dos manguezais para os caranguejos. A composição química dos sedimentos dos manguezais de Marapanim permite visualizar sua afinidade com a Formação Barreira, como área fonte, mas ainda com forte contribuição marinha, e indica que os manguezais, de fato não apresentam nenhuma anomalia geoquímica natural e nem indícios de impacto ambiental.

Agradecimentos

Ao CNPq pelo apoio financeiro através dos projetos SelenMerAs (Processo 476.874/2001-7) e Geosedintama (Processo 471109/03-7) e a CAPES pela bolsa de estudo a mim concedida. Ao CNPq pela concessão de bolsa de produtividade de pesquisa e auxílio pesquisa (*Grant*) ao segundo autor.

Referências

- EMBRAPA, (outubro 1997) Levantamento de Reconhecimento de Alta Intensidade dos Solos da Folha de Marapanim, Estado do Pará (ISSN 0100-8102). Boletim de pesquisa nº 180. 53p.
- Lee, jin-soo; Chon, H. T.; Kim, K,W et al., (1998). Migration and dispersion of trace elements in the rock-soil-plant system in areas underlain by black shales and slates of the Okchon Zone, Korea Journal of Geochemical Exploration 65 p. 61-78.
- Rossetti, D. F; Truckenbrodt,W ; Goes, A. (1989). Estudos Paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, Nordeste do Pará. Bol. Museu Paraense Emilio Goeldi, ser. Ciencias da Terra 1(1) p. 25-71.
- Notten, M. J. M.; Oosthoek, A.J.P.; Rozema, J.; Aerts, R. (2205). Heavy metal concentrations in a soil-plant-snail food chain along a terrestrial soil pollution gradient, Environmental Pollution. p.1-13.

NUTRIENTES (K, P, Ca, Na, Mg e Fe) EM SEDIMENTOS (SOLOS) E CULTIVARES DE PRAIAS E BARRANCOS DE RIOS DA BACIA DO PURUS NO ESTADO DO ACRE-BRASIL.

¹Milta M. da M. Martins, ²Marcondes L. da Costa, ¹Henrique D. F. de Almeida

¹CG/UFPA. milta@ufpa.br, hdfa@ufpa.br

²CG/UFPA, PQ/CNPq. mlc@ufpa.br

Introdução

Há pelo menos um século que as praias e mesmo os barrancos dos rios que drenam o estado do Acre, estendendo-se também ao estado do Amazonas, são utilizados para o cultivo se subsistência de pequeno ciclo, especialmente milho (*Zea Mays*) e feijão caupi (*Vigna unguiculata (L) Walp.*). Este fato já notificado por Lima Figueiredo (IBGE,1944) durante investigação em Santa Rosa no Purus até a foz do rio Abuña, onde o mesmo dizia: “*é só jogar a semente!*” principalmente por apresentar terras já naturalmente preparadas para o cultivo. Diante disto este trabalho procurou estudar a origem da fertilidade e a interação ou transferência macronutrientes entre os sedimentos praianos atuais para as cultivares dessas praias e barrancos no Acre.

Área De Estudo

A área de estudo situa-se na região oriental e em parte central do estado do Acre, abrangendo as praias e barrancos localizados a montante e a jusante das cidades de Sena Madureira (rio Iaco e Caeté), Manuel Urbano (rio Purus) e as cidades situadas no vale do rio Acre (Assis Brasil, Brasiléia, Xapuri, Rio Branco e Porto Acre) (Figuras 1).

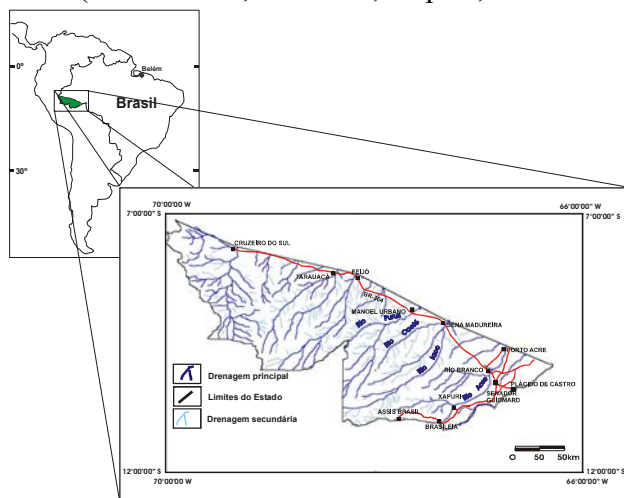


Figura 1- Mapa de localização do estado do Acre, com indicação dos rios Acre, Iaco, Caeté e Purus, motivo dos estudos deste trabalho.

Geologia Regional

Os terrenos aflorantes do estado do Acre são formados predominantemente pelos sedimentos da Formação Solimões, constituídos de sedimentos silticos-argilosos plio-pleistocênicos, com concreções carbonáticas e gipsíferas, contendo lentes de arenitos finos com estratificações cruzadas (Silva *et al.*, 1976) ou ainda mais antigos, miocênicos (Latrubesse & Rangy, 1994). Pode ser observada em perfis de cortes de estrada, mais principalmente nos barrancos dos rios. As praias e barrancos são expostos no período de estiagem sendo constituídos de sedimentos finos, com predominância de areia fina e silte, formados de quartzo, feldspatos e líticos com minerais de argila, feldspatos e mesmo anfíbios. Os minerais pesados perfazem menos de 1%. Em sua maioria as praias formam

depósitos de dimensões inferiores a dois hectares, com formas convexas, condicionadas às margens dos meandros em continuidade lateral aos barrancos ou não. Geralmente são cobertos e parcialmente removidos a cada período de enchente, o que dá uma impressão de renovação. A porção siltosa é a mais utilizada para prática agrícola.

Materiais e Métodos

Para a realização do presente trabalho foram coletadas 20 amostras de sedimentos de praia e barranco, 14 amostras de folhas de feijão (*Vigna unguiculata (L) Walp.*), 7 amostras de folhas de milho (*Zea Mays*) e 3 amostras de sementes (grãos) de feijão. A composição química total dos sedimentos foi obtida por fusão com metaborato/tetraborato de lítio e solubilização ácida e determinação das concentrações com espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) no Actlabs Laboratories – Ltd, no Canadá e tendo como materiais de controle W2 e WHG-1. Já a composição química das cultivares foi determinada por ativação neutrônica no mesmo laboratório a partir de massa vegetal seca. A composição química parcial em folhas de milho foi feita utilizando-se certa quantidade de amostra pulverizada que nos laboratórios Acme Analytical Laboratories Ltd no Canadá foram digeridas com HNO₃ em seguida com água régia, utilizando espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado ICP-MS.

Resultados e Discussão

Os sedimentos de praia são de granulação areia a silte, sendo que o cultivo é normalmente feita na zona fração de areia fina a silte, que é a que também se deposita nos barrancos não verticais. Esses sedimentos são compostos, principalmente, por SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃, que juntos somam mais de 93%, apresentam também teores expressivos de K₂O (0,69-1,73%), MgO (0,18-0,64%), Na₂O (0,21-0,99%), principalmente em se considerando sedimentos de praia. Os teores de P₂O₅ estão abaixo da média da crosta terrestre superior.

Sílica representa a abundância de quartzo, que junto com Al₂O₃, reflete também a quantidade apreciável de minerais de argila (esmectita, illita e caulinita). As concentrações relativamente altas de metais alcalinos e alcalinos terrosos representam os feldspatos e as esmectíticas (grãos líticos), minerais constituintes principais desses sedimentos. Os valores Fe são interpretados como constituinte da esmectita, e em menor proporção dos minerais opacos (hematita e ilmenita), observados por Viana (2004) e Almeida (2005). As análises químicas em folhas e sementes de feijão (extração total) indicam que dos elementos analisados Ca (média 3,34 %) é o que apresenta concentração mais elevada nas folhas de feijão, seguido por K (1,9 %), Fe (0,21 %) e Na (0,14 %). Por outro lado, em se tratando de semente de feijão, o elemento mais concentrado é K (1,4 %), seguido de Na (0,63 %), Ca (0,08 %) e Fe (0,01%). Infelizmente não foram encontrados na literatura acessada dados sobre a composição química de folhas de feijão, para efeito de comparação com os dados da área de estudo, porém quando comparados com os dados de Vadivel & Janardhanan (2001) para sementes de feijão selvagem, cultivados no sul da Índia, verificou-se que os seus valores médios de K (0,79 %) estão na ordem de grandeza dos valores do Acre, enquanto os de Ca (0,42 %) estão mais elevados e Na (0,063 %) mais baixos no presente trabalho.

Shimelis & Rakshit (2005) estudando várias espécies de feijão branco (*Phaseolus vulgaris L.*) cultivado na Etiópia encontraram para a variedade *Roba* concentrações médias de Ca (0,09%) e Fe (0,063 %), já para a variedade *Redwolaita* concentrações médias de Ca (0,13 %) e Fe (0,083 %). Esses resultados são semelhantes aos encontrados neste trabalho para Ca, porém, bastante elevados em se tratando de ferro, ou seja, as sementes de feijão do Acre parecem concentrar K e Na, provavelmente refletindo a natureza química e mineralógica dos sedimentos (solo) ricos em K₂O e em parte Na₂O, na forma de esmectita, illita e K-feldspatos. As folhas concentram os principais macronutrientes (K e Ca).

Na semente de feijão (Figura 2), onde K é o mais abundante nota-se, no entanto, que suas maiores concentrações estão na região de Rio Branco (RB-11v) e Sena Madureira (SM-02d) e os demais elementos Ca, Na e Fe não apontam maiores variações geográficas. A composição química (extração parcial) das folhas de milho mostra que K (média 1,97 %) e Ca (média 0,38 %) são os principais elementos, seguidos de P (média 0,35 %) e Mg (média 0,16 %).

Os resultados encontrados para K e P estão acima dos valores que Lavado *et al.*, (2001) encontraram para folhas de milho cultivadas nos Pampas argentinos (estação experimental de Pergamino - Província de Buenos Aires). Comparados com as obtidas nas folhas de feijão tendem a crescer nas folhas de milho, embora estejam também concentrados na folha de feijão, e refletem novamente o enriquecimento de K nos sedimentos (solos) de praias.

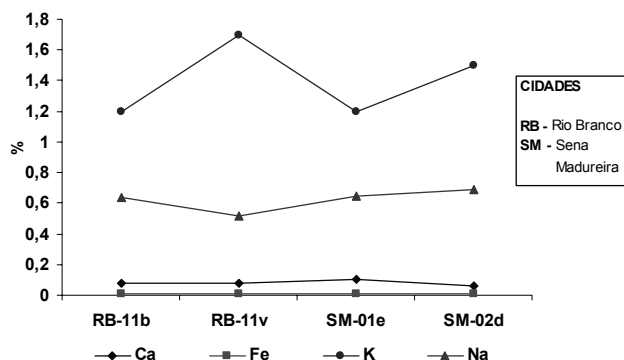


Figura 2- Distribuição das concentrações de Ca, Fe, K e Na em sementes de feijão amostrado nos rios Acre, Iaco e Caeté.

Em termos gerais não se observam variações no conteúdo destes elementos segundo a distribuição geográfica, o que é compatível com a composição química dos sedimentos nesta região estudada, que se apresentou homogênea nesses elementos.

Os sedimentos de praias e coberturas de barrancos dos rios do Acre possuem elevadas concentrações dos elementos nutrientes (Ca, Fe, K e Na) com visto anteriormente. A distribuição desses elementos químicos não mostra grande variação em termos geográficos, indicando ligeira homogeneidade mineralógica (fonte dos nutrientes) e química. Nas cultivares, sejam folhas ou sementes, o que se pode observar é uma ligeira tendência de aumento na região de Sena Madureira e Manuel Urbano. O potássio, um importante macronutriente mostra melhor esta relação, enriquecendo-se mais na região referida tanto nos sedimentos como nos cultivares (Figuras 3).

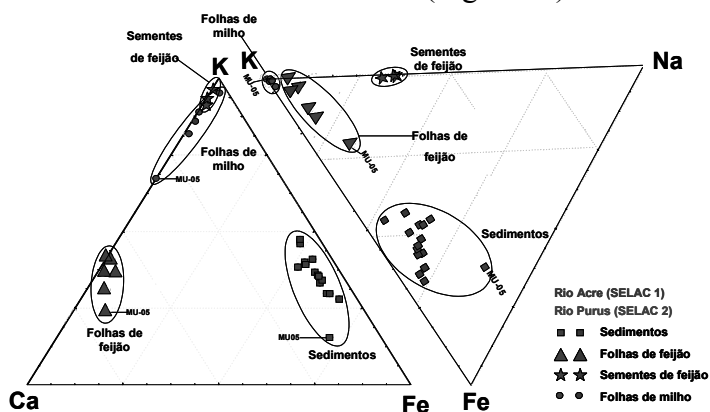


Figura 3- Distribuição das concentrações de Ca, Fe, K e Na em amostras de sedimentos, folhas e sementes de feijão e folhas de milho cultivadas em praias e barrancos dos rios Acre, Purus e afluentes.

Destes K e Ca são os que apresentam as maiores concentrações em folhas e sementes de feijão e folhas de milho (Figura 3). Pode-se observar que Ca se concentra mais na folha de feijão e K nas folhas de milho e sementes de feijão, além de Na que se sobressai em sementes de feijão, embora com menores concentrações que K.

Conclusão

Embora a composição química dos sedimentos (substrato e solo) some mais de 93% de SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃, os valores de K₂O, MgO e Na₂O são relativamente elevados quando comparados com sedimentos (quando cultivados: solos) fluviais em geral mostram concentrações favoráveis à atividade agrícola. Estudos de fertilidade realizados por Viana (2004) e Almeida (2005) confirmam a alta fertilidade das praias dos rios do estado do Acre. Os macronutrientes que mais se destacaram a julgar pelas concentrações encontradas em folhas e sementes foram Ca (média 3,34 %) que se concentrou mais nas folhas de feijão, seguido por K (média 1,9 %). Nas sementes de feijão o que se mais concentrou foi K (média 1,4 %), Na (média 0,63 %) embora não seja um macronutriente encontra-se elevado. Provavelmente essas concentrações para sementes de feijão estejam refletindo a natureza química e mineralógica dos sedimentos (solos) ricos em K₂O e em parte Na₂O, na forma de esmectita, illita e K-feldspatos, sabendo-se também que as folhas concentram os principais macronutrientes (K e Ca). As concentrações obtidas para folhas de milho mostraram que K (média 1,97 %) foi que mais se destacou seguido de Ca (média 0,38 %), o que reflete novamente o enriquecimento de K nos sedimentos (solos) de praias da área estudada.

Analisando o nível de transferência desses elementos dos sedimentos (solos) para as cultivares, ou seja, o coeficiente de absorção biológica (CAB) a ordem de transferência para as folhas de feijão foi Ca > K > Na, para sementes de feijão Na > K > Ca e folhas de milho K > Ca, de forma similar ao encontrado por Lee *et al.*, (1998) e Xiao *et al.*, (2004) e o que pode estar representando as próprias necessidades nutricionais da cultivar, bem como a biodisponibilidade destes elementos no ambiente praiano. A contribuição do CAB com os altos valores desses nutrientes encontrados nos tecidos dos cultivares está assim refletindo os valores relativamente elevados desses elementos químicos (K, Ca, Mg) nos sedimentos praianos e de barrancos, espelhando a alta fertilidade desses sedimentos.

Agradecimentos

Ao CNPq pelo apoio financeiro através do projeto SelenMerAs (Processo 476.874/2001-7) e Geosedintama (Processo 471109/03-7) e pela concessão de bolsa de estudos e de pesquisa.

Referências Bibliográficas

- Almeida, H. D. F. 2005. Mineralogia, geoquímica, fertilidade e origem dos sedimentos de praias (barra em pontal) do Acre. Dissertação de mestrado. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. 172p.
- IBGE 1944. Amazônia Brasileira. Expector da Revista Brasileira de Geologia. Edição do Conselho Nacional de Geografia no Congresso Brasileiro de Geografia. Rio de Janeiro. p. 479.
- Lavado, R.S.; Porcelli, C. A.; Alvarez, R. 2001. Nutrient and heavy metal concentration and distribution in corn, soyean and wheat as affected by different tillage systems in the Argentine Pampas. *Soil & Tillage research*. 62. 55-60.
- Lee, J. -S.; Chon, H. -T; Kim, K. -W. 1998. Migration and dispersion of trace elements in the rock-soil-plant system in areas underlain by black shales and slates of the Okchon Zone, Korea. *Journal of Geochemical Exploration*. 65. 61-78.
- Latrubesse, E. M; Rangy, A; Ramonell, C; Souza Filho, J. P. 1994. A Formação Solimões: uma formação do Mio-Plioceno da Amazônia sul ocidental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. 4. Belém, **Anais**, Belém, SBG. P.204-205.
- Silva, L.L.; Rivette, M.; Del'Arco, J.º; Almeida, L.F.G.; Dreher, A .M.; Tassinari, C.C.G. 1976. Geologia, *In*: Projeto RADAMBRASIL, Folha SC. 19, Rio Branco. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 12), 116p.
- Shimelis, E. A. Rakshit, S. K. 2005. Proximate composition and physico-chemical properties of improved dry bean (*Phaseolus vulgaris* L.) varieties grown in Ethiopia. *LWT*. 38. 331-338.
- Vadivel, V. & Janardhanan, K. 2001. Diversity in nutritional composition of wild jack bean (*Canavalia ensiformis* L. DC) seeds collected from south India. *Food Chemistry*. 74, 507-511.
- Viana, E. C. A. 2004. Aspectos granulométricos, mineralógicos e químicos de sedimentos de praias (Barra em pontal) do rio Acre e sua relação com a fertilidade. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. 150p.
- Xiao, T.; Guha, J.; Boyle, D.; Liu, C. -Q.; Chen, J. 2004. Environmental concerns related to high thallium levels in soils and thallium uptake by plants in southwest Guizhou, China. *The science of the Total Environment*. 318: 223 – 244.

EFEITOS ANTRÓPICO SOBRE AS ÁGUAS DO IGARAPÉ BOLÍVIA-MANAUS/AM

¹Maria do S. R. da Silva, ²Clive R. do Nascimento, ¹Sebastião Á. F. Miranda, ¹Hillândia B. da Cunha, ¹Domitila Pascoaloto

¹Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia
²UBRA

ssilva@inpa.gov.br, clive@inpa.gov.br; atila@inpa.gov.br; hilandia@inpa.gov.br, domitila@inpa.gov.br

Resumo

Para avaliar as características das águas do igarapé Bolívia, afluente pertencente à bacia hidrográfica do Tarumã localizada no município de Manaus. Foram realizadas coletas em oito pontos ao longo do igarapé Bolívia, de pontos localizados no interior da reserva Adolfo Ducke, até sua foz, nos meses de setembro de 2004 a abril de 2005. Os resultados mostram as influências antrópicas crescente da nascente a foz. As águas passam de ácidas (pH - 4,6, pontos localizados na reserva) a próximo do neutro (pH - 6,8, fora da reserva), a condutividade elétrica de $6,3 \mu\text{S}_{20}.\text{cm}^{-1}$ em área preservada a $197,6 \mu\text{S}_{20}.\text{cm}^{-1}$ nas áreas mais urbanizadas. Dos nutrientes íon amônio mostrou valores de até 4,92 mg/L em ambientes visivelmente alterados.

Introdução

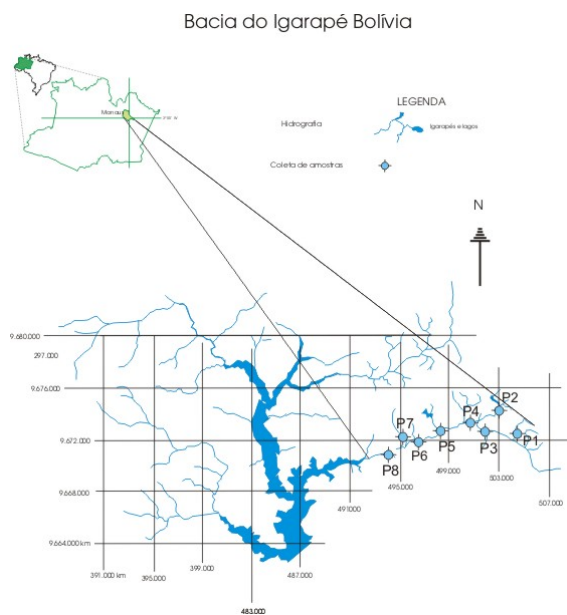
O igarapé Bolívia faz parte da bacia do Tarumã-açú, nasce dentro da reserva Adolfo Ducke, recebe afluentes que nascem fora da reserva, alterados devido a forte pressão antrópica, proveniente do surgimento de vários bairros. No entanto, uma área desta bacia ainda se encontra com poucos impactos urbanos, sendo muito utilizada para balneabilidade, como é o caso do igarapé do Acará, antes da confluência com o igarapé Matrinxã.

A densidade populacional da área da bacia do Bolívia aparentemente não era alta até poucos anos atrás, mas os impactos causados pelo desmatamento na implantação de novos bairros, com a abertura de ramais (estradas) e utilização inadequada dos cursos de águas causaram a degradação e alteração na composição química das águas.

Considerando que as nascentes do igarapé Bolívia estão em uma reserva natural, é importante conhecer as condições atuais destas nascentes e os igarapés formadores da bacia do Bolívia, assim como avaliar e monitorar a qualidade dessas águas, comparando o ambiente natural com o impactado destes igarapé no que diz respeito aos parâmetros hidroquímicos. Para avaliar as condições das águas da bacia do igarapé Bolívia, sob o ponto de vista físico, químico e físico-químico, foi coletado amostras de água referentes a cada tipo de ocupação, verificando a influência destas na composição da água que sai da bacia.

Material e Métodos

Foram realizadas 06 coletas, durante o período de setembro, outubro e dezembro de 2004 (período seco) e fevereiro, março e abril de 2005 (período chuvoso). As amostras coletadas com auxílio de garrafa de *Van Dorn*, e determinado as variáveis físicas e química (pH, condutividade elétrica, oxigênio dissolvido, nitrato, amônia, ferro total, turbidez, cálcio, magnésio, sódio, potássio, bicarbonatos e sulfato). As determinações de pH realizada por potenciometria, a condutividade elétrica, por condutometria, o oxigênio dissolvido pelo método de winkler, e demais segundo GOLTERMAN, H. L.; CLYMO, R. S., 1978 e APHA, 1985.



Locais de Coletas:

- **P1**- Área preservada (dentro Reserva Ducke);
- **P2** - Afluente do Bolívia, na reserva Ducke, características naturais e vegetação primária nas suas margens;
- **P3** – Igarapé Bolívia;
- **P4** – Igarapé Bolívia;
- **P5** - Igarapé Bolívia, fora da reserva;
- **P6** – Ig. Bolívia, área urbana;
- **P7** - Acará, afluente do ig. Bolívia e
- **P8** – Ig. Bolívia, área urbana..

Figura 01: Localização dos pontos de amostragem na Bacia do igarapé Bolívia, município de Manaus/AM.

Resultados e Discussão

O pH das águas do igarapé Bolívia variou de 4,5 a 6,8. No período seco apresentou maior variação com os valores de 4,6 a 6,8. (Figura 02). Em igarapés da Amazônia Central, os valores de pH variam de 3,3 a 5,3 (Schmidt, 1972^a, 1972b; Cleto Filho, 1998; Pascoaloto, 2001). Os valores de pH encontrados em igarapés de terra firme, em estado natural, apresentam em sua maioria águas ácidas, valores acima de 6,0 na região indicam a existência de alguma alteração no ambiente.

A condutividade elétrica variou de 6,3 a 197,6 $\mu\text{S}_{20} \cdot \text{cm}^{-1}$ nos pontos P2 e P3 respectivamente durante o período seco. Durante o período cheio a variação foi de 8,72 a 220 $\mu\text{S}_{20} \cdot \text{cm}^{-1}$ nos pontos P2 e P3 respectivamente (Figura 02). Pesquisas em igarapé de terra firme naturais da região a condutividade elétrica menor que 20,5 $\mu\text{S}_{20} \cdot \text{cm}^{-1}$ (Schmidt (1972a); Cleto Filho (1998) e Pascoaloto (2001). As altas condutividades são reflexo da entrada esgoto e outras formas de carga poluidora, como lixo e sedimentos, na bacia do igarapé Bolívia.

O íon amônio no igarapé Bolívia variou em média de 0,1 a 21,21 mg/L, sendo que as maiores concentrações encontradas no período chuvoso (Figura 02). Os dados no P3 e P5 revelam locais que recebem maiores pressão antrópica e apresentaram valores acima do valor máximo estabelecido pela resolução nº 357 do CONAMA, para a qual todos os corpos de água ainda não enquadrados, pertencem a classe II.

São baixos os teores de nitrato, com exceção do P4 que apresentou uma média de 3,84 mg/L.

O oxigênio dissolvido variou em média de 2,74 mg/L a 5,58 mg/L, o baixo valor no P5, indica este ser um ambiente redutor, reflexo das entradas antrópicas (figura 03).

Os igarapés naturais normalmente oxigenados, com concentrações de oxigênio de até 8,93 mg/L (Sioli, 1956; Lopes, 1999 e Cleto Filho, 1998. Nos pontos localizados dentro da reserva Ducke, são maiores os teores de oxigênio dissolvido quando se compara com os demais pontos fora da reserva.

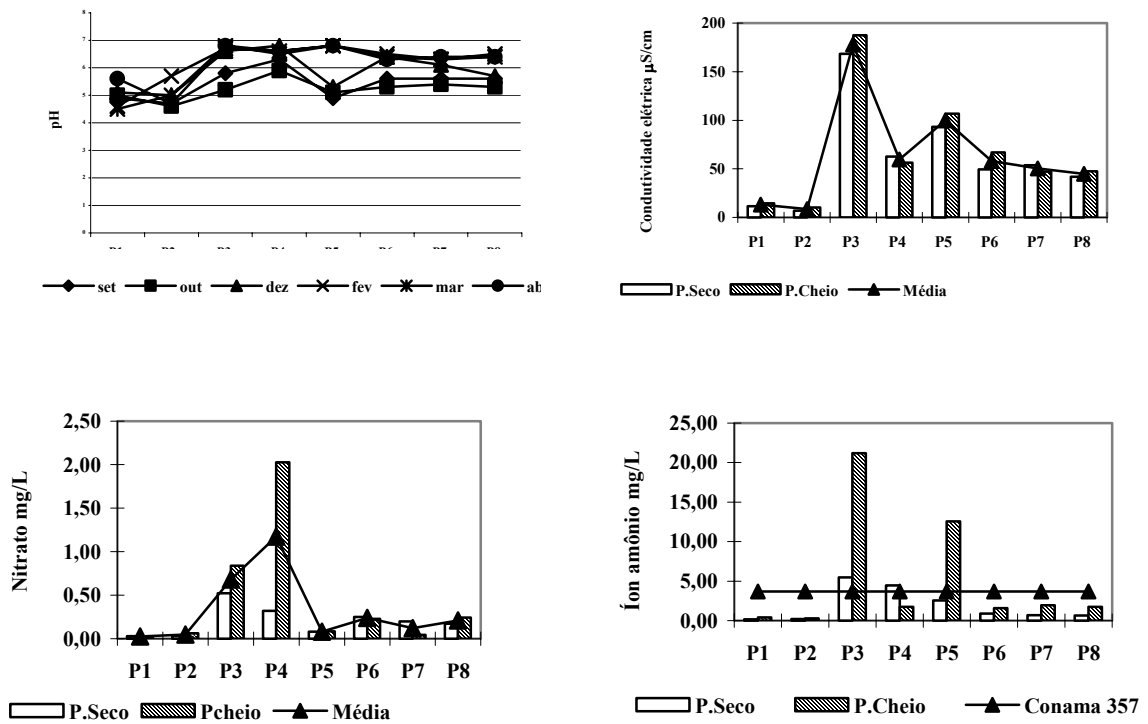


Figura 02: Comportamento do pH, condutividade elétrica, nitrato e íon amônio no período de setembro de 2004 a abril de 2005, no igarapé Bolívia, Manaus/AM.

Os resultados de turbidez, ferro total dos cátions e ânions mostraram enriquecimentos da nascente a foz (Tabela 01).

Tabela 01. Resultados das médias dos meses de setembro, outubro e dezembro de 2004 e fevereiro, março e abril de 2005, encontrados na bacia do Bolívia, município de Manaus/AM.

	Turbidez FTU	Oxigênio mg/L	Fe-Total mg/L	Ca ⁺⁺ mg/L	Mg ⁺⁺ mg/L	Na ⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	Cl ⁻ mg/L	SO ₄ -2 mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L
P1	11,17	5,58	0,06	0,05	6,75	0,58	0,28	1,57	2,61	0,21
P2	4,47	5,52	0,09	0,47	7,57	0,67	0,28	0,78	3,23	0,25
P3	27,97	3,53	0,47	26,39	37,85	11,37	3,70	15,83	5,73	6,98
P4	87,83	3,60	0,33	0,94	146,33	9,43	2,43	2,36	2,80	3,08
P5	47,83	2,74	0,44	26,80	49,75	7,00	2,25	5,71	6,84	3,98
P6	58,17	4,65	1,48	4,74	37,85	3,41	1,60	3,15	7,47	1,19
P7	27,92	5,03	0,30	2,38	64,77	3,04	2,19	3,47	4,06	0,97
P8	48,83	4,92	0,93	2,55	60,57	2,98	1,22	3,54	5,51	1,22

Conclusões

As águas do igarapé Bolívia mostram alterações, no pH passando de ácidas (pH - 4,5) em áreas preservadas a pH 6,8, próximo da neutralidade, a diminuição da acidez a medida que atravessa a área urbana é consequência das substâncias tampão proveniente da crescente pressão antrópica. A baixa condutividade elétrica no interior da reserva Adolfo Ducke é característica de igarapé natural.

A altas concentrações do íon amônio (21,21 mg/L) nos pontos de coletas fora da reserva, ou seja na área urbana, valores acima do limite máximo permitido pela resolução nº 357 do CONAMA é indicio de contaminação.

O igarapé Bolívia já apresentar sinais de poluição gerada por ações antrópicas em alguns locais, observa-se de forma geral, que esta ainda apresenta variáveis ambientais dentro do estabelecido pela legislação, e com as características referenciados na literatura sobre as águas regionais

Bibliografía

- APHA - American Public Health Association (1985). Standard Methods of the experimentation of Water and Wasterwater. 14 ed. New York, 1268 p.
- Cleto Filho, Sérgio Ernani Nogueira. (1998). Efeitos da Ocupação Urbana Sobre a Macrofauna de Invertebrados Aquáticos de um Igarapé (Mindú) da Cidade de Manaus/ AM – Amazônia Central. Manaus: INPA/FUA.
- CONAMA Resolução Nº 357 de 17 de março de 2005.
- Golterman, H. L.; Clymo, R. S.; OHNSTAD, M. A. M. Methods for physical and chemical amalysis of Fresh Water. Blackwell Scientific Publications. 1978. 213 p. (IBP Handbook, 8)
- Lopes, A. P. (1999). Hidroquímica das Águas de Superfície da Bacia do Puraquequara Manaus/Am. VIII Jornada de Iniciação Científica do INPA, Manaus/AM.
- Pascoaloto, Domitila (2001). Características Físicas e Químicias de sete igarapés de terra firme no estado do Amazonas e suas relação com *Batrachopermum spp* (*Batrachospoermaceae, Rhodophyta*) Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Ser. Bot 17 (1).
- Schmidt, G.W. (1972a). Chemical Properties os Some Water in the Tropical Forest Region of Central Amazônia Along the New Road Manaus-Caracarái. Amazoniana, 3 (2): 199-207.
- Silva, M. Do Socorro R. (1996) Metais Pesados em Sedimentos de Fundo de Igarapés (Manaus-am). Dissertação de Mestrado. Belém: UFPa. 120p.
- Sioli, Harald. (1968) Hydrochemistry and Geology in the Brazilian Amazon Region. Amazoniana 1 930: 367 – 277.

GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE LAGOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO TROMBETAS. REGIÃO AMAZÔNICA.

Maria do S. R. da Silva, Sergio R. B. Bringel, Antonia G.N.Pinto, Sávio J. F. Ferreira

Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia
ssilva@inpa.gov.br, bringel@inpa.gov.br, antoniap@inpa.gov.br, sávio@inpa.gov.br

Resumo

No baixo Trombetas, a jusante de cachoeira porteira, existem inúmeros lagos às suas margens esquerda e direita, todos conectados a este rio por pequenos canais ou paranás, que forma uma região de lagos com diferentes ecossistemas d'água aparentemente escuras, correnteza moderada e presença de macrófitas. Para execução deste trabalho foram feitas quatro (04) coletas de sedimentos de fundo, sendo duas no período chuvoso (março e agosto de 1986) e duas no período de estiagem (meses setembro e novembro de 1985). No Lago Erepecu com três estações de coletas (E-1, e E-3 nos extremos e E-2 no meio do Lago) e no Lago Batata, quatro estações (B-1, B-2, B-3 e B-4) e nos lagos Juquiri, Macaco, Abui, Jacaré, Leonardo e Farias com coletas pontuais.

Visando contribuir com geoquímica dos sedimentos lacustres de lagos da bacia hidrográfica do sistema Trombetas. Análises granulométrica mostra ser sedimentos argilosos com maior ocorrência da Caulinita e Ilita, nas análises dos elementos-traço As, Ba, Br, Ce, Co, Cr, Cs, Eu, Hf, La, Lu, Nd, Np, Pa, Rb, Sb, Sc, Sm, Tb, Yb, Zn, Zr e Fé mostraram características semelhantes para o mesmo local com predominância do Ba e Zr.

Introdução

Os Lagos de terra firme da Amazônia são alongados e muito detriticos. Foram formados principalmente a partir dos rios de "águas brancas", capazes de transportar grande quantidade de aluviões. Podem ter até centenas de quilômetros de comprimento e chegam a 7 km de largura (Esteves, 1988). Ovalle (1985) registra que a variação da composição química com o tempo, é reflexo da: dinâmica do fluxo de água dentro da bacia de drenagem; da composição química dos compartimentos; da distribuição dos elementos entre eles e finalmente da interação destes compartimentos com a água. A maioria dos lagos da Amazônia recebe afluentes, que podem transportar para seu interior grande quantidade de matéria orgânica de diferentes origens. Além disso, a maior parte deles tem grande flutuação do nível da água e durante o período de cheias, as águas invadem a floresta ribeirinha, de onde recebem grande aporte de matéria orgânica. Os sedimentos de fundo interagem com os processos biológicos, físicos, químicos influenciando o metabolismo de todo o sistema (Esteves, 1988). Este trabalho visa contribuir na caracterização da geoquímica dos sedimentos lacustres de lagos da bacia hidrográfica do sistema Trombetas.

Material e Métodos

Foram selecionados sete lagos (Erepecu, Abuí, Farias, Macaco, Leonardo, Juquiri e Batata), pertencentes a Bacia hidrográfica do rio Trombetas (2 00' N e 200' S, e 55 35' e 59 00' W), no Baixo Amazonas, a jusante de Cachoeira Porteira. Dentre estes lagos se destacam o Erepecu, com 45 km de extensão na direção E-W, e o lago Batata, próximo ao projeto Mineração Rio do Norte, aproximadamente 30 km de Porto Trombetas, na época este era utilizado na exploração de bauxita, pelos projetos Albras e Alunorte em Barcarena (PA). O minério em estado bruto era lavado, para a remoção das argilas, com água do rio Trombetas e o rejeito final estava sendo lançado no lago Batata (Figura 01). As coletas foram realizadas nos meses setembro e novembro de 1985 (período cheio), e março e agosto de 1986 (período de estiagem). No Lago

Erepecu foram realizadas três estações de coletas (E-1, E-2 e E-3 nos extremos e E-2 no meio do Lago) e no Lago Batata, quatro estações(B-1, B-2, B-3 e B-4) e amostra pontuais nos lagos Juquiri, Macaco, Abui, Jacaré, Leonardo Farias e rio Trombetas.

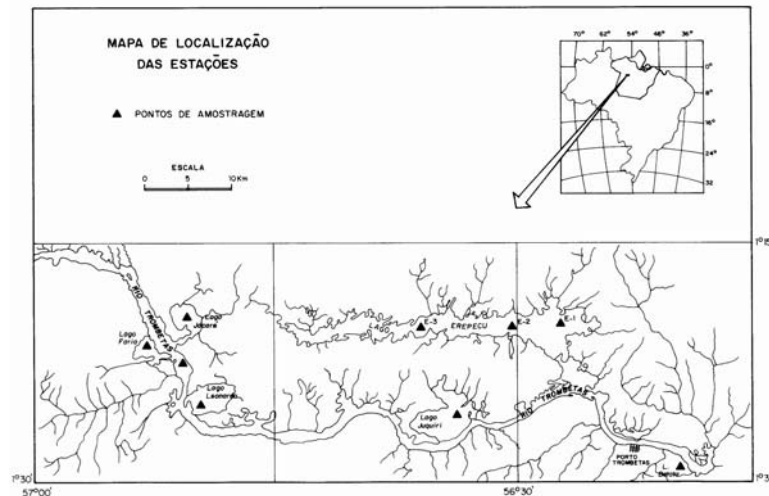


Figura 01 - Mapa de localização dos pontos.

Os sedimentos de fundo foram coletados com draga (EKMA), determinados a granulometria, argilo-minerais, matéria orgânica e os elementos traços As, Ba, Br, Ce, Co, Cr, Cs, Eu, Hf, La, Lu, Nd, Np, Pa, Rb, Sb, Sc, Sm, Tb, Yb, Zn, Zr e Fe. As amostras de sedimento passaram por várias etapas secagem; peneiramento; digestão com HNO₃/HF (Agemian and Chau, 1975, 1976) e analisado, raio X, absorção atômica e espectrofotometria de massa.

Resultados

As análises granulométricas mostraram ser os sedimentos predominantemente argilosos. Através das análises de difratograma de raio-X em amostra total, foi possível caracterizar a Caulinita como argilo mineral predominante tanto no Lago Batata quanto no Lago Erepecu, encontrada também Ilita, Esmectita e Clorita. O Teor de matéria orgânicas exceto o Lago Batata que apresentou valores de 17,67-18,83 % nas estações 1 e 2, reflexo da exploração de bauxita na Mineração Rio do Norte, os demais lagos mostraram teores variando de 21,74 a 33,71 % de M.O (Tabela 01). Dos elementos traços o zircônio (154,2 a 722,9 µg/g, o bários (186,7 a 598,56 µg/g) ou seja $rBa > rZn > rFe > rCe > rZn$ seguido dos demais elementos (Figura 02). Os elementos traços mostraram características semelhantes para o mesmo local, com exceção das estações do lago Batata (Figura 03), que mostraram alterações nas concentrações do Hf, Np As, Tb e Co, interferência das atividades desenvolvidas próximo ao lago.

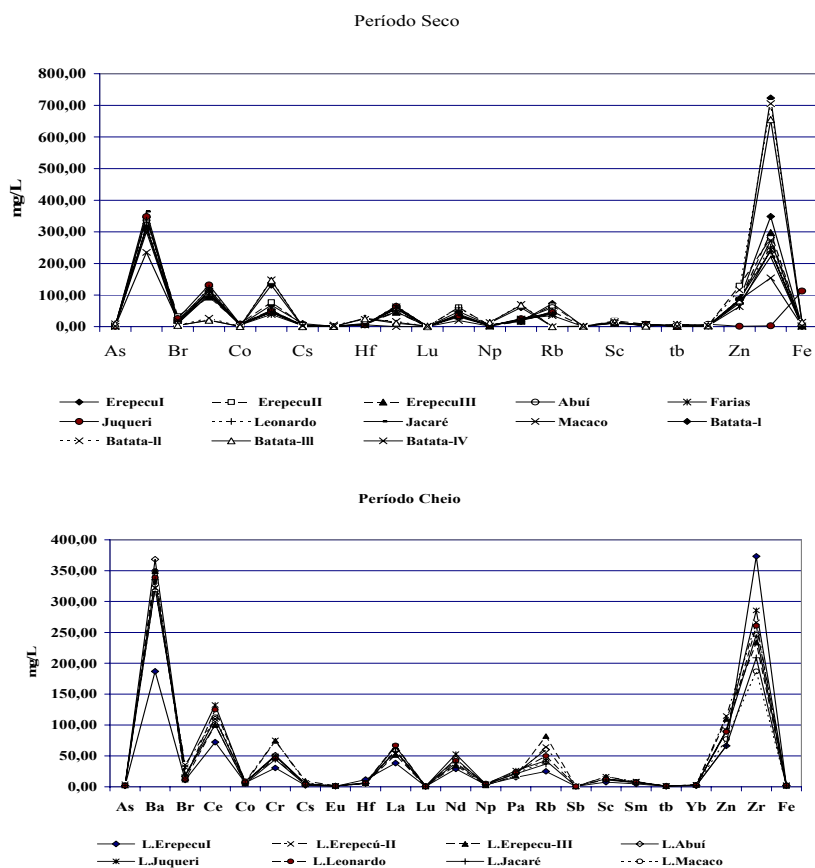


Figura 02: Comportamento dos elementos-traço nos lagos Erepecu, Abui, Farias, Juquiri, Leonardo, Macaco e Batata.

Conclusões

O Lago Erepecu apresenta sedimento predominantemente argilosos, com maior ocorrência da Caulinita e Ilita. Os sedimentos apresentam característica "Dy" e "Gyttya", formado apartir do próprio lago e de matéria orgânica transportada para seu interior de diferentes origens. A granulometricas mostraram ser os sedimentos predominantemente argilosos, para os argilos mineral foi possível caracterizar a Caulinita como predominante tanto no Lago Batata quanto no Lago Erepecu, encontrada também Ilita, Esmectita e Clorita. O Lago Batata apresenta características bem diferentes dos demais lagos, e dentre as estações do Lago Batata, o ponto IV localizada mais distante da entrada dos efluentes da Mineração Rio do Norte mostra o reflexo da influencia da entrada bauxita na composição dos sedimentos. Os elementos traços mostraram características semelhantes para o mesmo local com predominância do Zr e Ba.

Referencias Bibliográficas

- Agemian.H.& Chau,A.S. Y.1976.Evaluation of extraction techniques for the determinação of metais in aquatic sediments.Analyst.; 101:761-767.
- Esteves,F.A.1988. Fundamentos de Limnologia.INTERCIE6NCIAS/FINEP.Rio de Janeiro.575p.
- Ovalle,A.R.C.(1985) Estudo Geoquímico de águas fluviais da bacia do alto rio cachoeira, Parque Nacional da Tijuca,R.J.(Niterói).

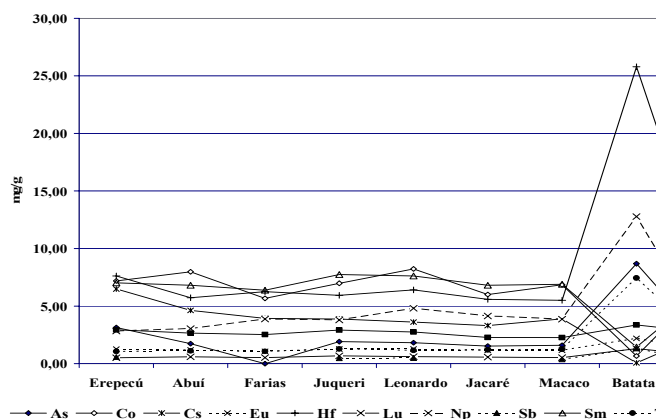


Figura 03. Comportamento dos elementos-traço nos lagos Erepecu, Abui, Farias, Juqueri, Leonardo, Macaco e Batata, Bacia do Trombetas.

Tabela 01. Resultado das medias de pH, condutividade elétrica, matéria orgânica e argilo minerais em lagos da Bacia do Trombetas.

	M.O. (%)	Caulinita	Ilita	Esmetita	Clorita
E-1	22,31	X	X	X	
E-2	26,56	X	X	X	
E-3	24,23	X	X		X
B-1	18,83	X	X		
B-2	17,67	X			
B-3	24,41				
B-4	35,47			X	

COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO DO Cu, Cd, Fe, Mn, Ni, Pb e Zn, NOS SEDIMENTOS DE FUNDO DO RIO NEGRO, ORLA DE MANAUS/AM.

Antônia G. N. Pinto, Maria do S. R. da Silva, Sérgio R. B. Bringel

Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia
antoniap@inpa.gov.br; ssilva@inpa.gov.br; bringel@inpa.gov.br

Resumo

Este estudo foi realizado no rio Negro, orla de Manaus, no final do período de estiagem (novembro/02) e menor volume do rio; e final do período chuvoso (junho/03), maior volume do rio. Foi feita a determinação dos metais Cd, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb e Zn nas fases geoquímicas disponível (livres no ecossistema) e residual (presos à rede cristalina). Dos metais Cu, Cd, Pb e Zn tiveram comportamento semelhante, nas duas amostragens, com predomínio da fase disponível. Ferro e manganês, predominaram na fase residual, em novembro e, em junho, na fase disponível. A contribuição antrópica dos tributários urbanos é evidente, embora o rio Negro, mantenha, ainda, sua capacidade de diluir os poluentes, principalmente, no período de maior volume de água.

Introdução

O rio Negro, segundo maior rio de água preta, afluente do rio Amazonas, na orla de Manaus, está sob a influência das atividades antrópicas da cidade pelos seus tributários urbanos (igarapés do Educandos e São Raimundo) os quais são receptores de esgotos domésticos, efluentes industriais e lixo. Este impacto aumentou com o incremento populacional nas últimas três décadas, em virtude da criação da Zona Franca de Manaus, que atraiu migrantes de todos os estados e, principalmente, do interior do próprio Amazonas (BENTES, 1985 Além dos esgotos domésticos, a bacia do Educandos, também é receptora de efluentes das indústrias do Distrito Industrial, o que agravou seu processo de degradação, em vista da alta carga de metais que este refúgio contém, pelas atividades de galvanoplastia. Atualmente, em vista da expansão urbana, a degradação, atinge também, parte da bacia do igarapé Tarumã, a qual possui parte de seu curso em área rural (SILVA, 1994; PINTO, 2004). Para se conhecer a magnitude da contribuição antrópica por esses tributários, é necessário conhecer o comportamento desses metais no rio Negro, por isso este trabalho teve como objetivo estudar o comportamento geoquímico dos metais Cd, Cu, Co, Cr, Fe, Mn, Ni, Pb e Zn nos sedimentos de fundo do rio Negro, na orla de Manaus, nas fases disponível e residual.

Material e Métodos

Coletaram-se amostras de sedimentos de fundo no rio Negro a montante, foz e jusante do igarapé Tarumã (MIT, FIT e JIT), na foz e jusante do igarapé Educandos (FIE e JIE), na foz do igarapé São Raimundo (FISR) e no porto do Ceasa (CSA) (Figura 01), com amostrador "CORE", e as amostras armazenadas em sacos plásticos. Obteve-se a fração pelítica (silte e argila) por peneiramento úmido, com peneira de 63 µm, para sua total separação das demais, depois de separada, foi seca em estufa à temperatura de 40° C, pulverizadas, secas novamente, e pesou-se 0,5 para o procedimento da abertura total, e 1g para as fases disponível e residual. Esta técnica está detalhada em SILVA (1994) e PINTO (2004), modificada de SOUZA (1986).

Resultados e Discussão

Ferro, manganês e níquel predominaram na fase residual em novembro, e na fase disponível em junho. Cádmio e cobre, mostraram disponibilidade nos dois períodos, baixo volume do rio (em novembro) e alto volume (em junho), o chumbo e zinco tiveram

comportamento semelhante, porém, com a exceção dos pontos FISR e FIE, para o chumbo com grande variação, e em MIT e FIT para o zinco, porém com variação muito pequena. (Figura 2,3,4,5,6 e 7).

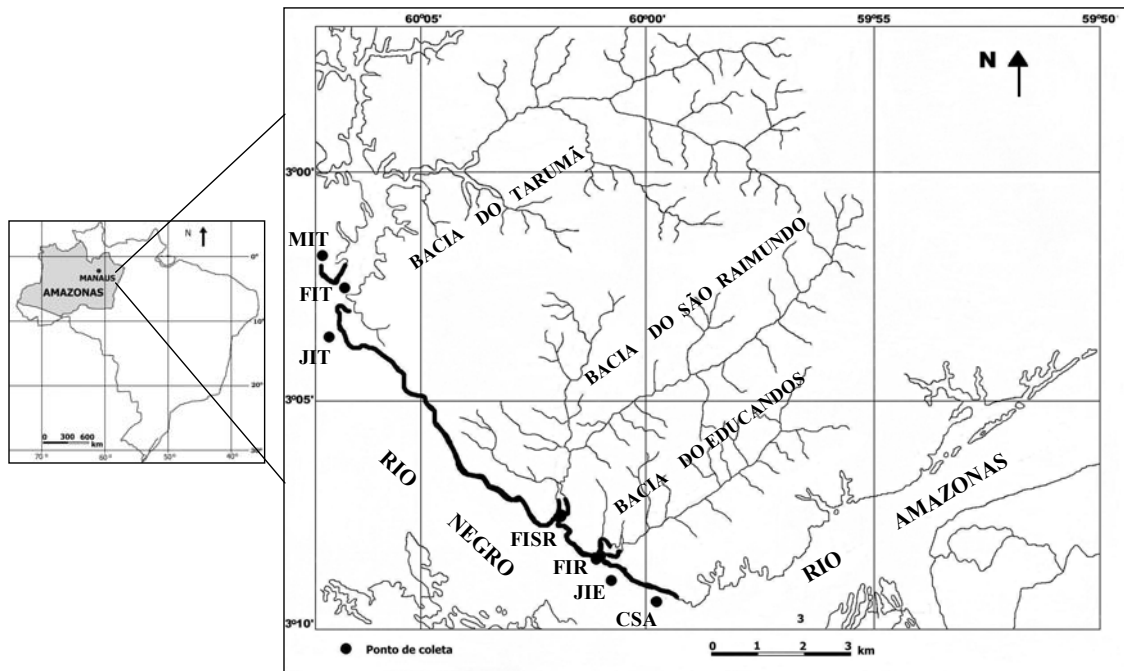


Figura 01: Distribuição dos pontos de coleta na orla do rio Negro, Manaus/AM.

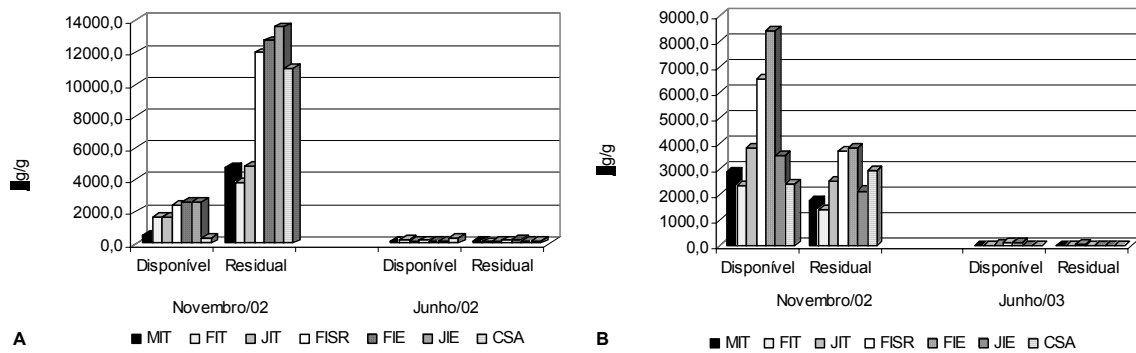


Figura 02: Ferro (A) e zinco (B) ($\mu\text{g/g}$) nas fases disponível, residual no rio Negro em novembro/02 e junho/03.

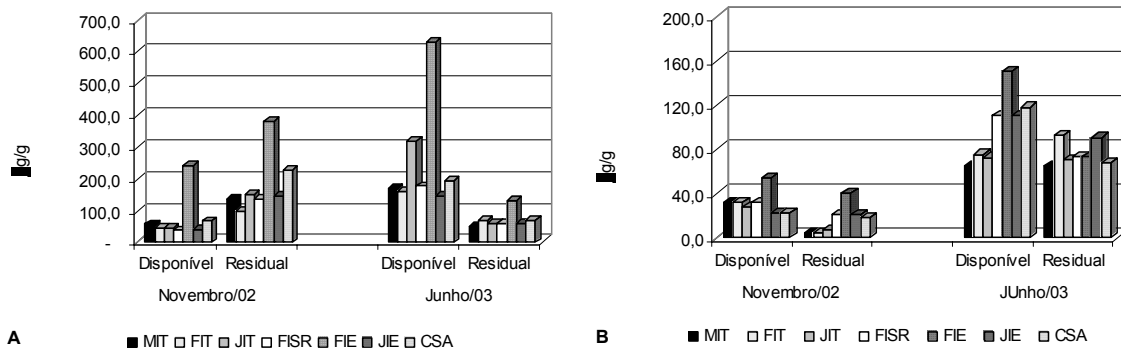


Figura 3: Níquel (A) e cobre (B) ($\mu\text{g/g}$) nas fases disponível e residual no rio Negro em novembro/02 e junho/03.

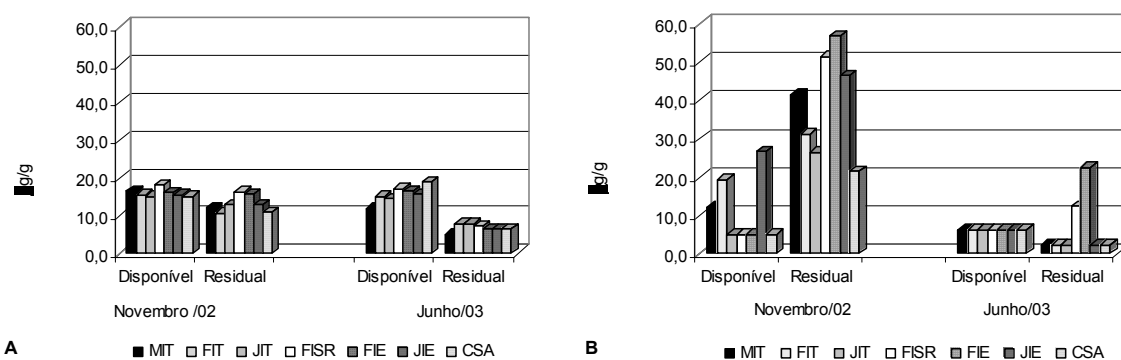


Figura 4 Cádmió (A) e chumbo (B) nas fases disponível e residual no rio Negro em novembro/02 e junho/03.

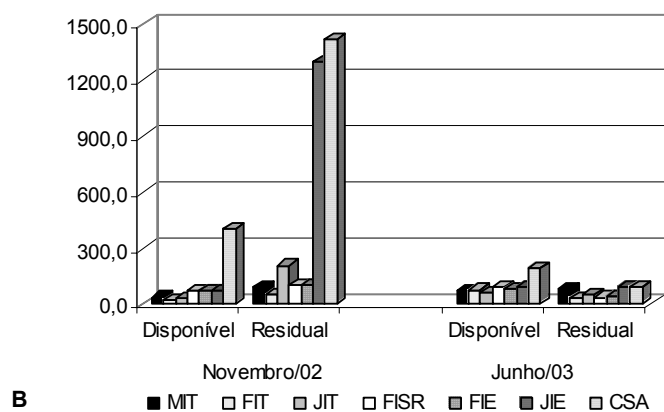


Figura 05: Manganês nas fases disponível e residual no rio Negro em novembro/02 (a) e junho/03 (b).

A diferença no comportamento dos metais nas fases disponível e residual nos dois períodos pode estar associado à natureza do material carregado para o rio tanto pela erosão quanto pela diferenças no regime de chuva e volume do rio entre os dois meses, período de menor pluviosidade em novembro e maior em junho, bem como maior volume do rio neste último mês (PINTO, 2004).

Conclusões

A preferência dos metais Zn, Cd e Cu e Pb nos dois meses e de Fe, Mn e Ni (em junho) pelas fases móveis pode ser indício de que o regime de chuvas, bem como o volume de água do rio, interfere no comportamento desses metais. Qualquer dos metais pode ser incorporado pela biota uma vez que todos, tanto na fase líquida como particulada, pois quando disponíveis, podem migrar da fase líquida para a particulada. Apesar dos resultados mostrarem que a influência dos igarapés contaminados (São Raimundo e Educandos) diminuiu a qualidade da água do rio Negro, na estação a jusante destes (JIT), devido ao seu grande volume de água, o rio se recupera desses despejos. Essa evidência é notada ao se comparar os valores das variáveis ambientais e dos metais na água e nos sedimentos de fundo, das estações MIT, JIT (acima), FISR e FIE (nesses igarapés), JIE e, principalmente, CSA, a jusante deles. Outro fator que é, ainda importante, é a diluição dos contaminantes pelo aumento do volume de água no período cheio, em junho.

Referências Bibliográficas

- Bentes, R.M. A Zona Franca e o Processo Migratório Para Manaus. Dissertação (Mestrado em Ciências Humanas). NAEA/UFGPA, Belém/ PA, 1983.
- Pinto, A.G.N. Geoquímica dos Sedimentos do Rio Negro na Orla de Manaus/AM. (Manaus- AM). Dissertação (Mestrado Geoquímica Ambiental). Universidade Federal do Pará. Belém/PA, 2004.
- Silva, M.S.R Metais Pesados em Sedimentos de Fundo de Igarapés (Manaus- AM). Dissertação (Mestrado Geoquímica Ambiental). Universidade Federal do Pará. Belém/PA, 1996.
- Souza, C. M. M. Estudos Comparativos da Distribuição Geoquímica de Metais Pesados Entre Duas Áreas Costeiras Contaminadas e Uma não Contaminada, no Litoral do Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado em Geoquímica). UFF/Niterói, 1986. 60p.

AValiação DO NÍVEL DE CONTAMINAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA CIDADE DE PARINTINS (AM)

José L. Marmos & Carlos J. B. de Aguiar

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. joseluiz@ma.cprm.gov.br, carlos_aguiar@ma.cprm.gov.br

Introdução

O município de Parintins, situado na porção leste do Estado do Amazonas, fronteira com o Pará, possui uma extensão de 6.100 km². Sua sede, a ilha de Parintins, localiza-se na margem direita do rio Amazonas, abrange uma superfície de 45 km² e conta com uma população estimada em 70.000 pessoas. Dista cerca de 350 km de Manaus e se destaca como o principal pólo turístico do interior do Estado, devido à sua tradicional festa do Boi-Bumbá.

A ilha possui um relevo bastante plano, com cotas altimétricas variando de 15 a 30 metros. A drenagem interna resume-se ao Lago da Francesa e a diversos pequenos tributários que deságuam no Lago do Macurany. Geologicamente, está assentada sobre rochas sedimentares arenosas cretáceas da Formação Alter do Chão, as quais, devido ao intenso grau de alteração intempérica, não afloram na região estudada. A decomposição local desses sedimentos deu origem predominantemente a espessos latossolos amarelos, argilo-arenosos, e secundariamente a solos muito arenosos (areais), prováveis neossolos flúvicos. A cobertura vegetal nativa já foi quase totalmente suprimida para dar local a instalação de núcleos habitacionais, comunidades e fazendas. Observam-se apenas algumas manchas de campinarana (vegetação arbusiva) sobre os solos arenosos e restritas matas ciliares que acompanham braços do Lago Macurany (Figura 1).

Todo o fornecimento público de água para consumo humano provém de captação subterrânea, por meio de poços tubulares, distribuídos em três estações de abastecimento (Paraíba, SHAM e Itaúna), sob a responsabilidade do SAAE – Sistema Autônomo de Água e Esgoto Municipal.

Relatos de moradores e análises químicas locais, promovidas pelo laboratório do SAAE, indicam que a qualidade dessa água encontra-se comprometida, com contaminação química ligada provavelmente à precariedade do saneamento básico. Análises químicas de águas coletadas de poços de abastecimento público, no âmbito do PGAGEM – Programa Nacional de Geoquímica Ambiental e Geologia Médica, coordenado pela CPRM, confirmam o problema, registrando-se teores de nitrato e alumínio bem acima dos valores máximos permitidos (BRASIL, 2004).

Métodos

Os trabalhos de campo e laboratório, desenvolvidos entre abril e maio de 2005, constaram basicamente das seguintes atividades:

- Reconhecimento fluvial ao longo de todo o perímetro da ilha, objetivando caracterizar as feições naturais e antrópicas mais marcantes da orla.
- Cadastramento dos principais poços tubulares e cacimbas existentes nas zonas urbana e rural.
- Coleta de amostras de água subterrânea e de superfície para envio a laboratórios onde foram analisados os seguintes elementos/íons: As, Al, Ba, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, Sb, Se, Sn, V, Zn, cloreto, amônio, nitrato, nitrito, sulfato e sílica.
- Medição instantânea, por meio de um kit de sensores digitais, de alguns parâmetros que caracterizam preliminarmente a água amostrada: pH, condutividade elétrica e temperatura.

- Perfurações a trado, em alguns terrenos de órgãos públicos, próximo a poços, para a coleta de amostras de solos em profundidade e determinação do nível estático das águas.

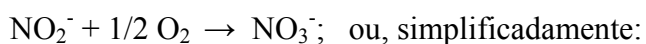
Discussão dos Resultados

Distribuídas ao redor e no interior da ilha de Parintins foram coletadas seis amostras de águas correntes. Os resultados obtidos indicam boa homogeneidade nas características físico-químicas dessas águas: pH entre 6.1 e 6.5; condutividade elétrica entre 41 e 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$; teores de nitrato e Al abaixo de 0.1 mg/L; amônia em torno de 0.3 mg/L e cloreto 1.2 mg/L. O que contribui efetivamente para essa homogeneidade é o período do ano em que se procedeu a coleta, período de cheias na região, aonde as águas do canal principal do rio Amazonas invadem todas as zonas rebaixadas e se misturam com as águas dos lagos, furos e paranás da ilha e seu entorno, diluindo eventuais contaminações superficiais localizadas.

Com relação às águas subterrâneas, foram amostrados 33 poços tubulares, sendo 28 na zona urbana e 5 na zona rural (Figura 1). Os resultados revelam que dos 18 poços do sistema público apenas dois apresentam águas com teores de Al, nitrato e amônia que obedecem ao estabelecido pela legislação (BRASIL, 2004). Os demais mostram concentrações de nitrato variando de 11 a 49 mg/L, Al de 0.3 a 2.0 mg/L e amônia até 2.9 mg/L. Também registram teores elevados de nitrato e alumínio três poços de órgãos públicos e dois particulares.

Foi possível separar os poços amostrados na zona urbana em duas categorias, de acordo com suas profundidades: **maiores e menores que 65 metros**; os primeiros revelam teores de nitrato e/ou Al sempre de acordo com a legislação, enquanto que nos demais a situação é inversa. Portanto, essa contaminação está fortemente associada com a profundidade dos poços. Também se nota que as águas dos poços mais rasos são sempre mais ácidas que as dos mais profundos, o que sugere uma correlação inversa entre os valores de pH e os teores de nitrato, que se torna evidente quando se leva em conta somente os poços contaminados (Figura 2).

A correlação da acidez das águas com o nitrato é explicada pela própria origem desse íon, que representa o estágio final da oxidação da matéria orgânica. Os resíduos de produtos provenientes de esgotos são ricos em nitrogênio e se degradam em nitratos na presença de oxigênio, de acordo com o ciclo **nitrogênio orgânico > amônia > nitrito > nitrato**:



A causa dos altos teores de nitrato nos poços mais rasos da zona urbana de Parintins está ligada à falta de um sistema de captação e tratamento dos esgotos na cidade, o que leva à infiltração dos resíduos líquidos desses esgotos, despejados em fossas ou a céu-aberto, até os níveis superiores do aquífero, contaminando-o. Um exemplo marcante desse fato pode ser observado na Estação de Bombeamento Paraíba, cujo terreno, onde se situam diversos poços, além de ser rebaixado, é ladeado por um sistema de palafitas, em que os moradores despejam todos seus dejetos diretamente em um canal superficial que se comunica com o Lago da Francesa. Toda essa poluição orgânica adjacente aos poços, aliada à carência de esgotamento sanitário na cidade, é a grande fonte da contaminação das águas subterrâneas por nitrato.

O mapa de distribuição do nitrato nas águas subterrâneas de Parintins, elaborado a partir dos resultados analíticos, mostra claramente que esse contaminante está mais concentrado na faixa que se estende da Estação SHAM até as “cabeceras” do Lago da Francesa, e que corresponde à principal zona de ocupação antrópica na ilha. A distribuição do alumínio é semelhante, sugerindo uma forte correlação entre as concentrações desses dois elementos nas águas (Figura 3).

A elevada acidez das águas contaminadas por nitrato também é a responsável pelo processo que acaba por desencadear a contaminação por alumínio. Sabe-se que este metal é um elemento muito pouco móvel na faixa de pH de 4,0 a 8,0, típica dos ambientes naturais. Portanto, dificilmente é liberado, como espécie iônica, para o meio aquoso, ficando retido na fase sólida, sob a forma de argilo-minerais. Porém em águas com pH abaixo de 4,0, como ocorre em diversos poços amostrados, e com altas concentrações de ácidos orgânicos, o alumínio pode ser liberado para o meio aquoso, pela complexação, com o metal migrando da fase sólida e se ligando a compostos orgânicos, formando íons complexos (CARVALHO, 1995). A forte correlação dos teores de nitrato com os teores de alumínio reforça a hipótese acima (Figura 3).

Em suma, o aquífero da ilha de Parintins comporta águas que possuem naturalmente uma destacada acidez (pH 4.0 a 4.5), o que, por si só, já é um fato muito preocupante em termos de saúde pública. Essa acidez se acentua ainda mais nos poços com altos teores de nitrato, possibilitando condições para a mobilização do alumínio, contido nas partículas do solo, para o meio aquoso, gerando um misto de contaminação natural e antrópica.

Dos metais pesados analisados nas amostras de águas subterrâneas, nenhum registrou teores acima dos valores máximos permitidos. Nos poços amostrados na zona rural, apesar das baixas profundidades, não há sinal de contaminação química.

Como medida imediata foi recomendada a paralisação do bombeamento dos seis poços públicos com maiores níveis de contaminação: PT-6, PT-17, PT-22, PT-11, PT-20 e PT-19. A entrada em operação de dois poços, com 80 metros de profundidade, na Estação Itaúna, suprirá a ausência dos poços paralisados. A necessidade atual de Parintins, já consideradas as perdas do sistema (30%), é de aproximadamente 17.000 m³/dia de água. Os 12 poços que restariam no sistema público, segundo dados atualizados de vazão, podem produzir diariamente mais de 18.000 m³.

Como medidas de curto a médio prazo sugere-se a desativação gradual dos poços da Estação Paraíba, devido à sua precária localização (terreno rebaixado, sujeito a alagamentos, e ladeado por canais de esgoto a céu aberto), e dos poços mais rasos (PT-10, PT-14 e PT-16) da Estação SHAM. Ao mesmo tempo, trabalhando com um horizonte futuro de 100.000 habitantes na ilha (necessidade de produção de 26.000 m³ diários de água), recomenda-se a abertura de cinco novos poços tubulares, cada um com pelo menos 100 metros de profundidade e cimentação até 50 metros, sendo 2 na Estação SHAM e 3 no Itaúna, o que totalizaria 10 poços de abastecimento público, que produziriam cerca de 14.000 m³/dia de água.

Como medida complementar para suprir as necessidades desses 100.000 habitantes e, muito importante, diminuir a acidez natural das águas subterrâneas, sugere-se a instalação de uma Estação de Captação e Tratamento de Água Superficial (ETA), no rio Amazonas, com capacidade de fornecer pelo menos 15.000 m³/dia de água tratada, com pH em torno de 6.0-6.5, a qual seria misturada com as águas ácidas dos poços.

Não menos importante, visando evitar futuras contaminações dos recursos hídricos, é fundamental que se busquem recursos para implantação de um sistema de esgotamento sanitário, acoplado a uma Estação de Tratamento (ETE), que abranja toda a zona urbana de Parintins.

Referências

BRASIL, 2004. Ministério da Saúde. **Portaria nº 518**, de 25 de março de 2004. Brasília: MS. Carvalho, I. G. 1995. **Fundamentos da Geoquímica dos Processos Exógenos**. Salvador: Bureau Gráfica e Editora Ltda.

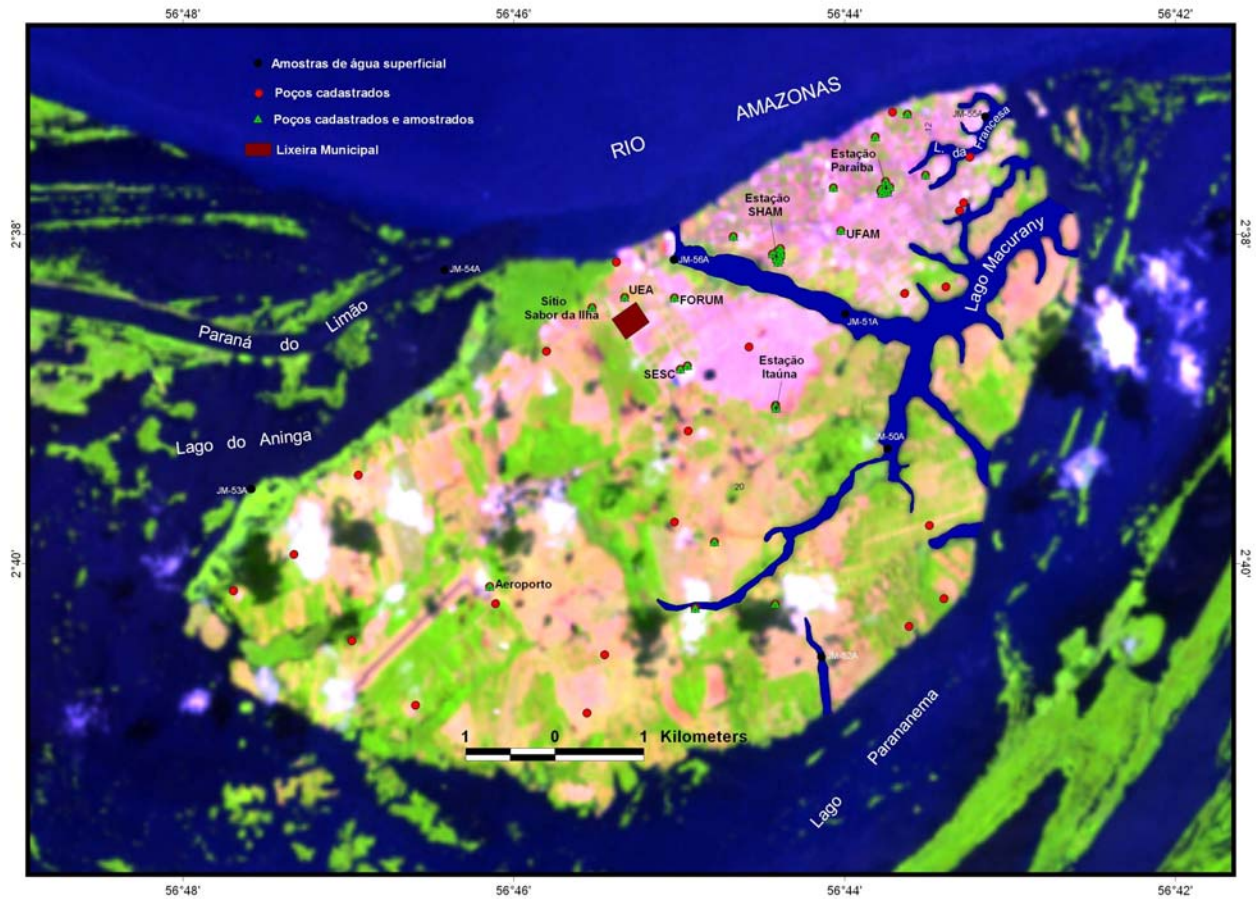


Figura 1: Imagem de satélite com localização da ilha de Parintins, dos poços cadastrados e das amostras de água coletadas.

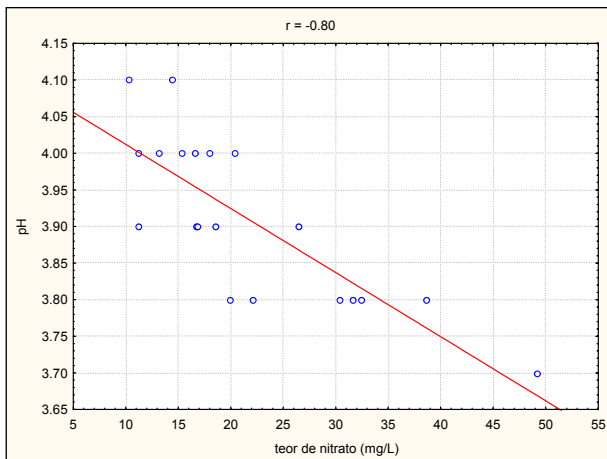


Figura 2: Forte correlação inversa entre os valores de pH e os teores de nitrato nas águas dos poços contaminados em Parintins.

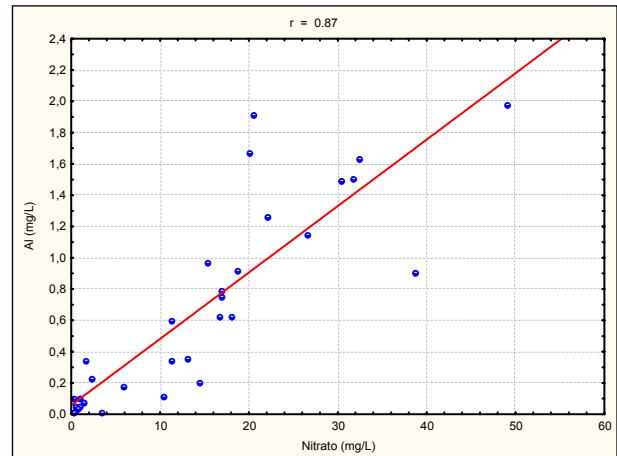


Figura 3: Forte correlação positiva entre os teores de nitrato e os teores de alumínio nas águas subterrâneas de Parintins.

ESTUDO DA DEGRADAÇÃO E DA VARIAÇÃO SAZONAL NA QUALIDADE DOS RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIAIS DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUFRAMA, MUNICÍPIOS DE MANAUS E RIO PRETO DA EVA (AM)

José Luiz Marmos

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. joseluiz@ma.cprm.gov.br

Introdução

O Distrito Agropecuário da SUFRAMA (DAS), com cerca de 6.000 km², está contido entre os municípios de Manaus e Rio Preto da Eva (AM) e abrange parcialmente as bacias hidrográficas dos rios Urubu, Preto da Eva, Cuieiras e Tarumã-Açu, os dois primeiros afluentes do rio Amazonas e os dois últimos do rio Negro. Suas principais vias de acesso são as rodovias BR-174 (Manaus – Boa Vista) e AM-010, ambas pavimentadas (Figura 1). No momento, a SUFRAMA investe em pesquisas científicas na área, como a realização de um projeto de zoneamento ecológico-econômico (ZEE), o qual deverá contribuir para seu desenvolvimento sustentável.

Os estudos de geoquímica ambiental nesse local, no âmbito do ZEE, estão embasados nos resultados das análises físico-químicas realizadas em amostras coletadas nas principais drenagens. Os resultados obtidos permitiram a elaboração de mapas da distribuição regional dos principais elementos químicos presentes nas águas superficiais, bem como a verificação de sua relação com os períodos hidrológicos, de modo a se obter um quadro da situação atual, antes da instalação de novas atividades econômicas na região, o qual será útil para futuras comparações.

Métodos

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos em duas etapas, obedecendo-se ao regime hidrológico da região: a primeira realizada no período de águas baixas a enchentes, tendo sido coletadas 62 amostras de água corrente, e, nos mesmos locais, 62 amostras de sedimentos de fundo de canal. Na segunda etapa, executada no período de águas altas a vazantes, foram feitas amostragens nos mesmos locais da primeira fase, com vistas ao estudo da variação sazonal.

No tocante aos ambientes amostrados, com auxílio das observações feitas no campo e análises das imagens de satélite, as estações foram divididas em duas categorias (Figura 1):

- **ambientais naturais ou preservados**: locais em que, a montante do ponto de coleta, inexistem ou são pouco impactantes as atividades antrópicas;

- **ambientes sob influência antrópica**: locais em que, a montante do ponto de coleta, existem atividades antrópicas em intensidade tal que possam ser consideradas modificadoras das características naturais do meio onde se desenvolvem, como: piscicultura, agropecuária, extração de madeira, núcleos habitacionais, extração mineral (brita) e existência de balneários.

Os tratamentos estatísticos foram realizados procurando-se estabelecer correlações entre os tipos de ambiente, os períodos hidrológicos e as bacias hidrográficas.

Nas amostras de água foram determinadas as concentrações de 22 cátions e 7 ânions, enquanto que nas de sedimentos foram determinados os teores de 35 elementos.

Discussão dos Resultados

Os valores de pH medidos nos igarapés do DAS variaram de 4,1 a 5,7, caracterizando, portanto, águas ácidas. Há uma clara relação entre este parâmetro e os tipos de ambientes

amostrados, sendo que aqueles sob influência antrópica mostram, em média, os maiores valores de pH. A bacia do rio Preto da Eva, de modo geral a mais degradada, foi a que revelou o maior valor médio de pH nos ambientes sob influência antrópica, ou seja, é a que mostra as águas com caráter mais básico. Os resultados também apontam para uma elevação da acidez dos igarapés da região no período de águas altas, muito provavelmente em virtude da maior quantidade de ácidos orgânicos, lixiviados para os vales durante a época chuvosa.

Os teores de oxigênio dissolvido (OD) nas águas superficiais oscilaram de 3,0 a 9,3 mg/L. Em média, nos dois períodos hidrológicos, a bacia do rio Cuieiras é a que revelou as menores taxas de OD, pois as velocidades de corrente, na maioria dos seus tributários, são muito baixas, reflexo da barragem do rio Cuieiras pelas águas do rio Negro, que ocorre durante todo o ano.

As medidas de condutividade elétrica (CE) registraram valores variando de 7,1 a 23,6 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Com exceção da bacia do rio Cuieiras, os igarapés naturais mostram uma elevação de CE durante o período de águas altas, relacionada com o maior afluxo de ácidos orgânicos. Assim, logo após o período chuvoso as águas naturais da região tendem a ser mais ácidas e condutivas.

Fato marcante é a existência, nos dois períodos hidrológicos, de uma consistente correlação inversa entre os valores de pH e condutividade elétrica das águas dos ambientes naturais, a qual é controlada, muito provavelmente, pela maior ou menor presença de ácidos orgânicos em solução. Assim, de modo geral, quanto mais ácidas as águas maior será sua condutividade (Figura 2).

As **águas superficiais** da área de estudo, assim como dos rios amazônicos de águas ácidas negras, mostram uma quantidade muito baixa de sólidos totais dissolvidos, com predomínio, dentre os elementos analisados, de Ca, Mg, Na, K e Cl.

Os cursos d'água cortados pela rodovia BR-174, que possuem seus vales assoreados a jusante dessa rodovia - igarapés Guaraná, Espraiado e Preguiça, registraram teores anômalos para muitos elementos em suas águas e sedimentos. Tais anomalias devem estar refletindo a ocupação antrópica, facilitada pelas vias de acesso, instalada nessas bacias de drenagem. Enfatiza-se que duas amostras de água coletadas no igarapé Guaraná, em duas estações diferentes a jusante da BR-174, revelaram concentrações de Pb acima do valor máximo permitido pela legislação (BRASIL, 2005). Embora a maior parte dos teores encontrados nesses igarapés esteja longe de representar níveis elevados de contaminação, faz-se um alerta sobre o início do processo de degradação que se instala nos mesmos e que requer o devido monitoramento.

O igarapé Urubuí tem sua qualidade ambiental claramente afetada após sua passagem pela zona urbana da cidade de Presidente Figueiredo. A comparação dos resultados analíticos obtidos para amostras de água e sedimentos coletadas a montante e a jusante daquela cidade sustenta essa afirmação. Mesmo os maiores teores encontrados não são preocupantes de imediato, sendo facilmente diluídos pelo rio Urubu, porém já sinalizam o início de processo de degradação nesse ambiente fluvial, para o qual se recomenda um monitoramento efetivo, principalmente quando se tem em conta que o igarapé Urubuí se constitui numa área de recreação local.

Com relação à variação sazonal dos teores das espécies dissolvidas nas águas superficiais, os estudos indicam que, para os elementos que apresentaram resultados consistentes nos dois períodos hidrológicos (Ba, Ca, Fe, Na e Cl), as médias amostrais das concentrações são *estatisticamente* iguais, ou seja, a distribuição dos mesmos não é influenciada pelos períodos hidrológicos. Não obstante, para Ba, Ca e Na há uma tendência de diminuição dos teores com águas altas, em virtude do efeito diluidor provocado pela elevação do nível regional das águas. No período de águas baixas, os resultados indicaram que os ambientes com influência antrópica contêm uma quantidade maior de sólidos totais

dissolvidos quando comparados com os ambientes naturais. Além disso, constata-se que a bacia do rio Cuieiras, a menos habitada, é a que apresenta o menor conteúdo de íons totais presentes, ao passo que a bacia do rio Preto da Eva, a mais ocupada, é a que registra o maior contraste entre os teores dos ambientes naturais e os teores dos ambientes com influência antrópica.

Os **sedimentos fluviais** da área são empobrecidos em alcalinos e alcalino-terrosos - Ca, Mg, Na e K, fruto da composição química do substrato geológico regional (arenitos da Formação Alter do Chão), e enriquecidos em Fe e Al, que se concentram nos perfis intempéricos atuais.

No período de águas baixas, para as bacias do rio Preto da Eva e Tarumã-Açu os conteúdos médios de metais pesados em sedimentos ilustram bem a distinção entre os ambientes naturais e os ambientes com influência antrópica, estes últimos mostrando teores mais elevados.

Os teores médios da grande maioria dos metais pesados encontrados nos sedimentos (Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mo, Ni, Pb, Ti e Zn) são significativamente maiores no período de águas altas, em virtude, talvez, de um maior acúmulo de matéria orgânica, que possui a facilidade de fixar elementos metálicos junto aos detritos minerais no fundo dos canais dos igarapés barrados pelos rios principais neste período.

Inúmeras amostras de sedimentos coletadas no período de águas altas registraram teores de Fe, Cd, Cr e Ni acima do limiar superior de risco (BRASIL, 2004a), com destaque para os igarapés Campina e da Cachoeira, na bacia do rio Cuieiras, representantes de ambientes naturais. Todavia, a eventual “contaminação” desses sedimentos deve-se, muito provavelmente, a fatores naturais de caráter regional, isto é, à elevação dos conteúdos de matéria orgânica nos fundos dos igarapés associada com a elevação do nível das águas.

Já a distribuição do Al em sedimentos é muito pouco influenciada pela variação dos períodos hidrológicos, tanto no teor médio como na sua distribuição espacial. A zona de maior concentração desse metal está situada em um trecho ao longo da rodovia BR-174 em região sabidamente portadora de arenitos com alto teor de caulim.

A maior parte dos parâmetros de comparação utilizados (pH, concentração total das espécies dissolvidas na água, teor médio de metais pesados nos sedimentos) mostra claramente que a divisão dos pontos de amostragem em ambientes naturais e ambientes sob influência antrópica foi satisfatória, já que a utilização desses parâmetros ilustra bem o contraste entre os dois tipos de ambiente. Nesse sentido, destaca-se que o período de amostragem mais adequado para gerar distinções químicas entre ambientes naturais e antropizados é o de águas baixas.

De modo similar, os parâmetros comparativos (notadamente o teor de metais pesados em sedimentos, utilizando-se uma metodologia desenvolvida por NASCIMENTO 2003) indicam que a bacia do rio Preto da Eva é a que se apresenta mais impactada por atividades antrópicas, seguida pela bacia do rio Tarumã-Açu, ambas as únicas cujas cabeceiras encontram-se totalmente inseridas na área do DAS, enquanto a bacia do rio Cuieiras é apontada como a menos degradada. De fato, é a bacia do rio Preto da Eva que apresenta a mais intensa ocupação antrópica, em contraponto à bacia do Cuieiras, a menos ocupada, em virtude das dificuldades de acesso ao seu interior. De qualquer maneira, os níveis de degradação química detectados, em todas as bacias, são baixos, ficando o alerta para os cuidados que se deve manter na sua conservação.

Referências

BRASIL, 2004. Ministério da Saúde. Portaria nº 518, de 25 de março de 2004. Brasília: MS.

BRASIL, 2005. Conselho Nacional de Meio Ambiente. Resolução CONAMA nº 357, de 17 de março de 2005. Brasília: MMA.

Nascimento, M. R. L., 2003. Proposição de valores de referência para concentrações de metais e metalóides em sedimentos límnicos e fluviais da bacia hidrográfica do rio Tietê, SP. Tese de Doutorado. São Carlos: UFSCar.

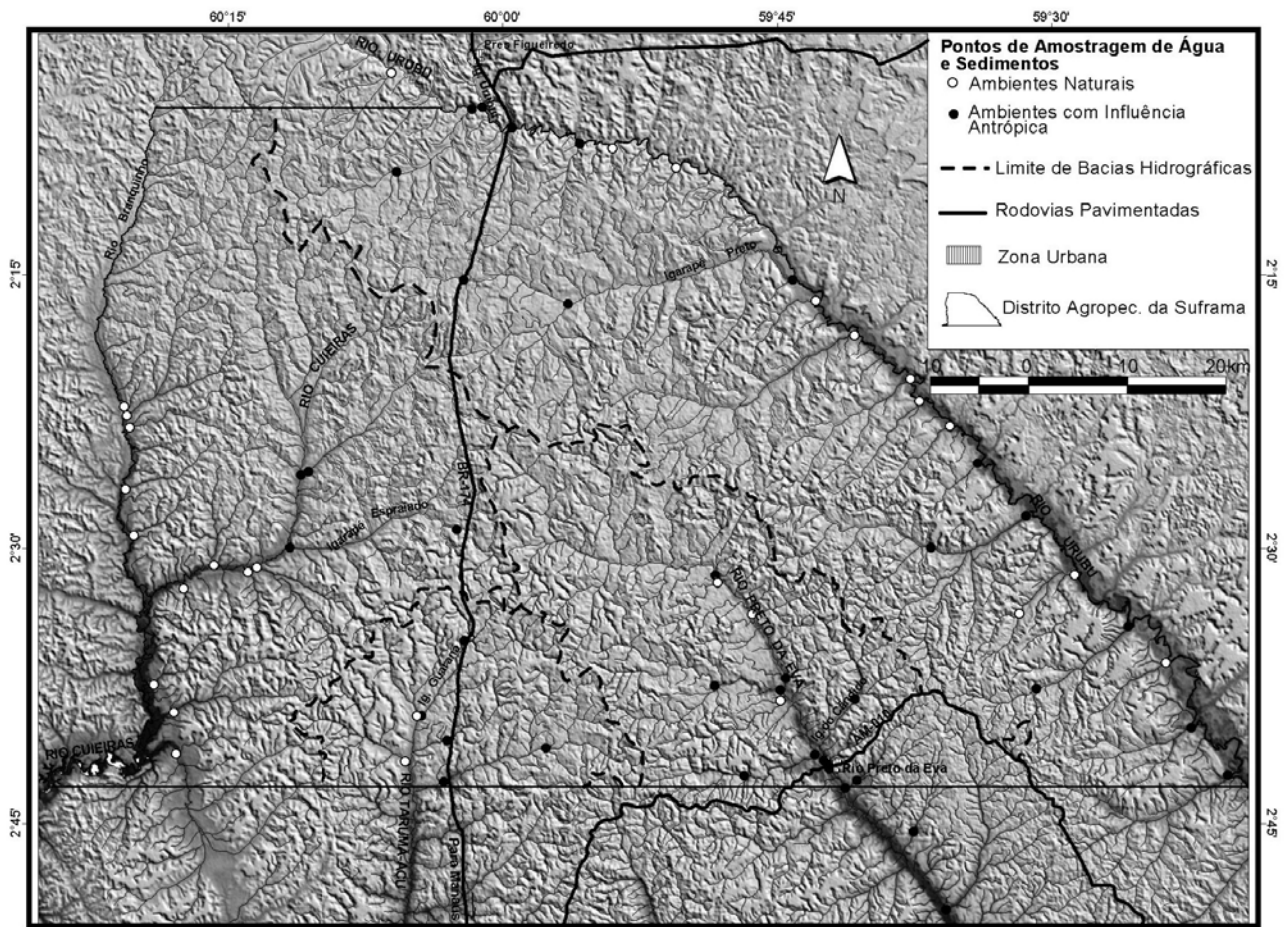


Figura 1: Imagem de radar com localização do Distrito Agropecuário da Suframa e pontos de amostragem geoquímica

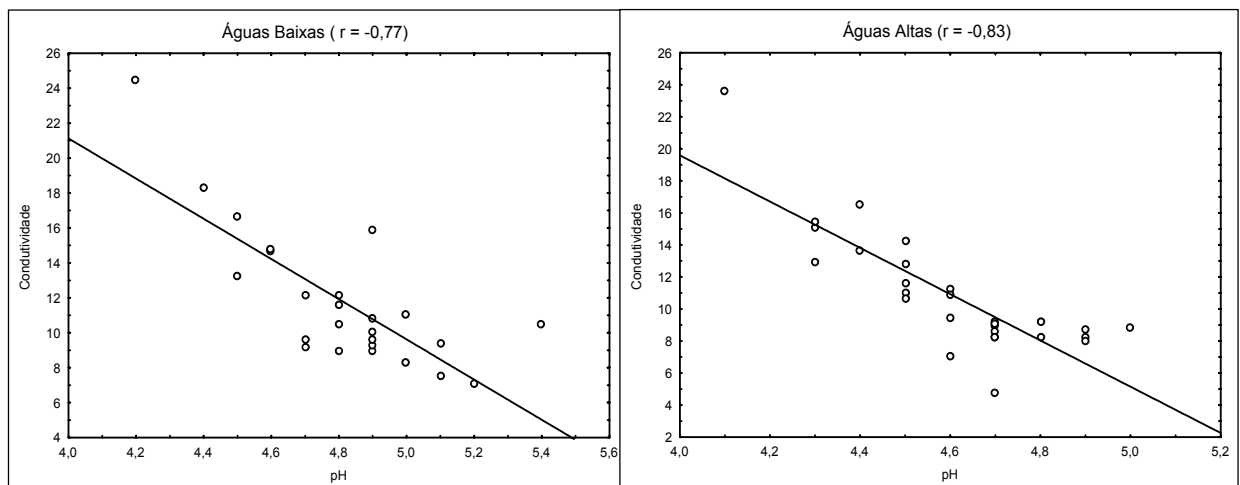


Figura 2: Correlação inversa entre os valores de pH e condutividade elétrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) das águas dos ambientes naturais.

GEOQUÍMICA DOS SOLOS COM TERRA PRETA ARQUEOLÓGICA EM CAXIUANÃ (AMAZÔNIA ORIENTAL) E SUA INFLUÊNCIA NO CULTIVO DA MANDIOCA

Marciléia S.Carmo¹, Marcondes L. da Costa², Dirse C. Kern³

¹ Bolsista Pós-graduação-CNPq, CG/UFPa. marcileia@ufpa.br

² Pesquisador-Bolsista PQ/CNPq, CG/UFPa. mlc@ufpa.br

³ Depto. de Ecologia-MPEG. kern@museu-goeldi.br

Introdução

A Floresta Nacional de Caxiuanã (Flona-Caxiuanã) localizada nos municípios de Melgaço e Portel no estado do Pará na margem esquerda da Baía de mesmo nome possui uma ampla distribuição de sítios com solos tipo Terra Preta Arqueológica (TPA) que ocupam as partes mais altas da paisagem. As Terras Pretas formaram-se, principalmente, sobre latossolos amarelos desenvolvidos de sedimentos lateríticos maduros e imaturos de natureza caulinitica da Formação Alter do Chão (Costa *et al.* 2002). A relação destas terras pretas com a ocupação pré-histórica é indicada pela grande abundância de fragmentos cerâmicos e ainda artefatos líticos. A cor negra é devido a matéria orgânica, que nas TPA's de Caxiuanã é de 7% em média, enquanto nos latossolos amarelos da Amazônia não ultrapassa 2% (Falesi 1984). Os elementos Ca, Mg, Mn, P, Zn e C, são relativamente elevados nas TPA's, quando comparados com solos amazônicos, tornando-as agronomicamente férteis (Kern 1988, Kern 1996). Nelas é desenvolvida agricultura de subsistência, cultivando-se principalmente a mandioca (*Manihot esculenta Crantz*). Esta é a principal fonte de calorias para as comunidades de Caxiuanã, seguida pelo açaí (*Euterpe oleracea Mart*) e o peixe, este a fonte principal de proteína. Diante da relativa elevada fertilidade desses solos e seu uso quase continuado para agricultura de subsistência, iniciou-se uma pesquisa multi-disciplinar no sentido de avaliar o impacto dessa atividade continuada sobre esses solos, do porque deles permitirem esta continuidade, o que não ocorre com os outros solos amazônicos, bem como avaliar a transferência de algumas assinaturas geoquímicas destas terras para as populações consumidoras de longo termo, via dieta alimentar, especialmente a mandioca. Este é o principal objetivo deste trabalho.

Materiais e Métodos

Os pontos selecionados para este estudo foram um sítio e dois roçados: Sítio Raimundo com TPA sem roçado (TPA/SR) e AD sem roçado (AD/SR), roçado Conceição com TPA cultivada (TPA/CR) e roçado Martinho com área AD com roçado (AD/CR), (Fig.1).

Coleta de Amostras

Trincheiras foram escavadas para observação das propriedades físicas dos solos e coleta do solo por horizonte. Nos roçados foram coletadas alíquotas de raízes e folhas da mandioca. Alíquotas de cabelo humano foram retiradas de indivíduos de duas famílias de Caxiuanã, que consomem a mandioca dos roçados investigados. O cabelo foi coletado da região occipital a uma distância de 10mm do couro cabeludo.

Análises

As amostras de solo foram secas e peneiradas em malha de 0,0625 mm, para análise química e mineralógica; e em malha de 2 mm para obter a terra fina seca ao ar (TFSA) para

análise de fertilidade. A análise mineralógica foi realizada no Centro de Geociências da UFPA (CG/UFPA), por difração de raios-x. As análises químicas concentraram-se nas determinações de SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O, MgO, Fe₂O₃ e TiO₂ totais, nos laboratórios de via úmida e AAS do CG/UFPA e no Actlab Laboratories no Canadá e de fertilidade do solo (P, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, H⁺+Al³⁺), pH em H₂O e KCl 1N e carbono orgânico nos laboratórios do Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG), segundo os procedimentos da EMBRAPA (1999). Além disso, se determinou complementarmente Hg total, no Laboratório de Meio Ambiente do Instituto Evandro Chagas (IEC), em Belém, por EAA-VF, sendo empregado o material de referência IAEA-SL-1. As amostras de mandioca (raízes e folhas) foram descascadas obtendo assim amostras de películas suberosas (PL), entrecasca (EC) e polpas (P). As amostras foram secas, pulverizadas em gral de porcelana e submetidas as análises químicas no laboratório Acme, e no laboratório do IEC foi analisado o Hg total, utilizando o material de referência GBW 07604. As amostras de cabelo foram cortadas em segmentos tão curtos quanto possíveis e submetidas à lavagem com acetona e água bidestilada. Após a lavagem foram secas em temperatura ambiente (20°C) para a análise química do Hg total no laboratório do IEC, utilizando como referência GBW 07601.

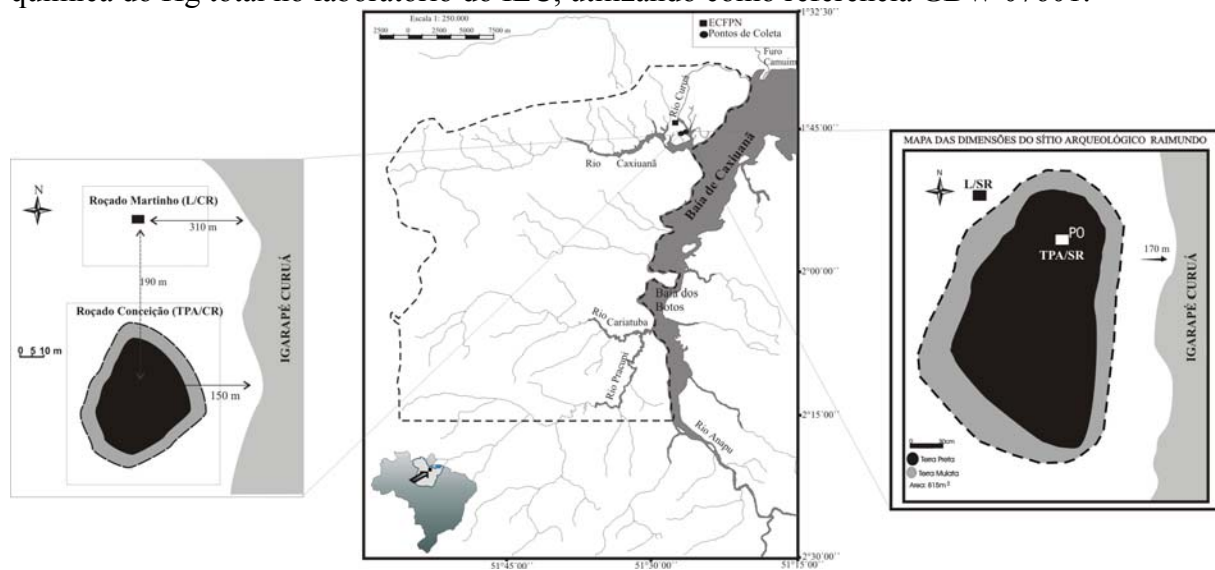


Figura 1- Localização da região de Caxiuanã e as áreas de TP e adjacentes com e sem cultivar.

Resultados e Discussões

A área com TPA sem roçado é de 2,3 ha, com contorno elipsoidal e eixo maior na direção norte-sul, paralelo à margem do Igarapé Curuá. Os perfis com TPA apresentaram horizonte A de cor preta (10Y R2/1) e muitos fragmentos cerâmicos com uma espessura média de 19 cm. O perfil sem roçado apresentou textura franco argiloso e o com roçado textura franco arenoso, ambos com horizonte B muito argiloso. Os perfis de solo em áreas adjacente (AD) apresentaram um horizonte A com espessura média 11 cm, cor e muitos fragmentos de carvão. O perfil sem roçado apresenta horizonte A de cor marrom escuro (10Y R3/3) e textura franco argilo-arenoso e o com roçado cor marrom acinzentado muito escuro (10Y R3/2) e textura areia franca.

Enquanto os perfis de solo TPA se assemelham entre si, divergindo em parte na profundidade, se distinguem dos latossolos amarelos pela maior profundidade ou espessura dos horizontes A e pela textura mais franco-arenosa. A textura do solo variou de arenoso a argiloso com conteúdos médio de areia total e argila total de 53% e 25%, respectivamente.

Os solos nas áreas adjacentes (AD) são relativamente mais ácidos (pH 3,81 a 4,28) que a TPA (pH 4,22 a 6,27) e o pH tende a aumentar com a profundidade, enquanto que nos perfis com TPA diminui com a profundidade.

Composição Química e Mineralógica

A mineralogia dos perfis de solos está representada por quartzo, caulinita, goethita (hematita) e anatásio, sendo que os dois primeiros são dominantes. As análises químicas mostram que os dois sítios com TPA são quimicamente semelhantes entre si, mas divergem da composição de outros sítios com TPA em Caxiuana, onde os demais muito mais ricos em SiO_2 e conseqüentemente mais pobres em Al_2O_3 , ou seja, mais pobres em caulinita e mais ricos em quartzo. A composição mineralógica e química é comparável com a maioria dos solos tipo latossolos e podzólicos da Amazônia. Destacam-se, no entanto, os teores de CaO e MgO, principalmente o primeiro, que são relativamente significativos para solos amazônicos. Os resultados das análises de macro e micronutrientes nos solos com TPA estudados comparados com outros mostram que Ca, Mg, Zn, Mn trocáveis estão na mesma ordem de grandeza, exceto o Ca que está mais enriquecido nas TPA estudadas. O K encontra-se em níveis muito baixo, possivelmente denunciando o uso continuado da área, da mesma forma que o P, que embora seja bastante alto, o disponível está muito baixo. Estes dados associados aos altos conteúdos de C orgânico mostram que solos com TPA investigados com roçado ou não, ainda preservam a sua relativa alta fertilidade, mas aparentemente estão perdendo-a como mostram os valores de K, P e Zn, empobrecidos. Os teores médios de Hg total em TPA e latossolo com mandioca foram $0,254 \mu\text{g.g}^{-1}$ e $0,251 \mu\text{g.g}^{-1}$, respectivamente, portanto praticamente iguais nos dois materiais. Esses valores são superiores aqueles de outros sítios em Caxiuana e também acima dos valores normais mundiais aceitos para solos não impactados.

Dos elementos químicos determinados na mandioca a maioria mostrou concentrações mais elevadas nas folhas (Fig. 2), principalmente K, Ca, Mg, P e Na, ou seja dos macronutrientes, fato comum nas folhas dos vegetais. Por outro lado Au e Hg concentram-se na película. A polpa, a parte da raiz que é empregada na alimentação, é mais pobre nas concentrações dos elementos analisados, sem distinção, e a entrecasca mostra valores entre a polpa e película. A concentração média de Hg na mandioca, por exemplo, na película, cultivada em TPA foi $0,018 \mu\text{g.g}^{-1}$, enquanto que em latossolo foi $0,014 \mu\text{g.g}^{-1}$, portanto praticamente iguais entre si. Os valores de Hg nos solos TPA e latossolos, também são iguais, como mostrado acima. Como a parte comestível da mandioca é geralmente a polpa, cujos valores de Hg são muito baixo, média de $3 \mu\text{g.kg}^{-1}$, o que está abaixo dos limites de tolerância biológica (LTB) da OMS ($6 \mu\text{g.g}^{-1}$). As folhas são apreciadas como alimento, porém seu uso não é cotidiano. Estas apresentam valores de Hg da ordem de $11 \mu\text{g.kg}^{-1}$. Neste caso estão acima do LTB, podendo contribuir para distúrbios na saúde humana. Do ponto vista nutricional as folhas e películas seriam os mais adequados, porém pobres em carboidratos.

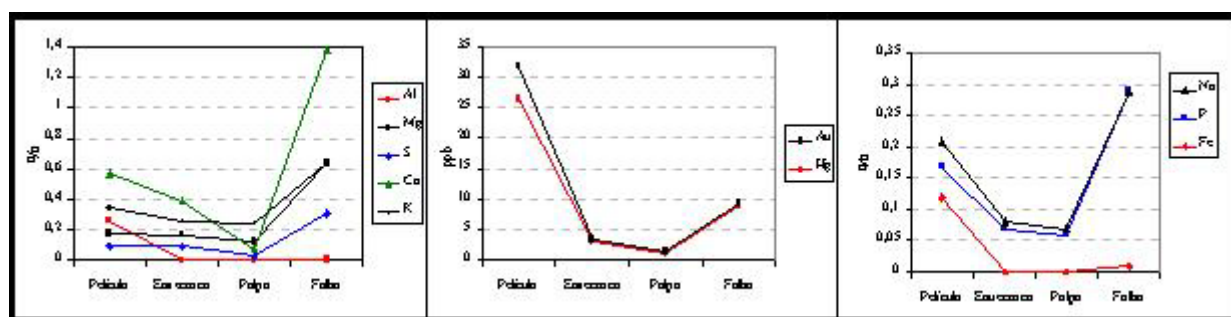


Figura 2- Distribuição dos elementos na película, entrecasca, polpa e folha de mandioca.

A transferência no sistema solo-vegetal foi deduzida através do coeficiente de absorção biológico, CAB (Cunha *et al.* 1990). A mandioca cultivada na TPA apresentou CAB na faixa de 0,29 a 3,32 e em latossolo o CAB está na faixa de 0,9 a 5,7. Em ambos os

solos o CAB mostra uma absorção intermediária na entrecasca e na polpa, e forte na película e folha (segundo os índices de Perelman 1966 *apud* Nagaraju & Karimulla 2002) como era de se esperar.

Os valores de Hg em cabelo humano estão na faixa de 1,57 a 9,56 µg/g com média de 5,62 µg/g, valores esses dentro do limite de tolerância biológica da OMS (até 6 µg/g de Hg em cabelo). Assim, embora não haja fonte de contaminação mercurial, a população de Caxiuanã tende a acumular Hg em níveis acima do valor de referência da OMS, refletindo provavelmente os valores naturalmente mais elevados dos solos de Caxiuanã, com 250 µg/g, quando o *background* mundial é de 0,03 µg/g.

Conclusões

As terras pretas aqui investigada na região de Caxiuanã apresentam perfil pedológico similar as demais de Caxiuanã e da Amazônia em geral, inclusive no que concerne ao material cerâmico. Sua composição mineralógica também é equivalente, no entanto são menos pobres em SiO₂ e mais ricas em Al₂O₃, o que responde pelo seu maior teor de caulinita. O conteúdo de MO é alto e similar as demais TPA's nos horizontes A. As concentrações dos elementos como Ca, Mg, Mn, Zn e P total são relativamente altos quando comparados aos solo em geral da Amazônia, e comparáveis aos da TPA de Caxiuanã e da Amazônia. No entanto os teores de P disponíveis são muitos baixos, creditados ao uso continuado da TPA para agricultura de roçado, da mesma forma que os teores totais de K₂O. Portanto, é provável que o uso da TPA para agricultura tipo roçado esteja progressivamente exaurindo as suas reservas de nutrientes, como era de se esperar, porém de forma menos intensa do que os solos comuns da Amazônia, que pode estar sendo controlado pelo conteúdo e tipo de matéria orgânica (Glaser 2002). A concentração média de Hg na mandioca cultivada em TPA é praticamente igual em latossolo. Assim, a população de Caxiuanã tende a acumular Hg em níveis acima do valor de referência da OMS, refletindo provavelmente os valores naturalmente mais elevados dos solos de Caxiuanã.

Agradecimentos

Ao CNPq pelo apoio financeiro através dos projetos SelenMerAs- Proc. 476.874/01-7 (período 2002 a 2004) e Geosedintama- Proc. 471109/03-7 (período 2004 a 2006) e a bolsa de doutorado com taxa de bancada. Ao MPEG pelo apoio financeiro através do projeto Transferência de elementos químicos na cadeia solo-vegetal-homem na região de Caxiuanã. Ao IEC pelo uso dos laboratórios da COEHMA.

Referências Bibliográficas

- EMBRAPA. 1999. *Manual de Análises químicas de Solos, Plantas e Fertilizantes*. Embrapa Solos. Brasília: Embrapa Comunicação para Transferências de Tecnologia, 370p.
- Costa, M. L., Kern, D. C., Behling, H., Borges, M. S. 2002. Geologia. Parte III Geologia & Solos. In: Pedro Lisboa. *Caxiuanã: populações tradicionais, meio físico & diversidade biológica*. MPEG, Belém-PA, p 179-205.
- Cunha, M. C. L., Dani, N., Formoso, M. L. L. 1990. A importância do estudo biogeoquímico na mobilidade dos elementos residuais em ambiente supergênico. *Rev. Bras. Geoc.* **20**(1-4):173-177.
- Falesi, I. C. 1984. Estado atual de conhecimento de solos da Amazônia Brasileira. *Anais Proceedins Anales. 1º Simpósio do Trópico Úmido*. Vol I Clima e Solo. Embrapa. 138-191.
- Glaser, B., Haumaier, L., Guggenberger, G., Zech, W. 2001. The "Terra Preta" phenomenon: a model for sustainable agriculture in the humid tropics. *Naturwissenschaften*. **88**: 37-41.
- Kern, D. C. 1988. *Caracterização Pedológica de solos com terra preta arqueológica na região de Oriximiná-PA*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Solos. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 231p.
- Kern, D. C. 1996. *Geoquímica e pedogeoquímica em sítios arqueológicos com terra preta na floresta nacional de Caxiuanã (Portel-PA)*. Tese de Doutorado. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. 124p.
- Nagaraju, A. & Karimulla. 2002. Accumulation of elements in plants and soils in and around Nellore mica belt, Andhra Pradesh, Índia-a biogeochemical study. *Environmental Geology*. **41**: 852-860.

DIAGNÓSTICO AMBIENTAL DO IGARAPÉ DOS TANQUES, MUNICÍPIO DE PORTO VELHO/RO

Gilmar José Rizzotto^{1,2} & Antonio Hernandes Torres¹

¹Departamento de Ciências Biológicas, Faculdades Integradas Aparício Carvalho – FIMCA, Porto Velho.

²CPRM – Companhia de Pesquisa Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil, Residência de Porto Velho.
ahtorres@usp.br, gilmarizz@pv.cprm.gov.br

Resumo

O presente trabalho teve como principal objetivo avaliar a qualidade das águas e realizar um diagnóstico ambiental da microbacia do Igarapé dos Tanques. Para tanto, valeu-se de um levantamento a partir da localização georreferenciada de todo o percurso do respectivo igarapé, assim como da obtenção de informações (entrevistas com os moradores adjacentes às margens do igarapé), levantamento fotográfico, de aspectos do meio físico e coleta de amostras de água para as devidas análises laboratoriais. A partir disso, o diagnóstico ambiental executado mostrou uma dura e preocupante realidade: poluição em grau elevadíssimo das águas do Igarapé dos Tanques. Poluição essa que vai desde a presença exorbitante de coliformes fecais e totais, graxas, óleos, detergentes, resíduos sólidos, além de outros poluentes, os quais descaracterizaram quase que por completo as "águas" do Igarapé dos Tanques.

Assim sendo, as águas dos igarapés são consideradas impróprias para a balneabilidade, além da sua inutilização para consumo e irrigação.

Introdução

Muitas das cidades brasileiras iniciaram a sua ocupação e desenvolvimento as margens de um rio. O início da cidade de Porto Velho, capital do Estado de Rondônia, não foi diferente. Localizada na margem direita do rio Madeira, teve seu crescimento e expansão propiciada pelo principal, senão único, meio de transporte para aquela época. Em segundo plano, mas não menos importante, o Igarapé dos Tanques, localizado na porção central do perímetro urbano de Porto Velho, foi em épocas não muito distantes, local de lazer e de abastecimento da população que se assentou às suas margens. A falta de informação, o baixo grau de instrução da população, aliados a incompetência governamental e a ocupação desordenada, contribuiu para que o igarapé se transformasse numa calha coletora de resíduos domésticos, industriais e comerciais.

Materiais e Métodos

Amostragem

Foram escolhidos 10 pontos de coleta de amostras de água para análises físico-químicas e bacteriológicas. Os pontos abrangeram desde a nascente até a foz do curso de água. Os pontos foram selecionados por apresentarem características representativas das várias condições do igarapé. A localização geográfica foi obtida na ocasião da coleta das amostras de água, por meio de aparelho GPS (*Global Position System*). A localização dos pontos está mostrada na Tabela 1.

Ponto de coleta de água	Localização geográfica (UTM)
Ponto 1	9030862 – lat 403450-long
Ponto 2	9030950 – lat 403326-long
Ponto 3	9031908 – lat 402769-long
Ponto 4	9032318 – lat 402384-long
Ponto 5	9032424 – lat 401042-long
Ponto 6	9033534 – lat 400831-long
Ponto 7	9034198 – lat 401607-long
Ponto 8	9035256 – lat 400908-long
Ponto 9	9034640 – lat 400187-long
Ponto 10	9033810 – lat 399574-long

Tabela 1. Localização geográfica dos pontos de coleta de água no Igarapé dos Tanques

Análise físico-química e bacteriológica da água

A análise consistiu na subdivisão de 10 pontos de coleta, ao longo do curso do igarapé. Em cada ponto foram coletadas amostras para as análises físico-químicas e bacteriológicas. Foram feitas também análises da condição do entorno dos pontos de coleta no que se refere à preservação da mata ciliar e outros parâmetros ambientais.

O material utilizado para as análises passou por lavagem e esterilização a 120 °C. A água dos pontos de coleta foi previamente filtrada. As análises foram feitas com a água a 25 °C. Choveu em todos os pontos de coleta em um intervalo de 24 horas anteriores ao procedimento. A temperatura da água nos pontos de coleta foi uma média de $28,3 \pm 0,4$ °C (N=9).

As análises físico-químicas da água quantificaram os seguintes parâmetros:

- A – pH
- B – Condutividade específica (em $\mu\text{S}/\text{cm}$)
- C – Amônia (em mg/l de N)
- D – Fenóis (em mg/l)
- E – Nitrogênio nitrito (em mg/l)
- F – Sulfato (em mg/ de SO_3)

As análises bacteriológicas da água quantificaram os seguintes parâmetros:

- A – Coliformes totais/100 ml
- B – Coliformes fecais/100 ml
- C – Coliformes não fecais/100 ml

Para as análises bacteriológicas foi utilizado o método de membrana filtrante 24 h/meio de Cultura, Chromocult Coliform Agar. Os resultados foram comparados com as resoluções brasileiras para qualidade de água - Resolução CONAMA N° 274, de 29 de novembro de 2000 e Resolução CONAMA N° 357, Art.16, Item II DE 17 DE MARÇO DE 2005.

Resultados

Os resultados das análises físico-químicas e bacteriológicas das amostras dos 10 pontos de coleta estão mostrados na Tabela 2. O pH variou de 6,1 a 6,9. Os limites da condutividade específica ficaram entre o mínimo de 159,0 e o máximo de 250,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Os fenóis variaram de 0,04 até 0,57 mg/l.

A concentração de nitrito, em mg/l, variou em até 60 vezes, entre o mínimo de 0,01 no ponto 1 até o máximo de 0,60 no ponto 10. A concentração de sulfato (SO_3), em mg/l, variou entre 2,7 até 24,1.

A detecção de agentes patogênicos causadores de doenças, numa amostra de água, é muito difícil em razão de suas baixas concentrações. Utiliza-se então a análise de bactérias indicadoras da contaminação fecal. A *Escherichia coli* é abundante nas fezes humanas e de animais, tendo, somente, sido encontrada em esgotos, efluentes, águas naturais e solos que tenham recebido contaminação fecal recente. Ressalte-se que dentre os coliformes, esta é a única que seguramente provém de fezes humanas ou de animais, pois, apresenta como hábitat natural o trato intestinal do homem e dos outros animais de sangue quente.

Em todas as amostras das águas do Igarapé dos Tanques o número de coliformes fecais ultrapassou infinitamente os limites permitidos pelas Resoluções do CONAMA.

Conclusões e Recomendações

Os resultados acima apontados indicam que a qualidade das águas do Igarapé dos Tanques, quanto à balneabilidade, está na categoria "IMPRÓPRIA" para recreação de contato primário. Portanto, as águas com a presença de coliformes fecais (*Escherichia coli*) sendo considerada como a clássica indicadora da possível presença de patógenos entéricos nas águas. A constatação de valores elevados de coliformes fecais nas águas indica a contaminação fecal, que poderá colocar em risco a saúde dos usuários, sendo que a gravidade do risco depende da saúde da população geradora da poluição e do grau de imunidade dos banhistas.

É grande o risco de a população humana contrair doenças em águas impróprias. Isto porque a presença de *E. coli*, em número superior a 2000 nmp/100 ml, é um indicativo da existência de microorganismos patogênicos nestas águas, e que podem acarretar doenças ao homem, tais como: febre tifóide, febre paratifóide, cólera, disenteria bacilar, amebíase, otite infecciosa, poliomielite e hepatite infecciosa. Em relação às características físico-química as águas do Igarapé dos Tanques encontram-se dentro dos limites, com exceção de Fenóis, (conforme Resolução CONAMA Nº 357, Art.16, Item II DE 17 DE MARÇO DE 2005). Os fenóis são compostos orgânicos aromáticos que podem contaminar os solos e, conseqüentemente, lençóis freáticos adjacentes às indústrias madeireiras, onde a utilização de matérias-primas que têm na sua composição lenhina é uma constante. Também presente nas descargas de efluentes industriais, indústrias de processamento da borracha, de colas e adesivos, de resinas impregnantes, de componentes elétricos (plásticos) e de siderúrgicas, entre outras. Esta substância quando decomposta em anaerobiose origina compostos fenólicos. Relativamente aos seus efeitos, quando da ingestão acidental, por parte dos seres humanos, os sintomas conhecidos pela intoxicação com esta substância são náuseas, vômitos, dores na cavidade bucal entre outros.

No intuito de diminuir ou até mesmo cessar as agressões do meio físico e fornecer sugestões que possam amenizar as péssimas condições das águas do Igarapé dos Tanques, faz-se algumas considerações: urge uma campanha informativa à população visando uma mudança radical nos seus hábitos rotineiros no tocante a disposição final dos resíduos e/ou lixo sólidos e líquidos. Para tanto, é fundamental que as autoridades propiciem condições físicas e financeiras para a construção de fossas sépticas, sumidouros e local adequado de disposição dos resíduos; promover a educação ambiental através do incentivo para realizar a

recuperação da mata ciliar; promover a redução ou a desocupação humana ao longo de suas margens; Investir na implantação de rede coletora de esgotos sanitários e industriais e criar espaços de lazer ao longo do igarapé (quando da sua recuperação), ao mesmo tempo em que se faça a prática de vigilância e controle ambiental. A instalação de placas indicando o resultado das análises deveria ser contemplada pelos órgãos responsáveis nos locais monitorados e a cor azul indica água própria e a vermelha imprópria para banho. Estas se destinam a alertar os banhistas para que evitem os locais impróprios para banho.

Agradecimentos

Os autores agradecem aos técnicos do Laboratório de análise de águas da SEDAM – Secretaria de Desenvolvimento Ambiental do Estado de Rondônia e a CPRM – Residência de Porto Velho/RO

Referências Bibliográficas

Leal, Márcia Souza. Gestão Ambiental de Recursos Hídricos: princípios e aplicações. Rio de Janeiro: CPRM, 1998

Comissão Mundial sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento, 1991. Nosso futuro comum. Rio de Janeiro, Ed. FGV.

OS LAGOS DO LAVRADO DE BOA VISTA - RR

Maria E. N. da S. Meneses, Marcondes L. da Costa, José Augusto V. Costa

Universidade Federal do Pará - UFPA
ecilene@ufpa.br, mlc@ufpa.br, vieira@dgl.ufrr.br

Introdução

De acordo com Berner e Berner (1996), os lagos constituem apenas 0,01 % de toda a água existente no planeta e cobrem uma área equivalente a 3 % de sua superfície. No entanto, são de fundamental importância para os homens e animais, uma vez que, suas águas estão presentes nas mais variadas atividades humanas, como por exemplo, na captação de água para irrigação, atividades industriais, lazer e recreação, além representar uma importante fonte de água potável.

Os lagos encontrados atualmente na superfície da Terra, tiveram origem em épocas recentes (Pleistoceno e Holoceno) da história geológica da terra. Sendo seu aparecimento resultante de fenômenos endógenos ou exógenos. Adotando como critério seus aspectos genéticos, Hutchinson apud Esteves (1998), classificou os lagos do globo em diversos grupos, como por exemplo, lagos tectônicos, vulcânicos, glaciais, de dissolução e erosão, eólicos e fluviais. No Brasil, a maioria dos lagos é de origem fluvial, sendo encontrados predominantemente na região amazônica, que por sua vez, abrange também outras paisagens lacustres cujas origens ainda apresentam-se incógnitas. Um dos exemplos é encontrado na porção nordeste do estado de Roraima. Essa região é formada por uma superfície plana e baixa, coberta por savanas, onde se observa a presença de inúmeros lagos (Franco et. al, 1975). Estes lagos ainda pouco documentados aparecem em toda a região de lavrado, concentrando-se principalmente no interflúvio dos rios Cauamé e Muçajá, nas proximidades da cidade de Boa Vista, capital do Estado (coordenadas 60° 30'; 61° 00' W e 2° 30'; 3° 00' N) (Fig. 1). Com o objetivo de conhecer a gênese destes lagos, entender a sua dinâmica atual, e identificar possíveis impactos antrópicos sobre os mesmos, foi desenvolvido o presente trabalho.

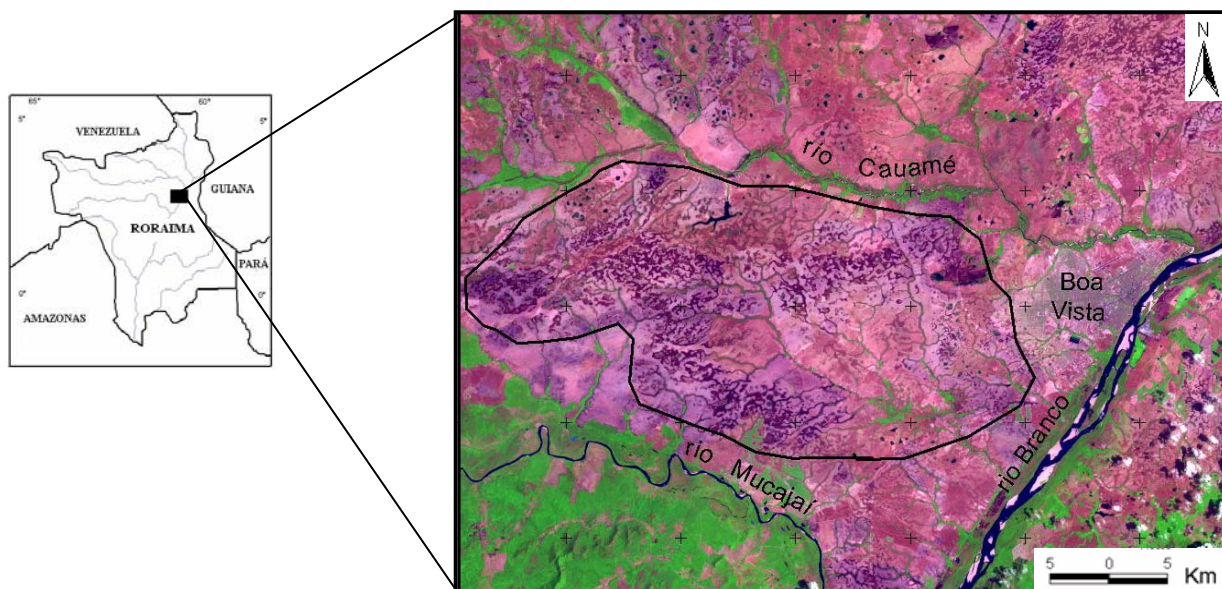


Figura 1 – Localização geográfica do campo de lagos (área delimitada pelo polígono) no lavrado, delineado pelos rios Muçajá, Cauamé e Branco, a oeste da cidade de Boa Vista.

Características da Área

O clima da região é tropical úmido com predomínio de savanas, enquadrando-se, portanto no tipo “A” subtipo Awi na classificação de Köppen. O verão chuvoso tem duração de seis meses (abril a setembro) e o período seco estende-se do mês de outubro ao mês de março, com uma precipitação média anual em torno de 1.750 mm. Os valores médios de temperatura mensais variam entre 23 e 31 °C, com uma média anual de 27,4 °C. A drenagem da área é composta pelo rio Branco, (principal curso fluvial da região) e seus tributários como, por exemplo, os rios Cauamé e Mucajaí e vários igarapés, além dos inúmeros lagos (objeto deste estudo) e extensas áreas brejosas. A vegetação é formada por savanas graminosa e parque. A savana do tipo graminosa constitui-se de um estrato herbáceo dominado por poáceas ocorrendo preferencialmente em áreas de relevo plano bordejando os lagos. Já a savana parque se diferencia da graminosa, pela presença marcante de espécies arbustivas tais como: a *Curatella americana*, (caimbé) e *Byrsonima crassifolia* (murici), ocorrendo nas áreas que constituem os divisores de drenagem. A *Mauritia flexuosa* conhecida popularmente como buriti, também aparece nesse cenário, ocorrendo ao longo dos igarapés e em áreas brejosas formando as veredas. O relevo está representado principalmente pela unidade morfológica denominada por Franco *et. al* (1975) como Pediplano do Rio Branco - Rio Negro, que configura-se em uma extensa superfície aplainada, com altitudes que variam de 87 a 140 metros acima do nível do mar, sendo em alguns locais interrompida pelos inselbergs que se elevam na região. A geologia é formada pelos sedimentos terciários da Formação Boa Vista (Melo *et. al*, 1978) os quais recobrem o embasamento cristalino do Complexo das Guianas. Esta unidade é constituída por sedimentos predominantemente arenosos, inconsolidados, mal selecionados, com argilas arenosas e níveis de cascalhos intercalados (Montalvão *et al.* 1975).

Materiais e Métodos

As características fisiográficas dos lagos, tais como: morfologia, extensão, relação com a rede de drenagem, sazonalidade e vegetação foram analisadas a partir de imagens de satélite Landsat (ETM+), utilizando o software Arcview 3.2. Os trabalhos de campo foram realizados em outubro/2002, (final da estação chuvosa) e constaram de sobrevôo da área, medição das profundidades dos lagos, coleta de sedimentos e determinação dos parâmetros físico-químicos (temperatura, pH, condutividade elétrica - CE, sólidos totais dissolvidos) dos mesmos. Os sedimentos, uma vez coletados, foram submetidos às análises granulométricas (separação das frações areia, silte e argila) morfológicas dos grãos (grau de arredondamento e esfericidade), mineralógicas por DRX, e químicas de amostra total por ICP-MS

Resultados e Discussão

Os lagos apresentam formas predominantemente goticulares (48 %) circulares (24 %) elipsoidais (16 %) e geminadas que com 12 %. Estas últimas se formam a partir da junção de dois ou mais lagos em uma única bacia (Fig. 2a). São lagos muito pequenos, com extensões que variam entre 0,5 e 20 hectares, sendo que em 62 % dos casos, são menores que 5 hectares. As profundidades também são muito pequenas, em geral compreendidas entre 0,8 e 2,5 metros. Estes lagos, em sua grande maioria estão intimamente relacionados aos fluxos lineares de água superficial, como igarapés, veredas e brejos. São, portanto, lagos essencialmente formadores de drenagem, (nascentes), que à montante desta, podem tanto individualmente, como em coalescência com outros lagos, ou ainda associados aos brejos. Os lagos isolados aparecem com rara frequência, muitos destes se mantêm isolados, apenas na estação seca, enquanto que outros foram isolados através de ações civis, como por exemplo,

construção de ruas e estradas. Muitos destes lagos secam durante a estiagem. Nesse período a paisagem anteriormente (estação chuvosa) inundada por lagos e brejos, torna-se repleta de suaves depressões totalmente secas. Uma característica peculiar a estes lagos, é a intensa colonização das bacias lacustres por macrófitas aquáticas emergentes (ciperáceas), as quais ocorrem na maioria dos lagos, estabelecendo-se conforme a profundidade dos mesmos. Nos lagos totalmente rasos, a ocupação é quase completa, em alguns casos resta apenas um pequeno trecho central desprovido das mesmas. Em outros estas macrófitas ocorrem de modo zoneado, ou seja, trechos vegetados e não vegetados em alternância (Fig. 2a e b). Já nos lagos de profundidades mais elevadas a ocorrência de ciperáceas está restrita às margens, podendo também não ocorrer.

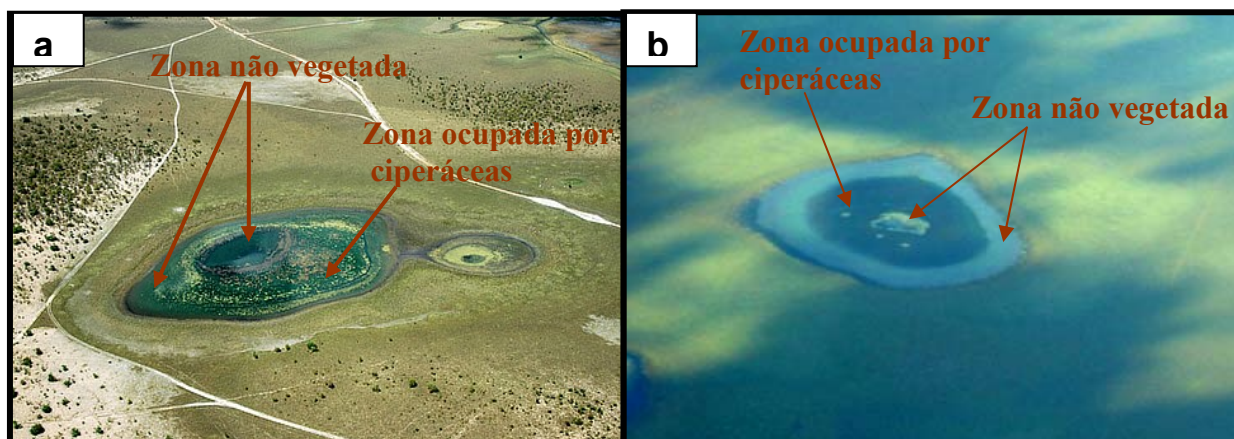


Figura 3 – Lagos do lavrado de Boa Vista: a) exemplo de lago geminado, mostrando ainda colonização interna, por ciperáceas distribuídas em forma de uma auréola concêntrica (Foto Margi Moss – Projeto Brasil das Águas); b) lago colonizado por um anel de ciperáceas. (Foto Marcondes Lima da Costa).

Os valores de temperatura variaram entre 30 e 34 °C, refletindo as características do clima local (Awi de Köppen). O pH oscilou entre 5,0 e 8,2, sendo que os mais altos valores foram encontrados em lagos situados em áreas urbanas., possivelmente em função de atividades como lavagem de roupas, lançamento de efluentes domésticos etc. A condutividade elétrica dessas águas é baixa, evidenciada por valores compreendidos entre 4,0 e 14,0, refletindo as baixas concentrações de sólidos totais dissolvidos, os quais estiveram na faixa de 2 a 7 mg/L..

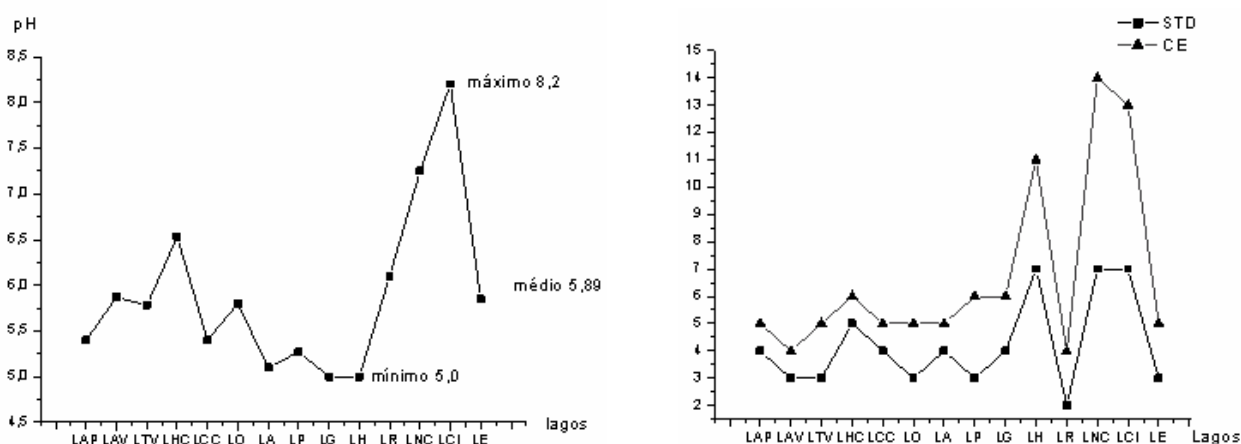


Figura 3 – distribuição dos valores de pH (à direita) e condutividade elétrica e sólidos totais dissolvidos (à esquerda) nos lagos.

Os sedimentos coletados no interior dos lagos, assim como também, aqueles coletados em suas margens, apresentaram indistintamente, predominância da fração arenosa (principalmente areia média e fina), seguida de silte e argila. A fração areia, variou entre 70 e 85 %, enquanto que a fração fina (silte e argila) oscilou entre 15 e 30%. A distribuição granulométrica, na maioria das amostras, apresentou tendência bimodal, e por vezes, polimodal, com grãos mal a moderadamente selecionados, angulosos e subangulosos e de baixa esfericidade.

As análises de DRX nas amostras de sedimentos coletados nas margens e substratos dos lagos mostraram que as mesmas são constituídas predominantemente por quartzo, seguido de pequenas quantidades de caulinita. Esta mineralogia foi confirmada por análises químicas, as quais revelaram grandes quantidades de SiO₂ com valor médio de 92%, seguido de Al₂O₃ com 3,4 %.

Conclusões

As características morfológicas destes lagos tais como: suas formas (goticulares, circulares, elipsoidais e geminadas), tamanhos e profundidades reduzidos, relação com a drenagem (nascentes das mesmas), a sazonalidade e ainda a presença de zoneamento vegetal em algumas bacias, indicam que estes lagos são originados a partir de surgências de águas freáticas à semelhança dos olhos d'água.

A ausência de sedimentos tipicamente lacustres mostrada pela predominância da fração arenosa nas amostras, evidencia ambientes extremamente recentes cujos material de fundo apresenta-se compatível granulométrica e mineralogicamente com os sedimentos da Formação Boa Vista, a qual é o substrato imediato dos mesmos.

As análises dos parâmetros físico-químicos das águas desses lagos, revelaram águas naturalmente ácidas, pouco condutivas e bem oxigenadas, as quais estão sendo alteradas pela ação antrópica. Os lagos uma vez inseridos na malha urbana, passam a sofrer uma série de impactos os quais alteram suas características naturais, restringindo o uso da água e culminando com o desaparecimento precoce de muitos desses lagos.

Agradecimentos

Ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado à primeira autora, e pelo apoio financeiro através do projeto Geoquímica de Sedimentos e Solos Atuais como Parâmetros de Avaliação da Ação do Intemperismo Tropical na Amazônia: Importância Geológica – Arqueológica e Sócio-Econômica 471109/2003-7.

Referencias Bibliográficas

- Berner, E. K.; Berner, R. A. 1996. *Global Environment*. New Jersey. Prentice Hall
- Esteves, F. A. 1998. *Fundamentos de Limnologia*. Rio de Janeiro. Interciência/ FINEP.
- Franco, E.M.S.; Del'arco, J. O.; Rivetti, M. 1975. Folha NA.20 In: Brasil. Projeto RADAMBRASIL. Geomorfologia. Rio de Janeiro. DNPM. p. 139 – 180.
- Melo, A.F.F.; Santos, A.J.; Cunha, M.T.P.; Campos, M.J.F.; D'antona, R. J.G . Damião, R.N., 1978. *Projeto Molibdenio em Roraima*. Relatório Final Parte II iB, 389–400.
- MONTALVÃO, R.M.G.; MUNIZ, M.B.; ISSLER, R.S., Dall'agnol, R., LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A.; SILVA, G.G., 1975. Geologia do Território Federal de Roraima. In: Conferência Geológica Interguianas, 10. Belém. Anais....DNPM. p 198-217.

ANÁLISE DOS IMPACTOS AMBIENTAIS OCACIONADOS PELA EXPLORAÇÃO DE RECURSOS MINERAIS NA ÁREA DO IGARAPÉ DO MARIANO NO MUNICÍPIO DE MANAUS-AM

José R. C. da Silva, José D. Alecrim, Francisco E. O. Aguiar

Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas
jroselito@uol.com.br, jalecrim@ufam.edu.br, evandroaguiar@ufam.edu.br

Introdução

No processo de urbanização no Estado do Amazonas, Manaus tem sido objeto de estudo pela forma de ocupação do solo, ocorrido a partir de 1967 com a implantação da Zona Franca e o Distrito Industrial na década de 1970, que para atender a construção da infraestrutura básica e das inúmeras fábricas que seriam instaladas, os recursos naturais da construção civil, como areia, começou a ser explorada intensivamente nas microbacias próximas da periferia urbana, dada à facilidade de transporte, principalmente na área da Ponta Negra e Tarumã.

Entre os agregados da construção civil, a areia foi o principal objeto de estudo realizado na microbacia do Mariano localizada ao Norte da cidade de Manaus, capital do Estado do Amazonas, entre as Coordenadas Geográficas 2°54'S e 3°00'S, 59°50'W e 60°10'W; dividido em três setores, tomando-se como critério a facilidade de acesso às minas: setor 1 pela AM-010, setor 2 pela BR-174 e setor 3 pela estrada da Vivenda Verde e Via Eurus, com objetivo de se constatar os impactos ambientais ocasionados pela exploração de areia, não só nas lavras em atividades, como também nas abandonadas e clandestinas. Analisar a atuação do Poder Público no controle e fiscalização da exploração dessa substância mineral, com informações obtidas junto aos órgãos ambientais e minerais.

Para examinar os padrões de balneabilidade da água do igarapé, foram coletadas quinze amostras para análise do pH, do índice de turbidez e Coliformes Termotolerantes com base nos parâmetros estabelecido pelo Conselho Nacional do Meio Ambiente – CONAMA de acordo com a Resolução n°. 274, de 29 de novembro de 2000 e Resolução n°. 357, de 17 de março de 2005.

Finalmente, foram produzidos quatro mapas a partir da interpretação da imagem de satélite Landsat 5 de 2003 na resolução para 30 metros e da imagem de satélite Quickbird de 2004, na resolução para 5 metros. Produzidos na escala de 1:30.000, sendo um hidrográfico, um para identificação do uso e ocupação do solo, um para localização dos pontos de observação e coletas de dados e a elaboração da Carta de Localização de Áreas Impactadas pela Exploração de Areia, identificando as lavras pesquisadas (Fig.1).

Materiais e Métodos

A pesquisa compreendeu as seguintes etapas: a) a primeira constou do levantamento bibliográfico para compor o estado da arte. Foram realizados estudos correspondentes à legislação ambiental (Constituição Federal, Estadual, Lei Orgânica do Município de Manaus, Código Ambiental do Município de Manaus e o Plano Diretor Urbano e Ambiental do Município de Manaus) para análises comparativas no que diz respeito ao controle e os impactos ambientais; b) a segunda etapa constou de visitas aos órgãos ambientais e minerais para levantamento de dados, aplicado por meio de questionário; c) na terceira foi realizado o trabalho de campo no igarapé do Mariano para obtenção de informações anotadas em ficha de campo para registro dos areais (em atividades, reabilitados, abandonados e clandestinos). Com auxílio do GPS (Global Positioning System) MAP 76 de marca Garmin, foram identificadas no centro da praça de lavra as coordenadas geográficas para serem plotadas em

mapa, e todos os aspectos observados, registrados por meio de fotografias em máquina digital de 3.2 mega pixels modelo MVC-CD350, marca Sony. Para completar informações, foi realizado um sobrevôo em um avião da Força Aérea Brasileira – FAB 2727 Modelo Gran Caravan a uma altitude aproximada de 250 metros, e realizado um registro fotográfico na extensão da microbacia. Em trabalho de escritório foi executado o serviço de fotointerpretação. Para verificação dos padrões de balneabilidade dos corpos d'água de classe 2, foram coletadas durante cinco semanas quinze amostras de água da seguinte forma: uma coleta por semana sendo cinco no setor 1 (curso superior), cinco no setor 2 (curso médio) e cinco no setor 3 (curso inferior). O pH e a temperatura foram aferidos no local da coleta, a turbidez e o Número Mais Provável - NMP de Coliformes Termotolerantes foram levados para análises no Laboratório de Vigilância à Saúde da Visa Manaus/Semsa, de acordo com o método do “Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater” e; d) nesta etapa foram produzidos na escala de 1:30.000 o Mapa Hidrográfico, Mapa de Uso e Ocupação do Solo, Mapa de Localização dos Pontos de Observação e Coletas de Dados e a Carta de Localização de Áreas Impactadas pela Exploração de Areia. Para elaboração dos mapas foi feita uma adaptação metodológica de Silva *et al* (2004) que propõem o uso de cartas geotécnicas como forma de representação gráfica do meio físico das suas limitações e potencialidades.

Geologia

A área de estudo está na formação Alter do Chão, compreende os arenitos de coloração vermelha variada, sendo os mesmos que ocorrem na Vila de Alter do Chão, no rio Tapajós, Estado do Pará Santos, (2001), são sedimentos oriundos da deposição em ambientes aquosos com predominância lacustre fluviais.

De acordo com Barros *et al* (2003, p. 2) “a Formação Alter do Chão (Cretáceo) é ocorrente em toda a área da cidade de Manaus e avança seus limites até aproximadamente o Km-85 da BR-174”. “As datações apontam para o Cretáceo Superior a Terciário, pertencente ao Grupo Javari, que caracteriza um ciclo deposicional em ambiente flúvio-lacustre da Bacia do Amazonas”, Nogueira *et al* (1997b) *apud* Barros *et al* (2003 p. 16). “As areias inconsolidadas são geralmente observadas no topo e vertentes dos morros da Formação Alter do Chão e preenchendo drenagens atuais” (Barros *et al* 2003, p. 19). São areias maciças de coloração branca a rosada, de granulométrica média a grossa, com grânulos e seixos esporádicos, vistas em camadas métricas dispostos discordantemente sobre uma superfície mais antiga.

A área da microbacia do igarapé do Mariano está inserida na região do baixo rio Negro “é estruturalmente, um conjunto de hemigrabens resultante do estiramento para nordeste que está geneticamente relacionado a um sistema direcional dextral Leste-Oeste” (Igreja & Franzinelli, 1990 p. 3).

Discussão dos Resultados

Nos três setores em que foram analisados a turbidez, pH e coliformes termotolerantes, tendo como parâmetros os valores máximos aceitáveis a Resolução do CONAMA n°. 274 de 29/11/2000 e 357 de 17/03/2005 que estabelecem respectivamente: 100 UNT, pH < 6,0 ou > 9,0 (exceção em determinados ambientes como as águas pretas do Rio Negro e igarapés que apresentam valores abaixo do estabelecido sem comprometer suas condições naturais) e, NMP de 1.000 Coliformes Termotolerantes (categoria satisfatória). Dos valores médios obtidos, o setor 2 apresentou maiores alterações registrando 35,76 UNT, pH 5,21 porém, dentro dos níveis aceitáveis. Foi registrada elevada concentração de Coliformes Termotolerantes, NMP de 1.325,75/100 ml, fora dos padrões determinados, sendo sua condição avaliada na categoria imprópria para recreação de contato primário.

Essas alterações nesse setor, podem estar associadas à prática inadequada da lavagem de areia para separação granulométrica, liberando efluentes diretos para o corpo d'água sem prévio filtramento, incrementando o índice de turbidez e dos resíduos domésticos de residências próximas do curso principal que lançam seus dejetos no leito do igarapé, tendo em vista a ausência de fossa séptica.

Foram registrados na área de pesquisa 13 lavras de areia, nas seguintes situações: no setor 1 foi constatado um areal clandestino, dois abandonados, um em atividade e dois reabilitados; no setor 2, um clandestino, um abandonado e um em atividade; e no setor 3, um clandestino e três abandonados.

O problema da erosão e a sedimentação no leito do Mariano, constatado no setor 2, atribui-se a um areal clandestino, proveniente da via de acesso que não foi devidamente projetada, está abandonada sem solução mitigadora, demandando por causa da formação de ravinas e voçorocas, sedimentos para margem do curso d'água. No setor 3 ocorre de um areal que foi explorado de forma clandestina sem técnicas adequadas sobre um terreno em declividade abandonado com o solo desprovido de vegetação, visto apenas algumas formações emergentes incapazes de conter o escoamento superficial do terreno com fornecimento de muitos detritos para o sistema fluvial.

A vulnerabilidade ambiental observada na microbacia do Mariano consiste na somatória de três fatores: 1) oriundo do empreendedor que não cumpre o Plano de Recuperação de Área Degradada - PRAD, deixando as praças de lavras sem a devida recuperação ou reabilitação; 2) a falta de fiscalização intensiva dos órgãos ambientais e sua ineficiência no cumprimento da Lei, por não exigirem dos empreendedores a reabilitação ou recuperação da área degradada, tornam-nos coniventes da situação; 3) a alteração em que ficou submetida à área tende a uma nova configuração afetando a estabilidade preexistente propiciando as perturbações emergentes que geram impactos ambientais sucedendo uma cadeia de eventos negativos.

Conclusão

O presente estudo revelou por meio de levantamentos de dados, informações sobre licenciamento, controle e fiscalização junto aos órgãos ambientais e minerais, a metodologia empregada considerando a divisão da microbacia em três setores, (para análise visual, coleta de dados em campo, laboratorial e interpretação no escritório) e as adaptações proposta por Silva *et al* (2004) no uso de cartas geotécnicas para representarem graficamente o meio físico, suas limitações e potencialidades, geraram resultados satisfatórios sobre as atividades de exploração de recursos minerais de uso social no igarapé do Mariano, permitindo identificar na Carta de Localização de Áreas Impactadas pela Exploração de Areia e pelo não cumprimento da legislação ambiental em vigência, as lavras de areia em atividades (Fig. 1 - Área "A") sem cumprir o Plano de Recuperação de Área Degradada - PRAD, as abandonadas (Fig. 1 - Área "B") sem recuperação ou reabilitação e as clandestinas (Fig. 1 - Área "C") pela ausência de fiscalização, estão degradando aquela área.

Dessa forma as cobranças de altas taxas, o excesso burocrático na exigência de documentação e demora, para liberação da licença de exploração dos recursos minerais de uso imediato na construção civil, tem se revelado parcialmente ineficiente quando da atuação dos órgãos ambientais que, na tentativa de controlar essa atividade no Município de Manaus, não conseguem que os projetos de exploração de areia promovam a recuperação ou reabilitação dos sítios degradados concomitante à atividade produtiva e nem evitar ou reduzir o acúmulo de passivos ambientais e, pela falta de uma fiscalização mais intensiva, abre espaço para que os pequenos mineradores continuem na clandestinidade degradando o patrimônio natural.

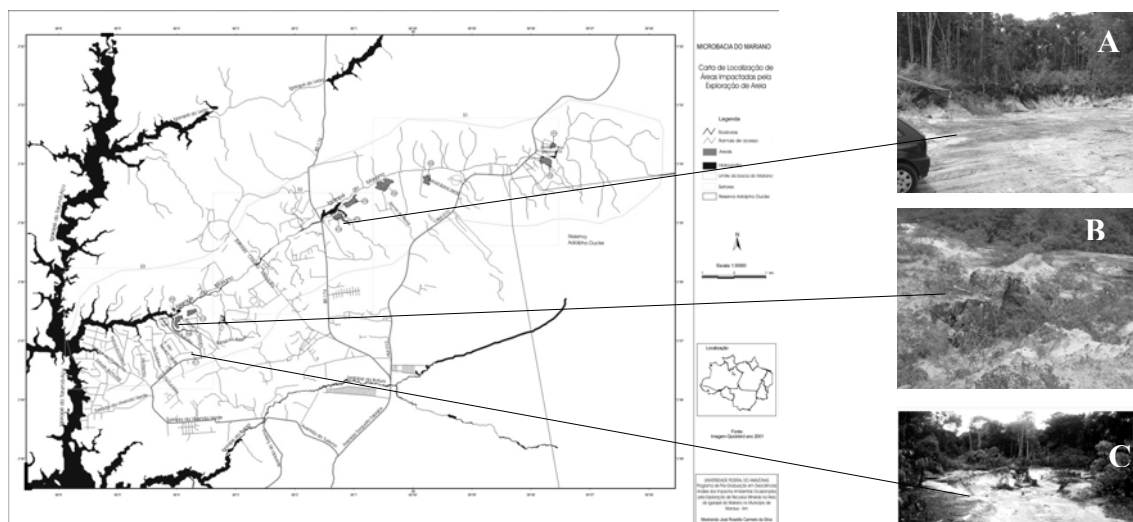


Figura 1 – Carta de Localização de Áreas Impactadas pela Exploração de Areia

Agradecimentos

Os autores agradecem a Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado do Amazonas - FAPEAM, a Força Aérea Brasileira - FAB e ao Laboratório de Vigilância à Saúde da Visa Manaus/Semsa pelo apoio à presente pesquisa.

Referências bibliográficas

- Barros A. A. O. *et al.* *Estudos e avaliação dos impactos ambientais ao longo das Rodovias BR-174, AM-240 e área urbana da cidade de Manaus*. Relatório de prática de campo apresentado ao programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas. Manaus: 2003. 60. p.
- Conselho Nacional do Meio Ambiente. *Aprova a adoção de sistemáticas de avaliação da qualidade ambiental das águas*. Resolução n°. 274 de 29 de novembro 2000. Disponível em: (<http://www.mma.gov.br/por/conama/>) [Sábado, 10 de janeiro de 2004].
- Conselho Nacional do Meio Ambiente. *Aprova a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, bem como estabelece as condições e padrões de lançamento de efluentes*. Resolução n°. 357, de 17 de março de 2005. Disponível em: (<http://www.mma.gov.br/por/conama/>) [Domingo, 3 de abril de 2005].
- Igreja H. L. S. & Franzinelli, E. 1990. *Utilização de sensoriamento remoto na investigação na área do baixo rio Negro e grande Manaus*. 6º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Manaus: anais vol.3., 8 p.
- Santos M. C. N. 2001. *Os impactos provocados pela exploração de substâncias minerais de emprego imediato na construção civil na área do Tarumã - Município de Manaus*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, UFAM, 74 p.
- Silva A. M., Schulz H. E., Camargo, P. B. 2004. *Erosão e Hidrossedimentologia em bacias hidrográficas*. São Carlos: RiMa. 138 p.

QUALIDADE DA ÁGUA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MEIA PONTE NA REGIÃO METROPOLITANA DE GOIÂNIA-GO E SUA CORRELAÇÃO COM PADRÕES DE CONSUMO HUMANO

Eric S. Araújo

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Rua 148 nº 481 Goiânia-GO. ericaraujo@terra.com.br

Este trabalho é parte de um projeto maior, realizado na Universidade Católica de Goiás, desenvolvido para pesquisar a contaminação por metais e elementos traço (em água, sedimento de corrente e na população) nas bacias hidrográficas da região metropolitana de Goiânia. A área foi selecionada devido à necessidade de estudar as possíveis fontes de contaminação antrópica ou natural do rio Meia Ponte e sua relação com a saúde. Na primeira etapa do trabalho foram realizadas análises químicas da água de forma multielementar através de ICP-AES nos Laboratórios do LAMIN da CPRM – Serviço Geológico do Brasil no Rio de Janeiro. A análise destes primeiros resultados mostra que existe a possibilidade de possível contaminação antrópica principalmente nos córregos Vaca Brava, Macambira, Fundo, Lageado Capoeira, Botafogo, Bálsamo e Pedreira. Para minimizar ou evitar o aumento destas contaminações sugere-se monitoramento e fiscalização das possíveis fontes contaminantes.

Introdução

Alguns elementos químicos como cobre, zinco, cromo e selênio são necessários à saúde dos seres vivos por fazerem parte de complexos sistemas enzimáticos. Porém, se estiverem presentes em concentrações elevadas tornam-se tóxicos. Concentrações elevadas podem ser provenientes da alimentação ou do meio ambiente. Outros elementos, como mercúrio, cádmio, arsênio e chumbo, não são essenciais aos seres vivos do ponto de vista biológico e são muito tóxicos quando presentes, mesmo em baixas concentrações, pois sua presença ocorre de forma cumulativa. A contaminação do meio ambiente ocorre principalmente através da disposição de efluentes industriais contendo metais pesados e compostos químicos nos corpos d'água e é o principal fator antrópico responsável pela poluição de vários ambientes aquáticos. A natureza geoquímica das rochas e, conseqüentemente, do solo é outro fator causal de contaminação por metais, principalmente em águas subterrâneas. Metais pesados em água persistem por mais tempo que poluentes e percolam da superfície para o lençol freático¹.

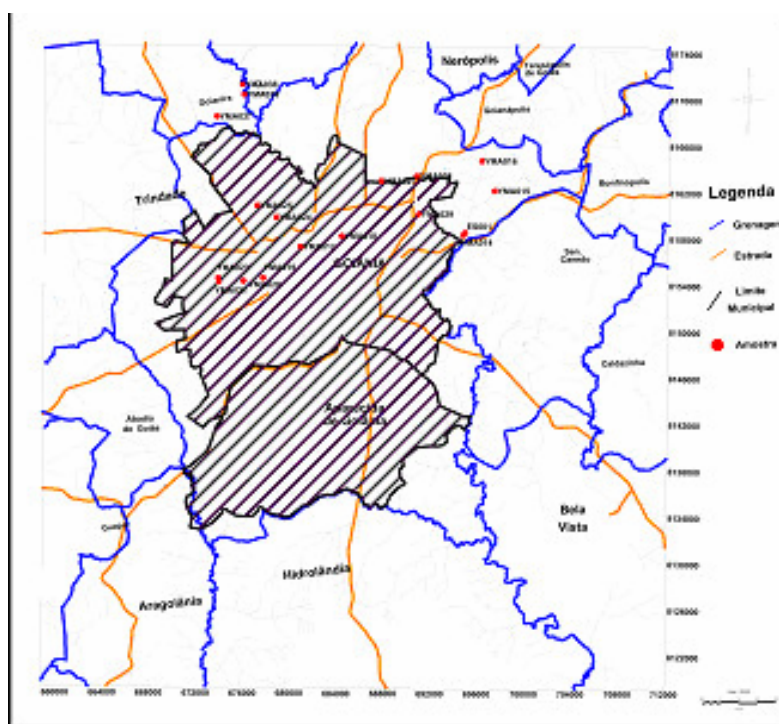
Mapas geoquímicos podem ser utilizados para indicar áreas que apresentam excesso de elementos potencialmente tóxicos, podendo ser úteis em vários trabalhos e investigações tanto na área da geoquímica ambiental como da saúde.

A região metropolitana de Goiânia foi selecionada como área de trabalho em função da necessidade de estudar as possíveis fontes de contaminação (antrópica ou natural) no rio Meia Ponte, pois em trabalho anterior foram detectadas concentrações anômalas de chumbo, cádmio, cromo e zinco em amostras de água desta região². As fontes de contaminação antrópica nas águas são normalmente associadas a resíduos domésticos e industriais e ao chorume oriundo de depósitos de lixo que contaminam os lençóis freáticos com microorganismos patogênicos. Além de promoverem a mobilização de metais contidos no solo, como alumínio, ferro e manganês, a água também é uma fonte potencial de nitrato e outras substâncias orgânicas extremamente tóxicas ao ser humano e ao ambiente³. Como os ânions nitrato e cloreto são bons indicativos de poluição e contaminação de origem antrópica sua distribuição regional nas águas das bacias estudadas também foi analisada neste estudo.

Este trabalho se propõe, a estudar a ação dos elementos químicos na água dos tributários do rio Meia Ponte na região metropolitana de Goiânia e sua relação com os padrões para o consumo humano. e faz parte de um grande projeto de âmbito nacional em desenvolvimento pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil, denominado PGAGEM-Projeto de Geoquímica Ambiental e Geologia Médica.

Caracterização da Área

A área estudada da bacia do rio Meia Ponte é a mais densamente povoada do Estado. A alta densidade demográfica aliada à ausência de ações de conservação e proteção acarretaram a degradação ambiental do rio. A ausência de esgoto sanitário em muitos trechos faz com que os dejetos sejam canalizados “in natura” para a rede de drenagem, alterando a qualidade da água, principalmente na época da seca.



Metodologia de Trabalho

As amostras (n=18) relacionadas na Figura 1, com registro de localização através de GPS, foram coletadas no período seco (agosto de 2003) na região metropolitana de Goiânia. Na coleta, utilizando-se luvas cirúrgicas, a água foi coletada com o auxílio de uma proveta e transferida para vasilhames de vidro com capacidade para 1 litro. Nos vasilhames destinados à análise dos cátions foram colocados 10 mL de ácido nítrico p.a. para evitar proliferação de bactérias. As amostras foram devidamente etiquetadas e embaladas. No local foram medidos os parâmetros físico-químicos (pH, condutividade, oxigênio dissolvido e temperatura). Posteriormente, no laboratório da UCG as amostras foram filtradas e enviadas ao laboratório do LAMIN da CPRM-Serviço Geológico do Brasil para serem analisadas através de ICP-AES (Al, As, B, Ba, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Li, Mg, Mn, Mo, Ni, Pb, Sc, Se, Si, Sn, Sr, Ti, V, W e Zn – Anexo 2) e por Cromatografia Ótica (F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , NO_3^- , PO_4^{-3} , SO_4^-) e por espectrofotometria de absorção (Na e K).

Para a avaliação das concentrações dos elementos químicos na água superficial foram tomados como referência os valores máximos permitidos (VMP) definidos pela Portaria nº

1.469 da Fundação Nacional de Saúde – FUNASA⁴. Essa portaria dispõe sobre os procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da água para consumo humano e padrões de potabilidade, em razão da importância que a qualidade e quantidade de água representam para a melhoria da qualidade de vida e manutenção da saúde humana. Esta portaria substitui e atualiza a Portaria nº 36/90 do Minist. da Saúde regulamentando valores mais restritivos.

O tratamento estatístico e a matriz de correlação para as amostras de água foram feitos através do OASIS V.5.1.8 utilizando Módulo CHIMERA. Para confecção dos Mapas de Distribuição dos elementos foi utilizado o “GEOSOFT *Mapping and Processing System* (MPS) associado a um *software* de modelamento desenvolvido pela firma canadense GEOSOFT.

Resultados

Para os estudos ambientais no âmbito da bacia em estudo, a partir dos resultados obtidos nas amostras de água, procurou-se inicialmente analisar o comportamento regional dos elementos considerados tóxicos aos seres vivos (arsênio, chumbo, cádmio e bário). De modo semelhante foi estudado também o comportamento dos elementos químicos considerados essenciais aos seres vivos, mas que são tóxicos quando presentes em altas concentrações no ambiente: flúor, zinco, estrôncio e bário.

Os elementos As, Be, Br, Cd, Mo, Ni, Sc, Se, Sn, Ti, V e W, não permitiram nenhum tipo de consideração pois suas determinações, em todas as amostras, resultaram em valores abaixo do limite de detecção do método

Através da matriz foi possível determinar as correlações mais expressivas com nível de significância de 95 % e as respectivas associações geoquímicas. Verificou-se que as correlações mais significativas foram: $C_{Cl-Na} = 0,99$, $C_{Na-PO_4} = 0,97$, $C_{K-PO_4} = 0,96$, $C_{Sr-Ca} = 0,96$, $C_{PO_4-C} = 0,95$, $C_{Zn-Ba} = 0,93$ e $C_{K-Na} = 0,92$ seguindo-se, $C_{Ca-Ba} = 0,88$, $C_{Si-Mg} = 0,87$, $C_{SO_4-B} = 0,84$, $C_{SO_4-Zn} = 0,84$, $C_{Sr-Ba} = 0,82$, $C_{SO_4-F} = 0,80$.

A partir da matriz de correlação foram definidas as seguintes associações geoquímicas: 1) Sr-Ca-Zn-B; 2) Si-Mg; 3) Na-Cl-K-PO₄ e 4) SO₄-Ba-F.

A primeira associação mostra concentrações relativamente elevadas na parte centro sul da área para estrôncio (Sr), cálcio (Ca), zinco (Zn) e boro (B), representadas pelas amostras YMA018 (cor. Botafogo), YMA017 (cor. Vaca Brava) e YMA019 (cor. Macambira).

A segunda associação, encontra-se numa faixa que vai do sudeste, centro e noroeste da área, cujas concentrações estão refletidas principalmente através das amostras ES-001, YMA028 (cor Bálamo) e YMA038 (Rio Meia Ponte).

A associação Na-Cl-K-PO₄ se estende na direção SW-NE da área e está evidenciada com mais representatividade pelas amostras YMA024 (cor.Fundo) e YMA025 (cor. Caveirinha) com 135,5 e 3,9 mg/L de Na (sódio) respectivamente. A última associação foi definida por SO₄-Ba-F.

Em função do exposto e a partir dos resultados analíticos, conclui-se que os córregos Vaca Brava, Macambira, Fundo, Lajeado Capoeira, Botafogo, Bálamo e Pedreira apresentaram maiores concentrações para os elementos selecionados através dos tratamentos estatísticos.

Para minimizar ou evitar o aumento destas concentrações nocivas à saúde sugere-se monitoramento e fiscalização das possíveis fontes contaminantes, proporcionando desta forma a vigilância da qualidade da água que muitas vezes é utilizada pela população ribeirinha para a irrigação de hortas e de grandes agriculturas ao longo do Rio Meia Ponte na região metropolitana de Goiânia.

Referências

- Pathak, S. P. & S. Kumar. 1994. Potability of water sources in relation to metal and bacterial contamination in some northern and northern-eastern districts of India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 33: 151-160.
- Araujo, E. S. 2001. Hidrogeoquímica no entorno de Goiânia (Rios Meia Ponte, João Leite e Santo Antônio): Um estudo comparativo da qualidade da Água. *Gazeta Tecnológica, Informativo do Conselho Regional de Engenharia Arquitetura e Agronomia. (CREA-GO)*. 8(1): 2-8./
- Freitas, M. B., Brilhante, O. M. & L. M. Almeida. 2001. Importância da Análise da Água para a Saúde Pública em duas regiões do Estado do Rio de Janeiro: enfoque para coliformes fecais, nitrato e alumínio. *Cad. Saúde Pública*, Rio de Janeiro, 17(3): 651-660.
- Brasil. Ministério Da Saúde. Portaria nº 1469 de 29 de dezembro de 2000. 2000. Estabelece os procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade, e dá outras providências

PLUVIOMETRIA E HIDROLOGIA SUPERFICIAL DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUFRAMA

Raimundo G. L. Cunha, Emmanuel da S. Lopes, Marco A. Oliveira

CPRM/SGB, Manaus-AM. glauber@ma.cprm.gov.br , emmanuel@ma.cprm.gov.br,
moliveira@ma.cprm.gov.br

Os estudos hidroclimatológicos no âmbito do Distrito Agropecuário da Suframa (DAS) mostram o comportamento dos cursos d'água e clima da região, identificando suas variáveis hidrológicas e climatológicas, possibilitando assim quantificar as disponibilidades hídricas superficiais, constituir referência no que concerne ao planejamento para a implementação de projetos na respectiva área e servir como balizador técnico para a implementação dos instrumentos de gestão da política estadual de recursos hídricos.

A Superintendência da Zona Franca de Manaus (SUFRAMA) é uma autarquia vinculada ao Ministério do Desenvolvimento, Indústria e Comércio Exterior. Com sede na cidade de Manaus, a SUFRAMA atua como agência promotora de investimentos, que tem a responsabilidade de identificar alternativas econômicas e atrair empreendimentos para a região com a finalidade de gerar emprego e renda, priorizando o desenvolvimento regional de forma sustentável. O Distrito Agropecuário da Suframa (DAS) tem uma área de 589.334 hectares, distante aproximadamente 30 km a norte de Manaus situada na Amazônia Central que abriga grande diversidade biológica e de ecossistemas, delimitada para a venda aos produtores e empresários interessados, selecionados mediante análise de um projeto técnico-econômico aprovado pela SUFRAMA.

Por outro lado, para atender aos pré-requisitos legais para implantação de projetos na Área do Distrito Agropecuário da SUFRAMA faz-se necessário Estudos de Impacto Ambiental –EIA e Relatório de Impacto Ambiental (Lei 6938/81), bem como, os estudos de Zoneamento Ecológico-Econômico- ZEE, consubstanciados a partir da Medida Provisória Nº 1511, de 25/09/1997. Estes instrumentos representam a base do planejamento territorial do DAS. Ficou sob a responsabilidade do Centro de Pesquisas e Recursos Minerais do Brasil (CPRM) a concretização do Zoneamento Ecológico Econômico (ZEE) do Distrito Agropecuário da SUFRAMA. O ZEE do DAS, além de atender as exigências legais, tem como objetivo fornecer apoio tecnológico ao melhor uso dos recursos e serviços ambientais existentes na área enfocada de forma a otimizar o desempenho das atividades socioeconômicas garantido-se, todavia, o princípio da sustentabilidade ambiental, vista pragmaticamente não somente como manutenção da qualidade de vida das populações da área enfocada e do seu entorno, como também, garantir a preservação dos recursos e serviços ambientais de uma área estratégica, pólo de abastecimento de alimentos para a região metropolitana de Manaus e que, juntamente com o setor industrial, certamente virá a se constituir num dos sustentáculos da economia amazonense.

Dentro das atividades propostas pelo Zoneamento Ecológico-Econômico do DAS encontra-se o diagnóstico dos componentes dos sistemas ambientais naturais: geologia e recursos minerais, hidrogeologia, geomorfologia e paisagens naturais, solos e aptidão agrícola, vegetação e inventário florestal, hidrologia e climatologia, sendo estes últimos objeto de estudo desse trabalho.

Limites e Cursos d'água Principais

O Distrito Agropecuário da SUFRAMA abrange a bacia do rio Cuieiras, parte das bacias dos rios Branquinho, Tarumã-Açu, Preto da Eva e Urubu, limitando-se da seguinte forma: Ao Norte; um linha seca passando pela confluência do rio Urubu com o Igarapé Urubuí, Ao sul; uma linha seca coincidente com o paralelo 02° 43' 46" de latitude, A Leste; a

margem direita do rio Urubu, A Oeste; a margem esquerda do rio Cuieiras. O rio Cuieiras, que tem por afluente o rio Branquinho, e o rio Tarumã-Açu são afluentes do rio Negro. Os rios Preto da Eva e Urubu desembocam no rio Amazonas. Deve-se salientar a importância dos igarapés que alimentam os cursos d'água supra citados. A Figura 1 mostra os principais cursos d'água das bacias inseridas na região do Distrito Agropecuário da SUFRAMA.

Para definição das características pluviométricas da área do Distrito Agropecuário da SUFRAMA foram utilizadas as séries históricas de dados das estações da Empresa Brasileira de Agropecuária (EMBRAPA), Comissão Executiva do Plano da Lavoura Cacaueira (CEPLAC), Agência Nacional de Águas (ANA) e Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Pluviometria

A baixa densidade e a deficiente distribuição espacial da rede pluviométrica na região do DAS dificulta a análise do volume precipitado sobre a mesma. A Organização Meteorológica Mundial, responsável pela homogeneização internacional das normas de instalação de redes hidrométricas, estabelece um limite inferior de pluviômetros para determinada região dotada de rede de drenagem. Este limite é definido tomando-se como base metodologias de planejamento e dimensionamento de redes hidrométricas. No caso da região em estudo fica evidente, pelo número de estações pluviométricas instaladas, apenas 7, que não houve para região um projeto ótimo de dimensionamento de rede pluviométrica. No entanto, por se tratar de uma região de planície com uma aparente uniformidade na sua massa vegetal, relevo, solo e clima, farse-á a representação da pluviometria da região baseada nas estações quantificadas acima. Explicita-se a seguir os postos pluviométricos relacionados (com código, nome, extensão da série, entidade responsável e coordenadas geográficas).

Tabela – 1 Estações pluviométricas relacionadas

CÓDIGO	NOME DA ESTAÇÃO	PERÍODO	ENTIDADE	LAT.	LONG.
00358002	Balsa do Rio Urubu	1977-2004	ANA	02° 54' 47''	59° 02' 36''
00259004	Rio Preto da Eva	1994-2004	ANA/CPRM	02°42' 1''	59°41' 59''
00360000	Manaus	1973-2004	INMET	03°08' 12''	60°01' 37''
00260007	Presidente Figueiredo	1985-2003	ANA/CPRM	02°02' 30''	60°01' 33''
00259008	EMBRAPA (Km 29 da AM-10)	1971-2004	EMBRAPA	02° 53' 23,6''	59° 58' 05''
00260010	CEPLAC	1986-2004	CEPLAC	02°33' 44,9''	60° 01' 57,6''
00259xyz	Viveiros	1983-2004	EMBRAPA	02° 26' 58,2''	59° 34' 7,7''

Precipitação Média Anual na Área do Distrito Agropecuário da Suframa

O cálculo da precipitação média sobre a área do DAS foi realizado através do método da média aritmética que consiste em admitir que todos os pluviômetros têm o mesmo peso, visto que, a região tem uma distribuição temporal pluviométrica bastante homogênea. Foram selecionados seis dos sete postos relacionados em virtude do posto rio preto da eva apresentar um serie histórica de apenas 10 anos. A série histórica adotada foi de 1986-2004 e a precipitação média anual obtida para a região do Distrito Agropecuário da Suframa foi de 2370 mm.

Fluviometria

Na região do Distrito Agropecuário da Suframa encontram-se instaladas 3 estações fluviométricas que registram o comportamento dos níveis de vazão dos rios Cuieiras, Preto da Eva e Urubu. As estações do rio Cuieiras e Urubu iniciaram seus registros em 2003, já a estação rio Preto da Eva, que foi tomada como estação de referência para os estudos fluviométricos, tem registro desde 1994. Esse posto fluviométrico localiza-se na seção do rio Preto da Eva próximo a cidade de mesma denominação e tem área de drenagem de 945,6 Km². A série de vazões diárias desse posto foi obtida das observações do nível de água na régua, aplicadas à curva-chave para conseqüente calibração da mesma, as observações vêm sendo realizadas desde 1994 até os dias atuais. Para o ajuste da curva-chave foram realizadas 37 medições de vazões, o registro da primeira medição é datado de 14 de fevereiro de 1994 e a última de 27 de maio de 2004. Para representar o regime de permanência de vazões do rio Urubu e rio Cuieiras tomar-se-á como referência a estação fluviométrica rio Preto da Eva que está instalada no rio de mesma denominação e têm comportamento hidrológico relativamente semelhante aos rios citados acima.

Curva de Permanência de Vazões

A curva de permanência ou duração de vazões é determinada pela frequência de ocorrência das vazões em uma determinada seção do curso d'água. Ela informa sobre a parcela do tempo que uma determinada vazão é igualada ou superada durante o período de dados analisados. Essas vazões são utilizadas em projetos de hidrelétricas, de abastecimento, de navegação, de saneamento básico, em estudos de qualidade de água, em estudos para outorga de uso de recursos hídricos, etc.

Aplicou-se metodologia específica onde não há informações de vazão diária, o que expressa bem a realidade das seções fluviométricas a serem estudadas, este procedimento requer tratamentos acurados e checados em campo. Foi necessário ida ao campo para fazer medições de vazão instantânea nas seções fluviométricas de interesse; ida ao posto fluviométrico de rio Preto da Eva para ler o nível da régua; verificou-se, na curva-chave, que vazão estava passando pela seção fluviométrica em destaque; verificou-se que permanência no tempo tinha a vazão do posto escolhido; aceitou-se que a flutuação dos níveis entre o posto fluviométrico de rio Preto da Eva e as seções fluviométricas em estudo eram concordantes, fez-se então uma correlação, entre posto e seção. Salienta-se que são lidas as cotas linimétricas do posto correspondente no mesmo dia da medição de vazão na seção de análise. Em algumas campanhas, também são realizadas medições de vazões em local próximo a instalação das régua, para serem comparados com os valores a serem obtidos através da curva-chave.

Com o valor da vazão obtida no posto, é verificada a sua permanência no tempo. Sabe-se que este procedimento será tão mais eficiente quanto mais tempo sem chuvas antecedentes tenham havido na região, representando assim, períodos críticos, ou escoamentos de base do manancial.

Conclusões e Recomendações

A área estudada é característica de uma região que apresenta homogeneidade nas suas variações climáticas, isto pode ser observado em decorrência da distribuição espaço-temporal da pluviometria a qual está intrinsecamente relacionada com outras variáveis meteorológicas como umidade relativa, temperatura, insolação, velocidade e direção de vento, etc. É notória a deficiência da rede pluviométrica da região a qual é monitorada por um número reduzido de estações pluviométricas que só conseguem quantificar a pluviometria de forma pontual pois, não permitem uma possível interpolação entre suas séries de dados de forma que seja possível determinar, com suficiente precisão, as características pluviométricas básicas em qualquer

local da área de projeto. Neste parágrafo o termo “características” traduz todos os dados quantitativos medidos diretamente ou calculados, bem como os parâmetros que definem a sua distribuição estatística.

Observa-se o alto potencial de produção de escoamento superficial das bacias do rio Preto da Eva, rio Urubu e rio Cuieiras, onde aproximadamente 50% do que precipita reverte-se em fluxo superficial. No entanto, a região é carente em estações fluviométricas. Apenas o rio Preto da Eva apresenta uma estação fluviométrica para fazer representatividade para região. .

Recomenda-se no presente momento a implantação imediata de pelo menos mais uma estação pluviométrica e fluviométrica nos rios Cuieiras, Branquinho, Tarumã-Açu e Urubu para que num futuro próximo possa-se fazer estudos hidrológicos com maior consistência nestas áreas a luz dos dados então obtidos.

A região do DAS apresenta necessidade de dimensionamento de uma rede hidrométrica, climatológica, sedimentométrica e qualidade de água para permitir de forma mais abrangente e consistente o conhecimento das características hidrológicas (quantitativa e qualitativa) para que se possa gerenciar de forma sustentável os recursos hídricos da região.

Referências

- Alex. G. de S.; Eduardo. R. C.; Fernando F.S.; Fernando G.; César A.O.R.; (2000). Estimativa da Vazão de Referência, com Carência de Dados, para Outorga na Bahia, ; In: Anais do V Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, Natal, Nov. 2000 ,1, pp. 749-756.
- Ayoade.J.O. (1998)- Introdução à Climatologia para os Trópicos. Bertrand Brasil. Rio de Janeiro, 332 p.
- Horel, J.D.; Hahmann, A.N.; Geisler, J.E.(1989) An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Climate*, 2(11), 1388 – 1403.
- Wagner C. R.(2002), *Mudanças climáticas, Realismo e Multilateralismo*. Terra Livre Ano 18 , vol. I, n. 18 p. 75 - 84 Jan.-Jun, São Paulo-SP.
- Pereira.A.R.; Vila. N.A.;Sediyama.G.C.(1997)-Evapotranspiração. FEALQ.Piracicaba-SP
- Paiva.E.M.C.D.;Paiva.J.B.D (2001)-Hidrologia Aplicada à Gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas. ABRH.UFSM. Porto Alegre-RS.
- Tucci. C. E. M et al. (1997) - Hidrologia: Ciência e Aplicação 2ed. ABRH, ed. Universidade, Porto Alegre – RS.

IMPACTOS TECNÔGENICOS SOBRE A QUALIDADE DAS ÁGUAS SUPERFICIAIS DA MICROBACIA HIDROGRÁFICA DO IGARAPÉ VAL-DE-CÃES

Romero de A. Maranhão

Divisão de Gestão Ambiental da Base Naval de Val-de-Cães. romeroalbuquerque@bol.com.br

Introdução

A microbacia hidrográfica de Val-de-Cães, situada na porção norte da Região Metropolitana de Belém, apresenta como característica a densa ocupação urbana, representada pelas ocupações clandestinas e pelos conjuntos residenciais (CDP e Promorar), além da ocupação por áreas institucionais (Base Aérea de Belém, Infraero e Base Naval de Val-de-Cães).

As ações do homem como agente geológico aceleram os processos naturais e desta forma degradam o meio em que vive, reduzindo drasticamente o seu tempo de vida e, conseqüentemente, influenciando na sua qualidade.

A qualidade da água da área de estudo apresenta aspectos físicos, químicos e biológicos que divergem dos padrões de aceitabilidade estabelecidos pelos órgãos de saúde pública e meio ambiente, tendo em vista as fontes de poluição da água existentes junto ao Igarapé Val-de-Cães, que são os esgotos sanitários e os resíduos sólidos. Reflexo da forma desordenada e sem planejamento da ocupação da microbacia, já que apresenta inúmeras residências em seu entorno.

De acordo com Oliveira et al. (2005) é necessário desenvolver estudos de caso relacionados à urbanização, a fim de que possamos realizar o registro histórico das interferências antrópicas na história geoambiental do Brasil.

Essa interação dinâmica dos processos antrópicos e naturais nas áreas urbanas, em geral é mais intensa nessas áreas ocupadas por populações de renda mais baixo do que nas demais. Esse tipo de correlação indica que certos aspectos do Tecnógeno merecem ser aprofundados no sentido da análise sociológica e política, verificando-se, por exemplo, a correlação entre as relações existentes entre os homens e entre eles e a natureza, o que configura um quadro explicativo complexo, porém necessário, dos vários aspectos da degradação ambiental (do meio físico, biótico e da sociedade) que interagem numa dinâmica prejudicial à vida humana (PELLOGIA,1997).

O presente trabalho propõe-se a apresentar os primeiros resultados dos impactos decorrentes do processo de urbanização na microbacia em estudo numa abordagem tecnogênica.

Caracterização da Área

Esta microbacia está inserida na divisão estabelecida pela Prefeitura de Belém, dentre as 14 Bacias Hidrográficas que compõem o Município e abrange três distritos administrativos, a saber: Distrito Administrativo do Bengui - Daben, da Sacramento - Dasac e do Entroncamento - Daent. Efetivamente a drenagem natural apresenta relação direta e indireta com seis bairros, que são: São Clemente (Daben), Bengui (Daben), Pratinha (Daben), Val-de-Cães (Daent), Maracangalha (Dasac) e Miramar (Dasac).

O Igarapé Val-de-Cães é tributário da Baía do Guajará, desaguardo na porção norte da Cidade de Belém. O Igarapé apresenta sua nascente às margens da Rodovia Augusto Montenegro (entrada do bairro do Bengui), com coordenadas UTM N=9848398,90m e E=784185,01m e sua foz na Baía de Guajará, com coordenadas UTM N=9845012,06 m e E=778907,83 m. As coordenadas geográficas são:

A Área de abrangência da microbacia: 10,10 Km² ou 1010,9255 ha, tendo o curso de seu afluente principal 7.213,83m (CODEM,1996), conforme a figura 1.

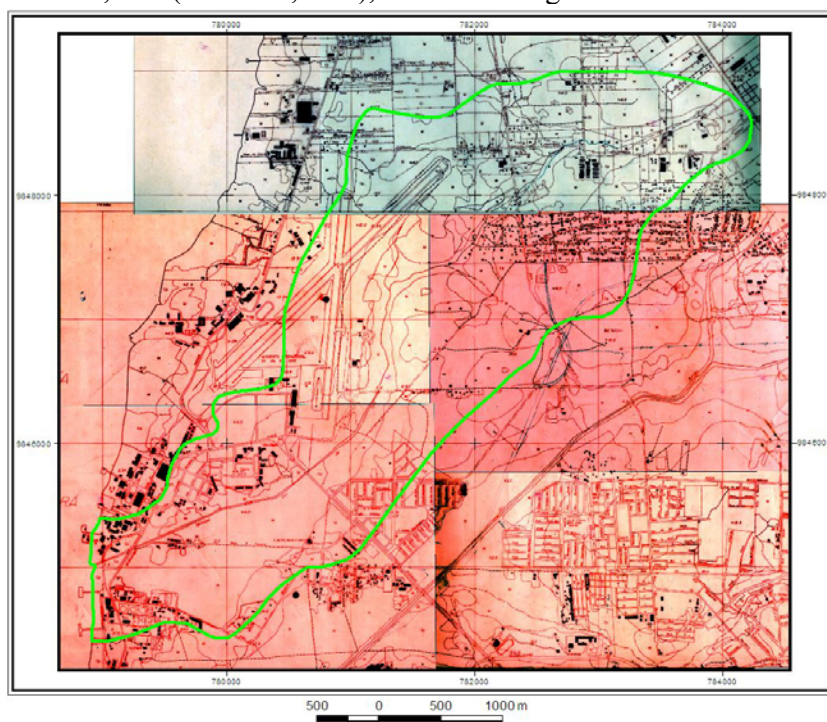


Figura 1: Localização e delimitação da Bacia Hidrográfica do Igarapé Val-de-Cães.

Qualidade das Águas do Igarapé

Comumente, a poluição das águas, tem sido encarada sob dois aspectos, um sanitário e outro ecológico. A abordagem sob o ponto de vista sanitário, a poluição das águas é conceituada como a modificação de suas qualidades química, física e biológica, que possam afetar as comunidades que dela se servem. Quanto à abordagem ecológica a poluição é definida como alterações na qualidade das águas que causa ruptura nos ecossistemas aquáticos naturais.

Na primeira conceituação temos que o homem é a medida de referência, ou seja, a conspurcação só é vista como algo indesejável se afeta o homem ou suas atividades. Já o segundo conceito não aceita o destaque antropocentrista, tendo por indesejáveis as alterações nos fatores ecológicos. Esta dualidade de conceitos no que refere as águas se deve a diferentes observações, mais é extremamente necessário harmonizar estas duas vertentes.

É inequívoco que a maior fonte de poluição da água existente junto ao Igarapé Val-de-Cães são os esgotos sanitários e os resíduos sólidos. Os mesmos são os maiores agentes introdutores de compostos orgânicos biodegradáveis dentro desse ecossistema aquático. As atividades domésticas de preparo de alimentos, higienização das residências, além das atividades fisiológicas normais do homem, são fontes de coloração das águas, proteínas, carboidratos, nutrientes e agentes patogênicos.

As águas urbanas oriundas do escoamento superficial, águas pluviais, não recebem, diante de outras prioridades, maior atenção de nossa parte, porém as mesmas podem se constituir em um importante agente poluidor. As águas das chuvas “lavam” as ruas, calçadas, levando consigo restos de lixo, material particulado, resíduos sólidos, óleos e outros derivados de petróleo que provêm de veículos que circulam pelas ruas.

E os resultados podem ser observados pelos valores encontrados na tabela abaixo numa coleta onde as amostras foram coletas no dia 26 de fevereiro de 2004, no período entre das

08:00 às 11:00h, com a maré 0,9m e em 05 pontos distintos e aleatórios. As amostras foram acondicionadas em frascos de polietileno de 1L e mantidas sob refrigeração até o momento das análises laboratoriais.

- ✓ Ponto 01: Situado á 20 metros da foz do Igarapé Val-de-Cães;
- ✓ Ponto 02: Situado á 10 metros –jusante- do lançamento da galeria da Av. Julio César;
- ✓ Ponto 03: Situado á 10 metros –jusante- do lançamento da ETE do Aeroporto de Belém;
- ✓ Ponto 04: Situado á 10 metros –jusante- do lançamento na Rua São Clemente; e
- ✓ Ponto 05: Situado na nascente do Igarapé Val-de-Cães.

Tabela: Análise físico-químico da água

PARÂMETROS	PONTO 1	PONTO 2	PONTO 3	PONTO 4	PONTO 5
Temp. Ar. C ⁰	29,0	29,0	30,0	30,0	30,0
Temp. Água 01 C ⁰	28,0	29,0	29,0	29,0	29,5
Temp. Água 02 C ⁰	27,5	28,5	29,0	28,5	29,0
Aspecto	Turvo	Límpido	Límpido	Límpido	Límpido
Odor	Objetável	Inodoro	Inodoro	Inodoro	Inodoro
Turbidez (NTU)	7,0	6,2	9,0	5,8	7,0
Cor (Pt/Co)	72,0	57,0	173,0	32,0	58,0
PH	7,4	6,0	6,0	6,2	6,5
Alcalinidade (mg/l)	188,0	30,0	80,0	32,0	62,0
Ferro (mg/l)	1,68	0,06	3,19	0,45	0,97
Fósforo (mg/l)	0,97	0,24	0,18	0,26	0,32
Dureza (mg/l)	48,0	34,0	100,0	36,0	32,0
CO ₂ Livre (mg/l)	7,0	60,0	130,0	41,0	42,0
Nitrato (mg/l)	1,8	1,8	1,5	1,4	2,0
Nitrito (mg/l)	0,003	0,003	0,001	0,029	0,054
Amônia (mg/l)	5,78	0,0	0,53	1,04	1,13
Sílica (mg/l)	1,121	0,741	0,306	0,604	0,812
Sólidos Susp. (mg/l)	7,33	<1,0	5,5	<1,0	6,0
TDS (mg/l)	220,0	64,7	85,3	82,2	76,1
OD (mg/l)	0,0	2,9	1,1	1,5	2,2
DBO (mg/l)	108,8	32,0	22,0	40,0	48,0
DBO (mg/l)	118,4	34,5	24,8	46,4	46,9
Óleos e Graxas (mg/l)	13,17	7,96	7,76	3,42	3,59
Condutividade	438,0	129,1	170,5	164,3	152,4
Coli Totais (nmp)	110.000,0	7.500,0	750,0	1.100,0	110.000,0
Coli Fecais (nmp)	1.500,0	20,0	0,0	0,0	0,0

Discussão

O estudo está na fase inicial, estes dados são da primeira amostra de água e serão comparados com outras localidades para que se possa verificar o nível de poluição e impacto sobre as águas. Com relação aos valores obtidos é possível dizer que a qualidade da água está comprometida, possivelmente por descargas de matéria orgânica e resíduos provenientes das empresas localizadas na área do estudo. Conforme os estudos apresentados por Aragon (2003), Berredo (2003) e Gaspar (2001), a qualidade da água em Belém está sendo modificada pela ação humana, seja pelas descargas pontuais ou pelas pressões sociais.

É interessante frisar que os processos naturais estão sendo alterados em escala global, mas o homem tem acelerado tais ações com emprego da técnica, conforme quadro abaixo:

PROCESSOS NATURAIS	PROCESSOS TECNÔGENICOS
Intemperismo	Moagem de rochas na mineração
Formação do relevo	Modificações por construções e cortes
Denudação	Perda de solo agrícola
Dinâmica fluvial	Canalizações e retificações
Formação de cavernas	Obras subterrâneas, metrô e túneis
Subsidência dos terrenos por carstificação	Subsidência por colapso de minas
Sismos naturais	Sismos induzidos por grandes reservatórios / barragens

Fonte: Adpatado de Ter-Stepanian, 1988.

Referências

- Aragon, L.E. E Godt, M.C. (org.). Problemática do uso local e global da água da Amazônia. Belém: NAEA, 2003. 504p.
- Berredo, F. Qualidade da Água da Baía do Guajará. Livro de Resumos Expandidos. IX Congresso Brasileiro de Geoquímica, 2003. Belém. Sociedade Brasileira de Geoquímica.
- CODEM. Relatório sobre o Município de Belém. Belém, 1996. Prefeitura Municipal de Belém.
- Gaspar, M.T.P. Avaliação dos Impactos da Ocupação Urbana sobre as águas da Bacia hidrográfica do Igarapé Mata Fome, Belém,PA. Tese de Mestrado, 2001. 113p.
- Oliveira, A . M., Brannstrom, C., Nolasco, M.C., Peloggia, A .U.G., Peixoto,M.N.O. e Coltrinari,L. Tecnógeno: Registro da Ação Geológica do Homem. In: SOUZA, C.R.G, Suguio,K., Oliveira, A .M.S. E Oliveira, P.E. Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto. São Paulo: Holos, 2005. 382p.
- Peloggia, A. O homem e o ambiente geológico: geologia, sociedade e ocupação urbana no Município de São Paulo. São Paulo : Xamã, 1998. 271p.
- Ter-Stepanian, G. Beginning of the technogene. In: Bulletin of the International Association of Engineering Geology, n. 38. Paris, 1988. pp. 133-142.

ESTUDOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO RIO JI-PARANÁ PARA FINS DE APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS A NÍVEL DE INVENTÁRIO

Euzébio J. Gil & Célia Aparecida Silva Marinho

Furnas Centrais Elétricas. euzebio@furnas.com.br

O presente resumo tem por objetivo propor a apresentação de um painel com as características geológicas do rio Ji-Paraná e adjacências, incluindo reservatórios a serem formados e a área da bacia de contribuição, para fins de aproveitamentos hidrelétricos.

A bacia do rio Ji-Paraná, tem suas nascentes na elevação 500 m onde é constituído pelo rio Apediá, próximo a Vilhena, MT. Seu curso tem uma extensão superior a 800 km até sua foz na elevação do nível d'água de 40 a 50 m, na margem direita do rio Madeira, e cerca de 200 km a jusante de Porto Velho – RO.

A geologia da bacia do rio Ji-Paraná, nos primeiros 200 km nas cabeceiras, é constituída por uma suíte de rochas sedimentares e por conglomerados, arenitos e siltitos do Paleozóico-Mesozóico. O trecho intermediário da bacia é representado por gnaisses, anfibolitos, granodioritos e migmatitos do Arqueano. E, finalmente, os últimos 70 km próximo à sua foz ocorrem arenitos e siltitos do Pleistoceno e aluviões holocênicos próximos à sua calha. No seu percurso, o rio Ji-Paraná apresenta cachoeiras e corredeiras no trecho intermediário, no cristalino, constituindo pontos de maior atratividade de aproveitamentos hidrelétricos.

A bacia hidrográfica do rio Ji-Paraná tem direção aproximadamente Norte-Sul no trecho intermediário e nas suas extremidades direção noroeste-sudeste (cabeceira e baixo Ji-Paraná). Essa situação é resposta das condicionantes estruturais dos grandes lineamentos/falhamentos nessas direções.

A bacia do rio Ji-Paraná é bastante regular com largura variando da ordem de 100 a 150 km, num estirão alongado e próximo à sua foz apresenta faixas marginais de drenagem bastante reduzidas

Os solos do rio Ji-Paraná na sua cabeceira até o trecho intermediário são poucos desenvolvidos onde ocorrem solos litólicos e podzólicos e no segmento mais a jusante, do meio para o final da bacia, ocorrem solos latossólicos mais espessos. No leito do rio ocorrem freqüentes afloramentos de rochas, especialmente nas corredeiras e cachoeiras, porém, com predominância de aluviões colmatando a sua calha.

Dentro deste panorama, este trabalho deverá apresentar uma sistemática de divisão de queda dos aproveitamentos hidrelétricos nesta bacia que poderão, no futuro, constituir locais de barramentos para gerar energia.

As figuras abaixo mostram a área de estudo de inventário da bacia do rio Ji-Paraná proposta para apresentação de aproveitamentos hidrelétricos.



Figura 1 – Estado de Rondônia onde se localiza bacia do rio Ji-Paraná.



Figura 2 – Estado de Rondônia com localização do rio Ji-Paraná.



Figura 3 – Bacia do rio Ji-Paraná com indicação do leito e afluentes principais.

Referências Bibliográficas:

Carta do Brasil ao milionésimo – IBGE- Ano 1972.

Projeto RadamBrasil - Volume 16 - Folha SC.20 Porto Velho – Ano 1978

Estudo de Inventário Hidrelétrico do rio Ji-Paraná – Ano 1987.

ESTUDOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO RIO TELES PIRES PARA FINS DE APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS A NÍVEL DE INVENTÁRIO

Euzébio J. Gil & Roberta R. Coutinho

Furnas Centrais Elétricas. euzebio@furnas.com.br

O presente trabalho tem por objetivo mostrar as características geológicas do leito do rio Teles Pires e adjacências, incluindo reservatórios a serem formados e a área da bacia de contribuição, para fins de aproveitamentos hidrelétricos. A bacia do Rio Teles Pires, da sua nascente nos contrafortes da serra Azul até o local do aproveitamento TPR 775¹, ou seja, nos seus primeiros 400 km de extensão, tem largura da ordem de até 100 km, bastante regular, com vertentes pouco mais amplas pela margem esquerda. As drenagens se iniciam nas elevações de até 800 metros na cabeceira da serra, e as cristas das vertentes marginais, ao longo deste trecho, acompanham a elevação de 500 metros, de onde as águas fluem para a calha do rio Teles Pires.

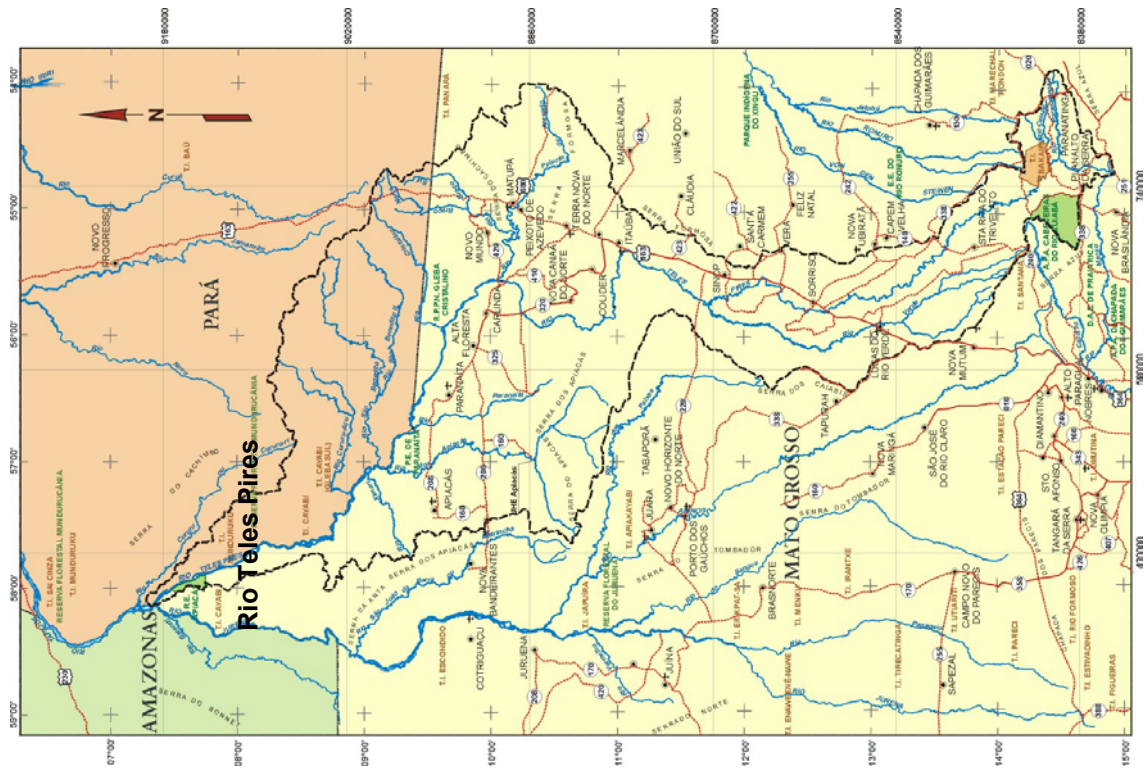
Este trecho apresenta nos primeiros 100 km siltitos e arcósios da Formação Diamantino, exibindo uma dissecação de relevo acentuada. Os solos são pouco desenvolvidos, argilo-arenosos, ocorrendo sobre o espesso perfil de intemperização da rocha alterada. As estruturas planares indicam direções NE e NW, destacando-se a falha de São Manuel e a anticlinal do Urubu, e no leito do Rio Teles Pires as cachoeiras das Garças, na cabeceira, e a Corta Pau, no limite inferior desse sub-trecho. Avançando para o norte, até o km 400, o Rio Teles Pires atravessa rochas do Grupo Parecis constituídas basicamente por conglomerados.

O sub-trecho complementar até o encontro com o Rio Apiacás, corresponde a 300 km em linha aérea. Neste trecho, o Rio Teles Pires segue em direções NE e NW, condicionados estruturalmente por falhamentos e lineamentos concordantes nestas direções. Recebe como principal afluente, pela margem direita, o Rio Peixoto de Azevedo e, pela margem esquerda, o Rio Apiacás, sendo o encontro deste com o Teles Pires, limite da área de estudo com barramentos indicados. Nesta região, a bacia do Rio Teles Pires tem 300 km de largura na parte montante, reduzindo para 200 km na região do seu encontro com o Rio Apiacás. As vertentes marginais partem da elevação de 400 metros da Serra do Cachimbo pela margem direita e da Serra do Caiabis pela margem esquerda. Ocupa no seu curso superior áreas de gnaisses do complexo Xingu e, na região do encontro com o Apiacás, áreas vulcânicas constituídas por riolitos. Na margem direita, fora do leito do rio, ocorrem arenitos do Grupo Beneficente. A diferença de nível aproveitada para os barramentos abaixo descritos, compõem degraus na bacia que atinge cerca de 220 metros de queda, para os aproveitamentos hidrelétricos propostos.

Quanto à estanqueidade, não há indicações de presença de rochas carbonáticas no trecho da bacia do Rio Teles Pires em estudo que possam comprometer a estanqueidade do barramentos propostos.

Em relação à estabilidade de taludes, as áreas marginais dos barramentos e dos lagos não apresentam, a princípio, identificação de formações rochosas e vertentes com taludes instáveis. Os tipos rochosos presentes: gnaisses, granitos e riolitos apresentam boas condições de estabilidade de talude. Adicionalmente, o vale é muito amplo e, as vertentes próximas aos lagos, são relativamente suaves - relevo suave ondulado a ondulado. Segue abaixo figura da bacia do rio em estudo.

¹ TPR 775 significa que o aproveitamento hidrelétrico no rio Teles Pires se localiza a 775 km da sua foz no rio Juruena, afluente da margem direita do rio Amazonas.



Referências Bibliográficas

Projeto RadamBrasil – Folha Juruena – Ano 1978.

IMPACTOS AMBIENTAIS GERADOS PELAS EXPLOTAÇÕES DE QUARTZITO NA REGIÃO DE OURO PRETO

¹Mauro F. Meyer, ²Julio C. de Pontes, ²João B. M. de Souza

¹CEFET-PA (Centro Federal de Educação Tecnológica do Pará), mf.meyer@terra.com.br e mf.meyer@hotmail.com e maurofm@unp.br

²CEFET – RN (Centro Federal de Educação Tecnológica do Rio Grande do Norte). juliocesar@cefetrn.br, joaosouza@cefetrn.br

Resumo

Nas últimas quatro décadas tem ocorrido a expansão de explorações de quartzitos nas proximidades da cidade de Ouro Preto para utilização na construção civil e até para exportação. Tais explorações estão sendo feitas sem o mínimo planejamento, promovendo problemas ambientais graves. Apesar da lavra de quartzitos ser uma ocupação provisória do terreno, esta atividade pode causar impactos ambientais graves. Por outro lado, esta atividade é importante para a região em termos de geração de emprego. Um dos principais objetivos deste artigo é analisar estas atividades identificando seus principais impactos e propondo medidas corretivas considerando o uso futuro da área.

Palavras chave: quartzitos, impactos ambientais, explorações

Introdução

Localização e Geologia Regional

A região de Ouro Preto está localizada no Quadrilátero Ferrífero. O Quadrilátero Ferrífero está situado no extremo sul do cráton São Francisco apresentando uma área de aproximadamente 7.000 Km², sendo delimitado pelas cidades de Itabira, a nordeste, Mariana, a sudeste, Congonhas do Campo, a sudoeste e Itaúna, a noroeste. (Figura.1).



Figura 1. Mapa do Quadrilátero Ferrífero com indicação da região de Ouro Preto .

O Quadrilátero Ferrífero se distingue em relação às áreas adjacentes por conter um conjunto de características fisiográficas, geológicas e geo-econômicas notáveis, sendo considerado como uma das áreas clássicas da Geologia pré-cambriana do mundo.

Geologia Local

A área considerada para esta avaliação é composta em sua maioria pelos quartzitos da Formação Moeda, pertencente ao grupo Caraça, Supergrupo Minas de idade Proterozóica. O quartzito apresenta-se com uma coloração que varia de branca a rosa e a textura varia de fina a média, estando localmente alterado.

Lavra de Quartzitos

As explorações de quartzito são executadas a céu aberto, por bancos, e os blocos irregulares de melhor qualidade selecionados são retirados da encosta e cortados em fatias que são arremessadas para baixo e finalmente divididas em pedras de revestimento de acordo com os padrões comerciais vigentes. A tecnologia de corte é muito rudimentar e consiste basicamente na utilização ocasional de pequenas quantidades de pólvora seca e ferramentas tradicionais para corte e alavancagem. No campo, foram identificados três métodos diferentes de exploração, que serão descritos abaixo.

Primeiro Método: Manual

O processo de extração é iniciado após obterem-se duas faces livres da superfície da rocha; aproveitando-se dos planos de fraturas, presente no depósito e por intermédio de alavancas, cunhas e marretas. Inicia-se a separação do bloco de forma muito lenta e trabalhosa. Obtido o bloco, procede-se à separação das placas através da introdução das cunhas nos planos de clivagem da rocha concomitantemente com a aplicação de golpes com marretas.

Segundo Método: Misto ou com Utilização de Explosivo

Após a remoção do capeamento ou em locais onde a rocha é aflorante, o trabalhador faz os furos com diâmetro, normalmente, de 7/8 de polegada, da seguinte forma: Faz-se o coroamento utilizando-se de uma ponteira, chamada de “picote” e marreta sendo que a ponteira vai recebendo os golpes da marreta e um homem faz a rotação manual da ponteira, até uma profundidade da ordem de 1,0 a 1,1 metros. Concluído o furo, carrega-se com explosivo, geralmente dinamite, e escorva com cordel detonante NP-5, o qual é ligado a espoleta simples e ao mantopim.

Terceiro método: Mecanizado

A operação de limpeza da frente de lavra e remoção de solo ou rochas alteradas é realizada por trator de esteiras e carregadeira e tal qual no método artesanal o estéril é depositado num local próximo da frente de serviço, porém de forma mais organizada. Em seguida, por intermédio da perfuração pneumática, são feitos furos que atingem de 5,0 m até 15 m de comprimento e com diâmetro do furo de 3 polegadas, dependendo da espessura da camada compacta que está sendo lavrada. Em todos os três métodos os impactos ambientais sobre o solo, a vegetação, o ecossistema aquático, a fauna, a estética do depósito de estéril e a área lavrada são equivalentes.

Beneficiamento

A instalação de beneficiamento é bastante simples. Normalmente é equipada por duas máquinas. A máquina de corte é acionada por um motor elétrico que trabalha fixa em uma estrutura móvel construída por cantoneira e chapas de aço que se movimenta sobre trilhos. A máquina de polimento é também acionada por um motor elétrico composto por um conjunto de quatro suportes, interligados, em que as coroas diamantadas são acopladas. O conjunto gira sobre a superfície da laje em contato com a água fazendo o polimento.

A Lavra e a Disposição de Estéreis

Uma dos impactos mais visíveis ao meio ambiente e também ao patrimônio histórico é causado pelas unidades de beneficiamento que estão situadas às margens da rodovia dos Inconfidentes (entre Ouro Preto e Mariana) onde o rejeito das serrarias é disposto aleatoriamente às margens da rodovia sem qualquer preocupação com os transeuntes,

incluindo turistas que visitam o sítio histórico de Ouro Preto. Além do impacto visual causado pelos entulhos, a água contaminada gerada no processo de serraria e polimento dos quartzitos é despejada diretamente no solo, sem qualquer tratamento para contenção de finos e reaproveitamento. Outro tipo de impacto que foi constatado na instalação de beneficiamento do quartzito junto às margens da rodovia dos Inconfidentes foi a questão do ruído causado pelas máquinas de corte e polimento. (Figura 2).



Figura 2. A escavação dos depósitos de quartzito envolve a remoção do solo superficial e das rochas do capeamento.

O rejeito do beneficiamento (Figura 3) é um outro grande problema, que pode ser resolvido com sua utilização, por exemplo, na indústria, na fabricação de britas ou em calçamentos de ruas, etc. Deve-se verificar a melhor opção para seu melhor aproveitamento. De qualquer forma, caso não se encontre uma utilização econômica para este rejeito, este material deve ser transportado e disposto em pilhas controladas com um sistema de contenção de finos (Dique).



Figura 3. O rejeito do beneficiamento é um outro problema, que precisa ser resolvido.

Reabilitação das Áreas Degradadas

Geralmente, as atividades de mineração duram somente alguns anos e os mineiros abandonam o local deixando os problemas existentes e os problemas futuros para serem resolvidos por outros. A operação de uma mina cessa quando a pedreira não pode ser mais explorada com lucro. O tempo exato desse evento é muito incerto devido a incertezas sobre as reservas minerais, custos e preços dos produtos minerais.

Conclusões

O conjunto de pedreiras de quartzito de Ouro Preto incorpora um grande número de minas com as mesmas características, ou seja, (mesmo tipo de material, métodos de lavra similares e competição no mesmo mercado), e com concentrações acima de 1 unidades de produção por km² em certas áreas, apesar dos limites não serem, geralmente, definidos com precisão. Para o aproveitamento econômico desse bem mineral, dentro dos critérios de desenvolvimento sustentável, são necessárias mudanças no processo produtivo, como:

- Remoção destas unidades de beneficiamento próximo às áreas de extração e construção de barragens para contenção de finos provenientes do beneficiamento e reaproveitamento da água no próprio processo.
- Uma das medidas mitigadoras que está sendo usada no local é o plantio de espécies arbustivas como por exemplo Candeias, Ipês, Eucaliptos , entre outras, cujo objetivo é a fixação do solo para contenção da erosão e para a estabilização do talude .
- Apoio técnico de profissionais habilitados (engenheiro de minas e geólogos), visando um melhor planejamento das operações de lavra e beneficiamento.
- Implementação de medidas mitigadoras para a disposição controlada do estéril proveniente da lavra;
- Estudo de aproveitamento econômico do rejeito das serrarias.

Finalmente, o estabelecimento e crescimento da vegetação após a lavra, devem ser observados com a finalidade de facilitar o retorno da flora e fauna original. O quartzito concorre tanto no mercado nacional e internacional com outras rochas ornamentais, muitas vezes, superando-as em preço o que acarreta um ótimo retorno de investimento.

Referências Bibliográficas

- Singh, R.S., Tewary, B.K. & Dhar, B.B. Effect of surface mining on plant biomass and productivity in a part of Dhanbad coalfield areas. Second National Seminar on Minerals and Ecology (ed. Banerjee, S.P.), Oxford & IBH Pub., New Delhi, pp. 103-109, 1994.
- Williams, D.J, Wu,Y. & Morris, P.H. Systems analysis of engineered mine site rehabilitation, Proceedings of The Fourth Intern. Conf. on Tailings and Mine Waste, Fort Collins, Colorado, Rotterdam: A.A. Balkema, 1997.
- Sinding, K. Environment impact assessment and management in the mining industry. Proceedings of the Environment Issues Waste Management in Energy and Mineral Production (ed. A. A. Balkema) Rotterdam, pp. 81-86, 1998.
- Ciccu, R., Mocchi, G. & Imolesi, E. A rational approach to the assessment of environmental issues in stone quarrying districts. Proceedings of the Environment Issues Waste Management in Energy and Mineral Production (ed. A. A. Balkema) Rotterdam, pp. 87-93,1998.

AVALIAÇÃO DE VIABILIDADE AMBIENTAL, TÉCNICA E ECONÔMICA DA ATIVIDADE DE EXTRAÇÃO DE AREIA DE ALUVIÃO NO MUNICÍPIO DE IELMO MARINHO-RN

¹Mauro F. Meyer, ²Handson C. D. Pimenta

¹CEFET – PA (Centro Federal de Educação Tecnológica do Para). mf.meyer@terra.com.br, mf.meyer@hotmail.com, maurofm@unp.br

²CEFET-RN (Centro Federal de Educação Tecnológica do Rio Grande do Norte). handsonpimenta@hotmail.com

Resumo

O presente trabalho tem como objetivo analisar a viabilidade ambiental, técnica e econômica de uma área em Ielmo Marinho/RN para extração de areia no Rio Potengi. Os resultados parciais mostram que a atividade é altamente viável do ponto de vista ambiental, técnico e econômico e trará benefícios na geração de emprego e renda, assim como o fornecimento de insumos para construção civil. A exploração de alguma forma vem provocar alterações no meio ambiente, entretanto, as medidas de controle ambiental buscarão mitigar os impactos decorrentes da atividade.

Palavras chave: Extração de areia, areia de aluvião, Viabilidade ambiental, técnica e econômica.

Introdução

A extração de areia de aluvião é uma típica atividade potencialmente poluidora e sujeita, entre outras ferramentas da gestão ambiental pública, ao licenciamento ambiental e licenciamento da lavra para extração. Nesse sentido fazem-se necessários estudos de viabilidade de ordem técnica, econômica e ambiental. Esta atividade tem importância sócio-econômica, com a geração de empregos diretos e indiretos, geração de impostos e o próprio desenvolvimento da região onde é extraída. Na construção civil, o emprego de areia nas argamassas e nos concretos é de fundamental importância. Nesse contexto, o presente estudo teve como objetivo avaliar a viabilidade ambiental, técnica econômica de uma área para extração de areia de aluvião no Rio Potengi no município de Ielmo Marinho-RN de forma que atividade seja desenvolvida de forma sustentável. No contexto geral, o abordou os principais aspectos relacionados á atividade, tais como: preparação, desenvolvimento, lavra, transporte e impactos ambientais propondo reabilitação da área minerada.

Materiais e Métodos

A execução deste Estudo foi dividida pelas seguintes etapas: 1 - Levantamento da legislação pertinente ao tipo de empreendimento; 2 – mapeamento ambiental da área do empreendimento; 3 – diagnóstico ambiental; 4 – identificação e definição dos impactos ambientais e plano de controle ambiental destes; 5 – estudo técnico e econômico da lavra e 6 – Interpretação e discussão dos dados.

Resultados e Discussão

Diagnóstico Ambiental

Definição das Áreas de Influência Direta e Indireta

A definição da área de influência dos impactos ambientais foi desenvolvida em função de alguns aspectos como: distância do transporte do material em suspensão proveniente do

processo de extração; distância do transporte do material em suspensão devido ao tráfego de veículos que transportam a areia até os consumidores; Legislação ambiental vigente; oferta para construção civil em Natal, entre outros.

O município de Ielmo Marinho, localizado na Mesorregião Norteriogrãndense Agreste Potiguar, possui uma área de 314,8 km², equivalente a 0,59% da superfície estadual, distando 48 Km da capital do Estado.

Meio Físico

O município situa-se em área de domínio do Embasamento Cristalino, predominantemente Grupo Caicó, de Idade Pré-Cambriana (1.100 - 2.500 milhões de anos), que caracterizado por rochas do tipo migmatito, gnaisses, anfíbolitos e xistos. Localmente o Embasamento Cristalino encontra-se recoberto por uma camada de sedimentos arenosos, bastante lixiviada de coloração creme claro a esbranquiçada e pouca espessura (IDEMA, 2000). O município de Ielmo Marinho apresenta um Clima árido, com precipitação pluviométrica anual média de 1.000 mm (IDEMA, 2002).

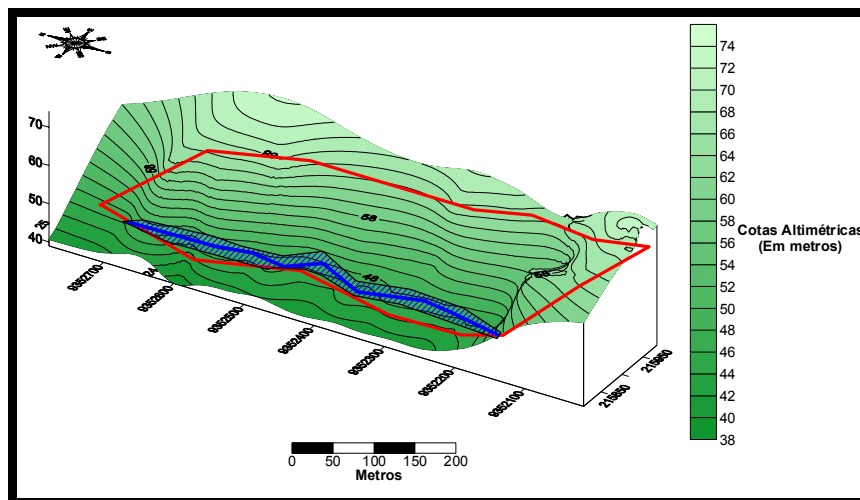


Figura 1 – Perfil geomorfológico da área.

Na Hidrologia, o empreendimento está inserido na Bacia Hidrográfica do Rio Potengi correspondendo a cerca de 7,7 % do território estadual.

Meio Biológico

A vegetação da região do empreendimento é formada por áreas de remanescente de mata atlântica e de vegetação rasteira. A primeira predomina nas áreas mais elevadas e de solos não apropriados ao cultivo agrícola, não sofrendo influências diretas do empreendimento. A segunda domina as regiões mais baixas dominadas pelos vales úmidos dos principais rios, onde ocorrem solos mais apropriados a atividades agrícolas e agropecuárias.

Impactos Ambientais e Plano de Controle Ambiental

A atividade de extração de areia de rio possui as seguintes implicações: desmatamento; alteração da superfície topográfica e da paisagem; perda de solo; alterações dos corpos d'água; erosão; assoreamento; ruídos; poeiras e vibrações; além da destruição da microfauna e afastamento da macrofauna. Os impactos ambientais positivos envolvem a demanda de bens e serviços, geração de impostos e de postos de trabalho.

Plano de Recuperação de Área Degradada

A recuperação ambiental de uma área degradada tem como objetivo principal o retorno da área a uma forma de utilização, de acordo com um planejamento para o uso do solo, visando a obtenção de uma estabilidade harmônica do meio ambiente. Assim, uma vez encerradas as atividades de lavra, deverão ser tomadas medidas visando, a medida do possível, o retorno da área às condições originais, pretéritas aos trabalhos de lavra.

Dados Técnicos da atividade de extração de areia de aluvião

Área de Lavra, Recurso e Reserva Mineral

As atividades de lavra concentram-se exclusivamente na exploração de areia em um tabuleiro entre o rio e o vale já formado. A areia de aluvião, o qual uma coloração creme amarelada, granulometria de areia fina e média, composição quartzosa. A jazida é constituída por uma topografia relativamente suave com um volume que oferece boas condições de lavra. Estima-se uma produção de 100 m³/dia de areia.

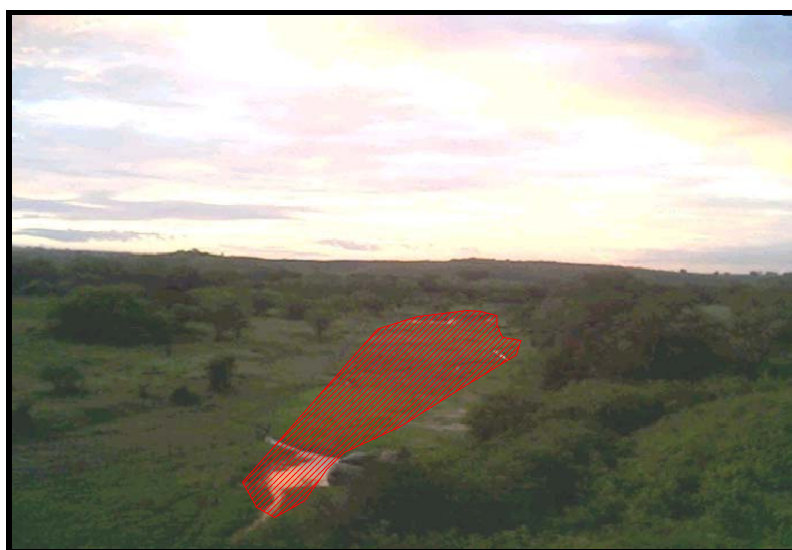


Figura 2 – Visão geral do terreno em que se encontra a área a ser explorada. Na parte central, rachurada, tem-se a área a ser explorada.

Método de Lavra

O desenvolvimento da lavra será realizado mecanicamente de acordo com o comportamento do minério “*in loco*” seguindo as tendências locais de comportamento de organização geométrica do depósito. Será desenvolvida uma lavra em cava no canal do Rio Potengi, tendo dimensões de 15 m de largura por 30m de comprimento (com respeito ao curso do rio) e 5 m de profundidade. Estas cavas com estas dimensões são modificadas de acordo com as necessidades.

O processo de exploração é efetuado de forma mecanizada, envolvendo as seguintes etapas: **Extração** - A produção tem início na extração da areia inconsolidada do leito do rio através da dragagem. A extração da areia é processada através de sucção no leito do rio com auxílio de uma draga acoplada a um motor de explosão a diesel, cuja capacidade de produção é de aproximadamente 100 m³/dia. **Carregamento** - será efetuada manualmente por pá - manual diretamente para os caminhões de transporte que no caso serão utilizados dois veículos através de abertura de vias de acessos (rampas), a ser instalada na área e **Comercialização** - A substância mineral será transportada para área de comercialização em Natal - RN.

Avaliação Econômica

Escala de Produção

A jornada de trabalho a ser estabelecida para será de 12 meses/ano, 22 dias por mês e 8 horas por dia. Será estabelecida a seguinte meta de produção para o aproveitamento racional do jazimento: A - Produção mensal prevista = 2.200 m³/mês; B - Jornada de trabalho anual = 12 meses/ano e C - Produção anual na extração = 26.400 m³.

Equipamentos

A empresa contará com os seguintes equipamentos, os quais satisfazem perfeitamente as necessidades existentes nas operações de lavra: Uma draga de motor a diesel com 4 cilindros; 06 Pás de Bico; 02 picaretas e 03 enxadas.

Mão de Obra

A empresa contará com o seguinte quadro de pessoal: 01 Engenheiro de Minas, em regime de assistência; 03 operários na draga e 02 funcionários no carregamento (apoio).

Estimativa de Custos

A draga é da própria empresa e teve um custo de aquisição de R\$ 8.000,00. À medida que a lavra for avançando a médio prazo será adquirido uma pá carregadeira para facilitar o carregamento dos caminhões e limpeza do solo (capeamento). Considerando que serão trabalhados 12 meses/ano e sendo a produção mensal prevista de 2.200 m³/mês e que o minério será comercializado a 13,00 Reais/m³:

Valor de venda no período = 2.200m³ x 13,00 Reais/m³ → 28.600,00 reais

Lucro líquido/mês = R\$ 28.600,00 - R\$ 4.200,00 = R\$ 24.400,00

Considerações Finais

O presente trabalho apresentou um estudo sobre avaliação ambiental, técnica e econômica na atividade de extração de areia em Ielmo Marinho/RN, típica atividade potencialmente poluidora e sujeita, entre outras ferramentas da gestão ambiental pública, ao licenciamento ambiental e licenciamento da lavra para extração. O panorama geral apresentado, com base nos resultados, esta atividade é viável ambientalmente, tecnicamente e economicamente e trará benefícios para a população e profissionais ligados à construção civil. O depósito está localizado em uma região de terrenos arenosos, caracterizada pela grande potencialidade dos depósitos de areia, sendo esta marcada pelas mesmas características geoeconômica de áreas produtoras de areia da região.

Referências

BANCO DO NORDESTE. (1999) – Manual de Impactos Ambientais. Banco do Nordeste. Fortaleza-CE.

CONAMA, Resolução do Conselho Nacional do Meio Ambiente nº 01, de 18 de junho de 1986, Ministério do Meio Ambiente. Brasília, 1986.

DNPM. (2002) – Norma Brasileira Para Classificação de Recursos e Reservas Minerais. Ministério de Minas e Energia. Departamento de Produção Mineral.

IDEMA/RN. (2000) - Informativo Municipal da Cidade de Ielmo Marinho. CD -ROOM.

GEOLOGIA DA ÁREA DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUFRAMA – AM

Marco A. Horbe¹, Marco A. de Oliveira¹, José L. Marmos¹, Afonso C. R. Nogueira²,
Clauzionor L. da Silva²

¹ CPRM, Superintendência de Manaus. mhorbe@ma.cprm.gov.br

² Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas

Introdução

A avaliação geológica e dos recursos minerais, no âmbito do Zoneamento Ecológico Econômico da área do Distrito Agropecuário da SUFRAMA (ZEE – DAS), objetivou identificar qualitativa e quantitativamente, as vulnerabilidades e potencialidades que os elementos e processos geológicos representam: (1) na atual configuração das paisagens e ecossistemas da região; (2) na construção de cenários futuros para os mesmos; (3) às alternativas para o aproveitamento dos recursos minerais da região, notadamente o caulim.

Para a construção do presente diagnóstico foi realizada uma ampla compilação do conhecimento prévio sobre a região, agregando-se os dados de caráter regional, fornecidos por pesquisas realizadas pela CPRM, DNPM/RADAM, PETROBRAS, com as informações mais específicas desenvolvidas pela ciência acadêmica (destaque para a UFAM) sobre as áreas da sedimentologia, estratigrafia, estrutural/tectônica e dos processos de intemperismo/laterização, e dados sobre as reservas de caulim realizados por empresas privadas de mineração, obtidos junto ao DNPM. Estudos complementares foram realizados em áreas com limitada informação ou sobre abordagens específicas de subsídio ao ZEE.

Litoestratigrafia

A área do DAS está situada no domínio NW da bacia Amazonas, praticamente no limite norte com o Escudo das Guianas, a espessura da coluna sedimentar é estimada em cerca de 700 m, no limite norte da área, e em cerca de 1.700 m para a região limítrofe sul, segundo estimativa feita a partir de dados de sondagem realizada pela PETROBRAS (Poço Mn-St-1-Az; 20 km ao norte de Manaus), interpretado por Souza (1974).

Na região estudada, a sedimentação paleozóica da bacia Amazonas tem como embasamento rochas graníticas e vulcânicas do Supergrupo Uatumã, estando a coluna estratigráfica (Cunha *et al.* 1994) representada pelas formações, da base para o topo: Prosperança (Grupo Purus); Nhamundá e Manacapuru (Grupo Trombetas); Maecuru (Grupo Urupadi); Curuá (Grupo Curuá); Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda (Grupo Tapajós); e, no topo, Formação Alter do Chão (Grupo Javari). Desse conjunto, ocorrem em superfície (Fig.1) apenas as formações que integram o Grupo Trombetas e a Formação Alter do Chão, que encerra o ciclo de sedimentação da bacia do Amazonas.

O Grupo Trombetas representa menos de 10% do total da área (Fig.1), cuja distribuição limita-se à porção norte, no vale do rio Urubu. A Formação Nhamundá (Fig. 2) tem sua exposição mais expressiva na localidade denominada serra da Lua, margem esquerda do rio Urubu, onde consiste em uma sucessão com cerca de 30 m representada por arenitos quartzosos finos a médios, com estratificação cruzada dos tipos tabular e recumbente. A Formação Manacapuru é constituída por duas subunidades não-individualizadas no presente trabalho: (1) arenitos finos intercalados com folhelhos ou exclusivamente folhelho e; (2) arenitos finos a médios com estratificação cruzada tabular. A subunidade 1 aflora no entorno da ponte do rio Urubu, pela BR-174, onde ocorrem folhelhos cinza escuros, com laminação plano-paralela, ausência de bioturbação, às vezes exibindo restos algálicos (criptospóros) e esporádicas lentes de arenito, com laminação de baixo ângulo e truncada por ondas

(*hummocky*). A subunidade 2 é marcada por quartzo-arenitos finos a médios, grãos arredondados e com estratificação cruzada acanalada formando *sets* de até 2 m de espessura, onde ocorrem vários níveis de bioturbação e presença de icnofósseis das fácies *Skolithos* e *Cruziana*.

A Formação Alter do Chão constitui a unidade geológica de maior relevância do DAS, abrangendo cerca de 90% da área (Fig. 1). No seu conjunto, é caracterizada por sedimentos siliciclásticos de composição quartzosa caulínica, coloração esbranquiçada a rósea, eventualmente avermelhada, que inclui predominantemente arenitos (normalmente arcoseanos), com pelitos e conglomerados subordinados. As rochas desta unidade apresentam-se, via-de-regra, friáveis, com baixo grau de consolidação em superfície, à exceção das variações faciológicas silicificadas, denominadas “Arenito Manaus”. Os estratos apresentam normalmente estratificações cruzadas acanaladas, subordinadamente plano-paralelas, e mais raramente tabulares, exibindo disposição subhorizontalizada, quando não-basculados tectonicamente.

Foram identificadas as seguintes fácies sedimentares: **arenitos com estratificação cruzada acanalada**, representando deposição pela migração de barras de crista sinuosa em regime de fluxo inferior; **conglomerados com acamadamento maciço**, depositados por fluxo gravitacional ou regime de fluxo superior, relacionado à migração de sedimentos em canal; **arenitos com estratificação plano-paralela**, originados pela deposição em regime de fluxo superior na forma de fluxo em lençol; **arenitos com estratificação cruzada tabular**, representando a migração de barras de crista reta em regime de fluxo inferior; **arenitos com acamadamento maciço**, sendo-lhe atribuída uma origem pela ação combinada de obliteração por intemperismo, processos diagenéticos de silicificação e intensa bioturbação; **pelitos com laminação plano-paralela**, depositados a partir de suspensão em região de baixa energia; **paleossolos**, formados por processos de exposição subaérea com implantação de vegetação e cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro; e, **níveis silicificados – “Arenito Manaus”**, rochas litificadas vermelhas, róseas ou branco leitosas, abrangendo quartzo-arenitos siltico-argilosos, silicificados, compactos, homogêneos, de granulação média a grossa, pobre a moderadamente selecionados, com quantidades variáveis de cimento, constituído de agregados de quartzo associados com massas caulínicas. Segundo Nogueira *et al.* (2003), esse arenito silicificado se formou durante a pedogênese/eodiagênese com fase mesodiagenética pouco desenvolvida. O conjunto dessas associações faciológicas indica que a Formação Alter do Chão representa, na região, uma porção de um sistema deposicional fluvial entrelaçado (*braided*) de grande dimensão, relacionado ao proto-rio Amazonas (Sanozama), que migrava para oeste em direção ao Oceano Pacífico.

Na área do DAS todas as formações geológicas, exceto os restritos depósitos aluvionares recentes, exibem mantos de alteração superficial, cuja gênese está relacionada a processos regionais de lateritização que propiciaram o desenvolvimento de perfis lateríticos e de solos (Fig. 3). A lateritização propiciou o desenvolvimento de perfis constituídos, da base para o topo, pelos horizontes saprolítico, mosqueado, crosta e solo. A maioria dos perfis, entretanto, apresenta-se truncado, com presença local de linhas de pedra. De modo geral, os perfis tem espessura superior a 5 m, podendo atingir 30 m, ocorrendo os menos espessos em áreas onde houve truncamento em nível mais profundo.

Depósitos aluvionares em terraços (argilo-arenosos) e nos leitos ativos da drenagem (areno-argilosos) representam as unidades sedimentares mais jovens da área. Os sedimentos sub-recentes (terraços) e as aluviões modernas estão restritos a estreitas faixas na calha dos

principais rios da área, tendo sido englobados, para efeito cartográfico, em uma única unidade.

Estruturação Tectônica

O quadro deformacional cenozóico nas bacias Amazonas e Solimões resultado da ação combinada de tensões decorrentes da interação complexa entre as placas do Caribe e da América do Sul (Hasui, 1990). Assim, o tectonismo intraplaca mantém-se continuamente ativo, e a neotectônica tem representado um processo decisivo na modelagem das paisagens da área do DAS.

A influência do quadro tectono-estrutural na região do DAS tem reflexo na formação do modulado do relevo, nas cachoeiras e corredeiras e no controle efetivo no sistema de drenagem moderno e antigo. A rede de drenagem está inteiramente orientada segundo o controle litoestrutural da região, apresentando os principais cursos d'água um arranjo paralelo segundo a direção NW-SE, enquanto os tributários mostram direção NE-SW e, subordinadamente, E-W e N-S. O arranjo alinhado de pequenos tributários, paralelos ao rio principal, como notado na região dos rios Cuieiras, Tarumã-Mirim, Tarumã-Açu, Preto da Eva e Urubu estão associados a lineamentos de relevo e escarpas de falha.

A análise de movimentação de blocos, baseando-se no padrão de assimetria das bacias dos rios da região, mostra basculamentos para oeste/sudoeste e/ou para leste/nordeste. Capturas de drenagem, encurvamentos anômalos, formas anelares e circulares e confluência anômala são algumas das anomalias observadas na drenagem. Outra importante feição observada corresponde às confluências anômalas que se caracterizam como várias drenagens de baixa ordem que fluem para uma única confluência (1^a, 2^a até 3^a ordem). Os principais lineamentos da rede de drenagem dessa região compreendem as direções dos principais rios e dos tributários desses rios, respectivamente NW-SE e NE-SW.

Os lineamentos estruturais observados a partir da análise em imagens de satélite (Landsat 5-TM e ETM+) mostram significativos *trends* estruturais NW-SE e NE-SW. Estes ditam a configuração geral da região, impondo uma geometria retangular alongada na direção NW-SE, rompida por alinhamentos N-S e E-W, que estão subordinados à estruturação maior.

Os dados estruturais da região mostram que a direção NW-SE corresponde a falhas normais com atitude N50⁰-60⁰W, com mergulho de 60⁰-80⁰ para SW e estrias de mergulho (*down dip*). A principal componente mergulha para sudoeste, entretanto falhas normais antitéticas, com mergulhos para nordeste (N50⁰-60⁰W/70⁰-80⁰NE) também são notadas nos afloramentos e indicam a geometria de *grábens* assimétricos. Nesse quadro, as escarpas do rio Cuieiras, na margem esquerda do rio Negro, os lineamentos dos rios Puraquequara, Preto da Eva e Urubu, e os alinhamentos de interflúvios correspondem a falhamentos normais, que mergulham tanto para sudoeste quanto para nordeste. As falhas com direção NE-SW são também normais, com atitude geral N50⁰-60⁰E, mergulhos de 60⁰ tanto para nordeste quanto para sudeste. Essas falhas configuram a geometria de *horsts* e *grábens*, comumente observados nos afloramentos da rodovia BR-174.

Referências Bibliográficas

- Cunha P.R.C., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.C., Feijó F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências/Petrobrás*, Rio de Janeiro, 8: 47-55
- Hasui Y. 1990. *Neotectônica e aspectos da tectônica ressurgente no Brasil*. In: Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica no Sudeste do Brasil, 1, In: SBG, Núcleo Sudeste, Anais, p. 1-31.

Nogueira A.C.R., Silva Júnior, J.B.C. da, Horbe, A.M.C., Soares, J.L., Monteiro, A.D. 2003. *A gênese dos níveis silicificados da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas*. In: SBG, Núcleo Norte, Anais, VIII SGA, Boletim de Resumos Expandidos.

Souza M.M. 1974. *Perfil Geológico da BR-174 (Manaus-Boa Vista) no trecho: Manaus - Serra do Abonari*. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 28, Anais, v.2. p. 75-86.

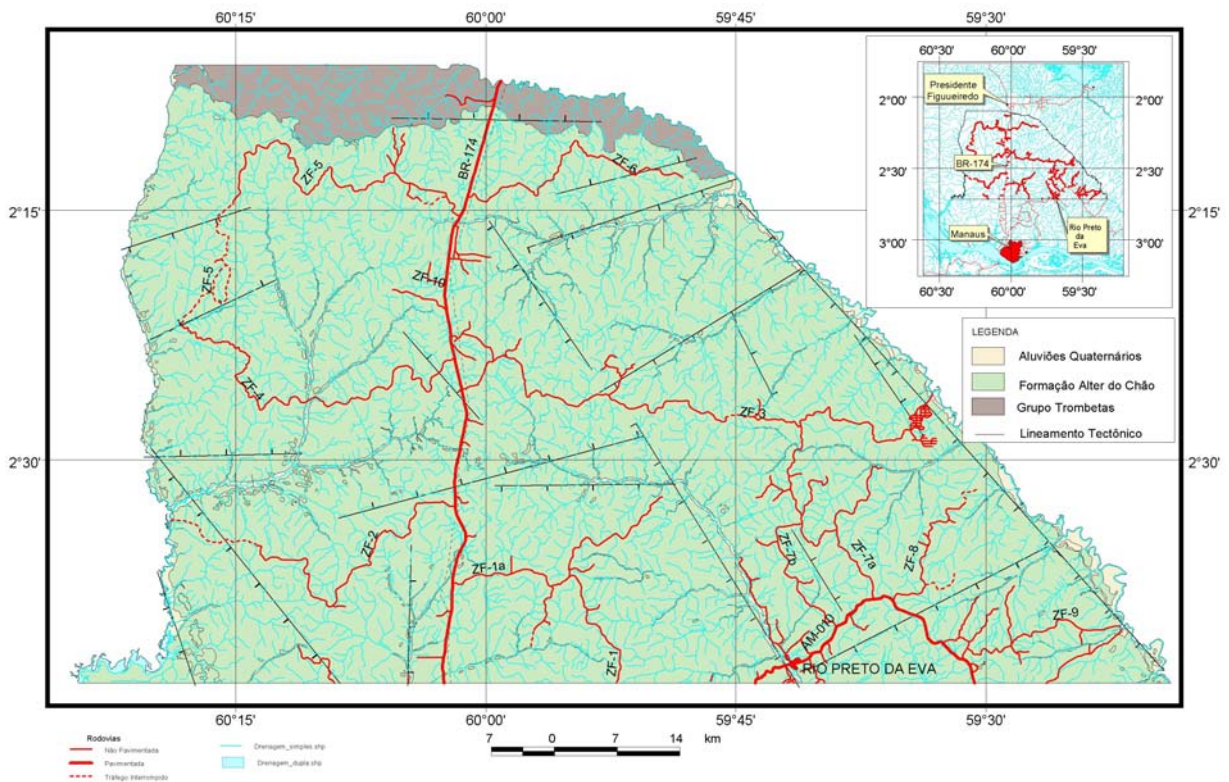


Figura 1: Mapa geológico da área do Distrito Agropecuário da Suframa



Figura 2: Arenitos subhorizontalizados da Formação Nhamundá - Barras de shoreface rio Urubu, Coord: 02°10'05"/59°47'52".



Figura 3: Linha de pedra no perfil laterítico da Formação Alter do Chão - BR-174, Km 32.

ANÁLISE DA DINÂMICA SOCIOECONÔMICA COMO SUBSÍDIO AO ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUPERINTENDÊNCIA DA ZONA FRANCA DE MANAUS (SUFRAMA), AMAZONAS, BRASIL

Danielle P. da Costa¹, Ivens de B. Araújo², Christiane B. Sant'Anna¹, Daniel B. Nava³

¹ Sistema de Proteção da Amazônia. danielle@mn.sivam.gov.br, csantanna@atech.br

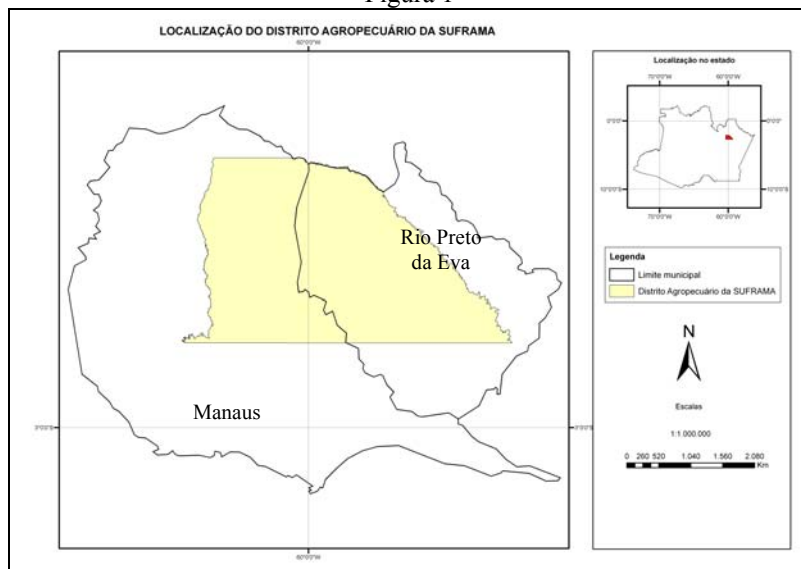
² Superintendência da Zona Franca de Manaus. ibrito@suframa.gov.br

³ Serviço Geológico do Brasil., danielnava@ma.cprm.gov.br

Introdução e Objetivos

A análise de um processo de gestão territorial, que tem como instrumentalização o zoneamento ecológico-econômico, ao focar a dinâmica socioeconômica, deve procurar apreender o significado social e político da inovação técnica em sua dimensão espacial, o que pressupõe a busca da coerência entre a estrutura espacial e a população, onde a dinâmica social e a materialidade significam trabalhar o abstrato e o concreto, ou seja, o espaço e o território (Bernardes, 1995). Na área do Distrito Agropecuário da SUFRAMA – DAS (figura 1), o modelo teórico teve como objetivo analisar os diferentes processos de integração entre esses dois sistemas, visando compreender a natureza diversificada de um meio ambiente integrado, construído na perspectiva de sua sustentação com melhoria na qualidade de vida da população. Buscou-se diagnosticar e espacializar tanto as debilidades quanto as potencialidades que a dinâmica da população apresenta como condições para o planejamento estratégico e processo de gestão territorial compartilhada. Dentre as potencialidades, foi dado um enfoque especial para as possibilidades oferecidas pela exploração de recursos naturais, a citar como exemplo as reservas de caulim e o potencial de atrativos de turismo ecológico existentes na área do distrito.

Figura 1



Materiais e Métodos de Análise

Na perspectiva de entender a dinâmica socioeconômica foram analisados indicadores demográficos, educacionais, econômicos, de infra-estrutura e recursos disponíveis, de rendimento, de saneamento básico, de energia, de transporte; de saúde, além da identificação dos tipos de uso e cobertura do solo. Quanto às pesquisas oficiais, foram utilizados dados dos Censos Demográficos (1991 e 2000), Agropecuário (1995) e as Pesquisas Agrícola, Pecuária

e Extrativista Municipal (1990 a 2002), fornecidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Sobre a educação foram analisados dados do Instituto Nacional de Estudos e Pesquisas Educacionais Anísio Teixeira (INEP) de 2003. As análises de saúde pautaram-se em dados gerados pela Prefeitura Municipal de Rio Preto da Eva. As demais informações utilizadas são oriundas de diversas fontes como a SUFRAMA, teses (Costa, 1998), e trabalhos de pesquisa desenvolvidos na área.

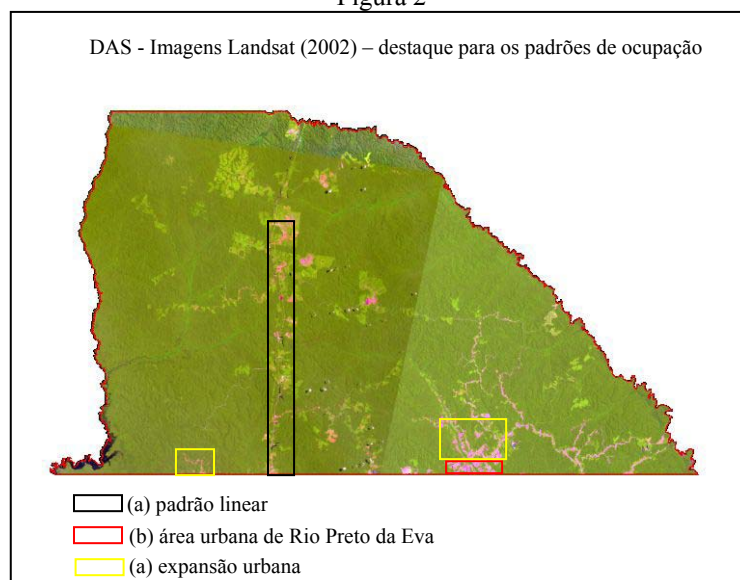
Para análise integrada do uso do solo, executou-se um diagnóstico rápido dialogado, por amostragem, onde os dados foram coletados através da aplicação de questionário construído com perguntas abertas e fechadas, que teve como conteúdo: a identificação dos ocupantes, suas organizações, as relações de trabalho, as formas de acesso a terra e a tecnologia, as formas de manejo produtivo, a estrutura de beneficiamento e o destino da produção e problemas (Martins, 2005).

Resultados e discussões

Apesar do DAS ter seu processo de criação e ocupação originalmente regulado por legislação específica, seu território está transpassado na atualidade por diversos vetores indutores da transformação socioambiental, notadamente, daqueles derivados do processo de expansão e de reestruturação da rede urbano-industrial articulada a partir de Manaus e dos eixos rodoviários que partem desta capital em direção a Boa Vista (RR) e Itacoatiara (AM).

Em termos populacionais, segundo o Censo Demográfico (IBGE, 2000), residem, aproximadamente, na área que compõe o DAS, um total de 22.646 habitantes. Destes, 69,5% são populações rurais e apenas 30,5% moram em área urbana, concentrando-se na sede do município de Rio Preto da Eva. A distribuição da população ocorre respeitando três padrões espaciais: o linear, que acompanha os eixos dos ramais e rios (a); a área urbana de Rio Preto da Eva, que concentra o maior número de população (b), e; o de expansão urbana, representado pelo crescimento da área urbana de Rio Preto da Eva e por ocupações irregulares na periferia da cidade de Manaus (c) (figura 2). A média de habitantes por domicílio é elevada (5,4 hab/domicílio) em relação à média estadual (3,7 hab/dom.) e nacional (3,7 hab/dom.).

Figura 2



A análise sobre a origem da população apontou que 52% dos moradores são migrantes, especialmente do Pará e de estados da região nordeste. Já a distribuição por faixa etária evidenciou que predominam jovens e adultos (20 a 59 anos), seguidos pela classe de crianças e adolescentes (0 a 19 anos), o que contribui para engrossar o contingente potencial de mão-de-obra que poderá ou não ser absorvida pelo mercado de trabalho.

Em termos educacionais, notou-se que a maioria dos estabelecimentos, é municipal e concentra-se na sede de Rio Preto da Eva, predominando escolas de 1º segmento do ensino fundamental, constatando-se assim, a carência do setor e a necessidade de ampliação do número de estabelecimento com níveis de estudo mais avançados, haja vista que este quadro contribui para evasão escolar. Quanto ao nível de escolaridade 68% da população é alfabetizada e destes, 83% concluíram apenas o 1º segmento do ensino fundamental.

A saúde conta com duas unidades municipais e a malária é a doença mais freqüente, seguida pela leishmaniose tegumentar, ambas com notificações crescentes. A freqüência de ocorrência dessas doenças vem desestimulando a continuidade das atividades por parte de alguns proprietários residentes ou não na unidade produtiva e pelos próprios trabalhadores.

Na tipologia habitacional constatou-se a predominância de casas construídas com madeira, localizadas nos ramais e vicinais rurais, já a concentração de casas de alvenaria ocorre na sede do município de Rio Preto da Eva. Quanto ao saneamento básico apenas 51,2% dos domicílios têm abastecimento de água feito pela rede geral (poços públicos), os demais utilizam mananciais, sem que sejam seguidos rígidos critérios quanto à avaliação da potabilidade de suas águas, o que pode vir a se constituir como vias de contaminação e risco à saúde. Em termos de tratamento, dentre os principais estão à filtração e a fervura. O sistema esgoto é inexistente, sendo os resíduos lançados in natura em rios e outros corpos de água. A coleta de lixo ocorre somente nos domicílios urbanos, nas áreas rurais os dejetos são enterrados e/ou incinerados, sejam eles domiciliares ou originados de práticas agrícolas. Quanto à disposição final do lixo coletado, é válido ressaltar que o mesmo é depositado em “lixão” a céu aberto próximo à área urbana de Rio Preto da Eva.

A análise dos tipos de uso e ocupação do solo, que expressam diferentes combinações dos fatores de produção demonstrou que alguns componentes do sistema baseiam-se em práticas de produção caracterizadas pelo manejo das terras numa integração, simultânea e seqüencial, entre árvores e/ou animais e/ou cultivos agrícolas. Outros componentes baseiam-se em monoculturas com pouca integração espacial e temporal sendo incipiente à pecuária e à agroindústria. Em relação à pesca comercial, a piscicultura, constitui-se numa exceção no contexto amazônico, pois o município de Rio Preto da Eva abriga hoje mais da metade da área alagada para este fim e a maior produção de peixes cultivados no Estado do Amazonas.

Quanto ao turismo algumas iniciativas vinculadas ao turismo ecológico já existem, porém, são incipientes e restritas a pequenas estruturas construídas na beira de grandes igarapés, destinadas à recreação de final de semana. Além da falta de infra-estrutura, outro agravante ao desenvolvimento da atividade é a proximidade à cidade de Presidente Figueiredo, onde este se encontra melhor estabelecido.

Em relação aos recursos minerais, os levantamentos realizados (CPRM, 2005) apontaram que a produção de areia e a grande potencialidade de caulim merecem destaque dentre os demais recursos estudados. A produção de areia destina-se, principalmente, a indústria de construção civil de Manaus, embora essa exploração muitas vezes seja realizada de forma irregular. Quanto à viabilidade de extração de caulim, dado ao volume e a qualidade das reservas existentes, esta representa algo muito significativo devido à perspectiva de ser utilizada pela indústria em várias aplicações – cerâmica branca e de revestimento, papel, tinta etc, podendo contribuir significativamente para o desenvolvimento econômico do estado.

Em termos produtivos três grupos foram identificados: um com traços de produção familiar; outro caracterizado por proprietários que vivem nas cidades, onde exercem atividades periodicamente, podendo ou não investir na atividade produtiva com fins comerciais e outro com características bem nítidas de produção patronal. Nas relações trabalhistas prevalece o assalariamento permanente sem vínculo empregatício e o assalariamento temporário nas modalidades empreita e diária.

A análise de mercados demonstrou que os produtos comercialmente desenvolvidos têm como principais compradores pessoas físicas de Rio Preto da Eva e comerciantes atacadistas de Manaus. A oferta, considerando a população de Manaus e seu poder aquisitivo, é irrisória, não atendendo 5% daquele mercado.

O escoamento e comercialização da produção ocorrem no próprio local (41,1%) ou fora da unidade produtiva (58,8%). O transporte é feito em veículo fretado em 86,5% dos casos, o que onera o custo da produção, inviabilizando a comercialização de alguns produtos, situação esta que é agravada pelas péssimas condições de alguns ramais do DAS.

A assistência técnica é realizada, principalmente, por técnicos do IDAM e CEPLAC, entretanto, 69,8% dos produtores afirmaram não recebem nenhuma orientação e dos proprietários assistidos, 38% mostram-se insatisfeitos, alegando a eventualidade das visitas.

Quanto à infra-estrutura de transporte predomina a modalidade rodoviária, tanto para o atendimento à logística de produção, quanto da população. Apenas as rodovias AM-010 e BM-174 são pavimentadas e oferecem fluxo permanente. Internamente, as vicinais são sem pavimentação e tem manutenção precária prejudicando o transporte no período chuvoso.

Por fim, no que tange a energia elétrica, notou-se que o programa Luz para Todos, do governo federal, vem sendo implantado no DAS. Entretanto, a rede de distribuição de energia é precária devido à queda de árvores, rompimento e roubo dos cabos, prejudicando atividades como o despulpamento e congelamento dos frutos e piscicultura.

Considerações Finais

Avaliando os resultados gerados foi possível concluir que o Distrito Agropecuário da SUFRAMA teve sua localização forçada pela legislação e não pelo uso predominante ou recomendável do solo. Atualmente, são poucas as iniciativas de sucesso, pois dependem do emprego de uma tecnologia de custo elevado, desestimulando muitos empreendimentos.

O quadro referente aos serviços de saúde, saneamento e educação explicitou a necessidade de implementação de políticas que primem por ampliar a rede e minorar os impactos ecológicos e sociais associados à má disposição dos resíduos, falta de água tratada e de esgoto sanitário. Essas limitações causam danos sociais e econômicos para população que vive, em sua quase totalidade, abaixo da linha de pobreza.

Considerando a disponibilidade de alguns recursos naturais existentes no distrito, algumas atividades vinculadas à agroindústria e a indústria de mineração poderão ser implantadas e/ou ampliadas. Nesse sentido, destacam-se a piscicultura, a fruticultura, o cultivo de dendê e a extração de caulim que poderá ser aproveitado por indústrias de papel e cerâmica. Faz-se necessário, contudo, a realização de diagnósticos mais detalhados da capacidade produtiva dos recursos, uma ampla avaliação mercadológica e o estabelecimento e redirecionamento de políticas governamentais de incentivo a implantação e desenvolvimento das cadeias produtivas, via arranjos produtivos locais diversificados e geração de empregos.

Por fim, constitui-se em elemento fundamental para que essas potencialidades se estabeleçam num cenário de desenvolvimento econômico, social e ambiental a presença de instituições de ensino e pesquisa capazes de formar e qualificar a mão-de-obra em tecnologias adequadas à região sob pena de se repetirem os fracassos históricos já experimentados.

Referências Bibliográficas

- Bernardes, J.A. 1995. Mudança Técnica e Espaço: uma proposta de investigação. In: Castro, I.E. et al. (org). Geografia: Conceitos e Temas. Bertrand do Brasil, pp.154-167
- Companhia de Pesquisa de Recursos Naturais. 2005. Zoneamento Ecológico Econômico do Distrito Agropecuário da SUFRAMA. Relatórios técnicos. Tomos I, II e IV. CD-ROM
- Costa, M.F.B.O. 1998. Fracasso do Distrito Agropecuário da SUFRAMA. Monografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, 45 p
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2000. XI Recenseamento geral - Censo demográfico. FIBGE. 1 CD-ROM
- Martins, A.L.U. 2005. Padrões de uso e ocupação do solo do Distrito Agropecuário da SUFRAMA. Relatório Técnico, Manaus, 48p

A IMPORTÂNCIA DA APLICAÇÃO DE LEVANTAMENTOS GEOQUÍMICOS REGIONAIS MULTIELEMENTARES AOS CAMPOS DA SAÚDE HUMANA

¹Eduardo P. Viglio & ²Rômulo S. Angélica

¹CPRM –SUREG Belém, eviglio@be.cprm.gov.br

²UFPA, angelica@ufpa.br

Histórico

O conhecimento da relação entre as ocorrências de elementos e compostos químicos na natureza e o desenvolvimento de formas de doença e problemas de saúde nos seres vivos e no meio ambiente é antigo. Existem vários relatos de casos, estudados principalmente no âmbito das doenças ocupacionais e contaminações devido à poluição ambiental ou ao uso de produtos manufaturados. Pode-se citar os casos de poluição do meio ambiente e intoxicação de trabalhadores, que tiveram seus esqueletos analisados, por Cu e Pb nas minas de Phaino, Jordânia, principal fornecedora de metais para a antiguidade (Império Romano e Egito), onde “as atividades de mineração e fundição iniciaram-se por volta de 7.000 anos atrás e cessaram efetivamente há 1500 anos atrás” (Grattan 2003 in Skinner 2003). A utilização de utensílios feitos de chumbo e o hábito de beber vinho podem ter envenenado grande parte da população romana antiga (Souza Neto e Consenza 1993). O chumbo, aliás, é atualmente um grande problema ambiental por sua ampla utilização na metalurgia, na gasolina e como pigmento de tintas no início do século XX, existindo até hoje vários locais, principalmente nos grandes centros urbanos completamente contaminados, como parte da região metropolitana de New Orleans (Mielke 2003 in Skinner 2003).

Quando o fator antrópico é preponderante, como nos casos acima, a relação entre compostos venenosos e suas respectivas conseqüências na saúde ou no ambiente é mais facilmente vislumbrada por profissionais das áreas médicas e das disciplinas ligadas ao monitoramento da poluição do meio ambiente. No entanto, quando a contaminação é devida a fatores naturais, as relações são menos visíveis porque, além de ocorrer ao longo de vários anos, pode apresentar teores extremamente baixos que, à primeira vista, não são considerados perigosos ou “venenosos”. Os dois exemplos convivem na Turquia: “Uma das mais bem descritas ocorrências de doenças devidas a minerais fibrosos está na Turquia, onde a caição de paredes de casas com tremolita foi comum em muitas cidades” e “Adicionalmente, a exposição à zeolita fibrosa chamada erionita também tem sido registrada. Este mineral foi formado durante atividade vulcânica e ocorre localmente em camadas horizontais próximas a Karain, a mais conhecida cidade exposta. A erionita pode ser encontrada nas estradas, campos e pedras de construções. Além das alterações pleurais, estas cidades também têm uma incidência extremamente elevada de mesotelioma maligno. De fato, esta terrível doença é a principal causa de morte daquela região (Baris 1981 apud Gunnar Hillerdal 2003)”.

Às vezes, como no caso de Phaino citado anteriormente e de Lavrio, na Grécia (Korre et al 2003), o fator antrópico se deu há tanto tempo que passou a fazer parte dos processos naturais intempéricos e de formação dos solos sendo necessária a utilização de técnicas de prospecção para a identificação das zonas mais poluídas, não bastando se saber onde a fonte está e se pesquisar a partir desta apenas para verificar a extensão da contaminação.

Uma das principais diferenças entre as contaminações de origem antrópica e natural é que as primeiras, com algumas exceções, costumam ser localizadas – sabe-se onde está a fonte sendo necessário apenas a determinação dos graus e dimensões da contaminação. Já as de origem natural, quando descobertas, podem atingir dimensões catastróficas, servindo de exemplo as

contaminações por Arsênio em águas de abastecimento em várias partes do mundo (Figueiredo 2003) que contaminaram milhões de pessoas.

A grande maioria dos casos estudados até o momento segue a seguinte ordem:

1° ocorrência de anomalias em algum tipo de doença podendo ser um grande número de casos ou uma variação ou algum tipo raro de alguma doença

2° as investigações médicas não chegam a uma conclusão clara

3° são efetuadas investigações ambientais que acabam por mostrar algum tipo de correlação

4° medidas de controle, preventivas ou corretivas são adotadas

As técnicas de prospecção geoquímica, desenvolvidas desde há muito tempo visando a descoberta de jazidas podem e devem ser modificadas e aplicadas para tentar reverter a ordem acima. Seria muito mais interessante podermos indicar áreas nocivas à saúde antes que elas sejam ocupadas, desenvolvidas e, principalmente, antes que pessoas adoçam. Providências neste sentido estão sendo tomadas por serviços geológicos de vários países, com apoio de organizações como o IUGS e a UNESCO (Plant et Al in Skinner 2003) definindo as bases do Programa de Geoquímica Global, com a feitura de mapas com o conteúdo total atual de metais e outros elementos no ambiente, a partir de análises padrão de água de subsolo e sedimentos de correntes. As variações refletem fontes diversas, como solos, rochas e efeitos da agricultura e indústria. As quantidades presentes podem ser comparadas àquelas especificadas para padrões mundiais de saúde (WHO). A integração de técnicas geológicas e experiência de prospecção, especialmente na obtenção de informações básicas para áreas cobertas por reclamações ou ainda em desenvolvimento pode ser prudente de forma a prevenir efeitos potencialmente nocivos à saúde. Algumas correlações já conhecidas podem ser vistas no quadro abaixo:

Efeitos potenciais sobre a saúde humana de produtos químicos existentes no meio ambiente (EEA 1997 in Plant et Al apud Skinner 2003)

Efeito na Saúde	Grupo Sensível	Exemplos de Substâncias Químicas Associadas	
Câncer	Todos	Minerais asbestiformes Hidrocarbonetos Policíclicos Aromáticos (PAHs) Benzeno	Alguns metais Alguns Pesticidas Alguns solventes Toxinas naturais
Distúrbios Cardiovasculares	Idosos especialmente	Monóxido de Carbono Arsênio Chumbo	Cádmio Cobalto Cálcio Magnésio
Distúrbios Respiratórios	Crianças Asmáticos especialmente	Partículas inaláveis Dióxido sulfúrico Dióxido de Nitrogênio	Ozônio Hidrocarbonetos Alguns solventes Terpenos
Alergias e hipersensibilidades	Todos Crianças especialmente	Partículas Ozônio	Níquel Cromo
Reprodução	Adultos em idade reprodutiva	Bifenóis policlorados (PCBs) DDT	Phthalatos Outros disruptores endócrinos
Desenvolvimento	Fetos e crianças	Chumbo Mercúrio	Outros disruptores endócrinos
Desordens do Sistema Nervoso	Fetos e crianças	PCBs Metil mercúrio Chumbo Organofosfatos	Pesticidas Alumínio Solventes orgânicos Manganês

RESUMO DAS PRINCIPAIS RECOMENDAÇÕES PARA A PREPARAÇÃO DE UMA BASE DE DADOS GEOQUÍMICOS GLOBAIS (apud Darnley et al., 1995 in Skinner 2003)

1. Amostras representativas e normalmente disponíveis, coletadas de maneira padronizada.
2. Continuidade de dados cruzando diferentes tipos de terreno.
3. Quantidades adequadas de cada amostra designada para futuras referências e necessidades de pesquisas.
4. Dados analíticos para todos os elementos de significado econômico ou ambiental.
5. Limite de detecção o mais baixo possível para cada elemento.
6. Determinação da quantidade total de cada elemento presente.
7. Rígido controle de qualidade em todas as etapas do processo.

Obter correlações exatas entre a presença de determinado elemento químico em um determinado teor no ambiente e a ocorrência de determinado tipo de doença não é uma tarefa fácil. Existe a necessidade de trabalho inter e multidisciplinar envolvendo diversos setores das Ciências Biomédicas (medicina, biologia, farmacologia, toxicologia e epidemiologia), Sociais (sociologia e psicologia), Tecnológicas (química, engenharias química e ambiental) e das Geociências (geologia, hidrogeologia, geografia, botânica e agronomia), cada qual com suas respectivas qualidades e deficiências. Por exemplo, os setores das geociências não estão acostumados a lidar com fatores éticos relacionados à pacientes nem com noções de “dose” que se confunde com o que chamamos de teor mas são diferentes. Já os setores biomédicos, fora a epidemiologia na busca e controle de epidemias, não costumam prestar muita atenção à espacialização dos fatos coletados nos questionários de exames ou pesquisas. Além disso, cada setor utiliza um tipo de unidade diferente, fazendo com que seja difícil efetuar comparações.

Alguns países como a China vem efetuando pesquisas nesta área há mais de 50 anos, tendo constatado que “A distribuição das doenças endêmicas na China tem características geográficas óbvias (doença de Kashin-Beck, doença de Keshan, bócio, fluorose e carcinoma hepático). As variáveis ambientais estudadas são: clima, geologia, relevo, solo, alimentação e água potável, sendo esta o principal fator porque são prejudiciais à saúde humana a deficiência ou excesso de alguns minerais ou elementos, a presença de componentes orgânicos ou de poluição.” (Nian-Feng 2004). Alguns exemplos de relações entre elementos e doenças obtidas na China são:

Relações entre presença e /ou ausência de elementos e doenças:	
Presença em altos teores	Ausência ou Presença em Baixos teores
Alto flúor: fluorose dental e esquelética	Baixo flúor: cárie dental
Alto arsênio: arsenismo e neoplasma cutâneo maligno	Baixo iôdo: bócio
Alto selênio: toxicose de selênio	Baixo selênio: doenças de Kaschin-Beck e Keshan
Alto tálio: toxicose de tálio	
Alto cádmio: toxicose de cádmio	
Alto nitrito: carcinoma hepático	
Alto ácido húmico: doença de Kaschin-Beck	

O conhecimento do ciclo de cada elemento ou composto e seu comportamento biogeoquímico é necessário para o estabelecimento de sua biodisponibilidade. A simples presença de um mineral notadamente nocivo na rocha dificilmente revelará uma correlação com o problema de saúde (Nian-Feng 2004). É preciso que o intemperismo libere o elemento da estrutura mineral que o acolhe, de forma que ele passe a fazer parte dos processos de formação de solo e da água subterrânea, chegando enfim à cadeia alimentar ou pela absorção vegetal, animal ou pela ingestão direta da água.

Geologia Médica e o PGAGEM

A disciplina Geologia Médica, surgindo como um ramo da Medicina ambiental e da Geologia, tenta unir estes esforços. Selinus e Frank (2000) definem Geologia Médica como a *disciplina que estuda a influência de fatores geológicos ambientais sobre a saúde humana e dos animais*. Já foram realizados no Brasil alguns workshops sobre esta nova ciência que se inicia em todo o mundo. Pesquisadores de várias instituições, principalmente da CPRM e da UNICAMP criaram, em 2002, o **PGAGEM** (Programa Nacional de Pesquisa em Geoquímica Ambiental e Geologia Médica) com atuação multiinstitucional, interdisciplinar e com resultados multiusos. De seus principais objetivos ressalta-se a execução de projetos de levantamento de geoquímica ambiental, em parceria com as demais instituições que constituem o **PGAGEM** com a finalidade de fornecer subsídios à saúde pública em todo território brasileiro, através da amostragem de água, solo e sedimentos de fundo de rios e lagos, analisados para identificação de elementos e compostos essenciais e/ou prejudiciais à ingestão humana e/ou animal, quais sejam: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, CaO, MgO, MnO, P₂O₅, TiO₂, Nb, Rb, Sr, Y e Zr, Au, Ag, Ba, Be, Cd, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Sc, Sr, Zn, Zr, Y, Co, Pb, Hg, Se, Sb, V, Bi, Sn, W, La, Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P e Ti. Este programa está em andamento desde 2003, sendo iniciado pela região nordeste do estado do Pará e seus dados analíticos serão utilizados para a execução de mapas para a interpretação geoquímica nos moldes do proposto para o Programa Geoquímica Global (op cit).

Com o contínuo aumento da preocupação mundial com o meio ambiente, a partir da década de 80, diversos organismos possuem tabelas onde constam teores aceitáveis para diversos elementos existentes em diversos meios, como solo, água de superfície, água de subsolo, água de abastecimento etc. As principais fontes de consulta são as regulamentações da Agência Ambiental Americana (EPA) e da Organização Mundial de Saúde (WHO). Aqui no Brasil, as regulamentações mais recentes são a Portaria nº 518, de 25 de março de 2004, do Ministério da Saúde e a Resolução Conama nº 357, de 17 de março de 2005, que substituiu a Resolução Conama 20 que vinha sendo utilizada até então. Os valores máximos permitidos para cada elemento deverão ser necessariamente incluídos nas análises estatísticas com os teores totais para cada elemento obtidos nas amostragens.

Está disponibilizado na Internet o sistema informatizado DATASUS, do Ministério da Saúde, com informações detalhadas sobre procedimentos efetuados no sistema SUS, como cirurgias, atendimentos, índices de morbidade, tipos de enfermidade (CID 10), dias de internação, etc. Todos estes dados podem ser combinados para geração de tabelas com um programa denominado TabWin e diversas interpretações podem então ser efetuadas, por município, por estado, por região, por local de atendimento e, o mais importante, por local de residência do paciente – apenas o município. Para o estado do Pará, existem informações disponíveis a partir de 1998. Este sistema será utilizado para tentativas de correlação iniciais entre zonas anômalas, zonas com teores acima do limite máximo permitido ou abaixo do limite mínimo necessário e ocorrências de doenças.

Conclusão

A execução de levantamentos geoquímicos ambientais, de caráter regional e multielementar, ao delinear os padrões de distribuição dos elementos químicos presentes na

natureza, podem prever, antecipar ou simplesmente explicar problemas de saúde humana devido a fatores naturais, tornando-se ferramenta de grande utilidade para a implementação de políticas públicas preventivas na área da Saúde.

Referências Bibliográficas

- Cunha, Fernanda Gonçalves - Contaminação humana e ambiental por chumbo no Vale do Ribeira, nos Estados de São Paulo e Paraná, Brasil. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas, 111p. 2003.
- Figueiredo, Bernardino R., Capitani, Eduardo M. De e Gitahy, Leda Caira - Exposição Humana À Contaminação Por Chumbo E Arsênio No Vale Do Ribeira (SP-PR)
- Grattan, John, Condron, Alan, Taylor, Sharon, Abu Karaki, Lotus, Pyatt, F. Brian, Gilbertson, David D. E Al Saad, Ziad - Uma Herança dos Impérios? Uma Investigação sobre as Conseqüências Médicas e Ambientais da Produção de Metais em Wadi Faynan, Jordânia. Cap. 16 – p 99 – 103, in Skinner, H. Catherine W. e Berger, Antony R. – 2003 - *Geology And Health – Closing The Gap*. Oxford University Press, N. York.
- Gunnar Hillerdal, M.D. - Problemas De Saúde Relacionados A Minerais Fibrosos – Cap. 18 p.113 a p.118, in Skinner, H. Catherine W. e Berger, Antony R. – 2003 - *Geology And Health – Closing The Gap*. Oxford University Press, N. York.
- Korre, A., Durucan S. e Koutroumani, A. - Estimativa Espacial-quantitativa dos riscos associados com conteúdo alto de chumbo nos solos ao redor de Lavrio, Grécia. – 2003.
- Lin, Nian-Feng Tang, Jie e Bian, Jian-Min – O Ambiente Geoquímico e Os Problemas de Saúde na China – in *Environmental Geochemistry and Health* 26: 81-88, 2004 – Kluwer Academic Publisher – Netherlands.
- Lins, Carlos A. Cavalcanti – 2003 - Manual de Geoquímica do PGAGEM_BRASIL
- Lukashev, K. – BelaRus – Distribution of some respiratory diseases within the Minsk Oblast (region), Lukashev, K. – BelaRus – Distribution of some respiratory diseases within the Minsk Oblast (region), in *Medical Geology Newsletter* n° 7 / Dec-2003
- Macambira, Edesio M.B. e Viglio, Eduardo P. - Geoquímica Ambiental e Geologia Médica Da Região Guajarina - Nordeste Do Pará – Anais do 10° Congresso Brasileiro de Geoquímica, Recife, novembro 2005.
- Macambira, Edesio M.B. e Viglio, Eduardo P. - Caracterização Geoquímica Das Águas De Sistema De Abastecimento Público Da Amazônia Oriental – Anais do International Workshop Geologia Médica, Metais, Saúde e Meio Ambiente, CPRM, Rio de Janeiro, junho 2005.
- Mielke, H.W., Gonzalez, C. Powell, E., Coty, Sabrina e Shah, Aila - Anthropogenic distribution of Lead – Cap. 19 – p. 119 a p. 124, in Skinner, H. Catherine W. e Berger, Antony R. – 2003 - *Geology And Health – Closing The Gap*. Oxford University Press, N. York.
- Oke, S. Adeleke – Nigéria – Preliminary Assessment of the impact of petroleum refinery, Kaduna, northern Nigeria, on the Environment and human health, in *Medical Geology Newsletter* n° 7 / Dec-2003
- Oliveira, S.M.B. de, Larizzatti, J.H. e Fávoro, D.I.T. - Comportamento do Mercúrio e outros elementos traço em solos lateríticos da Província Aurífera do Tapajós – *Geochimica Brasiliensis* 16(1): 023-036, 2002.
- Orem, H. William et all – Health effects of toxic organic compounds from coal: from România to Powder River basin, Wyoming, in *Medical Geology Newsletter* n° 7 / Dec-2003
- Plant, Jane, Smith, David, Smith, Barry e Reeder, Shaun – Geoquímica Ambiental em Escala Global – Cap. 20 – p. 129 a p. 134, in Skinner, H. Catherine W. e Berger, Antony R. – 2003 - *Geology And Health – Closing The Gap*. Oxford University Press, N. York.
- Robbins, Eleanor I. e Harthill, Michalann - A Vida Em Uma Provincia Cuprífera – Cap. 17 p.105 a p. 112, in Skinner, H. Catherine W. e Berger, Antony R. – 2003 - *Geology And Health – Closing The Gap*. Oxford University Press, N. York.
- Sharma, S.K. – Índia – High Fluoride in groundwater cripples life in parts of Índia, in *Medical Geology Newsletter* n° 7 / Dec-2003
- Sousa Neto, J. A. e Cosenza, R. M. – A “Gota de Chumbo” no Vinho - *Revista Médica de Minas Gerais* - vol. 3, No. 2, p.115-117, 1993

CAMPANHA DE ESCLARECIMENTO: RISCOS DE CONTAMINAÇÃO PESSOAL NOS GARIMPOS POR MINÉRIOS RADIOATIVOS

Valeria da F. e S. Pastura

Comissão Nacional de Energia Nuclear, Rio de Janeiro. vpastura@cnen.gov.br

Introdução

A Comissão Nacional de Energia Nuclear estabelece os requisitos de segurança e proteção radiológica de instalações minero-industriais que manipulam e armazenam minérios e rejeitos contendo radionuclídeos das séries naturais do Urânio e Tório, que podem causar exposições indevidas, de indivíduos do público e de trabalhadores, à radiação ionizante. Também fiscaliza todas as atividades que envolvam exposição natural de radiação cujo controle seja necessário.

Os radionuclídeos naturais constituem a maior fonte de exposição à radioatividade do ambiente terrestre e estão comumente associados a minérios comerciáveis, como a Tantalita/Columbita, Torianita, Granitos com Cassiterita, Carvão Mineral, em Fosfatos, Zirconita e Terras Raras.

Há a incidência destes radionuclídeos em diversos garimpos no País, como no caso da Serra da Borborema (Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba), no Estado do Amapá e ainda em outros locais.

A exploração desses minérios é sazonal, depende do valor no mercado, porém alguns garimpeiros estocam em suas casas ou vendem para pequenos comerciantes e dessa forma disseminando o material radioativo sem o controle devido.

Em função deste problema a CNEN elaborou a Campanha de Esclarecimento: “Riscos de contaminação pessoal nos garimpos por minérios radioativos”.

Metodologia

O trabalho consiste na elaboração de cartilha, cartaz e bunner contendo os procedimentos básicos que devem ser tomados quando são explorados estes minérios, minimizando os riscos à saúde do garimpeiro e de seus familiares, com título: “CUIDADOS NO GARIMPO COM OS MINÉRIOS RADIOATIVOS: URÂNIO E TÓRIO”, e também na realização de palestras técnicas.

O principal objetivo dos veículos é utilizar a capacidade de memorização visual dos garimpeiros que, em sua maioria, não possuem um grau adequado de instrução e as crianças, como agentes multiplicadores junto às famílias, para orientarem seus pais e adquirirem novos conhecimentos, se futuramente se tornarem garimpeiros. A cartilha é distribuída nos garimpos e lida juntamente com os garimpeiros para que sejam tiradas as dúvidas. Os bunnners e cartazes são afixados nas cooperativas, sindicatos e hospedarias.

É mostrado que a principal via de contaminação é a respiratória, através da inalação do pó contendo urânio, tório e seus descendentes na cadeia de decaimento natural.

Outras vias de contaminação são a disseminação desse pó, que pode aderir à roupa utilizada pelo trabalhador e a inalação do gás radônio e de seus filhos de meia-vida curta, o que pode ocorrer em minerações subterrâneas com ventilação deficiente.

Desenvolvimento

O trabalho vem sendo desenvolvido, desde o ano de 2004 nos Estados do Rio Grande do Norte e Amapá, junto às comunidades garimpeiras, escolas, cooperativas, sindicatos e outras entidades. Foram promovidas palestras orientando sobre a prevenção aos riscos de contaminação pessoal, estimulando o cuidado higiênico pessoal, garantindo a aplicação das ações necessárias à não disseminação da contaminação.

Também foram avaliadas as ações dos garimpeiros nas áreas de abrangência, em especial daquelas que apresentam maiores fatores de risco. Após análise dos dados coletados, pretendemos definir uma solução de armazenamento e qual será a melhor estrutura para um sistema de controle dos minérios radioativos e para um sistema de controle radiológico dos garimpeiros.

Amapá:	Rio Grande do Norte:
<ul style="list-style-type: none">• Cursos ministrados: 2004 – 02 2005 – 03• Palestras ministradas: 2005 - 08• Municípios garimpeiros visitados: 2005 – Vila Nova, Lourenço e Tartarugalzinho 2006 – Lourenço, Oiapoque e Laranjal do Jari• Veículos distribuídos em 2004 e 2005: Cartazes - 400 Banners – 100 Cartilhas -1500	<ul style="list-style-type: none">• Veículos distribuídos em 2004 e 2005: Cartazes - 200 Banners – 20 Cartilhas - 350

Considerações Finais

No Estado do Amapá, a imprensa local, tanto televisiva como escrita, vem nesses dois anos informando sobre os trabalhos realizados na região, pela CNEN e foi verificada uma grande preocupação por parte de toda a população quanto aos riscos de saúde dos garimpeiros e de seus familiares.

Após a primeira atuação no Estado, em 2004, a equipe da CNEN notou uma grande necessidade de todos os órgãos de segurança, diretamente ligados à sociedade civil ou ao meio ambiente (IBAMA, INCRA, PF Ambiental, FUNAI, FLONA, Corpo de Bombeiros) de se informarem sobre os cuidados básicos de prevenção à contaminação e também de como manusear o material radioativo em casos de apreensão.

O Projeto da CNEN vem fortalecendo as ações relacionadas à prevenção de contaminação por minério radioativo e ao mesmo tempo, tem envolvido diversas entidades neste programa de esclarecimento: governo (federal, estado e prefeitura), igreja, sindicatos, cooperativas, sociedade civil e, principalmente, as próprias famílias garimpeiras.

Neste ano o trabalho prossegue e será realizado em outros Estados do País, como Roraima, Pará, entre outros.

ASPECTOS GEOQUÍMICOS E IDADE Pb-Pb DA BORDA SUDESTE DO BATÓLITO SÃO GABRIEL, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM), ESCUDO DAS GÜIANAS: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

¹Valério C.S., ²Souza V.S., ³Macambira M.J.B., ³Galarza M.A.

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências/DEGEO/UFAM. cvalerio@ufam.edu.br

² DEGEO/UFAM

³ PARÁ-ISO/CG/UFPA.

Introdução

O batólito São Gabriel (BSG) está localizado na porção sudeste do município de Presidente Figueiredo (AM), no contexto geológico da Província Ventuari-Tapajós (1,95 a 1,8 Ga). A borda sudeste do BSG é constituída por biotita sienogranitos inequigranulares e rapakivis, com evidências de um magmatismo granítico tipo A e intraplaca, possivelmente associado ao processo de cristalização fracionada, sugerido pelos indícios de reabsorção do K-feldspato, francamente pertítico (Valério *et al.* submetido). Essa granitogênese tipo A, também representada na região pelos sienitos e granitóides do Granito Abonari e da Suíte Intrusiva Mapuera, vem passando por novas investigações e re-interpretações que buscam solucionar problemas de posicionamento litoestratigráficos relacionados ao magmatismo Uatumã. Reis *et al.* (2003) discutiram a presença de duas gerações de rochas graníticas tipo A na região (~1,87 e ~1,82 Ga) e ressaltaram a importância da associação dessas rochas com o magmatismo charnockítico Japuru (~1,87 Ga, Santos *et al.* 2001). A revisão geocronológica da região (Tab.1) e as novas informações geoquímicas e de isótopos de Pb apresentadas neste trabalho, contribuem com o avanço nas discussões sobre o ambiente tectônico e geodinâmica do extremo sul do Escudo das Guianas.

Aspectos geoquímicos

Os biotita sienogranitos do BSG exibem SiO₂ entre 72,3 e 73,2%, TiO₂ entre 0,3 e 0,5%, Al₂O₃ entre 13,5 e 14,2%, CaO entre 0,7 e 1,3%, K₂O/Na₂O entre 1,4 e 1,7% e MnO e P₂O₅ ≤ 0,08%, índice de saturação em alumina (ISA) fracamente peraluminoso, com valores entre 1,02 e 1,03 (Fig.1A), assinatura calcialcalina de alto-K e com franca tendência à série shoshonítica ultra-K (Fig.1B).

Em relação aos elementos traços, esse tipo petrográfico apresenta enriquecimento em Zn, Nb, Rb, Ta, Zr e Y e relativo empobrecimento em Ba (419 a 1120ppm) e Sr (107 a 163ppm). Quanto aos ETR, manifesta altos valores de La+Ce e baixos valores em Yb+Lu, respectivamente, ~90-250 e ~15-30 vezes maiores que os do condrito.

O padrão de distribuição dos ETR exhibe formato côncavo com moderada anomalia negativa em Eu da ordem de 0,25 a 0,6 para [Eu/Eu*]_N, moderado enriquecimento dos ETR leves, com [La/Sm]_N de 3 a 5, em direção aos pesados [(Gd/Yb)_N = 1,3 a 1,4], o que indica um padrão de moderado fracionamento [(La/Yb)_N = 6,7 a 10,6] (Fig.1C). O diagrama de distribuição multielementos revela anomalias positivas em Rb, La, Nd e Tb, e negativas em Cs, Ba, Nb, Sr, Ti e Y (Fig.1D).

O diagrama discriminante de ambiente tectônico Rb x Yb+Ta (Fig.1E) posiciona o BSG no campo das rochas pós-colisionais a intraplacas. Quanto à tipologia, no diagrama que correlaciona Zr+Nb+Ce+Y *versus* (Na₂O+K₂O)/CaO, o BSG mostra-se posicionado no campo dos granitos tipo A (Fig.1F). Os granitos tipo A de Whalen *et al.* (1987) apresentam uma relativa homogeneidade, quando comparados com as rochas da região, com anomalias positivas em Pb, Ce e Zr e depressões em K₂O, Ba e TiO₂. O diagrama de correlação Eu/Eu* *versus* 10000.Ga/Al de Eby (1992), também posiciona as rochas do BSG no campo das rochas

tipo A. Tal entendimento tem sido confirmado em diagramas $\text{SiO}_2 \times \text{Zr}$ e Ce de King *et al.* (2001).

Tabela 1. Informações geocronológicas de granitóides tipo A da porção central do cráton Amazônico.

Estratigrafia	Região	Método	Idade (Ma)	Referência
<i>Granitóides tipo-A</i>				
Granito São Gabriel	Presidente Figueiredo (AM)	Rb-Sr	1618±55	Araújo Neto & Moreira 1976
Granito São Gabriel	Presidente Figueiredo (AM)	Rb-Sr	1731±68	Araújo Neto & Moreira 1976
Granito Moderna	Rorainópolis (RR)	Pb-Pb	1814±27	Santos <i>et al.</i> 1997
Suíte Madeira	Presidente Figueiredo (AM)	Pb-Pb	1829±1	Costi <i>et al.</i> 2000
Granito Abonari	Presidente Figueiredo (AM)	U-Pb SHRIMP	1871±6	Santos <i>et al.</i> 2001
Suíte Intrusiva Mapuera	Presidente Figueiredo (AM)	U-Pb SHRIMP	1872±24	Santos <i>in</i> Reis <i>et al.</i> 2003
Suíte Intrusiva Maloquinha	Vila Riozinho, Tapajós (PA)	Pb-Pb	1880±9	Lamarão <i>et al.</i> 2002

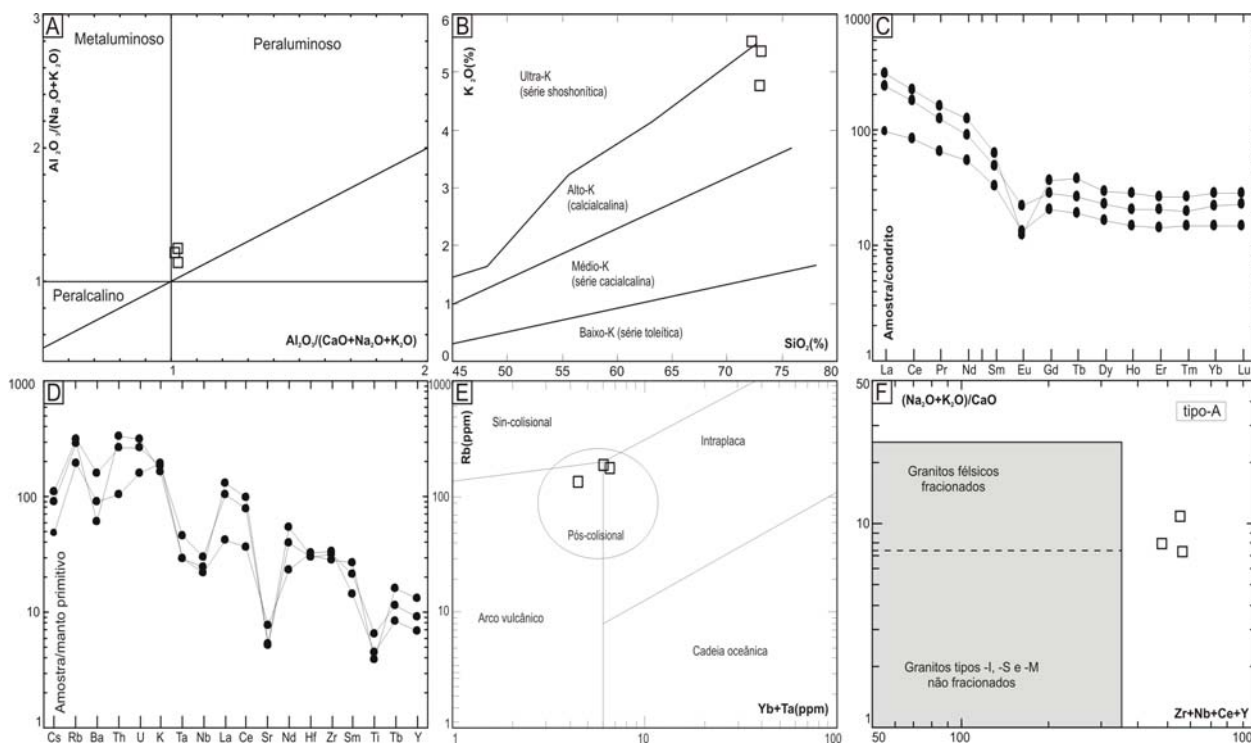


Figura 1. Diagramas de caracterização geoquímica do BSG. (A) Índice de saturação em alumina (Maniar & Picolli 1989). (B) Diagrama de correlação entre $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$, mostrando os campos de alcalinidade e teor de potássio (Rickwood 1989). (C, D) Padrões de distribuição dos ETR e multielementar. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boyton (1984) e o manto primitivo de McDonough *et al.* (1992). (E) Diagrama discriminante de ambientes tectônicos (Pearce 1996). (F) Tipologia de granitóides (Whalen *et al.* 1987).

Idade Pb-Pb

As informações geocronológicas foram obtidas pelo método de evaporação de Pb de monocristais de zircão em duplo filamento, no Laboratório de Geologia Isotópica (PARÁ-ISO) do Centro de Geociências (CG) da Universidade Federal do Pará (UFPA).

Os cristais de zircão utilizados para a obtenção da idade do biotita sienogranito (rapakivi) do BSG são de cor marrom média a clara, subtranslúcidos, prismáticos bipiramidais com faces bem formadas, curtos a longos (1/2-1/5), zonados, fracamente microfraturados e contendo inclusões opacas e transparentes que ocorrem sob a forma de agulhas e bolhas (Fig.2). Seis cristais exibiram sinal de Pb suficientemente intenso para a determinação da razão isotópica $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, porém um deles foi eliminado do cálculo da idade por apresentar

altos valores de Pb comum ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$), o que resultou em um valor médio ponderado de $1889\pm 2\text{Ma}$ ($\text{USD} = 1,26$). Esse valor é interpretado como a idade mínima de cristalização dos cristais analisados e de colocação desse litotipo.

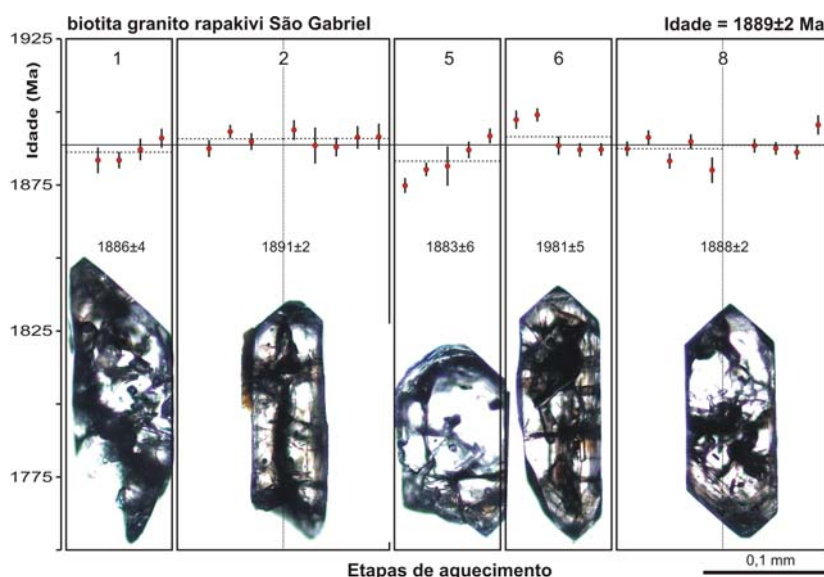


Figura 2. Diagrama Idade x Etapa de Evaporação e aspectos morfológicos dos cristais de zircão empregados no cálculo da idade média ponderada do biotita sienogranito (rapakivi) do BSG.

Discussão e Conclusões

Os vulcanitos Iricoumé, que hospedam o sienogranito (rapakivi) São Gabriel, exibem assinatura metaluminosa a fracamente peraluminosa, subalcalina, tipo A e de ambiente tectônico pós-colisional a intraplaca ($1883\pm 4\text{Ma}$, Valério *et al.* 2005). Embora haja diferenças nos teores de elementos maiores, nos elementos traços e ETR dos vulcanitos Iricoumé, observa-se maior afinidade quando comparados aos valores do BSG, porém, os conteúdos em Ti e Sr, presentes nas principais fases minerais do BSG (titanita, K-feldspato e plagioclásio), são substancialmente mais baixos nos vulcanitos Iricoumé.

Na porção norte da Província Ventuari-Tapajós (Estado de Roraima), CPRM (2000) relacionam o final do Paleoproterozóico à estabilização continental, seguido de processos extensionais com desenvolvimento de bacias hemigrábens e intenso magmatismo anorogênico. Na porção sul dessa província (Província Aurífera do Tapajós), Vasquez *et al.* (2002) discutem a mudança do magmatismo calcialcalino orogênico para alcalino pós-orogênico, alertando para a estreita associação espacial e temporal dos granitóides calcialcalinos e alcalinos e também sugere que o magmatismo alcalino poderia ser o estágio tardi-orogênico dos arcos Cuiú-Cuiú ou Tropas. Costa *et al.* (2002) sustentam a hipótese de três reativações proterozóicas para a região Amazônica, dentre as quais, a ocorrida no intervalo de 1,89-1,69 Ga pode estar relacionada aos processos de geração das rochas da região. Neste intervalo haveria formação de bacias extensionais preenchidas por rochas vulcânicas félsicas a intermediárias e sedimentos, que foram cortados por maciços graníticos e posteriormente afetados por uma compressão regional com fraca inversão de bacias, cisalhamentos, dobramentos e metamorfismo de baixo grau.

O ambiente caracterizado pelas séries magmáticas que ocorrem na Província Ventuari-Tapajós, acompanhada da hipótese de reativação intracratônica, sugere que a evolução tectônica do BSG está relacionada ao soergimento pós-colisional, seguido do relaxamento da crosta continental em um regime distensional com produção de andesitos e riolitos efusivos e epizonais ($1883\pm 4\text{Ma}$, Valério *et al.* 2005), além de ignimbritos felsíticos do Grupo Iricoumé,

co-magmáticos ao BSG. Contudo, a caracterização de tal co-geneticidade necessita de maiores investigações geoquímicas e isotópicas.

Em conclusão, as características geoquímicas e a idade Pb-Pb da borda sudeste do BSG demonstram tratar-se de um magmatismo pós-colisional a intraplaca (tipo A), peraluminoso, francamente calcialcalino de alto-K tendendo a shoshonítico ultra-K, ocorrido em ~1,89 Ga.

Referências

- Araújo Neto H. & Moreira H.L. 1976. *Projeto Estanho de Abonari*. Brasília, MME/DNPM/CPRM, Relatório, vol. 1, 232p.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.). *Rare earth element geochemistry*, Elsevier. p.63-114.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Araújo O.J.B. 2002. Proterozoic reactivations in the Amazonian region of Brazil. In: UNESP, *Geociências*, **21**(1/2):67-83.
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, northern Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **42**:832-849.
- CPRM 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Caracarái, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília, CD-ROM.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**:641-644.
- King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Aust. Jour. Earth Scien.*, **48**:501-514
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.-M., Lima E.F., 2002b. Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós gold province, Amazonian craton, Brazil. *Prec. Res.*, **119**(1-4):189-223.
- Maniár P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bul.*, **101**:635-643.
- McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geoc. Cosmoc. Acta*, **56**(3):1001-1012.
- Pearce J.A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.
- Reis N.J., Fraga L.M., Faria M.S.G., Almeida M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In: F. Rossi, L. Jean-Michel, M.L. Vasquez (eds). *Geology of France and Surrounding Areas*. Ed. brgm. Paris, França. **2-3-4**:121-134.
- Rickwood P. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* **22**:247-263.
- Santos J.O.S., Faria M.S.G, Hartmann L.A., Mcnaughton N.J., Fletcher, I.R. 2001. Oldest charnockite magmatism in the Amazon craton: zircon U-Pb SHRIMP geochronology of the Jaburu Charnockite. Southern Roraima, Brazil. In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 7, *Workshop II*, Belém-PA, 4p.
- Santos J.O.S., Silva, L.C., Faria, M.S.G., Macambira M.J.B. 1997. Pb-Pb single crystal, evaporation isotopic study on the post-tectonic, sub-alkalic, A-type Moderna granite (Mapuera Intrusive Suite), State of Roraima, northern Brazil. In: Symposium of Granites and Associated Mineralizations. Extended abstract and program, 2, Salvador (Ba), Brasil. p.273-275.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B., Castro R.H.L., Marques S.N.S. submetido. Borda Sudeste do batólito granítico São Gabriel, município de Presidente Figueiredo (AM): Novos dados de campo e caracterização petrográfica, município de Presidente Figueiredo (AM). In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 9.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B., Milliotti, C.A., Carvalho A.S. 2005. Geoquímica e idade Pb-Pb de zircão do Grupo Iricoumé na região da borda norte da bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo (AM). In: SBG, Simp. Vulc. Amaz. Amb. Assoc., 3, *Anais*, p.47-52.
- Vasquez M.L., Ricci P.S.F., Klein E.L. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: SBG, *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3, Belém, p.67-83.
- Whalen J.B., Currie K.I., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Miner. Petr.*, **95**:407-419.

GRANITÓIDES CALCIALCALINOS DO EXTREMO SUL DO ESCUDO DAS GÜIANAS, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM): PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DA SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA BRANCA

¹Valério C.S., ²Souza V.S., ³Macambira M.J.B.

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências/DEGEO/UFAM (csvalerio@ufam.edu.br)

²DEGEO/UFAM

³PARÁ-ISO/CG/UFPA.

Introdução

A granitogênese calcialcalina que ocorre no município de Presidente Figueiredo (AM) é representada pela Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB, Oliveira *et al.* 1996a). Essa unidade é caracterizada como uma série granítica expandida formada por termos que variam desde os predominantes monzogranitos e granodioritos porfiríticos até dioritos, os quais se revelaram metaluminosos a fracamente peraluminosos com alto-K e temporalmente associados à Suíte Igarapé Azul (1,89-1,90Ga), mas com marcantes diferenças geoquímicas (Oliveira *et al.* 1996b, CPRM 2000, Almeida *et al.* 2002 e Almeida & Macambira 2003). Esses autores confirmaram o processo de geração por cristalização fracionada que envolveu, sobretudo, a participação de plagioclásio, anfibólio e óxidos de Fe-Ti. Alertaram também para atuação restrita de assimilação e contaminação da rocha encaixante. A SIAB tem sido freqüentemente relacionada ao vulcanismo Iricoumé (Roraima) e interpretada como produto gerado a partir de fontes mantélicas em ambiente colisional com relativa contribuição crustal (CPRM 2000, Reis *et al.* 2003). Desse modo, Fraga & Reis (2002) propuseram distinguir o vulcano-plutonismo Iricoumé-Água Branca do evento calcialcalino Orocaima (~1,96 Ga, Reis *et al.* 2000).

Este trabalho apresenta as variedades petrográficas, o ambiente tectônico e a tipologia dos granitóides da SIAB da porção sudoeste do município de Presidente Figueiredo (AM), região limítrofe entre sedimentos da bacia paleozóica do Amazonas e o embasamento granito-gnáissico do Escudo das Güianas. Essa região está inserida na província geocronológica Ventuari-Tapajós, próximo ao limite com a província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 1999).

Petrografia

A SIAB é representada por diorito, biotita-quartzo diorito, biotita-hornblenda granito milonítico, biotita granito porfirítico e equigranular, granófiro e biotita granito milonítico.

Os termos dioríticos exibem textura inequigranular grossa à média e microtextura sub-ofítica a intergranular e são constituídos por plagioclásio, anfibólio, biotita, quartzo, microclínio, piroxênio, minerais acessórios (apatita, titanita, zircão e opacos) e hidrotermais (clorita e epidoto).

O biotita granito pórfiro, que varia lateralmente para um biotita granito equigranular, contém fenocristais de feldspatos zonados de até 5cm imersos em matriz média a grossa, constituída por quartzo, microclínio, oligoclásio com zonamento oscilatório, biotita, minerais acessórios (zircão, apatita, titanita e opacos), além de minerais da série do epidoto, clorita e Fe-óxidos de natureza hidrotermal. Esse litotipo hospeda enclaves dioríticos subarredondados, além de granófiros com intercrescimentos em arranjo vermicular e são, localmente, seccionados por diques aplíticos de biotita microsienogranito.

Os termos miloníticos a protomiloníticos exibem proeminente foliação NW-SE/vertical e bandamento incipiente. São constituídos por porfiroclastos de feldspatos envoltos por agregados quartzo-feldspáticos finos a médios, produtos de recristalização restrita.

No diagrama modal QAP, essas rochas estão posicionadas predominantemente no campo dos monzogranitos, com os granófiros e o biotita granito eqüigranular no campo dos sienogranitos e os dioritos com composições quartzo-diorítica e dioríticas (Fig.1). Segundo

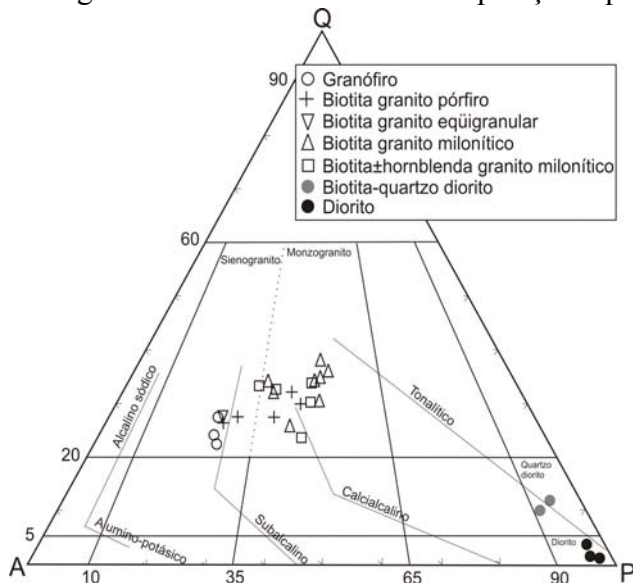


Figura 1. Diagrama de composição modal QAP para os granitóides investigados (Streckeisen 1976). Séries graníticas de acordo com Bowden *et al.* (1984).

a classificação de Bowden *et al.* (1984), essas rochas estão distribuídas nas séries granodiorítica calcialcalina e monzonítica subalcalina, enquanto o granófiro se posiciona no campo das rochas alumino-potássicas.

Geoquímica

As análises geoquímicas em rocha total foram realizadas no laboratório analítico ACME LTDA, em Vancouver, Canadá. As rochas da SIAB apresentam, em sua maioria, características geoquímicas semelhantes, o que nos permitiu individualizá-las em um único grupo. Apresentam, em geral, valores expandidos em $SiO_2 = 65$ a 72% , índice de saturação em alumina posicionado na interface das rochas meta e

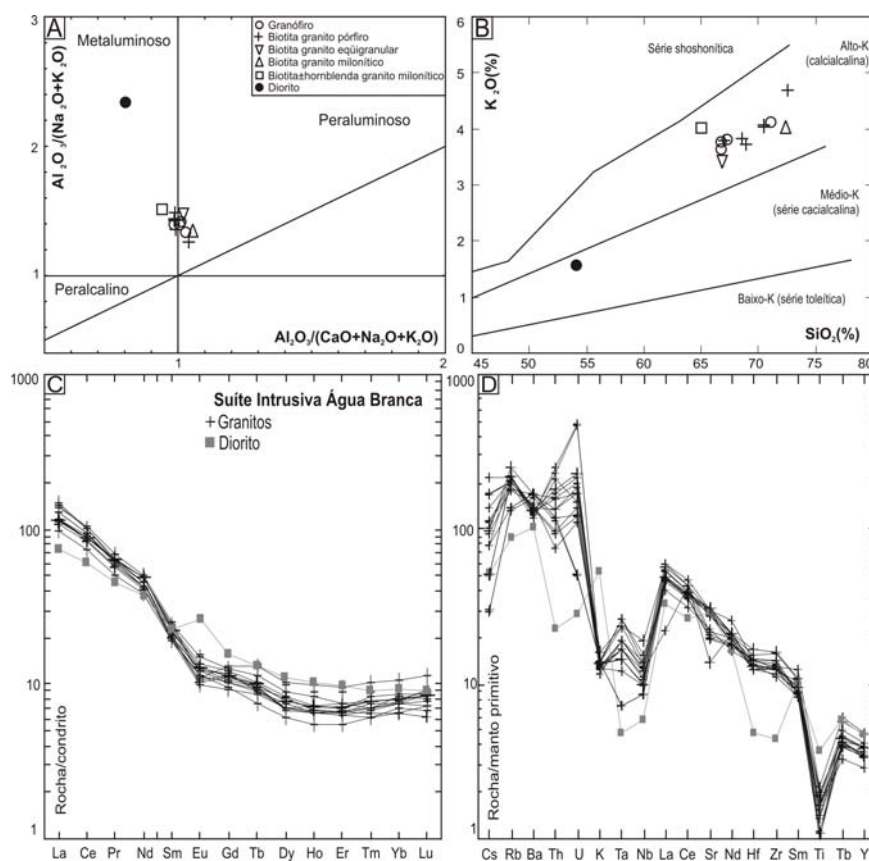


Figura 2. Diagramas de caracterização geoquímica da SIAB. (A) Índice de saturação em alumina (Maniar & Picolli 1989). (B) Diagrama de correlação entre SiO_2 versus K_2O , mostrando o grau de alcalinidade e teor de potássio (Rickwood 1989). (C,D) Padrões de distribuição dos ETR e multielementar dos granitóides Água Branca. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boyton (1984) e o manto primitivo de McDonough *et al.* (1992).

peraluminosas ($ISA = 0,94$ a $1,06$, Fig.2A) e assinatura calcialcalina (subalcalina) de alto-K (Fig.2B). Por outro lado, o diorito apresenta teores em SiO_2 (54%), TiO_2 ($0,8\%$), Fe_2O_3 total ($10,42\%$), MgO ($4,06\%$) e CaO ($7,6\%$), ISA francamente metaluminoso ($0,8$) e caráter calcialcalino de médio-K (Fig.2B).

Em termos de elementos traços, a SIAB possui valores altos em Ba e Sr, baixos em Zn, Nb, Rb, Ta, Zr e Y e pequenas variações em Th (9 a $23ppm$) e U ($1,1$ a $11ppm$). A relação La-Ce apresenta valores altos, cerca de $80-130$ vezes maiores que os condritos. No diagrama de distribuição dos ETR

(Fig.2C), as rochas dessa unidade exibem fraca anomalia negativa em Eu, da ordem $[Eu/Eu^*]_N = 0,60-0,88$, moderado a forte enriquecimento dos ETR leves $[(La/Sm)_N = 5,00-7,63]$, em relação aos pesados $[(Gd/Yb)_N = 1,22-1,77]$, indicando moderado a forte fracionamento $[(La/Yb)_N = 12,6-23,2]$. O padrão de distribuição multielementar revela anomalias positivas em Rb, U, La e Tb e anomalias negativas em Cs, Ba, Th, Nb, Ti e Y (Fig.2D). O fácies diorítico, por sua vez, também demonstra valores altos em Ba = 716ppm e Sr = 615ppm e baixos valores em Zn = 54ppm, Rb = 56ppm, Nb = 4,2ppm, Zr = 50 e Y = 21ppm. Em relação aos ETR, o diorito manifesta baixos valores de La-Ce, em torno de 17 vezes maiores que os do condrito, com padrão de distribuição exibindo fraca anomalia positiva em Eu, da ordem $[Eu/Eu^*]_N = 1,4$, além de moderado enriquecimento dos ETR leves, de razão $[La/Sm]_N = 3,3$, em relação aos pesados, da ordem de $[Gd/Yb]_N = 1,7$, indicativo de um moderado a fraco fracionamento, da ordem de $(La/Yb)_N \sim 8$. No diagrama multielementar, esse tipo máfico demonstra picos em Ba, K, La, Sr, Sm e Tb, e depressões em Cs, Th, Ta, Ce, Zr, Ti e Y.

Ambiente tectônico e tipologia

Os elevados teores em Ba, Sr e Rb/Zr e baixos valores em Nb, Rb, Ta, Zr, Zn, Y, K/Rb e ETRL da SIAB são observados em rochas calcialcalinas originadas em ambientes sin-colisionais (Pearce *et al.* 1984, Harris *et al.* 1986) O diagrama discriminante de ambiente tectônico Rb *versus* Yb+Ta (Fig.3A), posiciona a SIAB no campo das rochas de arco vulcânico. O enriquecimento exponencial em Ta e Nb sugere um *trend* de maturidade de arco vulcânico com tendência à produção de rochas com características pós-colisionais (Fig.3B). No diagrama que correlaciona Zr+Nb+Ce+Y *versus* $(Na_2O+K_2O)/CaO$, a SIAB se posiciona no campo dos granitos tipo I não fracionados (Fig.3C). As médias de alguns elementos compatíveis e incompatíveis mostram relativa homogeneidade, comparados aos granitos tipo I de Chappell & White (2001).

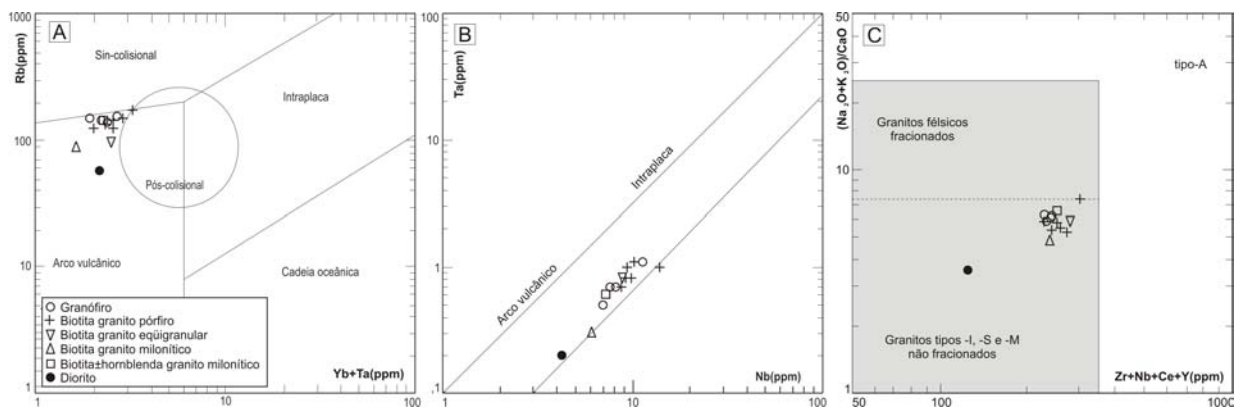


Figura 3. Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A (Pearce 1996) e B (Harris *et al.* 1986). (C) Diagrama discriminante de granitóides tipo A, tipo I fracionado e tipo I não fracionado (Whalen *et al.* 1987).

Conclusões

A SIAB é constituída por granitóides que variam de monzogranitos até termos dioríticos, exibindo arranjos texturais porfíricos, equigranulares, miloníticos e granofíricos. A presença de enclaves de diorito, associada aos valores expandidos em SiO_2 , Al_2O_3 , $Fe_2O_{3(total)}$, MgO, CaO e Na_2O+K_2O e a relativa homogeneidade na razão Fe/Mg, sugerem a participação de magmas da série granodiorítica calcialcalina. Os elevados teores em Ba, Sr e Rb/Zr e baixos valores em Nb, Rb, Ta, Zr, Zn, Y, K/Rb e ETRL da SIAB, aliados ao padrão de distribuição dos ETR e multielementos, indicam um ambiente sin-colisional com formação de arco magmático, geração de rochas calcialcalinas meta a peraluminosas de médio a alto-K, do tipo I normais ou pouco fracionadas.

A forte homogeneidade entre o padrão de distribuição de elementos compatíveis e incompatíveis das rochas da SIAB em relação às rochas de ambiente tipicamente sin- e pós-colisionais, contribui com a proposta de um regime colisional envolvendo uma paleoplaca oceânica contra o protocráton Amazônico (Província Amazônia Central), discutida por exemplo, por Tassinari & Macambira (1999).

Referências

- Almeida M.E., Macambira M.J.B. 2003. Aspectos geológicos e litoquímicos dos granitóides cálcio-alcálicos Paleoproterozóicos do sudeste de Roraima. *In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9, Anais, 775-778.*
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Faria M.S.G. 2002. A Granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Anais, 434.*
- Bowden P., Batchelor R.A. Chappell B.W. Didier J. Lameyre J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phis. Ear. Plan. Int.*, **35**:1-11.
- Boynton W.V. 1984. Cosmoghchemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. *In: P. Henderson (Ed.). Rare earth element geochemistry.* Elsevier, 63-114.
- Chappell B.W., White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Aust. Journ. E. Scien.*, **48**:487-488.
- CPRM 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.* Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília, CD-ROM.
- Fraga L.M., Reis N.J. 2000. The calc-alkaline volcano-plutonism in the northern Roraima state, Guiana Shield: Implications for the Uatumã event concept and geotectonic significance. *In: Simp. Vulc. Amb. Assoc.*, **2**, Belém (Pa), *Anais*, 15.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *In: M.P Coward & A.C. Ries (Eds.). Collision Tectonics.* Geological Society Special Publication, **19**:67-81.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bul.*, **101**:635-643.
- McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geoc. Cosmoc. Acta*, **56**(3):1001-1012.
- Oliveira M.J.R., Almeida M.E., Luzardo, R., Faria M.S.G. 1996b. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, **39**, *Anais*, Salvador-BA, **2**:213-216.
- Oliveira M.J.R., Luzardo R., Faria, M.S.G., Pinheiro S.S. 1996a. A Suíte Intrusiva Água Branca no Sudeste de Roraima, *In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz.*, **5**, *Anais*, Belém-PA, 86-89.
- Pearce J.A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.
- Pearce J.A., Harris N., Tindle A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petr.*, **25**:956-983.
- Reis N.J., Faria, M.S.G., Fraga, L.M.B., Haddad, R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and Orocaima event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(3):380-383.
- Reis N.J., Fraga L.M., Faria M.S.G., Almeida M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *In: F. Rossi, L. Jean-Michel, M.L. Vasquez (eds). Geology of France and Surrounding Areas.* Ed. brgm. Paris, França. **2-3-4**:121-134.
- Rickwood P. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* **22**:247-263.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Scien. Rev.*, **12**:1-33.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Whalen J.B., Currie K.I., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Miner. Petr.*, **95**:407-419.

MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DO PARÁ – PROPOSTA E AVANÇOS

Marcelo L. Vasquez, Cristiane S. Sousa, José Maria de A. Carvalho

Serviço Geológico do Brasil – CPRM. vasquez@be.cprm.gov.br

Introdução

O mapeamento geológico sistemático na escala 1:1.000.000 no Estado do Pará teve início com o Projeto RADAMBRASIL, durante a década de 70, levantamentos anteriores e contemporâneos executados pelo DNPM, CPRM, SUDAM e IDESP se restringiam ao reconhecimento geológico de regiões de maior potencial mineral. Em paralelo, empresas como a CVRD, Meridional e Petrobras executaram mapeamentos de semidetalhe e detalhe direcionados à prospecção mineral.

Nas décadas de 80 e 90, a CPRM o Serviço Geológico do Brasil (SGB) desenvolveu o Programa de Levantamento Geológico Básico (PLGB) que no Pará envolveu o mapeamento geológico e metalogenético de treze folhas na escala 1:250.000. Na seqüência, executou mapeamentos na mesma escala pelos projetos Província Mineral do Tapajós e da RENCA (Reserva Nacional do Cobre Associados). Em 2001, o SGB, através do Projeto GIS do Brasil, lançou seus primeiros produtos em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas), compreendendo os mapas geológico, tectônico, recursos minerais, energéticos e industriais do Brasil, na escala 1:2.500.000. Recentemente, foi lançado a Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CGBM), na qual o Pará abrange dez das quarenta e seis folhas 1:1.000.000.

Dentro do Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil desenvolvido pelo SGB, foi criado o Subprograma Mapas Geológicos Estaduais (SMGE), geralmente envolvendo parcerias com os governos estaduais, a exemplo dos estados da Bahia e Mato Grosso. No Estado do Pará, o SGB vem executando atividades do Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará (MGEPA) desde 2004. Neste trabalho são apresentados a proposta, o andamento do projeto e os avanços alcançados.

Padronização dos SIGs e Mapas

Os produtos do SMGE seguem um conjunto de instruções normativas, elaborado pelas divisões de geologia básica e de geoprocessamento da empresa. Os mapas na escala 1:1.000.000 utilizam a base cartográfica oficial do IBGE de 2003, atualizada e modificada pelo SGB em 2004, e devem ser impressos em projeção policônica para estados com mais de um meridiano central, como o caso do Pará..

A compilação geológica digital será feita a partir das folhas CGBM e complementada com novos dados colhidos em relatórios técnicos, teses de pós-graduação e trabalhos publicados. O SGB conta com um conjunto de bases temáticas de dados geológicos organizados em um sistema de banco de dados denominado GEOBANK, desta forma os dados geológicos, geoquímicos, paleontológicos, geocronológicos e de recursos minerais compilados alimentarão os módulos que compõe essas bases de conhecimento. Existe uma indexação entre os arquivos vetoriais desses módulos e o GEOBANK e o cadastramento segue um conjunto de seqüência de códigos de letras, símbolos e números que classificam unidades litoestratigráficas, estruturas, domínios tectônicos e depósitos minerais. Por exemplo, no caso de uma unidade estratigráfica será informado a era e o período, a classe de rocha e o nome da unidade (Paleoproterozóico / Orosiriano, plutônica félsica, Suíte Intrusiva Parauari – PP3γp). Para os recursos minerais também existe um conjunto de atributos metalogenéticos classificatórios que permitem o modelamento digital.

Os arquivos vetoriais de SIG Geológico que consistem nos traçados das unidades e estruturas e referências pontuais (depósitos minerais cadastrados, pontos amostrados,...) estão

no formato *shapefile* padrão ESRI, enquanto os arquivos rasters como mapas geofísicos, imagens de satélite e de modelo digital de elevação (SRTM) estão no formato *geotif* e georreferenciados a partir do *datum* WGS84. Nos produtos finais serão gerados mapas geológico, de recursos minerais, geotectônico, geofísicos e de fusão digital geologia x SRTM, bem como uma nota explicativa descrevendo as características das unidades litoestratigráficas, dos recursos minerais, os controles geológicos dos depósitos minerais e seus aspectos econômicos.

Método de Trabalho

Além da compilação de dados no MGEPA optou-se pela execução de seções geológicas em áreas estratégicas. Essas áreas foram escolhidas baseado no grau do conhecimento geológico, estabelecido a partir da quantidade de informações disponíveis, como a quantidade de folhas mapeadas, a escala e a época do mapeamento, a quantidade de relatórios técnicos, de teses e publicações. Por exemplo, a região Província Carajás se destaca como a de mais elevado grau de conhecimento geológico, por contar com nove folhas 1:250.000 do PLGB e o maior número de trabalhos acadêmicos e de pesquisa mineral. Por outro lado, as regiões adjacentes são pouco conhecidas (Fig. 1). Desta forma, a escolha das áreas foi focalizada nessas regiões mais carentes de conhecimento geológico, mas também levando em conta algumas questões polêmicas sobre a geologia do Pará, como a extensão das unidades de embasamento ígneo-metamórfico (complexos Xingu e Guianense) e a relação de coberturas sedimentares (Grupo Rio Fresco) com terrenos *greenstone belts* e outras de rochas supracrustais.

Apesar da escala do trabalho ser de 1:1.000.000 foi realizada uma amostragem mais densa (a cada 2,5 km), objetivando o detalhamento nos locais importantes para o estudo das questões mais críticas como as supracitadas, bem como o aproveitamento do acervo para futuros estudos e mapeamentos sistemáticos.

Na etapa de integração além da descrição das lâminas delgadas das amostras coletadas foi realizada uma revisão dos acervos de lâminas de projetos anteriores como: Integração Geológica-geofísica Sul do Pará, Rio Chiché, das folhas Serra Pelada e Altamira e GIS do Brasil executados pelo convênio DNPM/CPRM e o SGB.

Na elaboração dos mapas das áreas trabalhadas foi feita uma fusão digital geofísica x SRTM, onde está sendo feito o traçado das unidades e estruturas, utilizando o programa Arcview, com base nas novas informações de campo, descrições e revisão petrográfica. O Pará conta com levantamentos aerogeofísicos feitos durante as décadas de 70 e 80, que possuem uma resolução menor que os novos levantamentos feitos a partir da década de 90 (Fig. 2). Contudo, eles têm se mostrado uma ferramenta importante nas interpretações, principalmente nas áreas desprovidas de informações. Posteriormente, será feito a inserção e o ajuste dos mapas das áreas trabalhadas na base geológica CGBM dentro do recorte dos limites do estado.

Resultados Alcançados

Na região de Trombetas verificou-se que a associação de gnaisses e migmatitos mapeada pelos projetos anteriores como Complexo Guianense não aflora ou deve aflorar mais a norte, pois nos perfis realizados nos rios Trombetas e Caxipacoré (Fig. 1) só foram mapeadas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas correlatas às unidades Iriri e/ou Uatumã, bem como rochas epiclásticas associadas.

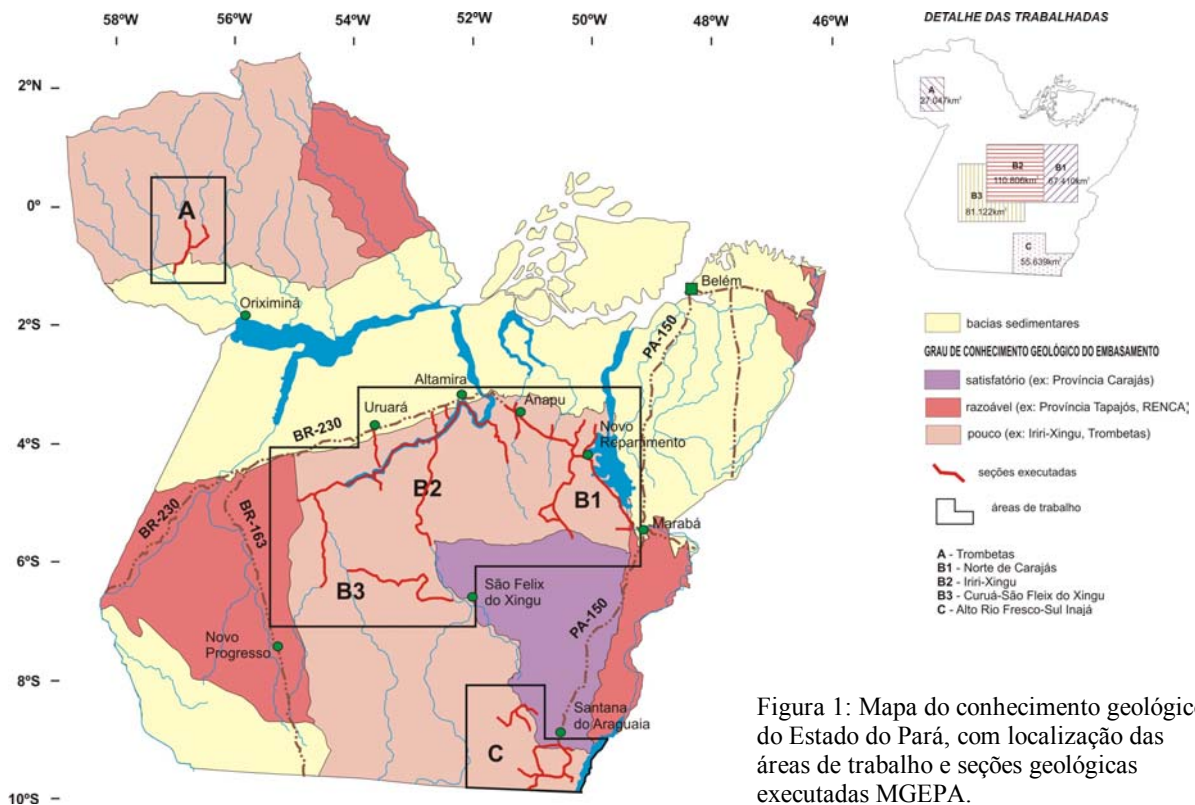


Figura 1: Mapa do conhecimento geológico do Estado do Pará, com localização das áreas de trabalho e seções geológicas executadas MGEPA.

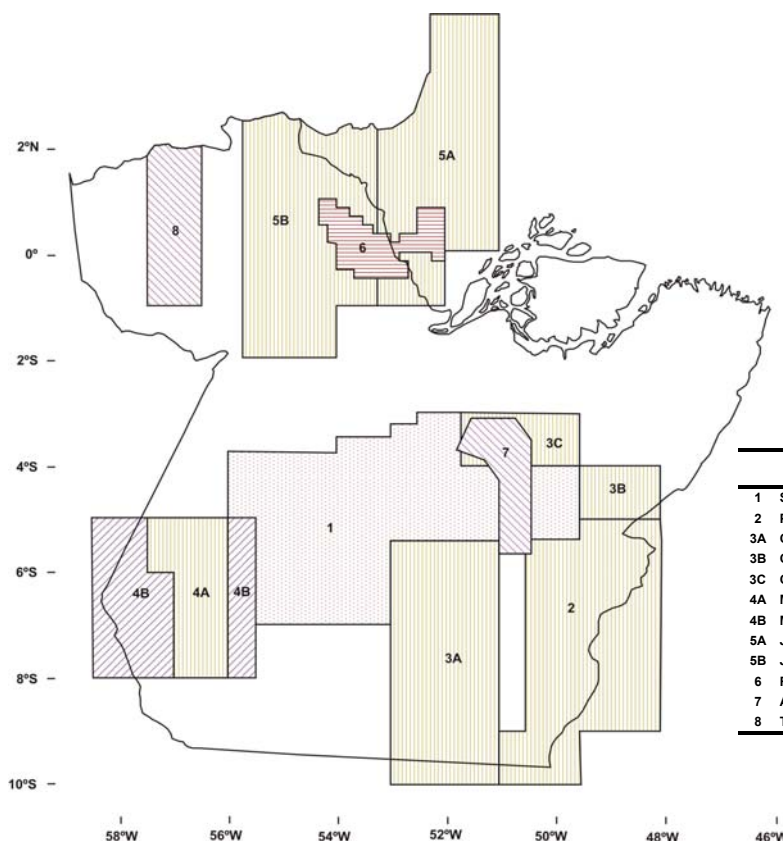


Figura 2 : Levantamentos aerogeofísicos no Estado do Pará

LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS				
LEVANTAMENTO	ANO	ESPAÇAMENTO (m)	ALTURA DE VÔO (m)	
1	SUL DO PARÁ	1974-1976	4000	150
2	PGBC	1975-1976	2000	150
3A	CARAJÁS 1	1986	2000	150
3B	CARAJÁS 2	1987	2000	150
3C	CARAJÁS 3	1987	2000	150
4A	MÉDIO TAPAJÓS 1	1986-1987	2000	150
4B	MÉDIO TAPAJÓS 2	1998	1000	100
5A	JARI-RIO NEGRO (LESTE)	1976-1977	2000	150
5B	JARI-RIO NEGRO (LESTE2)	1978	2000	150
6	RENCA	1999	500	100
7	ANAPU-TUERÉ	2004	500	100
8	TROMBETAS	2004	500	100

Uma importante contribuição à geologia das regiões Iriri-Xingu e Curuá-São Felix do Xingu (Fig. 1) foi a delimitação da extensão das associações vulcano-plutônicas continentais, cobrindo uma área historicamente mapeada como gnaisses, migmatitos e granitóides do Complexo Xingu. Verificou-se somente a ocorrência de “janelas” de rochas desse embasamento ígneo-metamórfico no leito de uma extensa cobertura de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas do Grupo Iriri e de batólitos de granitos das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha.

Destaca-se ainda, a individualização de corpos de granitóides e charnockitóides, corpos de granulitos para- e ortoderivados, migmatitos e ortognaisses na região Iriri-Xingu, originalmente englobados no Complexo Xingu. Os dados geocronológicos obtidos por Santos (2003), Monteiro (2005) e Vasquez et al. (2005) indicam que os granitóides e charnockitóides são do período Riaciano (2,21 – 2,08 Ga), portanto relacionados ao Ciclo Transamazônico, enquanto os ortognaisses neoarqueano-siderianos (2,5 – 2,44 Ga) são mais jovens que os ortognaisses e a maioria dos granitóides arqueanos da Província Carajás, em geral com idades entre 2,96 e 2,74 Ga (compiladas em Tassinari et al., 2000).

Na região Norte de Carajás (Fig. 1) foi identificado um predomínio de corpos de rochas charnockitíticas, para- e ortogranulitos, freqüentemente reequilibrados e retrometamorfizados, em relação aos metagranitóides e gnaisses. Esses corpos eram anteriormente englobados no Complexo Xingu e outras unidades recentemente propostas para essa região (Faraco et al., 2005). Os dados geocronológicos obtidos por Macambira et al. (2003 e 2004) e Faraco et al. (2005) apontam para uma evolução geológica durante o Sideriano e Riaciano (2,36 – 2,08 Ga) para esse terreno e mesmo os gnaisses arqueanos (2,67 Ga) são mais jovens que os da Província Carajás.

A investigação da continuidade do Terreno Granito-greenstone Rio Maria para oeste foi um dos principais objetivos das seções geológicas na região Alto Rio Fresco–Sul Inajá (Fig. 1). Verificou-se uma associação espacial das coberturas sedimentares da serras do Mururé e Matão, anteriormente mapeadas como pertencentes às unidades Tocandera, Rio Fresco e Gorotire, com a seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Inajá e outras seqüências correlatas mais ao sul, sugerindo tratar-se de coberturas sedimentares associadas às seqüências tipo *greenstone belt*. Da mesma forma, a associação TTG da unidade Arco Verde se estende mais para oeste e parte do que era considerado Complexo Xingu são metagranitos e granitóides não deformados sem posição estratigráfica definida.

Comentários Finais

A elaboração de um mapa geológico do Estado do Pará é uma antiga reivindicação do setor mineral e acadêmico. Em resposta a essa demanda, o SGB propôs o Projeto MGEPA. O amplo domínio do acervo sobre a geologia do Brasil, bem como a experiência com produtos em ambiente SIG adquirida nos últimos anos qualificam o para realizar essa tarefa.

Frente ao pouco conhecimento geológico de algumas regiões do Pará, houve uma preocupação da equipe executora em complementar a compilação geológica com novas informações a partir de seções geológicas estratégicas. Nesses trabalhos verificou-se a redução das áreas mapeadas como embasamento ígneo-metamórfico (tipo Xingu e Guianense) e uma ampliação das áreas do Terreno Granito-greenstone Rio Maria e de associações vulcano-plutônicas continentais (tipo Uatumã e Iriri). Uma das conseqüências da extensão das associações vulcano-plutônicas continentais será o aumento das perspectivas de depósitos aurífero tipo *high-sulphidation*, a exemplo daqueles encontrados na Província Tapajós (Juliani et al., 2005). As contribuições do MGEPA podem se estender a outras regiões e outras classes de depósitos minerais, como aqueles ligados aos insumos agrícolas e materiais de construção.

Apesar da significativa contribuição que o MGEPA gerará para o conhecimento geológico e dos recursos minerais do estado, o mesmo não substituí o mapeamento geológico

sistemático. Desta forma o SGB retomou as atividades de mapeamento dentro do Programa de Geologia do Brasil, com o mapeamento na escala 1:100.000 em convênio com a UFPA, na Província Carajás, e a previsão de mapeamento de duas folhas na escala 1:250.000, na região Norte de Carajás.

Referências Bibliográficas

- Faraco, M.T.L.; Vale, A.G.; Santos, J.O.S.; Luzardo, R.; Ferreira, A.L.; Oliveira, M.A.; Marinho, P.A.C. 2005. Levantamento Geológico da Região ao Norte da Província Carajás. In: V. Souza & A.C. Horbe (Eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **4**
- Juliani, C.; Rye, R.O.; Nunes, C.M.D.; Snee, L.W.; Corrêa Silva, R.H.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Neumann, R.; Alcover Neto, 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**:95-125
- Macambira, M.J.B.; Silva, D.C.C.; Barros, C.E.M.; Scheller, T. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. In: South American Symposium on Isotope Geology, **4**, *Short Papers*, p. 205-208.
- Macambira, M.J.B., Silva, D.C.C.; Vasquez, M.L.; Barros, C.E.M. 2004. Investigação do Limite Arqueano-Paleoproterozóico ao Norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **43**. Anais, p. 1170.
- Monteiro, P.C. 2005. Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, Província Amazônia. Dissertação de Mestrado. Belém. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 112 p.
- Santos, J.O.S. 2003 Geotectonica 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, pp.169-226.
- Tassinari, C.C.G.; Bettencourt, J.S.; Geraldés, M.C.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: U.G. Cordani, A. Thomaz Filho, D.A Campos (Eds.) *Tectonic Evolution of South América*, pp. 41-95.
- Vasquez M.L.; Macambira, M.J.B.; Galarza, M.A. 2005. Granitóides Transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Para - Novos Dados Geológicos e Geocronológicos. In: V. Souza & A.C. Horbe (Eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **4**: 16-31.

O ESTILO DO SISTEMA FLUVIAL PRÉ-CAMBRIANO NA SERRA DO TEPEQUÉM, ESTADO DE RORAIMA

Lucindo A. Fernandes Filho^{1,3}, Werner Truckenbrodt², Afonso C. R. Nogueira¹,
Bandeira C. da Silva Júnior³

¹ Departamento de Geociências - Universidade Federal do Amazonas.

² Departamento de Geologia - Universidade Federal do Pará

³ Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica - Universidade Federal do Pará
lferandes@ufam.edu.br, trucken@ufpa.br, anogueira@ufam.edu.br, jotabandeira@gmail.com

Introdução

Estudos sedimentológicos realizados na Serra do Tepequém, situada cerca de 150 km a noroeste de Boa Vista, Estado de Roraima, identificaram fácies siliciclásticas fluviais e litorâneas. Correlações com dados estratigráficos e de paleocorrentes do Supergrupo Roraima, no Brasil e Venezuela, permitem posicionar pelo menos os depósitos fluviais da Serra do Tepequém na Formação Arai de idade paleoproterozóica (Reis *et al.* 1990), cujo equivalente na Venezuela é a Formação Uairén (Reid 1974). Este estudo focaliza aspectos sedimentológicos do sistema fluvial da Serra do Tepequém com o objetivo de entender a dinâmica deste sistema e comparar seus depósitos com os de rios modernos. Em geral, é conhecido que rios pré-cambrianos, com a ausência de vegetação terrestre, desenvolveram padrões predominantemente entrelaçados (*braided*). Entretanto, características específicas destes depósitos précambrianos na Amazônia são pouco discutidas.

Rios entrelaçados são sistemas de alta energia com alta razão largura/profundidade, mostrando múltiplos canais instáveis que se dividem e se juntam ao redor de barras aluviais efêmeras desenvolvidas durante períodos de cheia. Estes rios tendem a ocorrer em áreas com elevados gradientes, margens pouco coesivas, abundância de sedimento grosso e descarga variável. Os sedimentos, com abundância de carga de fundo, são tipicamente dominados por cascalho e areia, mas sistemas com silte são também conhecidos (Leopold & Wolman 1957, Miall 1981, Nanson & Gibling 2003).

Resultados

Observações meso e macroscópicas em perfis verticais e laterais forneceram os seguintes atributos importantes sobre o sistema entrelaçado na Serra do Tepequém:

1. Presença de arenitos grossos a finos, em parte seixosos (figuras 1a-c e 1e), e subordinadamente conglomerados oligo e polimíticos (figuras 1d e 1f), bem como raras camadas de pelito intercaladas (espessura < 10 cm) e clastos de pelito nos arenitos. As intercalações de pelito tornam-se mais freqüentes e mais espessas próximo ao contato com as fácies costeiras.
2. Predominância de estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte nos arenitos mostrando sentido principal de paleocorrentes para SW (figura 1e). Estratificação cruzada tabular, *ripple bedding* e estratos plano-paralelos subordinadamente com lineação de partição (figura 1a).
3. Presença de ciclicidade em perfil vertical e tendência de granodecrescência ascendente em intervalos de arenitos finos a médios com estratificação cruzada sobrepostos por arenitos finos com estratos plano-paralelos (perfil do Rio Cabo Sobral, região da Serra do Funil).
4. Presença de deformações sin a pós-deformacionais, como laminação convoluta, estruturas de escape d'água (figura 1b) e estratificação cruzada recumbente (figura 1c).

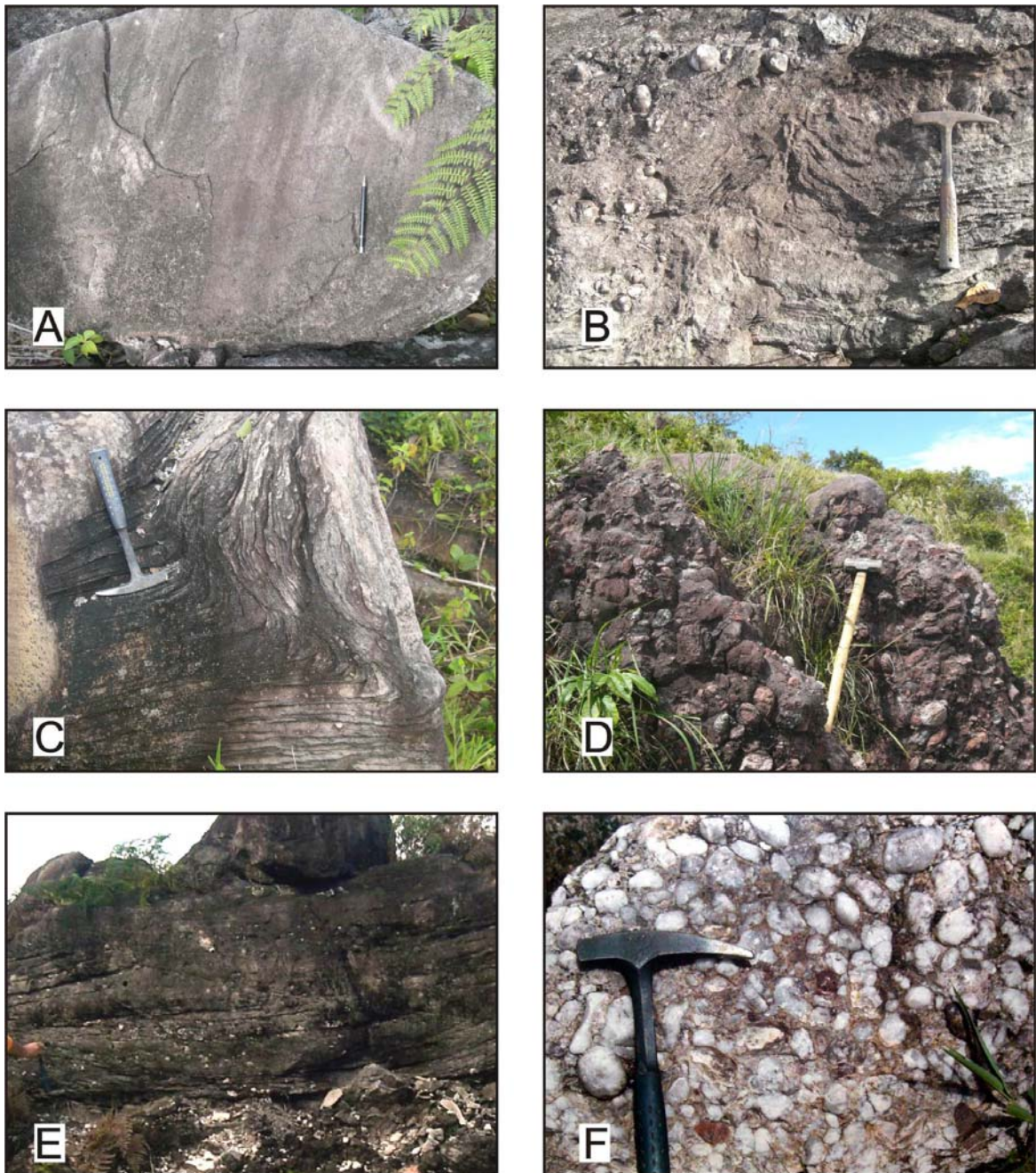


Figura 1: Principais litotipos e estruturas sedimentares encontradas no sistema fluvial *braided* na serra do Tepequém: a) Arenito fino a médio com lineação de partição; b) Arenito médio a grosso com estrutura de escape d'água; c) arenito médio com estratificação recumbente; d) Conglomerado polimítico; e) Arenito grosso a médio seixoso com estratificação acanalada e f) conglomerado oligomítico.

Discussão dos Resultados e Conclusões

1. A baixa variabilidade dos sentidos de paleocorrente e a rara presença de lâminas de pelito intercaladas nos arenitos, juntamente com clastos extra e intraformacionais indicam um sistema fluvial de baixa sinuosidade e principalmente de alta mobilidade e energia.

2. A presença, mesmo limitada, de pelito documenta um declínio na velocidade da corrente durante descargas baixas. Entretanto, o potencial de preservação foi limitado devido à erosão durante cheias sucessivas.
3. Os depósitos conglomeráticos com estratificações plano-paralela incipiente e maciça são relacionados a um transporte rápido de clastos sob condições de alta descarga e alta carga sedimentar. Segundo Hein & Walker (1977), os lençóis conglomeráticos que se desenvolvem sob estas condições estendem-se mais rapidamente à jusante do que crescem verticalmente. Desta maneira, formam-se depósitos de barras longitudinais, de baixo relevo, paralelas ao fluxo.
4. As profundidades mínimas dos canais entrelaçados correspondem à altura das formas de leito 3D estimada em 3 a 4 m. Durante o regime de fluxo superior, responsável pela formação de leito plano (estratos plano-paralelos), a profundidade era menor.
5. A deformação de estratos cruzados foi o resultado de aggradação rápida, mecanismo de fluxo hiperconcentrado e liquefação parcial do sedimento.
6. A Ciclicidade e granodecrescência ascendente dos ciclos de arenitos, com estratificação cruzada acanalada e subordinadamente aqueles com plano-paralela, refletem a aggradação vertical e a razão de formação das dunas 3D/barras, bem como, a formação de leito plano em resposta ao decréscimo da competência fluvial e à possível mudança morfológica de feições acanaladas para partes planas. Cant & Walker (1978) notaram que dunas 3D são as formas de leito mais comuns no rio *Saskatchewan* Sul e que o tamanho das formas de leito relaciona-se com a profundidade d'água.

Embora as observações faciológicas e estratigráficas sejam limitadas, elas sugerem que os depósitos fluviais arenosos possam ser comparados provisoriamente com os do rio *Saskatchewan* Sul, um rio entrelaçado perene e com profundidade média de 3 m (Miall 1996). Enquanto os conglomerados com arcabouço fechado são melhor interpretados através do modelo fluvial *Scott*, que representa canais entrelaçados rasos, preenchidos com cascalho principalmente em forma de barras longitudinais (Miall 1996).

Referências

- Cant D.J. & Walker R.G. 1978. *Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada*. *Sedimentology* **25**: 625-648.
- Hein F.J. & Walker R.G. 1977. *Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided Kicking Horse River, British Columbia*. *Can. J. EarthSci.*, **14**: 562-570.
- Leopold L.B. & Wolman M.G. 1957. *River channel patterns – braided, meandering, and straight*. US Geological Survey professional paper, Series B, 282, p. 39-85.
- Miall A.D. 1981. *Analysis of Fluvial Depositional Systems*. AAPG, Education Course Note Series 20, 75 pp.
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer, Berlin, 582 pp.
- Nanson G.C. & Gibling M.R. 2003. *Rivers and Alluvial Fans*. In: G.V. Middleton (ed.) *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks*. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, pp. 568-583.
- Reid A.R. 1974. *Stratigraphy of the type area of the Roraima Group*. Mem. 9th Inter-Guyana Geol. Conference, Caracas, p. 343-353.
- Reis N.J., Pinheiro S.S., Costi H.T., Costa J.B.S. 1990. *A cobertura sedimentar Proterozóica Média do Supergrupo Roraima no noroeste do Estado de Roraima, Brasil*. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Anais, p. 66-81.

DEPÓSITOS EÓLICOS DA FORMAÇÃO URUPI, PALEOPROTEROZÓICO DO ESCUDO DAS GUIANAS, MINA DO PITINGA-AM

Eisner F. S. Cunha¹, Afonso C. R. Nogueira², Jackson D. S. Paz², José M. Ferron³
Maurício Prado³

¹Programa de Pós-graduação em Geociências –UFAM. eisnercunha@ufam.edu.br

²Departamento de Geociências-UFAM. anogueira@ufam.edu.br, jackdspaz@yahoo.com.br

³Mineração Taboca S/A Grupo Paranapanema. jmaximino@mtaboca.com.br, mprado@mtaboca.com.br

Introdução

O Paleoproterozóico teve duração em torno de 900 Ma (Plumb 1991). Seu limite inferior em 2,5 Ga foi marcado pelo final da estabilização de áreas cratônicas arqueanas e seu limite superior em 1,6 Ga está relacionado a pulsos orogênicos. Este período caracteriza-se pela quebra de grandes blocos em núcleos menores, gerados a partir de rifteamento, metamorfismo e a intrusão de diques máficos, concomitante com a abertura de amplas bacias sedimentares no Cráton Amazônico (Brito Neves et al, 1995; Rogers 1996). A avaliação paleoambiental de depósitos sedimentares desta idade na Amazônia ainda é incipiente o que não permite o melhor entendimento da história evolutiva do cráton, bem como sua relação com os eventos globais do Précambriano. Depósitos siliciclásticos paleoproterozóicos, atribuídos à Formação Urupi (cf. Veiga 1979) ocorrem na região sul do Escudo das Guianas, particularmente na Mina do Pitinga (MP), estado do Amazonas, localizada nos limites das Províncias Amazônia Central (idade 1.88-1.86 Ga) e Tapajós-Parima (idade 2,1- 1,87 Ga, Santos et al. (2000a). A Formação Urupi sobrepõe-se a rochas vulcânicas da Suíte Iricoumé (1,88 Ga), sendo intrudida pelos basaltos e diabásios da Formação Quarenta Ilhas (idade relativa 1,79 Ga). A análise de fácies da Formação Urupi permitiu a identificação de um sistema deposicional desértico que abre novas perspectivas para o entendimento paleogeográfico e climático desta parte da Amazônia (Figura 1).

A Formação Urupi

Esta unidade ocorre nas margens da braquissinclinal do Pitinga e as suas melhores exposições são observadas na região da hidrelétrica da Mina do Pitinga alcançando até 100 m de espessura. As camadas encontram-se deformadas por falhas e dobramentos causando mergulhos 40° a 89°. As fácies sedimentares estão bem preservadas embora localmente a silicificação e intemperismo possam gerar acamamento maciço. A análise de fácies permitiu a descrição e a individualização de duas associações de fácies representativas de campo de dunas e interduna/*wadi*, respectivamente.

Campo de Dunas

Esta associação é composta por arenito de granulometria fina a média e geometria tabular que grada lateralmente a forma lenticular, com extensão lateral superior a 40 m. A espessura máxima dos *cosets* chega a 7 metros e os menores pouco mais de 3,5 metros. Internamente, os *sets* têm espessuras de 0,30-1,50 m. A estratificação cruzada desenvolvida nesta macroforma apresenta ângulo de mergulho médio a alto (28 a 34 graus). No *toeset* desta macroforma, são observados estratos com gradação inversa que são tipicamente produto da migração de ondulas de vento (*wind ripples* ; cf. Master 1991). Também diversas superfícies de truncamento são notadas separando especialmente as associações de fácies. Estas superfícies podem ser comparadas às superfícies hierárquicas de Kocurek (1981a,1988) como sendo de primeira e segunda ordem (Figura 2A).

Esta associação é interpretada como campo de dunas por apresentar estratificação cruzada de médio a grande com ângulo de mergulho de 28-34 graus associada com depósitos

de *wind ripples*. Adicionalmente, interpreta-se uma superfície limitante de primeira ordem, de aspecto subhorizontalizado, que corresponde à migração de draa, bem como, uma de segunda ordem, correspondendo a migração de campo de duna sobre interduna (Brookfield 1977, Kocurek 1981a).

Interduna/wadi

Esta associação de fácies caracteriza-se pela intercalação de arenitos e pelitos (Figs. 2B-D). Em geral os arenitos têm coloração esbranquiçada a rosado, organizados de maneiras diversas e complexas, inclusive dobrados, formando pacotes com até 20 m de espessura. Os pelitos são de coloração verde, branco a amarronzados, laminados a maciços, friáveis e ferruginizados, bem como, mostram-se com foliação cataclástica. Também são encontradas abundantes marcas onduladas assimétricas e subordinadamente simétricas, estruturas de aderência/verrugas (*adhesion and warts ripples*), laminação cruzada transladante subcrítica e supercrítica, depósito de queda de grão (*grain fall*), depósito fluxo de grão (*grain flow*), gretas de contração e marcas de escorrimento (*rill marks*) e estratificação cruzada sigmoidal (Fig. 3). Dois padrões de índice (IO) e simetria (ISO) de marcas onduladas foram mensurados. O primeiro, mostra valores de IO que variam de 8 a 33,8 e ISO variando de 1,8 a 10,5. O segundo padrão mostra IO de 3 a 17,7 e ISO de 4,3 até 45.

Esta associação é interpretada como interduna/*wadi* por apresentar as seguintes estruturas sedimentares: 1) Estruturas de aderência e verrugas (*adhesion and warts ripples*), gretas de contração e marcas de escorrimento (*rill marks*); 2) Estratificação sigmoidal; 3) depósitos de *grainfall* e *grainflow*; 4) Laminação cavalgante transladante subcrítica a supercrítica; 5) Índice e simetria de marcas onduladas típicas de vento. As verrugas e estruturas de adesão são geradas pela disponibilidade de areias secas levadas pelo vento e depositadas sobre superfícies úmidas ou molhadas, o que comprova a existências de dois ambientes contemporâneos, assim como gretas de contração e *rill marks* relacionados à subexposição aérea, apontando para um perfil de interduna (Kocurek & Fielder 1982). A estratificação sigmoidal é interpretada como elemento arquitetural de acresção de barra 2D em meio subaquoso (Collinson 1996). A laminação cruzada transladante subcrítica e supercrítica é gerada por processos trativos eólico no barlavento de dunas (Hunter 1977). Depósitos de *grain fall* ocorrem na zona de separação de fluxo de grãos no *slipside* da duna. Depósitos de fluxo de grãos são gerados a partir da coalescência de lâminas de areias pela força gravitacional no *slipside* da duna, apresentando feição lingóide (Hunter 1977; Reineck & Singh 1980; Kocurek & Dott, Jr. 1981). As medidas de índice e simetria de ondula da área de estudo apontam também marcas onduladas de ambiente eólico e de *wadi*, segundo proposta de Tanner (1967).

Considerações Finais

É descrito pela primeira vez na região sul do Escudo das Guianas um ambiente desértico paleoproterozóico. Estes depósitos pertencentes à Formação Urupi consistem em um sistema desértico composto de duas associações de fácies Campo de Dunas e Interduna/*wadi*. O registro desse sistema deposicional indica condições climáticas extremas por volta 1,8 Ga na Amazônia, correlatos aos eventos de desertificação registrados em outros crátons pelo mundo como na África e Austrália. Estes depósitos são excelentes marcadores climáticos e, se as áreas adjacentes à Mina do Pitinga forem avaliadas com o mesmo detalhe mostrado neste trabalho, poderemos compor um cenário paleoambiental completo para o paleoproterozóico da Amazônia.

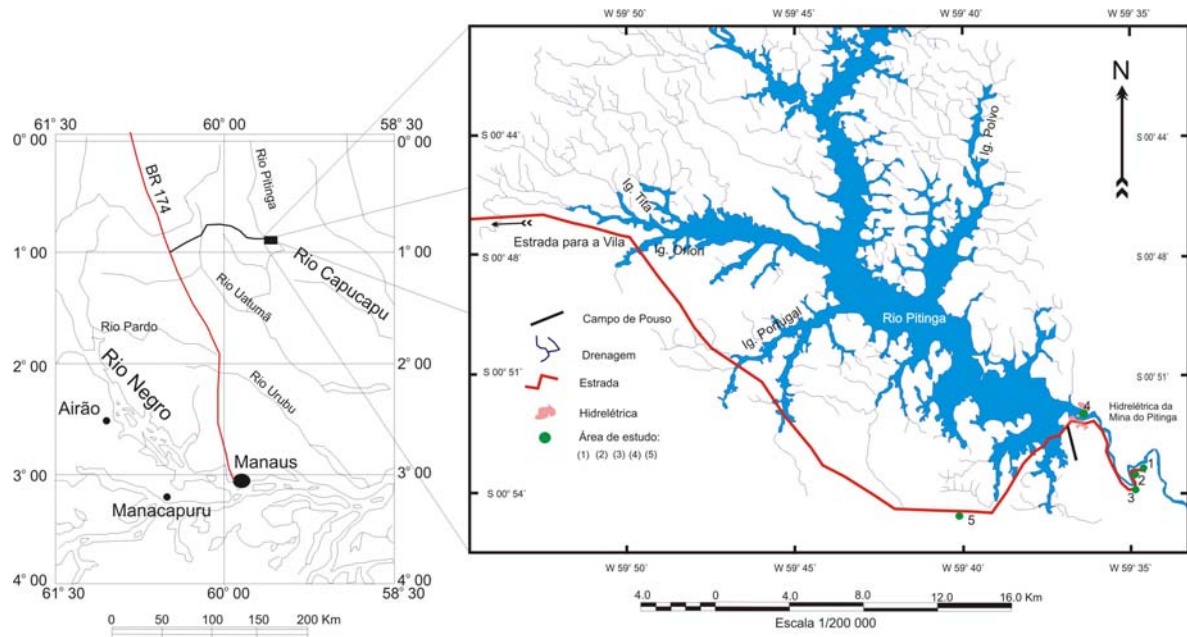


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

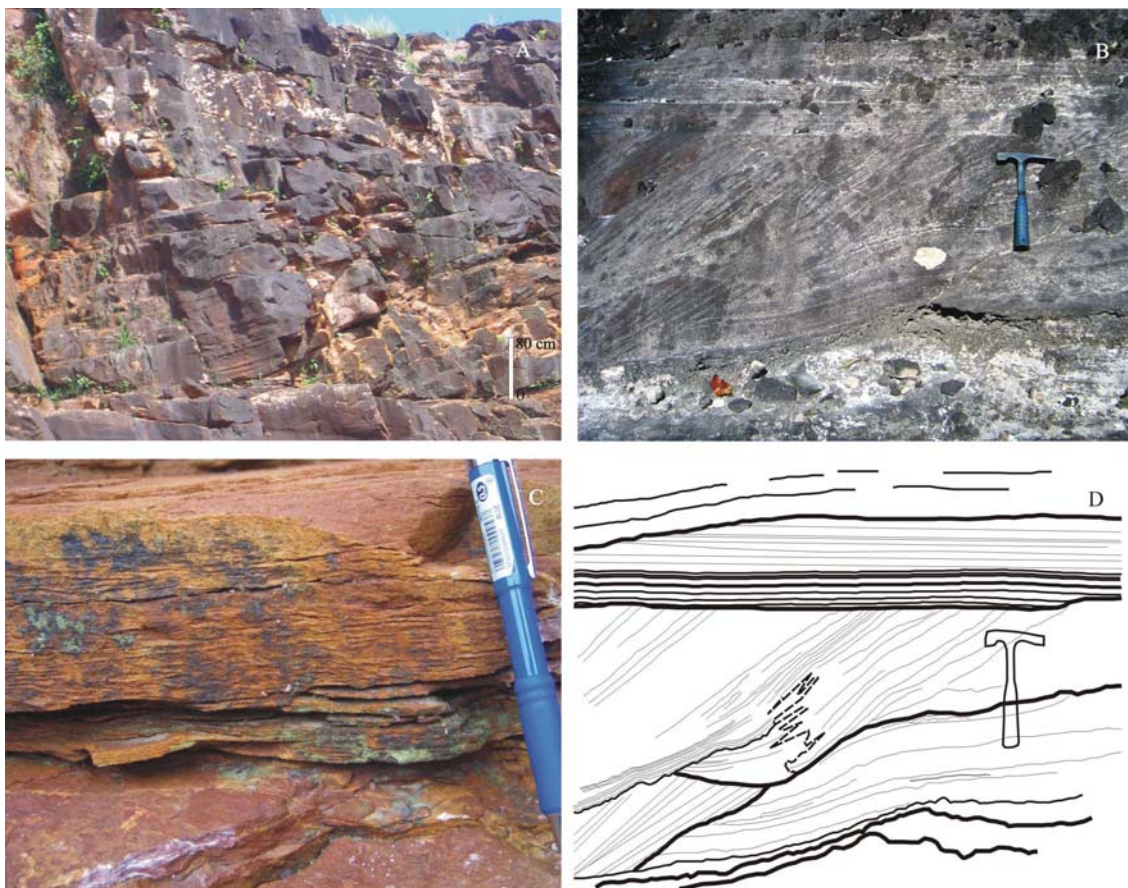


Figura 2. Formação Urupi. (A) vista geral da associação de fácies de campo de duna. (B) arenito com estratificação cruzada com depósitos de *grainflow*, *grainfall* truncado por depósito de laminação cavalgante transladante (associação de interduna/wadi). (C) Laminação cavalgante transladante subcrítica. (D) fotointerpretação de (B): o pontilhado representa os depósitos de *grainfall*, interdigitado pelos depósitos de *grainflow* e acima truncado por *sets* de laminação cavalgante transladante.



Figura 3. Estratificação Sigmoidal da associação de fácies interduna/wadi.

Referências

- Brito Neves, B.B. 1995. *A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes*. Geonomos, Belo Horizonte, v. 3, n. 2, p.1-21.
- Brookfield, M. E. 1977. *The origin of bounding surfaces in aeolian sandstones*. Sedimentology 24, 303-332.
- Collinson, J. D. 1996. Alluvial sediment. In: READING, H. G. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, third edition. 574p.
- Hunter, E. R. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. 1977. Sedimentology , 24, 361-387.
- Kocurek, G., 1981a. . Erg reconstruction; the Entrada Sandstone (Jurassic) of northern Utah and Colorado: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v.36, p. 125-153.
- Kocurek, G.; FIELDER, G. 1982. Adhesion structures. Journal Sedimentary Petrology. Vol 52, No.4, p-1229-1241.
- Kocurek, G., 1988. . First-order and super bounding in eolian sequence-bounding revisited. In: Kocurek, G. (Ed.), Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the western Interior of the USA. Sed. Geol. 56, 193-206.
- Master, S., 1991. *Stratigraphy, tectonic setting, and mineralization of the early Proterozoic Magondi Supergroup, Zimbabwe: a review*. Econ. Geol. Res. Unit. Univers. Of the Witwatersrand, 77 p.
- Reineck, H. E. & SINGH, I. B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag. 455p.
- Rogers, J.J.W. 1996. History of Continents in the Past Three Billion Years. Jour. of Geology, Chicago, v.104, p. 91-107.
- Santos, J.O.S., HARTMANN L. A., GAUDETTE H.E., GROVES D.I., McNAUGHTON N., FLETCHER I. R. 2000a. *A New Understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology*. Gondwana Research, 3 (4): 453-488.
- Tanner, W. F. 1967. *Ripple mark indices and their uses*. Sedimentology 9, 89-104.
- Veiga Jr, J.P.; NUNES, A.C.B.; SOUZA, E.C.; SANTOS, J.O.S.; AMARAL, J.E.; PESSOA, M.R. & SOUZA, S.A.S. 1979. Projeto Sulfetos do Uatumã. Relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, v. 1 A, 207p.v.1B, 519p.

A COMPARTIMENTAÇÃO DO CRÁTON AMAZONAS EM PROVÍNCIAS: AVANÇOS OCORRIDOS NO PERÍODO 2000-2006

João O. S. Santos¹, Léo A. Hartmann², Mário S. Faria³, Silvio R. Riker⁴, Miguel M. Souza⁴, Marcelo E. Almeida⁴, Neal J. McNaughton⁵

¹Geólogo consultor. orestes1@uol.com.br, leo

²UFRGS. hartmann@ufrgs.br

³Departamento de Polícia Federal. miguel@ma.cprm.gov.br

⁴CPRM – Serviço Geológico do Brasil. mealmeida@uol.com.br

⁵University of Western Australia. nmcnaugh@segs.uwa.edu.au

Introdução

A disponibilidade de mapeamento geológicos regionais atualizados (Schobbenhaus et al., 2004), alguns novos dados aerogeofísicos e, principalmente, novos e robustos dados isotópicos, faz com que o entendimento do Cráton Amazonas e o refinamento nos limites entre as suas províncias geológicas sejam continuamente aprimorados. Muitas regiões ainda são extremamente carentes de informações, como as zonas centro-norte e centro-sul do cráton (Província Amazonas Central, sul da Guayana, sul do Suriname, norte do Pará, centro do Pará, etc.), sudeste da Colômbia e sul da Venezuela (Território do Amazonas). Por outro lado, muitas regiões têm sido estudadas com a produção de novos mapas e novos dados isotópicos. Entre essas, as regiões de Carajás, Bolívia, Guiana Francesa, sudoeste do Amapá, oeste de Mato Grosso, Rondônia, Roraima, Rio Negro, e nordeste do Amazonas. Esta síntese procura alistar os principais avanços ocorridos no período entre 2000 e 2006, integrando informações (principalmente dados isotópicos U-Pb) obtidas pelos autores e compiladas da literatura. Em relação ao primeiro modelo que foi proposto com base em dados U-Pb (Santos et al., 2000), a última versão das cartas ao milionésimo da CPRM (finalizada em 2003, publicada em 2005 com data de 2004) já incorpora parte dos dados aqui expostos, que estão sintetizados na Figura 1.

Nomenclatura

É importante enfatizar que os nomes de entidades tectônicas (cráton, escudo, orógeno, província, bacia, placa, etc.), assim como de entidades geográficas (serra, rio, montanha, etc.) sempre são substantivos e não adjetivos. Apesar do uso difundido de adjetivos para nominar o cráton (Amazônico, Amazoniano), o mais apropriado é o substantivo Amazonas ou Amazon em inglês, como é conhecido internacionalmente. Ver os exemplos de outros crátons: São Francisco, Congo, Kapvaal, Yilgarn, Pilbara, Superior, etc (substantivos), em lugar dos adjetivos Sanfranciscano, Congolês, Kaapvaliano, Pilbariano, Yilgariano, Superiorano, etc.

O Encolhimento do Arqueano

Três regiões consideradas como arqueanas em modelos anteriores foram formadas em tempos pós-arqueanos. Entre essas:

- Domínio Bacajá, a região ao norte de Carajás que têm idades Transamazônica e Sideriana;
- A Faixa Imataca na Venezuela, cuja maior parte foi gerada em tempos tardi-Transamazônicos (2080-2040 Ma) e onde o metamorfismo granulítico ocorreu em 2020 Ma;
- O bloco Paracaima ao sul da Venezuela-Norte de Roraima, também tido como arqueano, mas que foi formado depois de 2000 Ma e que faz parte da Província Tapajós-Parima (Domínio Parima);
- Ainda não se dispõe de nenhuma evidência da existência de rochas arqueanas na Província Amazônia Central (teoricamente considerada arqueana) e a medida que esta província é estudada fica demonstrado que sua parte ocidental, abrangendo o sudeste de Roraima,

nordeste do Amazonas e noroeste do Pará, também faz parte da Província Tapajós-Parima (Domínio Uaimiri).

Província Carajás. Ambiente de *back-arc* ou colisional?

A província é formada pelos domínios Carajás ao norte (Neo-Arqueano) e Rio Maria a sul (Mesoarqueano). As sequências vulcanossedimentares do Domínio Carajás (Salobro, Igarapé Bahia, Pojuca, Grão-Pará) têm sido interpretadas como depositadas em ambiente de *rift* continental, com base em Olszewski et al. (1989) que registraram altos teores de Rb, Ba e ETRL nos basaltos arqueanos da região, teores que seriam incompatíveis com associações tipo *greenstone*. Porém, como esses basaltos estão intensamente alterados por fluidos hidrotermais do tipo Fe-Cu-Au-U-ETR, eles não servem para a caracterização geoquímica dos magmas geradores. A maior parte das referidas sequências apresenta inúmeras características comuns a rochas supracrustais de terrenos tipo *greenstone*. Também ocorrem algumas propostas interpretando o Domínio Carajás como zona de cisalhamento (“cinturão” Itacaiúnas), como tendo altas taxas de deformação compressiva, típicas de ambiente colisional, o que conflita com a existência de um ambiente de *back-arc* com geração de abundantes faixas de *greenstone*.

A ampliação da Província Transamazonas

Essa província passa a incorporar as faixas Imataca (Venezuela) e Bacajá (centro-leste do Pará). No sudoeste do Domínio Amapá mostra forte herança arqueana e alguns fragmentos de crosta arqueana ainda por serem delineados em mapa. A evolução da província ocorreu durante quatro orogêneses principais.

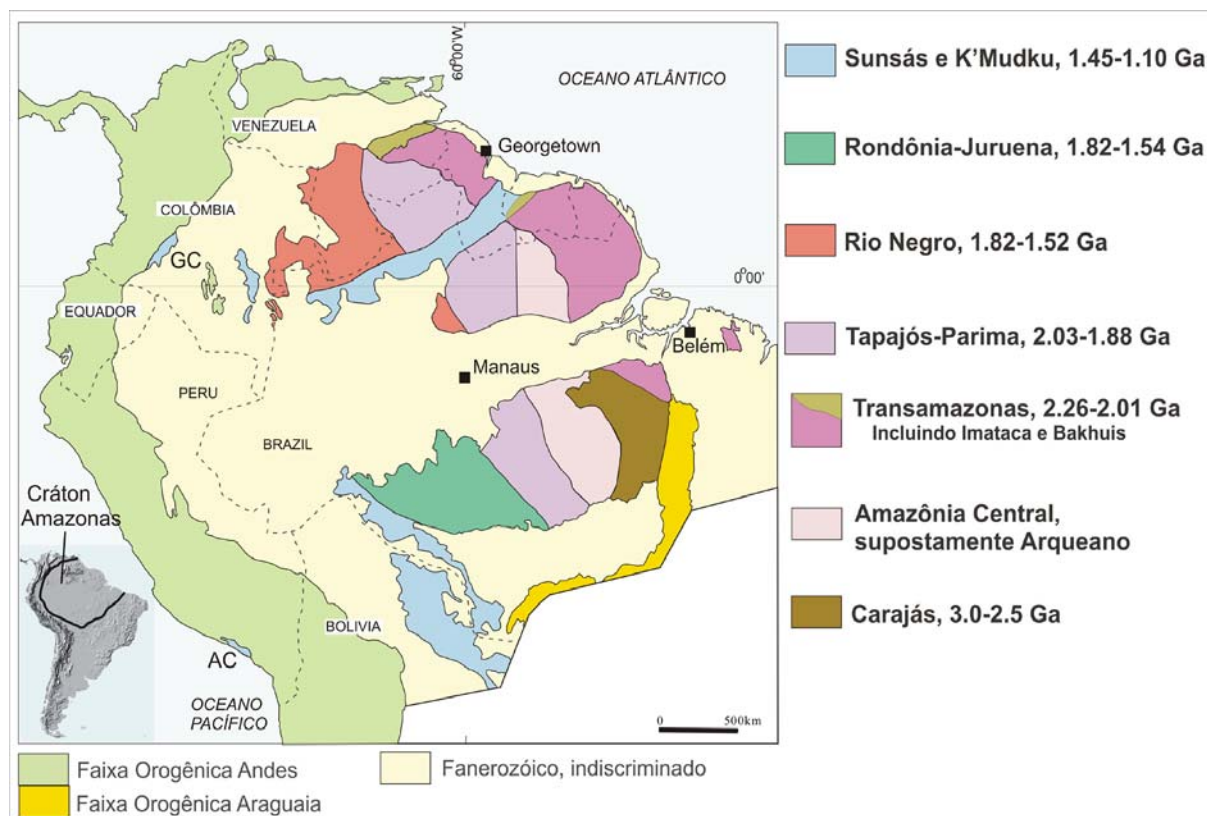


Figura 1. Cráton Amazonas e sua subdivisão em províncias. Limites de idades de acordo com os dados disponíveis no princípio de 2006.

Província Tapajós-Parima

Tem sido expandida para leste (sobre Amazonas Central) e para norte (suposto bloco arqueano Pacaraima) e é subdividida em quatro domínios geográficos: Matupá, Tapajós, Uaimiri e Parima. A presença dessa província no extremo sul (Domínio Matupá), no norte de Mato Grosso foi atestado pela presença de granitóides Parauari (Moura e Botelho, 1998) e Cuiú-Cuiú (Lacerda Filho et al., 2006).

No Domínio Uaimiri parte dos granitos tipo Mapuera (\pm 1870 Ma) é reagrupada na Suite Moderna (1810-1800 Ma; Santos et al., 1996) da qual faz parte o Granito Madeira mineralizado em estanho (Mina Pitinga). Houve o registro de importantes milonitos (preferencialmente N-S) com a mesma idade de 1810 Ma obtida em titanita metamórfica.

Província Rio Negro

Tem sido expandida para leste, pois todas as rochas datadas nas regiões do baixo rio Branco, Baixo Jauaperi e região de Moura, têm idades correlacionáveis ao Complexo Cauaburi (1810-1780 Ma). Está muito afetada por metamorfismo de alto grau K'Mudku (1490-1145 Ma; Santos et al., 2006, este simpósio) e possui uma geração de granitos Mesoproterozóicos (Granito Jauari, 1470 Ma). O Granito Tiquié, que era tido como correlato com a Suite Surucucus (1550 Ma; Pinheiro et al., 1976), tem 1780 Ma e faz parte do Complexo Cauaburi. O Grupo Tunuí representa as formações Aracá e Neblina (Santos et al., 2003) com maior grau de deformação em direção a oeste, sendo que as três unidades foram depositadas no intervalo entre 1710 Ma (idade mais jovem para o embasamento) e 1337 Ma (idade de deformação K'Mudku em quartzitos Aracá).

Província Rondônia-Juruena

Apesar de possuir embasamento com idade semelhante ao embasamento da Província Rio Negro, desta se distingue por apresentar a presença de granitos rapakivi (Providência), charnockitóides (Ouro Preto), unidades vulcanossedimentares (Mutum-Paraná, Roosevelt), vulcânicas (Colíder), que são ausentes no noroeste do cráton. O Domínio Jamari, ocidental, formado desde \pm 1760 Ma, é 40-60 Ma mais jovem que o Domínio Juruena, oriental, formado desde \pm 1820 Ma. Orogênese colisional ocorreu em toda província por volta de 1650 Ma, identificada em paragnaisse tipo Quatro Cachoeiras ou Machadinho.

Província Sunsás

Quatro orogêneses principais formam a Província Sunsás: Santa Helena, Candeias, San Javier e Nova Brasilândia. Uma quarta orogênese (San Javier, 1280-1230 Ma), pré-Nova Brasilândia e pós-Candeias é agora identificada na Bolívia. A maioria das rochas de embasamento (complexos Chiquitania e Lomas Manechi; Litherland et al., 1989) foi metamorfisada durante a orogênese Candeias (1370-1320 Ma). O Tonalito San Ramón na Bolívia é juvenil e contemporâneo da Suite Santa Helena em Mato Grosso (Geraldés et al., 2001). O Granito Refúgio, tido como mais jovem que 1350 Ma, está entre as rochas mais antigas da Bolívia (1656 Ma). As rochas mais antigas nesse país, com idades de 1790 e 1832 Ma são interpretadas como fragmentos preservados de crosta tipo Juruena. Isso indica que orógeno Sunsás não é alóctone (Boger et al., 2005; Tohver et al., 2004), mas sim autóctone, tendo sido construído em uma margem continental formada pela Província Juruena. Diversas unidades metasedimentares e orogências revelam o mesmo posicionamento estratigráfico pós-Candeias e idades U-Pb (onde disponíveis) entre 1200 e 1100 Ma. Elas são associadas à evolução da orogênese Nova Brasilândia e formam uma faixa quase contínua com 1800 km de extensão, compreendendo as seguintes unidades: Iata, Migrantópolis, Colorado, Aguapeí, Sunsás e Vibosi.

A Faixa K'Mudku

Na parte norte do cráton ocorre uma faixa colisional com direção N45-55E que afeta as províncias Rio Negro, Transamazonas e Tapajós-Parima. Essa faixa tem idades entre 1490 e 1147 Ma (Santos et al., este simpósio) e possivelmente está associada à evolução do Orógeno Sunsás a oeste.

O Mito Cráton Paraguá

A região atribuída ao “Cráton” Paraguá (Litherland et al., 1989) é formada predominantemente por granitóides orogênicos (Complexo Pensamiento) que estão entre as rochas mais jovens do pré-Cambriano da Bolívia (idades iguais ou menores que 1350 Ma), o que sugere que a região não é um cráton. As rochas mais antigas da Bolívia, com 1820 e 1790 Ma, que poderiam representar fragmentos cratônicos mais antigos, ocorrem ao sul da área proposta para esse cráton. Dessa forma, a existência do Cráton Paraguá deve ser desconsiderada nas tentativas de reconstrução paleocontinental (Boger et al., 2005; Tohver et al., 2004).

Bibliografia

- Boger, S.D., Raetz, M., and Giles, D., 2005. U-Pb age data from the Sunsas region of eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block. *Precambrian Research*, **139** (3-4): 121-146.
- Geraldes, M.C., Van Schmus, W.R., Condie, K.C., Bell, S., Teixeira, W., Babinski, M., 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Research*, **111**: 91-128.
- Lacerda Filho, J.W. et al., 2006. Projeto Província Mineral Alta Floresta. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Superintendência de Goiânia, em preparação.
- Litherland, M., Anells, 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. and Webb, B.C., 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean Mobile Belt. *Precambrian Research*, **43**:157-174.
- Moura, M.A. and Botelho, N.F., 1998. A mineralização do tipo Au pórfiro de Serrinha (Matupá, MT). In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, pp. 116.
- Olszewski, W.J., Wirth, K.R., Gibbs, A.K., and Gaudette, H.E., 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão-Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**: 229-254.
- Pinheiro, S.S., Fernandes, P.E.C.A., Pereira, E.R., Vasconcelos, E.G., Pinto, A.C., Montalvão, R.M.G., Issler, R.S., Dall'Agnoll, R., Teixeira, W. Fernandes, C.A.C., 1976. *Geologia*, In: Projeto Radar na Amazônia. Folha NA.19-Pico da Neblina: Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, **11**:19-137.
- Santos, J.O.S., Silva, L.C., Faria, M.S.G., Macambira, M.B., 1997b. Pb-Pb single crystal evaporation isotopic study of the post-tectonic, sub-alkalic, A-type Moderna Granite (Mapuera Intrusive Suite), State of Roraima, northern Brazil. In: Ferreira, V.P., Sial, A.N., (eds.), International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, Salvador, Brazil, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Governo do estado da Bahia, *Extended Abstracts and program*, 273-275.
- Santos, J.O.S., Hartman, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N., 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., 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas and Brasil-Central, pp. 169-226. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.), *Geologia, tectônica and recursos minerais do Brasil*, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, ISBN 85-230-0790-3, 674 pp.
- 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., 2005. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, 46 folhas na escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil, Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 41 CD-ROM, ISBN 85-7499-099-4.
- Tassinari, C.C.G., 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de livre docência, 139 p.
- Tohver, E., Pluijm, B.V.D., Mezger, K., Essene, E., Scandolara, J. and Rizzotto, G.J., 2004. Significance of the Nova Brasilândia metasedimentary belt in Western Brazil: Redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazon Craton. *Tectonics*, vol. 23, pp. 1-20.

A FAIXA COLISIONAL K'MUDKU (IDADE GRENVILLIANA) NO NORTE DO CRÁTON AMAZONAS: REFLEXO INTRACONTINENTAL DO ORÓGENO SUNSÁS NA MARGEM OCIDENTAL DO CRÁTON

João O. S. Santos¹, Mário S. Faria², Silvio R. Riker³, Miguel M. Souza³, Léo A. Hartmann⁴, Marcelo E. Almeida³, Neal J. McNaughton⁵, Ian R. Fletcher⁵

¹Geólogo consultor. orestes1@uol.com.br

²Departamento de Polícia Federal. mario.msgf@dpf.gov.br

³CPRM – Serviço Geológico do Brasil. miguel@ma.cprm.gov.br, mealmeida@uol.com.br,

⁴UFRGS. leo.hartmann@ufrgs.br

⁵University of Western Australia. nmcaugh@segs.uwa.edu.au, ifletche@segs.uwa.edu.au.

Introdução

Provavelmente o principal problema no entendimento da geologia regional no Brasil, particularmente na região norte, é o emprego freqüente da estratigrafia baseada no grau de metamorfismo (ou deformação). Nessa conceituação, as rochas consideradas mais jovens são aquelas menos metamorfisadas, e as rochas que apresentam grau mais elevado de metamorfismo ou “mais deformadas” seriam as mais antigas (Litherland et al., 1989; Fraga et al., 1998). Rochas granulíticas são consideradas fragmentos ultra-antigos da litosfera, soerguidos tectonicamente na forma de “lascas”, etc. (Costa e Hasui, 1997; Fraga e Reis, 2000). Anheusser et al. (1969), há quase 40 anos, mostraram exatamente o oposto: no Zimbábue as faixas granulíticas (Limpopo) são as rochas orogênicas mais jovens em todo Cráton Kapvaal. Mesma situação via-de-regra é encontrada no mundo todo, pois a maioria das rochas granulíticas é formada em estágios posteriores durante a evolução orogênica, onde as unidades geradas em arcos de ilhas e em bacias de retroarco são as mais antigas, sucedidas por rochas de arcos magmáticos continentais e somente depois da formação destes é que pode (ou não) ocorrer uma colisão continental com a formação de considerável volume de rochas de alto grau metamórfico. Na parte norte do Cráton Amazonas Barron (1966) demonstrou que as rochas mais deformadas da Guyana foram metamorfisadas por volta de 1260 Ma, tendo introduzido o termo K'Mudku Mylonite Episode para esse processo colisional. Por outro lado, a maior parte das rochas granulíticas vem sendo gradativamente reinterpretada e reposicionada na estratigrafia regional. Devido a comum confusão de granulitos com rochas ígneas portadoras de ortopiroxênios, muitos charnockitos foram confundidos com granulitos no passado recente (Santos e Olszewski, 1988; Lafon et al., 2001), e os exemplos mais importantes são aqueles de Rondônia e de Roraima. No primeiro caso, charnockitos (e rochas afins, enderbitos, mangeritos, jotunitos, opdalitos, etc.) ígneos tipo Ouro Preto e Jarú, contemporâneos e intimamente associados aos granitos anorogênicos da Suite Serra Providência foram interpretados como rochas metamórficas de alto grau (granulitos). No segundo caso, em Roraima, charnockitos também contemporâneos e geneticamente associados a uma suite de granitos tipo rapakivi (Suite Serra Mucajaí) foram relacionados a uma unidade granulítica, o Complexo Kanuku (Santos e Olszewski, 1988; Snelling and McConnell, 1969). No norte do Cráton Amazonas existe uma zona com maior frequência de milonitos e zonas de cisalhamento, a qual se estende por aproximadamente 1600 km, desde o alto Rio Negro até a zona de fronteira Guyana-Suriname. Essa zona tem entre 60 e 80 km de largura, direção N45-55E e afeta três províncias geológicas distintas (Santos, 2003): Rio Negro, Tapajós-Parima e Transamazonas (Figura 1). Os efeitos dessa colisão estão concentrados na faixa delineada na figura 1, mas também ocorrem fora dela. As zonas de cisalhamento são caracterizadas predominantemente por cavalgamentos oblíquos com componente sinistral (Figura 1). Esse tipo de deformação, assim como sua ampla distribuição, são característicos de zonas colisionais. Qual seria a idade dessa colisão, como ela se

processou e qual sua relação com o orógeno Sunsás? Teria ela sido gerada em tempos K'Mudku (± 1260 Ma), como indicam muitas dezenas de dados históricos K-Ar e Rb-Sr (Snelling e McConnell, 1969; Amaral, 1974; Basei e Teixeira, 1975; Tassinari, 1996), ou seria apenas uma “reativação” de uma colisão mais antiga e com idade indeterminada?

Idades de Metamorfismo Grenvilliano

Como a faixa colisional afeta as rochas da Província Rio Negro, onde o embasamento (Complexo Cauaburi) tem idade entre 1810 e 1790 Ma (Santos et al., 2003), essa é a idade máxima para a faixa. As primeiras investigações usando Ar-Ar (Santos et al., 2003) mostraram que a idade de micas metamórficas da Formação Aracá (norte do Amazonas) é de 1337 ± 4 Ma. Outras duas determinações Ar-Ar em micas de rochas da Suite Urubu em Roraima, agora divulgadas, correspondem a idades de 1185 ± 4 (SR144) e 1251 ± 6 Ma (SR189), tabela 1. Essas três idades Ar-Ar são comparáveis às idades Rb-Sr e K-Ar da literatura e indicam temperatura mínima de metamorfismo da ordem de 450° C (temperatura de bloqueio da muscovita). Para avançar no entendimento desse metamorfismo, 12 amostras das províncias Rio Negro e Tapajós-Parima foram estudadas por U-Pb usando três minerais: zircão, titanita e monazita (análises em andamento). As idades obtidas em titanita e zircão metamórficos se situam entre 1468 e 1147 Ma. Duas amostras do Complexo Cauaburi (Província Rio Negro), formadas em 1798 ± 3 Ma (Granito Corrupira, JO69) e 1787 ± 13 Ma (CS102, Granito Reilau), foram metamorfasadas em 1468 ± 8 Ma e 1423 ± 14 Ma (tabela 1). Em quatro amostras da Suite Urubu (Domínio Parima), formadas entre 1927 ± 32 Ma (SR144) e 1938 ± 9 Ma (CA47, Milonito Vilhena) as titanitas metamórficas possuem idades de 1147 ± 4 Ma (SR189), 1243 ± 6 (CA47), 1251 ± 36 Ma (SR144) e 1468 ± 13 Ma (MF6, Granito Mucajai). A recristalização da titanita é evidência de grau metamórfico equivalente a anfíbolito alto e a presença de zircão metamórfico com 1371 ± 12 Ma na amostra SR6 indica que o metamorfismo pode ter localmente atingido a fácies granulito. O metamorfismo de alto grau da faixa K'Mudku, portanto, tem idades entre 1147 e 1468 Ma, onde todas idades encontradas têm correspondência com orogêneses específicas dentro da Província Sunsás, como indicado na tabela 1. Isso sugere que a faixa K'Mudku foi formada durante aproximadamente 300 Ma por três ou quatro períodos colisionais.

Idades de Magmatismo Grenvilliano

Além de metamorfismo, a evolução Grenvilliana da faixa K'Mudku produziu rochas magmáticas, algumas das quais somente agora começam a ser identificadas. O Granito Saracura, por exemplo, considerado como Orosiriano (± 1870 Ma) e correlacionável com as Suites Mapuera (NE do Amazonas e NW do Pará) e Maloquinha (SW do Pará), é pelo menos 560 Ma mais jovem, possuindo zircões magmáticos que cristalizaram em 1317 ± 13 Ma (JO9, tabela 1), uma idade típica da orogênese Candeias do Orógeno Sunsás no SW do Cráton Amazonas. O Gabro Tapuruquara, cartografado como Paleoproterozóico nos mapas regionais, apresenta zircões muito ricos em U (uma característica comum em zircões de magmas gabróicos) com idade de 1172 ± 8 Ma, que corresponde à orogênese Nova Brasilândia em Rondônia, Mato Grosso e Bolívia (Santos et al., 2006, este simpósio). Esse fato implica em que algumas dezenas de intrusões gabróicas de Roraima e Amazonas (cartografadas como Suite Tapuruquara) sejam reposicionadas na estratigrafia regional, do Paleoproterozóico para o Esteniano. Além dos granitos tipo Saracura e dos gabros tipo Tapuruquara, muito possivelmente outras unidades estratigráficas ora mapeadas como Paleoproterozóicas possam estar associadas a evolução da faixa K'Mudku no norte do cráton.

Algumas Conclusões

. Os dados expostos mostram que o metamorfismo de alto grau na parte centro norte do Cráton Amazonas ocorreu no Mesoproterozóico, possivelmente através de sucessivos pulsos entre 1490 e 1147 Ma. Essa faixa de tempo coincide com a evolução da Província Sunsás a oeste, mas o entendimento da relação espacial entre as faixas orogênicas K'Mudku e Sunsás, que ocorre em área quase que totalmente coberta por bacias fanerozóicas (Figura 1), está por ser estudado. Este é mais um exemplo de inversão estratigráfica, causada pela ausência de geocronologia e pela aplicação da estratigrafia através do grau de metamorfismo em programas de mapeamento, onde as rochas de alto grau são equivocadamente consideradas como as mais antigas. Todos os mapas regionais produzidos pelo Serviço Geológico do Brasil nas regiões do Alto Rio Negro e Roraima (Schobbenhaus et al., 2004) merecem profunda revisão. A evolução da faixa K'Mudku na Guyana e Suriname ainda não está bem entendida, face a escassez de mapeamentos e de geocronologia U-Pb. A faixa K'Mudku é entendida como um reflexo intracontinental das colisões Sunsás na margem ocidental do cráton durante parte do Mesoproterozóico.

Tabela 1. Idades Grenvillianas (magmáticas e metamórficas) e idades de protólitos na Faixa K'Mudku

amostra	rocha	unidade	Prov.	Idades			Correlações com orogêneses da Província Sunsás
				Ar-Ar metamorfismo	U-Pb metamorfismo	U-Pb magmatismo	
CA47	Milonito	Milonito Vilhena	TP		1243 ± 6 t	1938 ± 9 z	San Javier
CG30	Quartzito	Formação Aracá	RN	1337 ± 4 m		< 1879 ± 15 dz	Candeias
CG33	Granito	Jauari (área-tipo)	RN			1476 ± 11 t-z	
CS38	Gnaiss	Complexo Cauaburi	RN		1490 ± 3 t		
CS102	Granito	Granito Reilau	RN		1423 ± 14 m	1787 ± 13 z	Santa Helena
HC190	Gabro	Gabro Tapuruquara	RN			1172 ± 8 z	
JH13	Granito	Suite Jauari	RN		1432 ± 5 t		Santa Helena
JO9	Sienogranito	Granito Saracura	TP			1317 ± 13 z	
JO69	Granito	Granito Corrupira	RN		1468 ± 8 t	1798 ± 3 z	Santa Helena
MF6	Monzogranito	Granito Mucajai	TP		1478 ± 13 t	1931 ± 7 z	Santa Helena
MF111	Paragneisse	Grupo Cauarane	TP		1260.5 ± 4.4 t		San Javier
SR144	Gnaiss	Granito Curuxuim	TP	1185 ± 4 b	1251 ± 36 t	1927 ± 32 z	San Javier
SR189	Gnaiss	Complexo Urariqüera	TP	1251 ± 6 m	1147 ± 4 t		Nova Brasilândia
SR6	Gnaiss	Suite Urubu	TP		1371 ± 12 z	1936 ± 12 z	Candeias

Idades em Ma. b-biotita, dz-zircão detrítico, m-muscovita, mz-monazita, t-titanita, z-zircão. Prov-província, TP=Tapajós-Parima, RN=Rio Negro

Bibliografia

- Amaral, G., 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 212 p.
- Anhaeusser, C.R., Mason, R., Vilhoen, M.J., and Viljoen, R.P., 1969. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *GSA Bulletin*, **80**(1); 2175-2200.
- Barron, C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of Central British Guyana. *In: DNPM, Conferência Geológica Interguianas*, 6, Belém, 1966. *Anais*, **41**:121-126.
- Basei, M.A.S. e Teixeira, W., 1975. Geocronologia do Território de Roraima. *In: Departamento Nacional da Produção Mineral, Conferência Geológica Interguianas*, 10, Belém, 1975. *Anais*, 453-473.
- Costa, J.B.S., Hasui, Y., 1997. Evolução Geológica da Amazônia. *In: Costa, M.L., Angelica, R.S. (Eds.), Contribuições à Geologia da Amazônia*. Financiadora de Estudos e Projetos, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, Belém, Brasil, pp.: 15-90.
- Fraga, L.M.B., Reis, N.J., 2000. Projeto Roraima Central: Geologia e Recursos Minerais. Nota Explicativa. Manaus: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1 CD-ROM.
- Fraga, L.M.B., Reis, N.J., and Costa, J.B.S., 1998. O Cinturão Guiana Central no Estado de Roraima. *In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 411.
- Lafon, J.M., Delor, C., Barbosa, O.S., 2001. Granulitos tarditransamazônicos na região norte do Estado de Amapá: o Charnockito Calçoene. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém, Workshop 2, *CD-ROM*, 39-42.

- Litherland, M., Annels, 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. and Webb, B.C., 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean Mobile Belt. *Precambrian Research*, **43**:157-174.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J. and 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., 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas and Brasil-Central, pp. 169-226. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.), *Geologia, tectônica and recursos minerais do Brasil*, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, ISBN 85-230-0790-3, 674 pp.
- Santos, J.O.S., Olszewski, W., 1988. Idade dos Granulitos tipo Kanuku em Roraima. In: Sociedade Brasileira de Geologia/Departamento Nacional da Produção Mineral, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, 378-388.
- Santos, J.O.S., Potter, P.E., Reis, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., and McNaughton, N.J., 2003. Age, source and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, **115** (3): 331-348.
- 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., 2005. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, Sistema de Informações Geográficas, 46 folhas na escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil, Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 41 CD-ROM, ISBN 85-7499-099-4.
- Snelling, N.J. and McConnel, R.B., 1969. The geochronology of Guyana. *Geol. Mijnbouw*, **48**: 54-78.
- Tassinari, C.C.G., 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de livre docência, 139 p.

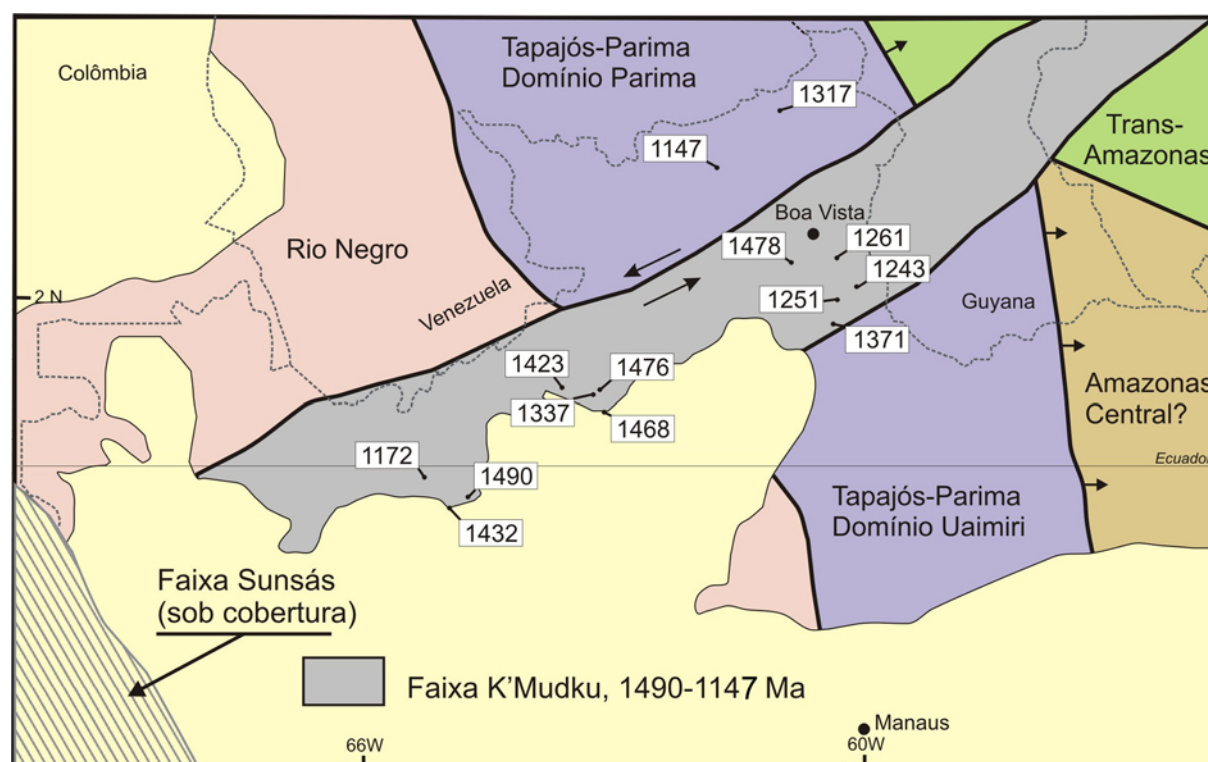


Figura 1. Região centro-norte do Cráton Amazonas mostrando a relação da faixa K'Mudku (em cinza) com outras províncias do cráton. Bacias Fanerozóicas em creme. As etiquetas mostram a localização e as idades da tabela 1 em Ma. Os limites orientais da Província Tapajós-Parima estão migrando para leste, de acordo com dados obtidos nessa área ainda pouco conhecida.

CORRELAÇÕES GEOLÓGICAS DAS ROCHAS DO PRÉ-CAMBRIANO BOLIVIANO COM AS ROCHAS DO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO NO BRASIL

¹Gabriela V. Mattos, ¹Mauro C. Geraldos, ²Ramiro M. Salinas, ³Wilson Teixeira

¹ Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, Rio de Janeiro, Brasil, CEP: 20550-013. gvargas_mattos@hotmail.com

² Universidad Mayor de San Andrés (UMSA), Calle 27 de Cota Cota, Pabellon Geología, campus universitario, Cota Cota, La Paz- Bolivia

³ Universidade de São Paulo (USP), Rua do Lago, 562, Cidade Universitaria, São Paulo-SP, Brasil.

Introdução

O Cratón Amazônico encontra-se rodeado por cinturões orogênicos Neoproterozóicos (Tucavaca em Bolívia, Araguaia, no centro do Brasil, e Tocantins, no extremo norte do Brasil). Na Bolívia, são propostas extensões do setor SW do Cratón Amazônico que é o tema deste trabalho. Neste sentido, neste trabalho tentar-se-á uma possível correlação com as unidades do Cratón Amazônico da Bolívia formadas durante o Paleo e o Mesoproterozóico com as rochas geradas em território Brasileiro.

O Cratón Amazônico na Bolívia está representado por um embasamento metamórfico de granulitos (Lomas Maneches), gnaisses (La Chiquitania) e xistos (do Supergrupo San Ignacio). Em seguida ocorreram orogenias conhecidas como San Ignacio e Sunsás. Estas rochas são tidas como Proterozóicas com base em dados geocronológicos que, para uma melhor compreensão são agrupadas em ciclos, tomando-se como base as três grandes orogenias que ocorreram neste setor: o ciclo orogênico Lomas Maneches, responsável pela formação do embasamento (Paleoproterozóico), ciclos orogênicos San Ignacio e Sunsás (Mesoproterozóico). Por fim o Ciclo Orogênico Brasileiro (Neoproterozóico) originou o Cinturão Tucavaca que define o limite da área cratônica.

Uma das primeiras tentativas em correlacionar rochas pré-Cambrianas da Bolívia com rochas do Brasil foi feita por Litherland *et al.* (1986). Neste sentido, os autores propõem uma correlação do embasamento metamórfico da Bolívia (Complexo de granulitos Lomas Maneches, gnaiss La Chiquitania e xistos San Ignacio) com o Complexo Xingu no Brasil. Não obstante, nessa época as idades do Complexo Xingu variassem no intervalo de idades de 1200-1400 Ma. Estas correlações estão hoje prejudicadas pela evolução do conhecimento das unidades (subdivisão do embasamento) através de estudos recentemente reportados sobre o Cratón Amazônico no Brasil.

Novas correlações são possíveis, entretanto, a partir da retomada das pesquisas no oriente boliviano através de trabalhos de campo, estudos petrográficos e geoquímicos, adicionado aos trabalhos apresentados por Derbyshire (2000) e Boger *et al.* (2005), além dos trabalhos reportados como resultado do “Proyecto Precambrico”. Um resumo da proposta de correlação aqui apresentada pode ser observado na Figura 1.

Orogêneses versus Orogêneses

Sobre os eventos orogênicos, pode-se observar na Figura 1 que os eventos Alto Jauru (1,75-1,74 Ga), Cachoerinha (1,58-1,54 Ga) e Santa Helena (1,45- 1,42 Ga) reportados no lado brasileiro não são observados na Bolívia. Da mesma forma, os eventos orogênicos Lomas Maneches (1,68-1,66 Ga) e San Ignacio (1,34-1,32 Ga) observados no pré-Cambriano na Bolívia não são encontrados no Brasil.

A inexistência dos eventos temporalmente equivalentes no pré-Cambriano boliviano e no Brasil sugerem que a evolução geológica da área boliviana envolve a formação dos terrenos e a sua posterior colagem ao cratón Amazônico. Esta colisão está registrada pelas rochas do fundo eceânico representados pelo terreno Rio Alegre no lado brasileiro. Esta

hipótese é corroborada pela existência de assimetria de idades para leste e oeste a partir deste terreno cujo *strike* é NNW-SSE.

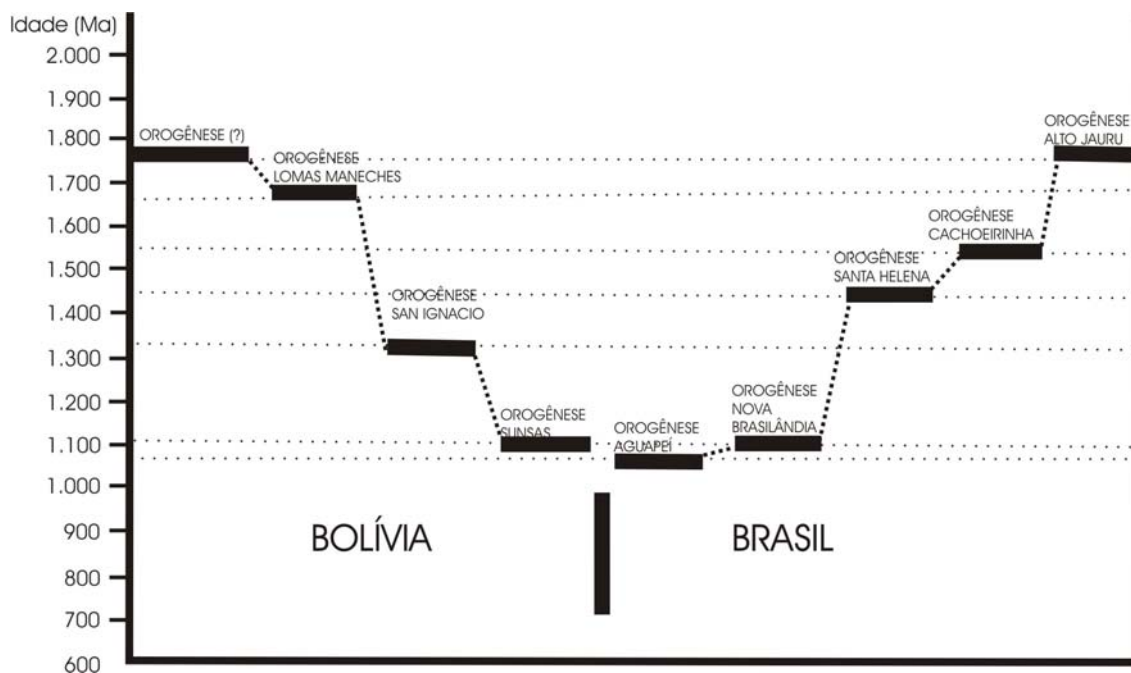


Figura 1. Diagrama de correlação geológica entre o pré-Cambriano em território da Bolívia com o Brasil, no SW do cráton Amazônico.

Exemplo de idades contemporâneas no Paleoproterozóico reportadas no SW do cráton Amazônico no Brasil e na Bolívia correspondem às idades U-Pb em zircão detríticos dos xistos San Ignacio (1,74 Ga) e de paragneisses La Chiquitania (1,78-1,76 Ga). Do lado brasileiro estas idades são observadas no magmatismo juvenil do arco magmático Alto Jauru (1,79- 1,74 Ga). Nesta forma é possível sugerir que a crosta sílica do Alto Jauru pode ter sido a fonte dos sedimentos posteriormente metamorfisados dos paragneisses La Chiquitania. Como consequência desta hipótese, haveria continuidade física entre as rochas do Alto Jauru e bacia sedimentar La Chiquitania.

Neste sentido, os dados geológicos e geocronológicos reportados tanto no Brasil como na Bolívia sugere que as duas áreas tiveram evoluções geológicas distintas no final do Paleoproterozóico, não obstante a falta de informação geocronológicas sobre as rochas ortoderivadas da unidade La Chiquitania na Bolívia.

Orogêneses versus Anorogêneses

Inicialmente as unidades descritas neste trabalho como enderbitos, ortogneisses e migmatitos da unidade Lomas Maneches e ortogneisses do Complexo La Chiquitania de 1663 ± 13 Ma, no Brasil, são contemporâneos com a suíte intrusiva Serra da Providência, cuja idade U-Pb encontra-se é 1,66-1,64 Ga. Esta suíte intrusiva foi interpretada por Bettencourt *et al.* (1996), como uma suíte bimodal gerada em um ambiente intracratônico. No exemplo boliviano, o Lomas Maneches é interpretado como composto por rochas orogênicas, o que permite sugerir que a formação da suíte Serra da Providência pode estar relacionada ao fluxo

de calor gerado a partir da margem continental ativa registrada pelo magmatismo da Orogênese Lomas Maneches.

As idades reportadas por Borger *et al.* (2005) para as rochas paraderivadas na Bolívia indicam a idade das fontes dos sedimentos. Os xistos San Ignacio apresentam zircões detríticos com idades de 1764 ± 16 Ma, bem como os paragnáisses La Chiquitania apresentam-se uma idade de 1.767 ± 24 Ma. Unidades com idades que serviriam como fontes destes sedimentos não são encontradas na Bolívia, porém, no Brasil, as rochas da Orogenia Alto Jauru (1794-1747 Ma; Gerald *et al.* 2001) podem ter sido a fonte destes sedimentos. Futuros estudos sobre as unidades paraderivadas na Bolívia poderão testar esta hipótese.

As rochas da Orogenia San Ignacio apresentam idades por volta de 1,33 Ga (U-Pb em zircão por SHRIMP) e podem ser correlacionadas temporalmente no Brasil com a Suíte intrusiva Teotônio e a Suíte Alto Candeias de idade em zircão 1346 ± 05 e a Suíte intrusiva São Lorenzo-Caripunas com 1314 ± 13 (U-Pb convencional; Bettencourt *et al.*, 1996). Novamente ocorre a diferença de ambiente tectônico para as unidades comparadas. As suítes reportadas no Brasil por Bettencourt *et al.* (1999) são interpretadas como de origem intracratônica, enquanto as rochas graníticas San Ignacio são interpretadas como formadas em ambiente de arco magmático durante uma acreção lateral juvenil. Desta forma a origem das suítes bimodais intracratônicas pode estar relacionada ao fluxo de calor gerado na borda da placa durante o processo de subducção.

As rochas da Orogenia Sunsás apresentam idades de 1005 ± 12 Ma do granito Casa de Piedra e 993 ± 139 Ma do magmatismo do Complexo Rincon del Tigre (isócrona Rb-Sr), datados por Litherland *et al.* (1986). Os dados de Borger *et al.* (2005) para o granito Taperas é de 1076 ± 18 Ma (U-Pb em zircão pelo método SHRIMP). Granitos destas idades no Brasil são representadas pelas Suítes Santa Clara, com 1081 ± 50 Ma, Oriente Novo, de 1080 ± 27 Ma (dados obtidos mediante datação U-Pb convencional), e pelos *Younger granites of Rondônia* de 1018 ± 76 Ma (idade Rb-Sr), dados reportados por Bettencourt *et al.* (1996). Este é mais um caso de magmatismo intracratônico possivelmente gerado como reflexo do processo de subducção contemporâneo na margem ativa da placa durante a estabilização do craton Amazônico.

Idades U-Pb contemporâneas voltam a ser observadas nas duas áreas em foco somente no final do Mesoproterozóico, quando ocorre o magmatismo anatóxico da orogenia Nova Brasilândia (1,1 Ga). No lado boliviano o magmatismo Sunsás ocorre a 1,07 Ga. Em adição as idades K-Ar e Ar-Ar das Orogenias Sunás, thrust Aguapeí e Orogenia Nova Brasilândia sugerem que os terrenos estavam em processo de aglutinação para a formação do supercontinente Rodínia.

Bibliografia

- BETTENCOURT, J.S; ONSTON, T.C; TEXEIRA, W., (1996). Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on country rocks from the central sector of the Rio Negro Province, south-west Amazonian Craton. *Int. Geol. Rev.* 38, 42-56.
- BOGER S.D., RAETZ M., GILES D., ETCHART E., FANNING M.C., (2005). U-Pb age data from the Sunsás region of Eastern Bolívia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block. *Precambrian Research*, 139, 121-146.
- DARBYSHIRE, D. P. F. (2000). The Precambrian of Eastern Bolívia a Sm-Nd Isotope Study. Isotope Geosciences Laboratory. British Geological Survey
- GERALDES, M.C., (2001). Geoquímica e Geocronologia dos plutons graníticos Mesoproterozoicos do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, Brazil, 185p., unpublished data.
- LITHERLAND, M., co-ordinador, (1986). The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. *Overseas Memoir Br. Geol Survey*, 153 p.

NOVOS DADOS DE CAMPO E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DA BORDA SUDESTE DO BATÓLITO GRANÍTICO SÃO GABRIEL, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM), ESCUDO DAS GÜIANAS

¹Valério C.S., ²Souza V.S., ³Castro R.H.L., ³Marques S.N.S.

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências-PPGEO/DEGEO/UFAM (cvalerio@ufam.edu.br).

²DEGEO/UFAM

³Graduação em Geologia/DEGEO/UFAM.

Introdução

O contexto geológico proterozóico do município de Presidente Figueiredo é pouco conhecido, principalmente do ponto de vista petrológico e geocronológico. Na região são descritos gnaisses, migmatitos e metagranitos da Suíte Metamórfica Jauaperi (CPRM 2002), granitóides calcialcalinos da Suíte Intrusiva Água Branca, álcali-granitos da Suíte Intrusiva Mapuera (Milliotti *et al.* 2004), que incluem os granitos Abonari e São Gabriel, granitóides mineralizados da suíte Madeira (Costi *et al.* 2000), na região da mina de estanho do Pitinga, vulcanitos indivisos do Grupo Iricoumé, além de rochas máficas das formações Seringa e Quarenta Ilhas e sedimentares da Formação Prosperança. Reis *et al.* (2003) discutiram a presença na região de duas gerações de rochas com características de granitos do tipo A, representadas pelos granitóides Mapuera, Abonari e São Gabriel, associados ao magmatismo charnockítico Japuru gerado há ~1,87Ga (Santos *et al.* 2001), e pelos granitóides Madeira (~1,81Ga, Costi *et al.* 2000), associados temporalmente ao Granito Moderna (RR).

Este trabalho apresenta uma proposta de arranjo geológico da borda sudeste do batólito São Gabriel (Fig.1), ressaltando as relações de contato e características petrográficas de suas unidades. Seu desenvolvimento envolveu mapeamento geológico básico, auxiliado por imagens do satélite LANDSAT 5/TM e modelos SRTM.

Geologia e Petrografia

A área estudada é constituída por vulcanitos félsicos e intermediários do Grupo Iricoumé que hospedam os granitóides São Gabriel. Completam o quadro geológico, rochas sedimentares da Formação Prosperança, diques de olivina microgabro, coberturas lateríticas e depósitos aluvionares (Fig.1).

Grupo Iricoumé

Essa unidade é caracterizada por riolitos (efusivos e epizonais) e andesitos intercalados a ignimbritos.

Os riolitos exibem cor rosa acinzentada a cinza, arranjo textural porfirítico fino a grosso, ressaltado por fenocristais de feldspato e quartzo imersos em matriz fina a afanítica. Os fenocristais de K-feldspato pertítico, plagioclásio e quartzo são subedrais a euedrais com bordas corroídas, zonados, pouco fraturados e com moderada extinção ondulante (Fig.2A). A matriz é constituída por quartzo, feldspatos e biotita cloritizada, tendo como acessórios titanita, zircão, apatita e minerais opacos, além de clorita e epidoto representando a paragênese hidrotermal. Nos tipos porfiríticos de granulação média-grossa são observados intercrescimentos granofíricos incipientes.

Os andesitos apresentam cor esverdeada, textura porfirítica a glomeroporfirítico fino a médio, ressaltado por fenocristais de plagioclásio (andesina, An₃₂₋₃₅) de até 12 mm, imersos em matriz de granulação fina a afanítica. São encontradas ainda diversas cavidades amigdaloidais relacionadas ao alívio de gases (Fig.2B). A matriz exhibe arranjo traquítico

microcristalino e é constituída por feldspato, quartzo, anfibólio cloritizada e minerais opacos, além de epidoto, clorita e carbonatos representando a paragênese hidrotermal. As amídalas são preenchidas por cristais de clorita, epidoto, quartzo, carbonatos e minerais opacos.

Os ignimbritos são maciços e estratificados, possuem cristaloclastos de quartzo, K-feldspato, plagioclásio e acessórios (titanita, opacos), litoclastos angulosos e disformes, púmices achatados, raros vitroclastos e matriz composta por cinza fina (1/16mm). Nos tipos

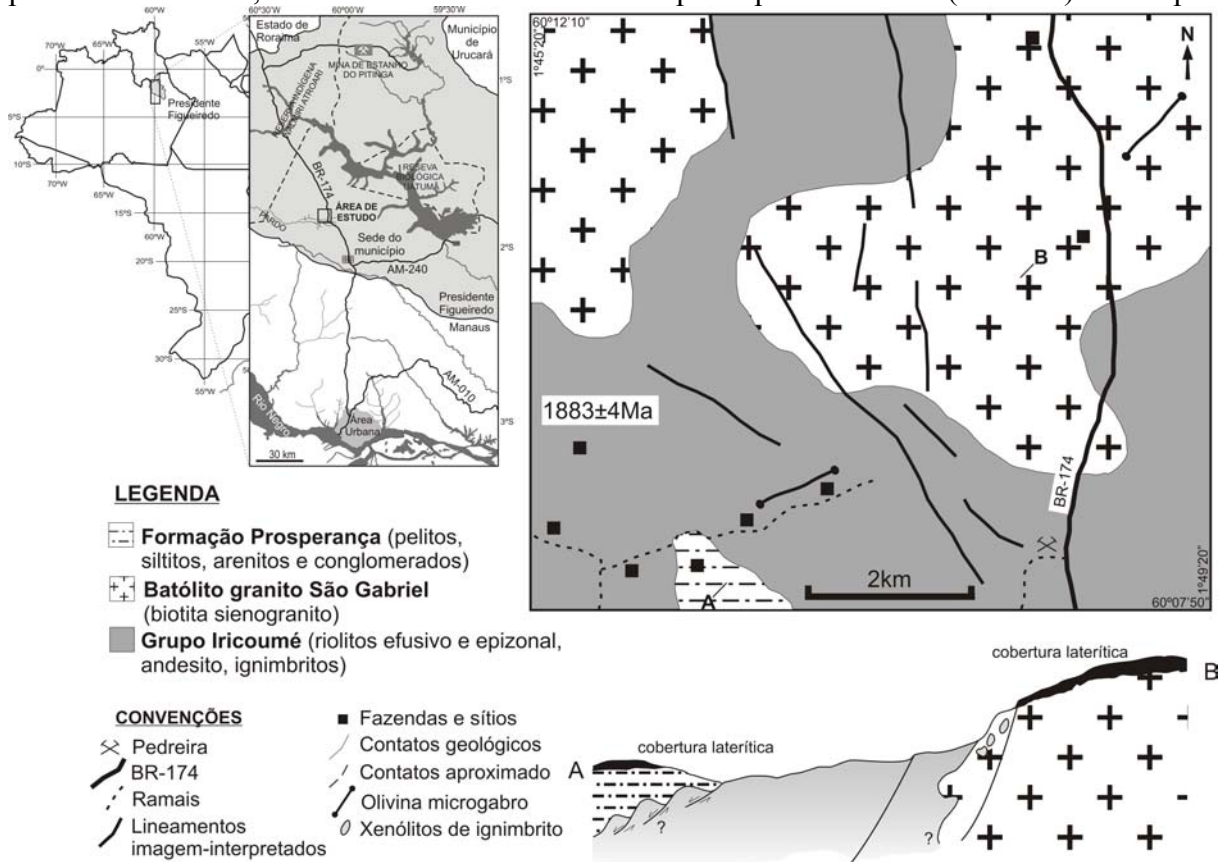


Figura 1. Mapa geológico e seção esquemática A-B da borda sudeste do batólito granítico São Gabriel.

que apresentam estratificação plano-paralela subhorizontal (Fig.2C), incluem camadas com ciclos granodescrescentes ascendentes, fragmentos ejetados ≤ 20 cm (bombas), além de diversas cavidades vesiculares geradas por alívio de gases, normalmente orientadas no limite entre camadas em um arranjo textural fragmentário (Fig.2C e E). O grau de soldagem dos ignimbritos varia de fraco a médio, indicado pela presença de foliação, cristaloclastos e litoclastos rotacionados (Fig.2E e F) e ausência de texturas eutaxíticas e *fiammes*.

Granito São Gabriel

Essa unidade consiste de um corpo granítico de dimensões batolíticas e formato aproximadamente elíptico, que ocupa uma área de cerca de 450km² e se encontra cortado por falhas e fraturas de direções NW-SE e NE-SW com fortes inflexões para N. Em sua borda sudeste aflora um biotita sienogranito alojado em vulcanitos do Grupo Iricoumé e cujos contatos são parcialmente controlados por falhas. Esse fácies exibe cor vermelha clara, textura inequigranular média a grossa, diversos xenólitos de ignimbritos Iricoumé (Fig.2G) e foliação ígnea nas bordas da intrusão. É constituído por K-feldspato pertítico (60-64%), quartzo (20-25%), oligoclásio (An₁₈₋₂₅, 6-13%) e biotita (3-5%), tendo como acessórios titanita, zircão, apatita e minerais opacos, além de clorita, sericita e epidoto compondo a paragênese hidrotermal (Fig.2H). O microclínio pertítico ocorre sob a forma de cristais subédricos e

geminados segundo a lei da albíta-periclina, às vezes bordejando cristais de oligoclásio (textura anti-rapakivi). O quartzo exibe extinção ondulante, ocorre sob a forma de cristais anedrais intersticiais aos feldspatos. O oligoclásio é pouco sericitizado, às vezes ocorre bordejando cristais de microclínio pertítico e geminado, configurando a textura rapakivi (Fig.2I). A biotita mostra-se cloritizada e ocorre distribuída de modo intersticial e associada aos minerais acessórios.

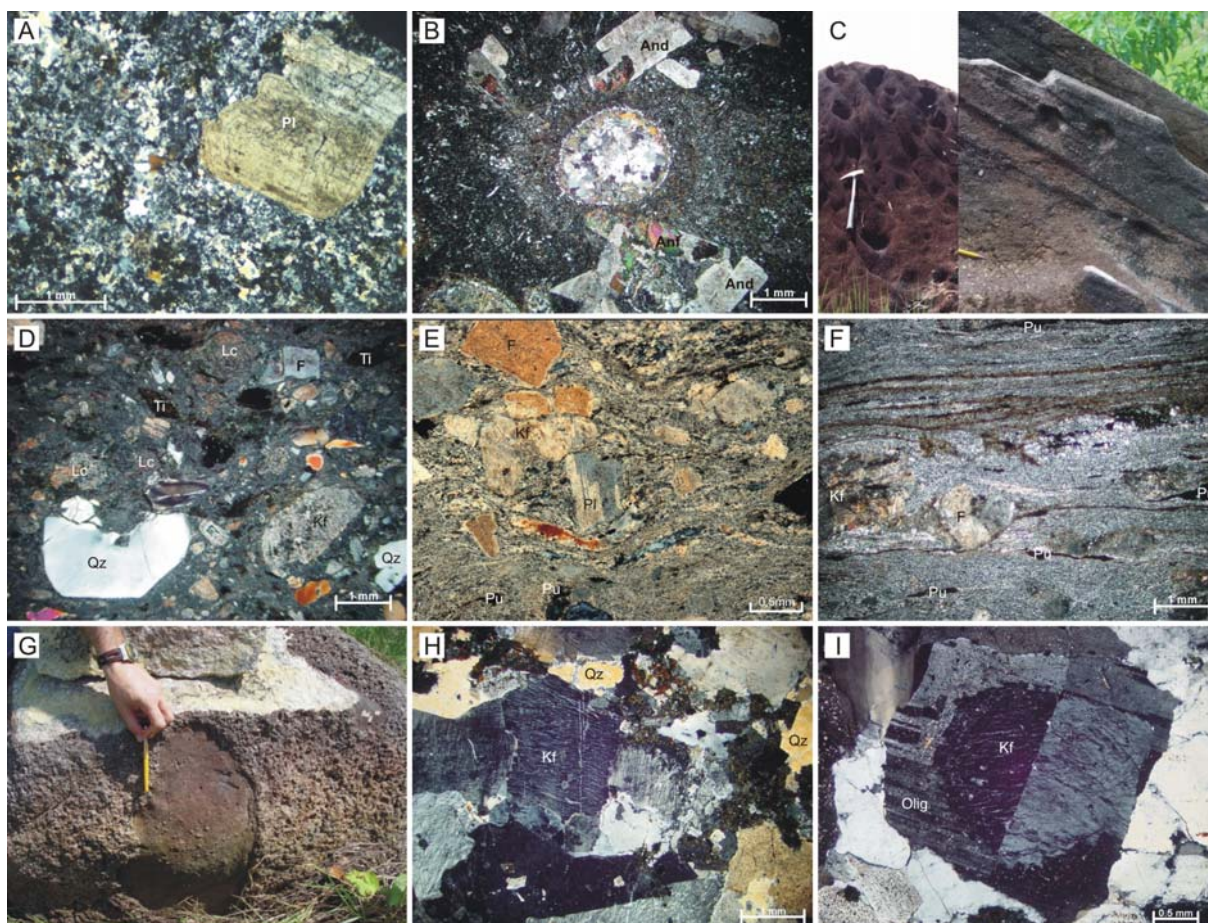


Figura 2. Aspectos de campo e texturais dos riolitos epizonal, andesitos e ignimbritos do Grupo Iricoumé e biotita granito São Gabriel. (A) Fenocristal de oligoclásio com zonamento simples em riolito epizonal. (B) Textura amigdalóidal e glomeroporfíritica em andesito. (C) Estratificação plano-paralela com truncamento de baixo ângulo e feições de escape de gases em tufo ignimbrítico. (D) Textura fragmentária microlítica em ignimbrito. (E) Ignimbrito com médio grau de soldagem indicado nos cristais de quartzo francamente deformados. (F) Aspecto textural em ignimbrito fino, com os cristais púmice fortemente achatados devido à compactação. (G) Xenólito de ignimbrito Iricoumé no biotita granito São Gabriel. (H) Textura hipidiomórfica granular ressaltada pelos cristais pertíticos de K-feldspato. (I) Cristal de K-feldspato geminado (carlsbad) bordejado por oligoclásio (textura rapakivi). *Qz=quartzo*, *K=feldspato*, *Kf =K-feldspato*, *Pl=plagioclásio*, *Olig=oligoclásio*, *And=andesina*, *Anf=anfíbólio*, *Ti=titanita*, *Pu=púmice*, *Lc=litoclasto*.

Considerações Finais

O vulcanismo Iricoumé na área estudada é representado por uma associação unimodal (félsica-intermediária) de rochas efusivas, epizonais e piroclásticas. A presença de feições de cavidades (vesículas e amídalas) geradas pelo alívio de gases, camadas estratificadas, elevadas concentrações de cristaloclastos e fenoclastos nos ignimbritos sugerem avançado grau de cristalização, participação de fases explosivas ricas em voláteis e condições subaéreas.

No Granito São Gabriel a textura rapakivi sugere uma origem associada a um magmatismo granítico tipo A e intraplaca (e.g. Dall'Agnol *et al.* 1999), subsaturado em voláteis em

condições de temperatura e pressão da crosta média a inferior transportado para condições da crosta superior, onde o plagioclásio se estabiliza e precipita e o quartzo e K-feldspato são reabsorvidos (Eklund *et al.* 1996, Eklund & Shebanov 1999). Os indícios dessa reabsorção, observados no K-feldspato francamente pertitzado, poderiam associar a origem do Batólito São Gabriel a um processo de cristalização fracionada. Entretanto, tal hipótese ainda carece de maiores investigações petrológicas para ser confirmada.

As observações de campo, ressaltadas pela presença de xenólitos de ignimbrito no biotita sienogranito (rapakivi) São Gabriel, evidenciam que o magmatismo São Gabriel é, no mínimo, concomitante ao vulcanismo Iricoumé. Tal hipótese é discutida por Valério *et al.* (no prelo), considerando a idade Pb-Pb em monocristais de zircão de 1883 ± 4 Ma para o riolito epizonal Iricoumé (Valério *et al.* 2005). Dessa forma, pode-se concluir que as duas manifestações magmáticas importantes da área estudada se processaram no Paleoproterozóico, em um ambiente cratogênico bem estabelecido no Escudo das Guianas.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao MCT/CNPq (Processo nº. 620181/2004) e à CAPES, pelo apoio financeiro e concessão de bolsas de estudo. Ao DEGEO/UFAM, pelo apoio logístico nas etapas de campo e laboratorial.

Referências

- Costi H.T., Dall'Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, northern Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **42**:832-849.
- CPRM 2002. *Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira, Região Cratônica, Sistema de Informações Geográficas - SIG*. Mapa na escala de 1:1.750.000. CD-ROM.
- Dall'Agnol R., Costi H.T., Leite A.A.S., Magalhães M.S., Teixeira N.P. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Prec. Res.*, **95**:9-39.
- Eklung O. & Shebanov A. 1999. The origin of the rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precam. Res.*, **95**:129-146.
- Eklung O., Shebanov A., Anderson U.B. 1996. The origin of the rapakivi texture by sub-isothermal decompression. In: International Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks, 17, *Abstract Volume*, p.19.
- Milliotti C.A., Carvalho A.S., Souza V.S., Freitas M.E., Valério C.S., Faria M.S.G. 2004. O embasamento proterozóico da borda norte da bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo-AM. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, *CD-ROM*, Araxá-MG.
- Reis N.J., Fraga L.M., Faria M.S.G., Almeida M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In: F. Rossi, L. Jean-Michel, M.L. Vasquez (eds). *Geology of France and Surrounding Areas*. Ed. brgm. Paris, França. **2-3-4**:121-134.
- Santos J.O.S., Faria M.S.G., Hartmann L.A., Mcnaughton N.J., Fletcher, I.R. 2001. Oldest charnockite magmatism in the Amazon craton: zircon U-Pb SHRIMP geochronology of the Jaburu Charnockite. Southern Roraima, Brazil. In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 7, *Workshop II*, Belém-PA, 4p.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B., Milliotti, C.A., Carvalho A.S. 2005. Geoquímica e idade Pb-Pb de zircão do Grupo Iricoumé na região da borda norte da bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo (AM). In: SBG, Simp. Vulc. Amaz. Amb. Assoc., 3, *Anais*, p.47-52.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B. no prelo. Aspectos geoquímicos e idade Pb-Pb da borda sudeste do batólito São Gabriel, município de Presidente Figueiredo (AM), Escudo das Guianas: Implicações tectônicas. In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 9.

ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS ROCHAS ÁCIDAS E DIQUES BÁSICOS NA PEDREIRA DO GETÚLIO, REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM)

¹Antônio G. H. de Souza, ¹Cláudio A. Milliotti, ²René Luzardo

¹DEGEO – Universidade Federal do Amazonas. gilmarhonorato@gmail.com, milliotti@ufam.edu.br
²CPRM – Serviço Geológico do Brasil. rene@ma.cprm.gov.br

Introdução

A área de estudo localiza-se na porção norte do Estado do Amazonas, na Pedreira do Getúlio, localizada no km 151 da BR-174, Município de Presidente Figueiredo. Corresponde à porção sul do Escudo das Guianas, e representa o embasamento da Bacia do Amazonas, na Província Amazônia Central (Santos, 2003). Esta província é constituída por rochas vulcânicas cratogênicas, granitos tipo A e coberturas de plataforma, cortadas por diques tholeiíticos, não mostrando evidência de metamorfismo regional. Essas rochas foram geradas durante o evento conhecido como Magmatismo Uatumã (Santos e Reis Neto, 1982), com evolução geológica entre 1,88 a 1,70 Ga, segundo a proposta de Santos (2003).

Geologia da área

As rochas vulcânicas estudadas pertencem ao Grupo Iricoumé e estão associadas a granitos da Suíte Intrusiva São Gabriel (Araújo Neto e Moreira, 1976), localmente cortadas por diques básicos. Estudos geocronológicos recentes (Valério *et al.* 2005) indicam a idade de cristalização em 1883 ± 4 Ma, e ambiente tectônico pós-colisional para as rochas do Grupo Iricoumé.

Os trabalhos de campo e estudos petrográficos realizados individualizaram vários litotipos, representados por: granitos do Grupo São Gabriel, granoblastito, anfíbolitos, milonitos, diques de diabásio e pegmatitos.

1. Granoblastito: estas rochas caracterizam a frente de lavra da “Pedreira do Getúlio” (figura 1a). Apresenta coloração rosada, foliação incipiente, leucocrática e granulação fina, composta por quartzo, feldspatos, mica, sulfetos disseminados e preenchendo microveios. Ao microscópio, mostra-se completamente recrystalizada, com cristais de quartzo e feldspatos dispostos em uma trama poligonal formando ângulos intersticiais de 120° entre si (figura 1b), com textura granoblástica, granulação fina, constituída por quartzo, microclina, oligoclásio, biotita, hornblenda, epidoto, além de zircão e opacos como minerais acessórios.
2. Milonito: reconhecido ao microscópio pela deformação dinâmica, mostrando uma natureza ácida, textura de fluxo milonítico, podendo estar associado à zona de cisalhamento ou processos de metamorfismo dinâmico, com porfiroblastos de feldspato alcalino (microclina) de até 2,5 mm (figuras 1c e 1d) em uma matriz muito fina, constituída essencialmente por quartzo recrystalizado exibindo deformação lamelar, típica de recrystalização dinâmica, além de biotita, anfíbólio, epidoto e rutilo. Esta assembléia mineralógica é típica de alta pressão e baixa temperatura, de deformação dúctil (Barker, 1998);
3. Anfíbolito: estas rochas correspondem aos diques de diabásio metamorfisados, que cortam os granoblastitos. Ocorrem em forma de diques deformados, quando observados em escala de afloramento. Mostram padrão de orientação concêntrico, encurvados (figura 1a) e cortados por falhas sinistrais. São caracterizados pela coloração cinza-esverdeada, bastante foliado, com minerais máficos orientados, granulação fina. Ao microscópio, a

- rocha mostra-se foliada e com textura nematoblástica (figuras 1e e 1f), constituída por hornblenda orientada, de granulação fina e paragênese mineral de fácies anfíbolito (quartzo, hornblenda, plagioclásio, biotita, epidoto e opacos).
4. Granito São Gabriel: esta unidade encontra-se na forma de um imenso batólito de forma elíptica com 30 km de comprimento por 15 km de largura, com *trend* NW-SE, em relevo de colina. Corpos deste granito encontram-se na área de estudo. São granitos isotrópicos caracterizados macroscopicamente pela coloração rosado, índice de cor leucocrático, com textura fanerítica inequigranular, granulação média, composto essencialmente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, minerais máficos (anfíbólio e biotita) e sulfetos (pirita). Este granito ocorre de forma intrusiva, nas rochas deformadas.
 5. Pegmatitos: ocorrem cortando os granoblastitos e diques de anfíbolito, e aparentemente não foram afetados pelo metamorfismo, o que indica terem sido gerados em evento posterior, podendo estar associado à intrusão do Granito São Gabriel. São de composição ácida, coloração variando de cinza esbranquiçada a rosada, de granulação muito grossa e índice de cor leucocrático. São constituídos mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, muscovita, anfíbólio, fluorita, pirita e calcopirita. Nos termos mais rosados (>K-feldspato) a mica dominante é a muscovita. Biotita e fluorita são mais abundantes nos pegmatitos ricos em plagioclásio.
 6. Diques de diabásio: estas rochas interceptam todos os litotipos presentes na área de estudo. São caracterizadas por uma estrutura maciça, cor acinzentada, granulação fina e índice de cor melanocrático. Ao microscópio mostram textura sub-ofítica típica, constituída por cristais ripiformes de plagioclásio, com clinopiroxênio (augita) levemente anfíbolitizado, e grãos de quartzo raros.

Considerações finais

Estes aspectos petrográficos sugerem que a região foi palco de intensa atividade geológica no passado, marcada pela variação litológica diversificada e pelo metamorfismo das rochas vulcânicas e respectivos diques. Estas rochas poderiam representar uma janela do embasamento mais antigo da Província Amazônia Central. Pelo menos três eventos geológicos podem estar relacionados à área: 1) metamorfismo; 2) magmatismo ácido intrusivo e 3) magmatismo básico (diques básicos não metamorfisados). Torna-se necessário utilizar métodos geocronológicos e geoquímicos para definir em que tipo de ambiente essas rochas realmente se formaram e quando houve o metamorfismo.

Referências

- Araújo Neto, H. De & Moreira, H.L. 1976. *Projeto Estanho do Abonari*. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, V.1 Inédito.
- Barker, A. J. 1998. *Introduction to metamorphic textures and microstructures*. Second Edition. Stanley Thornes (publishers) Ltd. United Kingdom.
- Santos, J. O. S. 2003. *Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central*. In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG / organizadores, Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, Roberta Mary Vidotti, João Henrique Gonçalves – Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. p. 168-226.
- Santos, J. O. S. & Reis Neto, J. M. 1982. *Algumas idades graníticas do Cráton Amazônico*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 1:339-347.
- Valério, C. S., Souza, V. S., Macambira, M. J. B., Milliotti, C. A., Carvalho, A. S. 2005. *Geoquímica e idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na região da Borda Norte da Bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo (AM)*. In: Simpósio de Vulcanismo e ambientes Associados, 3.

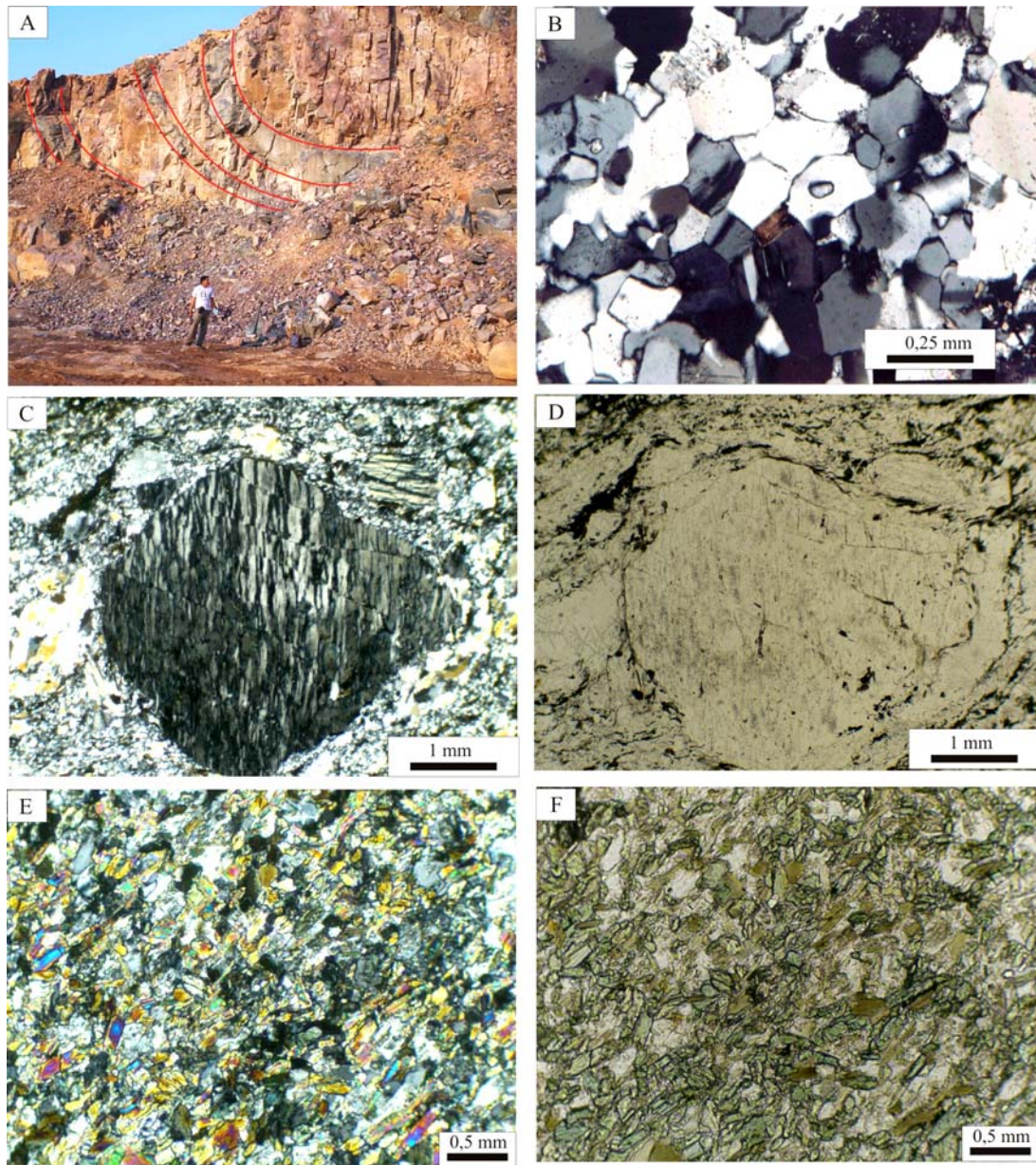


Figura 1: (A) diques encurvados de anfibolitos na Pedreira do Getúlio; (B) granoblastito com cristais de quartzo e feldspatos dispostos em uma trama poligonal formando ângulos intersticiais de 120° entre si (figura 1B), com textura granoblástica (C) textura augen em milonito, com porfiroblasto de microclina em uma matriz constituída por quartzo e biotita; (D) nicóis paralelos exibindo pequenas lamelas de biotitas por volta do porfiroblasto de microclina; (E) textura nematoblástica em anfibolito observado com nicóis cruzados e; (F) textura nematoblástica em anfibolito (nicóis paralelos).

ESTUDO PETROGRÁFICO E GEOQUÍMICO DO EMBASAMENTO E DOS GRANITÓIDES FORMADOS DURANTE A OROGENIA SUNSAS E DAS ROCHAS DO SEU EMBASAMENTO, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO DA BOLÍVIA

¹Gabriela V. Mattos, ¹Mauro C. Geraldos, ²Ramiro M. Salinas, ³Wilson Teixeira

¹ Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, Rio de Janeiro, Brasil, CEP: 20550-013. gvargas_mattos@hotmail.com

² Universidad Mayor de San Andrés (UMSA), Calle 27 de Cota Cota, Pabellon Geologia, campus universitário, Cota Cota, La Paz- Bolivia

³ Universidade de São Paulo (USP), Rua do Lago, 562, Cidade Universitaria, São Paulo-SP, Brasil

O presente trabalho teve por objetivo a caracterização petrográfica e geoquímica das unidades graníticas formadas durante o evento Sunsas e de seu embasamento no SW do Craton Amazônico na Bolívia. As unidades estudadas compreendem, além dos granitóides da Orogenia Sunsas, o embasamento representado por gnaisses La Chiquitania, enderbitos e gnaisses Lomas Maneches e granitóides San Ignacio. A área de estudo encontra-se no extremo leste da Bolívia envolvendo os estados de Santa Cruz de La Sierra e Beni. A justificativa para este estudo é a ausência de trabalhos desde a década dos oitenta, quando foi mapeado o pré-Cambriano boliviano pelo Serviço Geológico da Bolívia com o Serviço Geológico Britânico.

Para o embasamento, a unidade La Chiquitania apresenta rochas como ortognaisses de composição granítica além de litotipos granadíferos. A unidade Lomas Maneches apresenta enderbitos e rochas graníticas com composições que variam de metaluminosa a peraluminosa. O ambiente tectônico no qual foi formada varia desde pré-colisional a tardi-orogênico (Figura 1-A) com rochas preferencialmente graníticas (Figura 1-B) e os ETR sugerem um processo de fracionamento magmático para a geração das rochas (Figura 2-A).

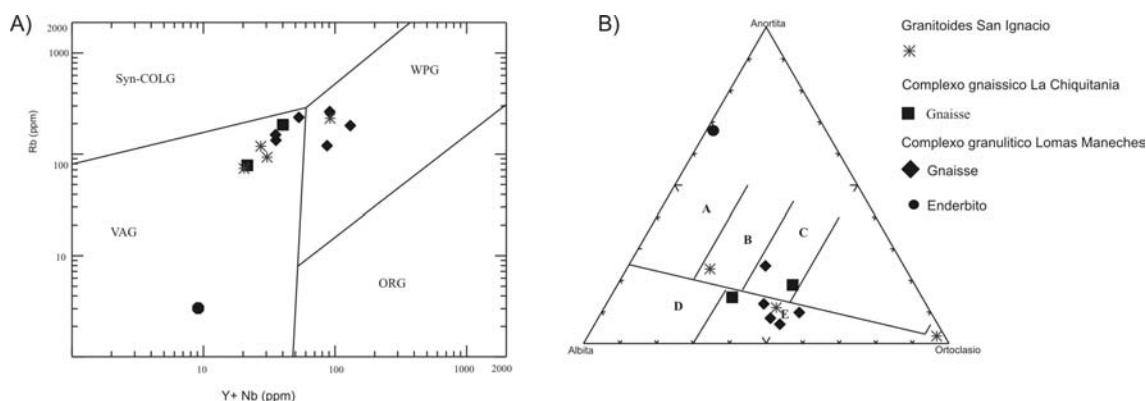


Figura 1. Geoquímica das rochas do embasamento do pré-Cambriano Boliviano; A) diagrama de classificação tectônica em função do Rb (ppm) versus Y+Nb (ppm). Esta figura mostra os ambientes de formação dos granitos, como os granito de arco vulcânico (VAG), granito sin-colisional (SCG), granito intraplaca (WPG) e granito de cordilheira oceânica (ORG)) e em B) Classificação mediante a composição normativa Na-Ab-Or.

Os granitóides San Ignacio incluem as intrusões graníticas San Andrés, El Refugio e San Ramón. Segundo a química, estas rochas variam de metaluminosa a debilmente peraluminosa. Os diagramas tectônicos indicam ambientes que variam de pré-colisionais a post-orogênicos (Figura 1) e os padrões de ETR sugerem a existência de dois grupos

provavelmente originados de fontes diferentes ou a partir de processos de fracionamento diferentes (Figura 2).

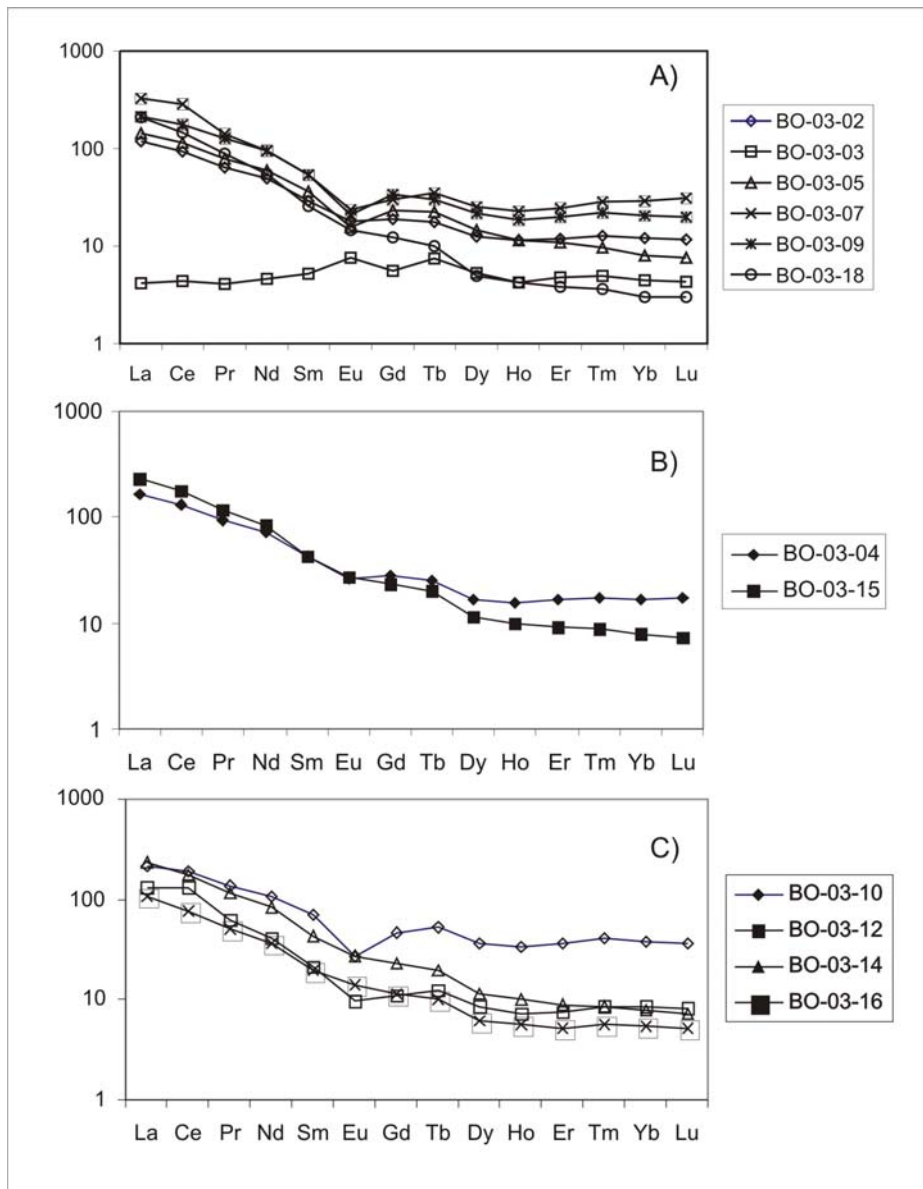


Figura 2. Padrões de terras-raras das rochas do embasamento do pré-Cambriano Boliviano; A) Unidade Lomas Maneches, B) Unidade La Chiquitania e C) Granitóides San Ignacio. Normalização pelo Condrito.

Os granitóides Sansas incluem as intrusões Talcoso, Cachuela, Naranjito, Taperas e Primavera. Os estudos petrográficos dos primeiros 3 granitóides permitem classificá-los como granitos, sendo que os últimos dois foram classificados como granodioritos (Figura 3-A e 3-B). Os resultados geoquímicos dos ETR permitem sugerir que estes granitóides apresentam um comportamento metaluminoso, com afinidade pós-orogênica (Figura 3-C e 3-D). Neste sentido, os granitos Naranjito, Primavera e Talcoso são produto de uma cristalização fracionada. O granito Cachuela é o representante mais primitivo e o granito Taperas tem posição intermédia no processo de fracionamento magmático (Figura 4).

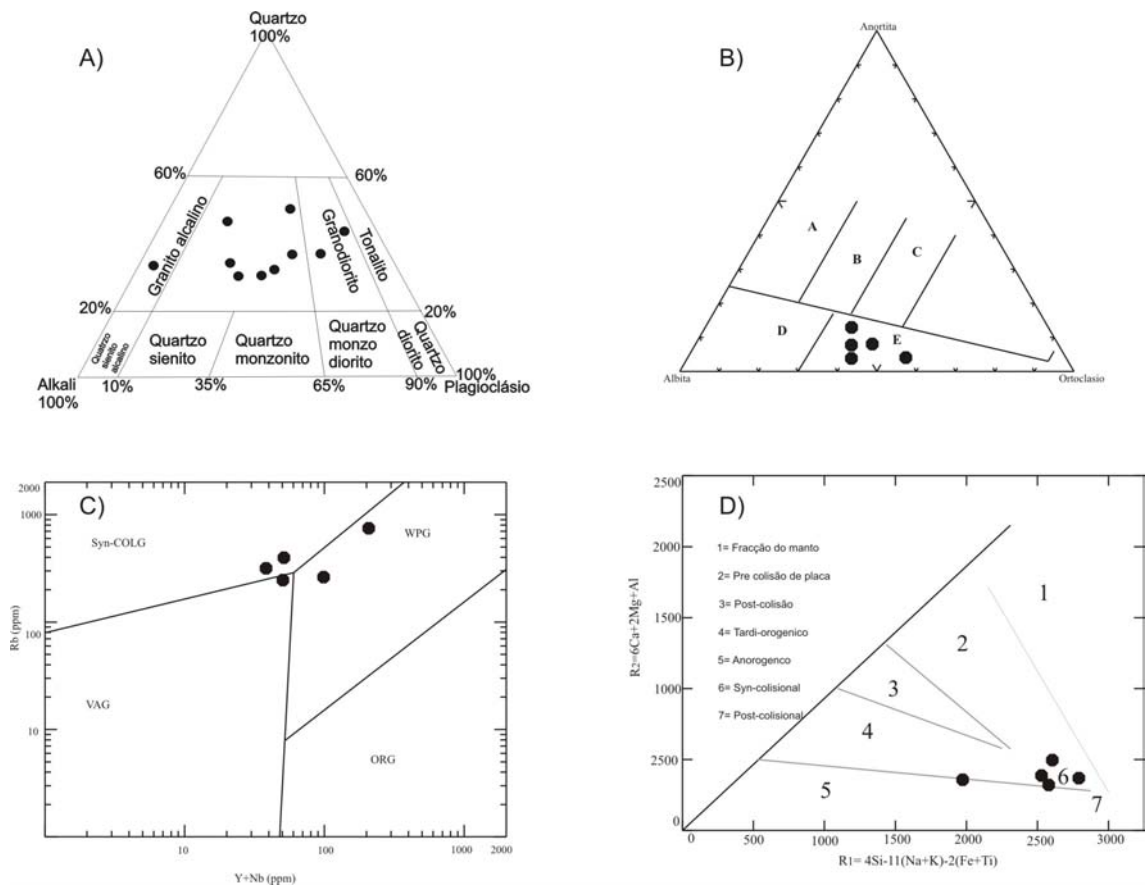


Figura 3. Geoquímica das rochas da Orogenia Sunsás do pré-Cambriano Boliviano; A) Diagrama ternário em função do Quartzo-Plagioclásio-Álcali. B) Classificação mediante a composição normativa Na-Ab-Or. C) Diagrama de classificação tectônica em função do Rb (ppm) versus Y+Nb (ppm). Esta figura mostra os ambientes de formação dos granitos, como os granito de arco vulcânico (VAG), granito sin-colisional (SCG), granito intraplaca (WPG) e granito de cordilheira oceânica (ORG) e D) Diagrama de classificação tectônica R1 versus R2.

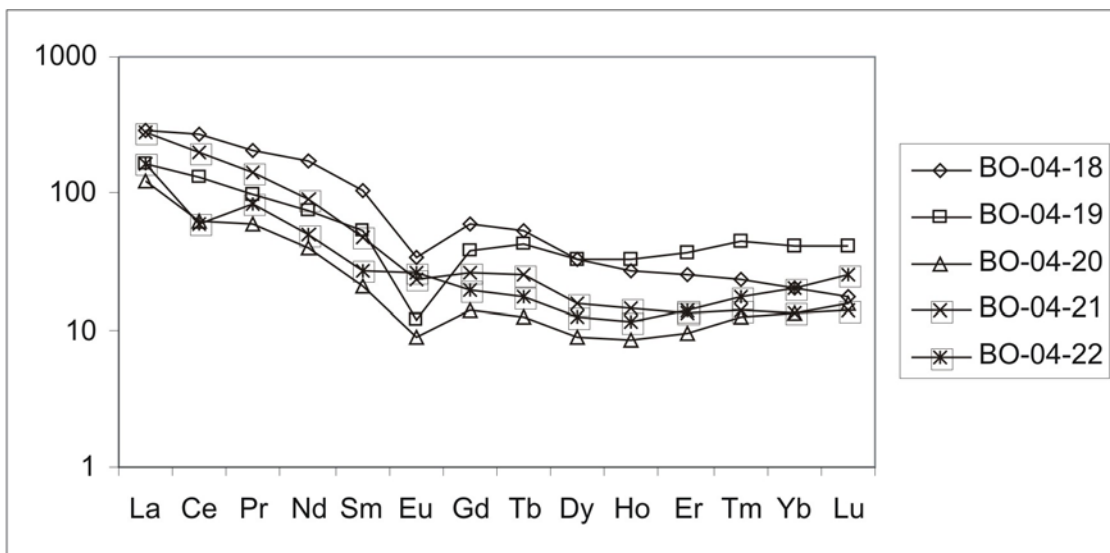


Figura 4. Padrões de terras-raras das rochas da Orogenia Sunsás.

A partir dos resultados apresentados e com os dados da literatura pode-se sugerir que os gnaisses La Chiquitania e d Lomas Maneches foram resultado de um importante evento acrecionário na região (Orogênese Lomas Maneches). Ocorrido por volta de 1680-1660 Ma. Seguindo o tempo geológico foi registrado o evento San Ignacio, de idade entre 1,34 Ga e 1,33 Ga, cujo ambiente tectônico mais provável foi um arco magmático continental.

Para o evento Sunsas, os corpos graníticos são classificados como granitos tipo I, resultando do estabelecimento de um arco magmático continental por volta de 1,07 Ga. Os elementos terras-raras permitem sugerir que estes granitóides foram gerados em um processo de fracionamento magmático, provavelmente de origem mantélica, durante o processo de subducção que terminou na colisão Grenviliana que, conforme a literatura, resultou na aglomeração do supercontinente Rodínia.

THE AGE OF DEPOSITION OF THE AGUAPEÍ GROUP (NOVA BRASILÂNDIA OROGENY, SUNSÁS PROVINCE, SOUTHWESTERN AMAZON CRATON) BASED ON U-Pb AGES OF DIAGENETIC XENOTIME AND DETRITAL ZIRCON

João O. S. Santos¹ Neal J. McNaughton², Léo A. Hartmann³ Ian R. Matos Salinas⁴, Robert Fletcher²

¹Consulting Geologist. orestes@tpg.com.au

²University of Western Austrália. nmcnaugh@segs.uwa.edu.au, ifletche@segs.uwa.edu.au

³Universidade Federal do Rio Grande do Sul. leo.hartmann@ufrgs.br

⁴Universidad Mayor de San Andres, Bolivia. rmatoss@yahoo.com

Introduction

The latest orogeny of the Sunsás Orogen in South America is the Nova Brasilândia Orogeny, composed dominantly by metasedimentary rocks (Santos et al., 2001). The rocks deformed during this orogeny are metamorphosed under low to medium grade and are the major source of gold in the region since 1712. These folded metasedimentary rocks are known by different local names, such as Sunsás and Vibosi groups (Bolivia), Nova Brasilândia Group, Colorado, Iata Formation (Rondônia), and Aguapeí Group (Mato Grosso). They are younger than the granitoids formed during the Candeias orogeny at 1350-1320 Ma, and they are covered by post-orogenic foreland basins, such as the Palmeiral basin in Rondônia. The relationship between the orogenic rocks and the cratonic cover is well established in Rondônia, where the flat-lying Palmeiral Formation (including the Pacaás-Novos and Uopione basins) is younger (maximum age of 1050 Ma, detrital zircon U-Pb age, Santos et al., 2001) than the folded and metamorphosed Nova Brasilândia Group (older than 1100 Ma, Rizzoto et al., 1999). The chronological relationship between the orogenic rocks (Sunsás and Aguapeí groups) and the flat-lying and unmetamorphosed rocks (exposed at Huanchaca and Ricardo Franco mountains), however, is not yet well understood in Bolivia and Mato Grosso, where the name Aguapeí Group is used for both folded and flat-lying units. Because of this uncertainty Santos et al. (2002) use Aguapeí I (Fortuna Formation of Souza and Hildred, 1980) for the metamorphosed unit and Aguapeí II for the flat-lying cover (Morro Cristalina Formation).

The maximum ages of the Nova Brasilândia and Aguapeí groups are constrained by the age of the youngest detrital zircon detected by Santos et al. (2001), at 1190 ± 48 Ma and 1161 ± 27 Ma, respectively. The minimum age is determined by the age of deposition of the younger basins such as Palmeiral (1050 Ma) and by the age of the intrusive Rondônia Granite Suite (1020-970 Ma). Considering the uncertainties in the ages, the uncertainty in deposition is from 114 m.y. to 218 m.y.. To improve the estimate of the minimum age, U-Pb dating of diagenetic xenotime is applied, as well as the dating of a larger number of detrital zircons from Aguapeí I Group.

Previous Isotopic Data

Litherland et al. (1989) defined ages between 1059 ± 23 and 884 ± 20 Ma for rocks formed during the Sunsás Cycle (K-Ar in micas). These authors interpreted that several pre-Sunsás rocks were affected by Sunsás metamorphism, as deduced from the 46 K-Ar "rejuvenated" ages in the 1078-778 Ma range. Santos et al. (2001) determined a maximum age of 1231 Ma (age of youngest zircon of detrital population) for the Aguapeí Group (Fortuna Formation at São Vicente gold mine) and detected two main sources for the Aguapeí basin: rocks from the first (Santa Helena, 1450-1420 Ma) and second (Candeias, 1350-1320 Ma) orogenies of the Sunsás Orogen. Leite and Saes (2003) determined 19 Pb-Pb ages

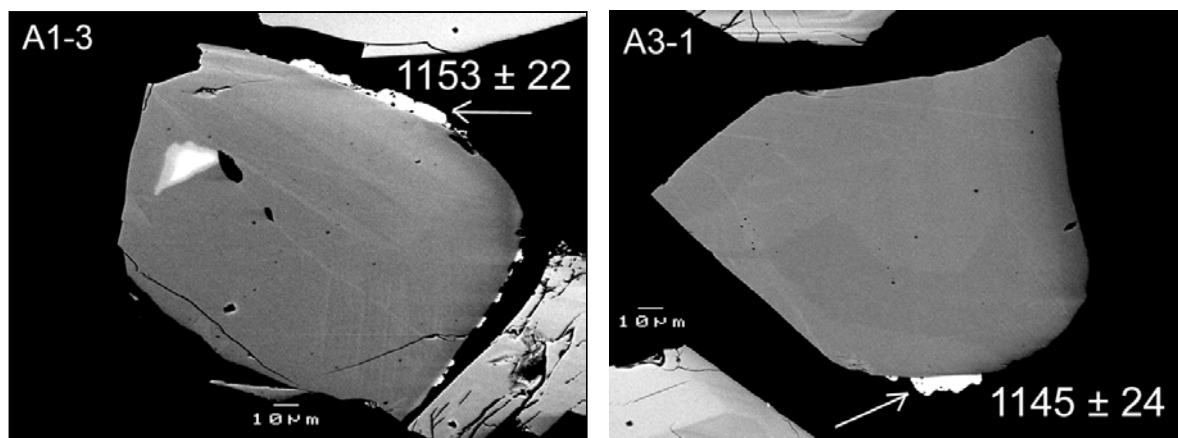
(evaporation method) between 1507 and 1346 Ma on detrital zircon from the Fortuna Formation (the lower Aguapeí Group).

Fernandes et al. (2003) used Ar-Ar and K-Ar to date hydrothermal mica associated with gold mineralization hosted by the Fortuna Formation. All results are younger than 1.0 Ga (980-880 Ma) and correlate with the age of the Rondônia Granite Suite.

Tohver et al. (2004) investigated rocks from the Nova Brasilândia Group using the Ar-Ar and U-Pb TIMS methods. The Ar-Ar ages (biotite and hornblende) are between 970 and 923 Ma. These ages largely post-date deposition and metamorphism of the Nova Brasilândia Group. They may result from crustal heating produced during the intrusion of hundreds of Rondônia Granites, or may be related to some unidentified metamorphic event at the beginning of Neoproterozoic. Tohver et al. (2004) investigated monazite and titanite using U-Pb TIMS method, but used very few analyses (one or two) per sample. The ages spread over a large range from 1096 to 993 Ma and are difficult to interpret. The oldest age of 1096 ± 5 Ma in monazite agrees with the age of peak metamorphism determined previously by Rizzotto et al. (1999) at 1100 ± 8 Ma. Dating other Grenvillian-age monazites and titanites in Roraima State, Brazil using U-Pb SHRIMP Santos et al. (this symposium) encountered complex internal structures in both minerals making precise dating by TIMS impossible, and potentially explain the large age range determined by Tohver et al. (2004).

Methods and Results

The use of authigenic xenotime (YPO_4) in siliciclastic sediments for U-Pb geochronology is a relatively recent technique (Rasmussen et al., 1998; McNaughton et al., 1999). Ages from authigenic xenotime provide the minimum age of sediment deposition, or a proxy age for deposition. This is particularly useful in Precambrian sedimentary units which commonly lack fossils and interlayered igneous rocks. Three questions must be addressed to apply this technique: the crystallization and survival of diagenetic xenotime in the target sample; the size of the overgrowths (at least $10 \mu\text{m}$ for *in situ* SIMS analysis); and finally sufficient U and Pb to be analyzed with enough precision by SIMS. To increase the possibility of discovery of xenotime overgrowths, about 2600 zircon grains of sample JO2 were investigated. Sample JO2 was submitted to the usual preparation to extract zircons: crushing, milling, heavy liquids (LST and di-iodomethane), and magnetic separation (Frantz). Zircons were placed in an epoxy mount (2.5 cm in diameter), polished, and carbon coated for BSE imaging. Only eighteen zircon crystals out of 2500 display xenotime overgrowths, and only 12 were sufficient large to be analyzed by SHRIMP using $\sim 10\mu\text{m}$ spot size (Fig. 1a and 1b).



Figures 1a (left) and 1b (right): BSE (back scattered electrons) images of detrital zircon and xenotime overgrowths (bright white) from sample JO2, Fortuna Formation, Aguapeí Group. Arrows indicate xenotime and sites of analyses. All ages are in Ma.

The epoxy mount was gold coated for SHRIMP analysis using routine procedures described in Santos *et al.* (2004). Analyses were performed during one analytical session on SHRIMP in Perth, Western Australia, where the spot size was of $\sim 10 \mu\text{m}$. The U and Th contents of analyzed xenotimes are 5531-1226 ppm (U) and 37068-3602 ppm (Th). Matrix corrections were made using a calibration to the MG1 standard (490 Ma; Fletcher *et al.*, 2004).

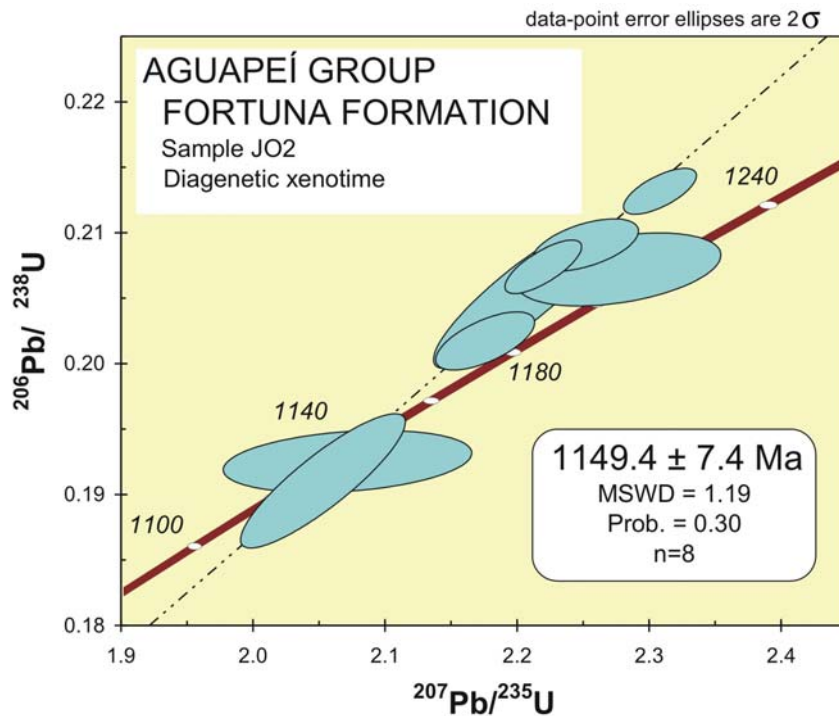


Figure 2. Concordia plot of U-Pb ages of xenotime overgrowths in sample JO2 (Aguapeí Group, Fortuna Formation). Age of $1149 \pm 8 \text{ Ma}$ calculated at 2σ level.

Twelve analyses were obtained, but two were not used because of high discordance (62%) or high common lead correction. Eight analyses out of ten group in a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age population of $1149.4 \pm 7.4 \text{ Ma}$ (MSWD=1.19; probability=0.30, 2σ level), as shown in Figure 2.

Conclusions

- 1) The U-Pb age of xenotime is $1149 \pm 7 \text{ Ma}$ (Lower Stenian) for a post-depositional diagenetic event in the Aguapeí Basin (Fortuna Formation). From the age of the youngest detrital zircon ($1167 \pm 27 \text{ Ma}$), the deposition of the Fortuna Formation thus occurred between $1167 \pm 27 \text{ Ma}$ and $1149 \pm 7 \text{ Ma}$. Considering the uncertainties in these ages, the deposition of the sediments of the Fortuna Formation occurred in a period of 46 (maximum) to 12 (minimum) m.y.
- 2) The age of Nova Brasilândia Group is constrained between 1190 Ma (age of the youngest detrital zircon; Santos *et al.*, 2000) and 1100 Ma (age of partial melting and peak metamorphism; Rizzotto *et al.*, 1999). Hence, there is a good temporal correlation with the Aguapeí Group.
- 3) Several metasedimentary units are all interpreted as generated during the Nova Brasilândia Orogeny forming a discontinuous belt from northwest (Rondônia) to southeast (Bolívia) in the following order: Iata Formation – Migrantinópolis Formation (Nova Brasilândia Group) – Colorado Formation – Aguapeí Group – Sunsás Group – Vibosi Group.

Aknowledgements

This work was performed during a post-doctoral study at the University of Western Australia supported by CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, Brazil, process number 2623-03-0). The study was supported by CNPq (Conselho Nacional de Pesquisa Científica e Tecnológica, Brazil), University of Western Australia and ARC (Australian Research Council). The SHRIMP is a university-government consortium with ARC support.

References

- Fernandes, C.J., Geraldes, M.C. and Tassinari, C.C.G. (2003). *Idades Ar/Ar para os depósitos auríferos da faixa móvel Aguapeí, porção sudoeste do cráton amazônico, estado de Mato Grosso*. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 8, Sessão de Geologia Isotópica, Cuiabá, Jul. 2003.
- Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., Aleinikoff, J.A., Rasmussen, B. and Kamo, S. (2004). *Improved calibration procedures and new standards for U-Pb and Th-Pb dating of Phanerozoic xenotime by ion microprobe*. *Chemical Geology*, **209**: 295-314.
- Goldstein, S.L., Arndt, N.T. and Stallard, R.F. (1997). *The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments*. *Chemical Geology*, **139**: 271-286.
- Leite, J.A.D. and Saes, G.S. (2003). *Geocronologia Pb-Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do sudoeste do Cráton Amazonas*. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, **3**: 113-127.
- Litherland, M., Annels, R.N., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, B.A., Klink, W.I., Mitchell, W.I., O'Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G. and Webb, B.C. (1989). *The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt*. *Precambrian Research*, vol. **43**: 157-174.
- McNaughton, N.J., Rasmussen, B., and Fletcher, I.R., 1999. *SHRIMP uranium-lead dating of diagenetic xenotime in siliciclastic sedimentary rocks*. *Science*, **285**: 78-80.
- Rizzotto, G.J., Chemale, F., Lima, E.F., Van Schmus, R.W. and Fetter, A. (1999). *Sm-Nd and U-Pb isotopic data for the Nova Brasilândia metaplutonic-metasedimentary sequence*. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Sociedade Brasileira de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, Manaus, pp. 490-493.
- Santos, J.O.S., Breemen, O.B.V., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J. and 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** (1-2): 73-109.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Chemale, F., Hartmann, L.A., Quadros, M.L.E.S. and McNaughton, N.J. (2003). *Three distinctive collisional orogenies in the southwestern Amazon Craton: Constraints from U-Pb geochronology*. *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral, Salvador, Bahia, Short papers, vol. 1, pp. 282-285.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. and Fletcher, I.R. (2001). *Ages of sedimentary basins related to the Sunsás and Juruena Orogenic cycles, southwestern Amazon Craton, established by zircon U-Pb geochronology*. In: *South American Symposium on Isotope Geology, 2001*, Pucón, Chile. Comunicaciones.
- Souza, E.P. and Hildred, P.R. (1980). *Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí em Mato Grosso*. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 31, Camboriú, Anais, vol. 2, pp. 587-598.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G. and Mondin, M. (2002). *Características isotópicas (Nd e Sr) do Plutonismo Intrusivo no Extremo NW do Cráton Amazônico, Venezuela, e implicações para a Evolução Proterozóica*. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, **2**: 131-141.
- Tohver, E., Pluijm, B.V.D., Mezger, K., Essene, E., Scandolara, J. and Rizzotto, G.J. (2004). *Significance of the Nova Brasilândia metasedimentary belt in Western Brazil: Redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazon Craton*. *Tectonics*, **23**: 1-20.

METASEDIMETARY ROCKS OF THE IMATACA COMPLEX, VENEZUELA: FROM ARCHEAN TO OROSIRIAN (LATE- TRANSAMAZONIAN)

João O. S. Santos¹, Léo A. Hartmann², David I. Groves³, Neal J. McNaughton³

¹Consultant Geologist. orestes1@uol.com.br

²Universidade Federal do Rio Grande do Sul. leo.hartmann@ufrgs.br

³University of Western Australia. dgroves@segs.uwa.edu.au, nmcnaugh@segs.uwa.edu.au

Introduction

The Imataca Complex is a 80 km wide belt to the south of the lower Orinoco River in Venezuela, composed of orthogneisses, paragneisses and BIFs metamorphosed up to amphibolite and granulite facies. The BIFs host giant iron deposits (Cerro Bolivar and El Pao) and the belt is known to include the oldest rocks of the Amazon Craton, dated at 3.7-3.4 Ga by Montgomery (1979) using Pb-Pb on feldspar and whole rock. Despite the lack of robustness of those isotopic data, the complex has been interpreted to have formed during the Archean by many authors (e.g., Santos *et al.*, 2000, Tassinari and Macambira, 2000). However several evidence indicates that the complex, or part of it may be much younger than Paleoarchean or mesoarchean. This includes the following:

- a) The contact to the south with the Trans-Amazonian belt (2230-2050 Ma, Teixeira *et al.*, 2002), essentially composed by the Supamo Complex and the Pastora Group, is structural where some northeast-trending shear zones, such as the Guri shear zone, cut the northwest to east-west trend of the Trans-Amazonian rocks. This indicates that the Imataca Complex could be younger than ~ 2050 Ma, or that at least the timing of the docking of the Imataca belt into the Amazon Craton would be younger than ~ 2050 Ma;
- b) The Goldstein *et al.* (1997) study on detrital zircons, which is based on a sample collected in the lower Orinoco River that drains about 400 km of the complex and receives the discharge of several tributaries of the south margin which cut the Imataca belt, revealed only a small population (8%) of Archean zircons;
- c) Another sample of active stream sediment was collected by Goldstein *et al.* (1997) in the Aro River from a basin which is almost entirely confined to the Imataca Complex. The Sm-Nd model age of the sediment is 2.88 Ga, indicating that the existence of rocks older than Mesoarchean is minor or unlikely.

These problems and the scarcity of U-Pb data within the Imataca Complex led to the study of two samples to clarify the age of the complex. The granulite samples were collected in 1981 during a field trip of the Symposium Amazonico. This paper presents the results of dating the first sample (AA12), a garnet bearing quartzite.

Previous Isotopic Data

Montgomery (1979) published two Paleoarchean ages for the Imataca Complex: 3770 ± 20 Ma (Pb-Pb whole-rock isochron) and 3670 ± 100 Ma (Pb-Pb feldspar isochron). The presented isotopic data showing ultra-high isotopic ratios (about 100 times the normal values) are suggesting a highly probable presence of large amount of common lead. Because the ages were not corrected (reduced) for common lead, this fact may explain the exaggerated values obtained. The minimum age of the complex is determined by the age of the La Encrucijada granite intrusion, which is imprecisely dated by a Rb-Sr whole rock isochron at 2111 ± 87 Ma (Posadas and Kalliokoski, 1967). This age was calculated assuming a decay constant for ⁸⁷Rb (λ) = 1.39 x 10⁻¹¹y⁻¹ and is now recalculated to 2096 ± 190 Ma (2 λ) using the ⁸⁷Rb decay of 1.42 x 10⁻¹¹y⁻¹. The age of high-grade metamorphism of the complex was calculated at 2022

± 67 Ma (Montgomery and Hurley, 1978) based on a Rb-Sr whole-rock isochron. Onstott *et al.* (1989) obtained 16 Ar-Ar plateau ages on biotite, amphibole and K-feldspar between 2045 and 1112 Ma. Eleven (65%) of these ages are mesoproterozoic (1439 to 1112 Ma), reflecting the K'Mudku high-grade metamorphic event. Teixeira *et al.* (2002) using Sm-Nd T_{DM} model ages demonstrated that the Supamo Complex and the Cuchivero Group, which occur to the south and west to the Imataca Complex, were not derived from Archean sources, but from Trans-Amazonian crust (2.22-2.13 Ma). Tassinari *et al.* (2004) encountered Mesoarchean Sm-Nd model ages (3.23-2.80 Ga) for Imataca Complex samples and a paragneiss was dated at 3229 ± 39 Ma (U-Pb). However, because the rock is meta-sedimentary, that age may represent the age of detrital, inherited zircon grains. Another zircon sample, from La Ceiba "migmatite" provided an age of 2787 ± 22 Ma.

Methods and Results

Sample AA12 was prepared in the usual way to extract zircons: crushing, milling, heavy liquid (LST and di-iodomethane) and magnetic separation. Zircons were placed in an epoxy mount (2.5 cm diameter), polished, and carbon coated for BSE imaging. About 80 grains were imaged to identify internal structures and select the best sites for analysis, avoiding fractures and inclusions. The epoxy mount was gold coated for SHRIMP analysis using routine procedures described in Santos *et al.* (2004). Analyses were performed during three different sessions when the spot size varied between 20 μ m and 30 μ m. Forty analyses were obtained and all data corrected for common lead. The analyses on magmatic and metamorphic grains were corrected using ^{204}Pb and ^{208}Pb , respectively. Metamorphic grains and rims are characteristically richer in U and have a lower Th/U ratio when compared to magmatic zircon (Figure 1). All ages are $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, and ages and plots are calculated at the 2 σ level. Seven grains have metamorphic rims dated at 2018 ± 5 Ma (Figure 2) and most of the other zircons group in two major populations at 2078 ± 5 (n=17) Ma and 2061 ± 4 (n=10) Ma. Four Rhyacian grains are older than 2078 Ma (2091, 2101, 2111, and 2123 Ma), and only two other grains are Archean in age (2521 and 2677 Ma), Figure 3.

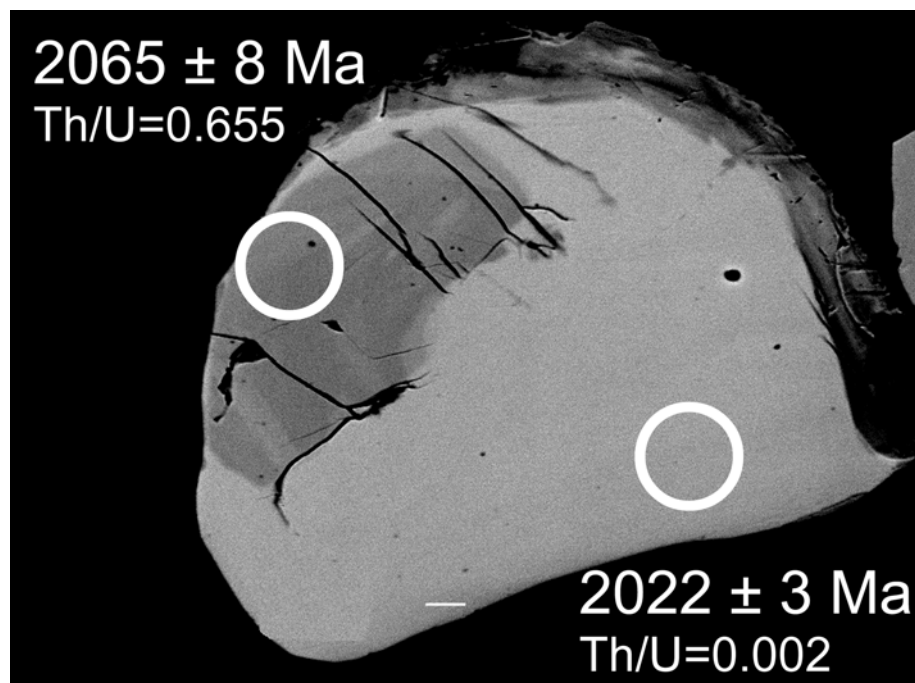


Figure 1. Back scattered electron image of zircon f.8 showing an igneous core (2065 ± 8 Ma) and metamorphic rim (2022 ± 3 Ma) having a high U content (969 ppm) and very low Th/U ratio (0.002).

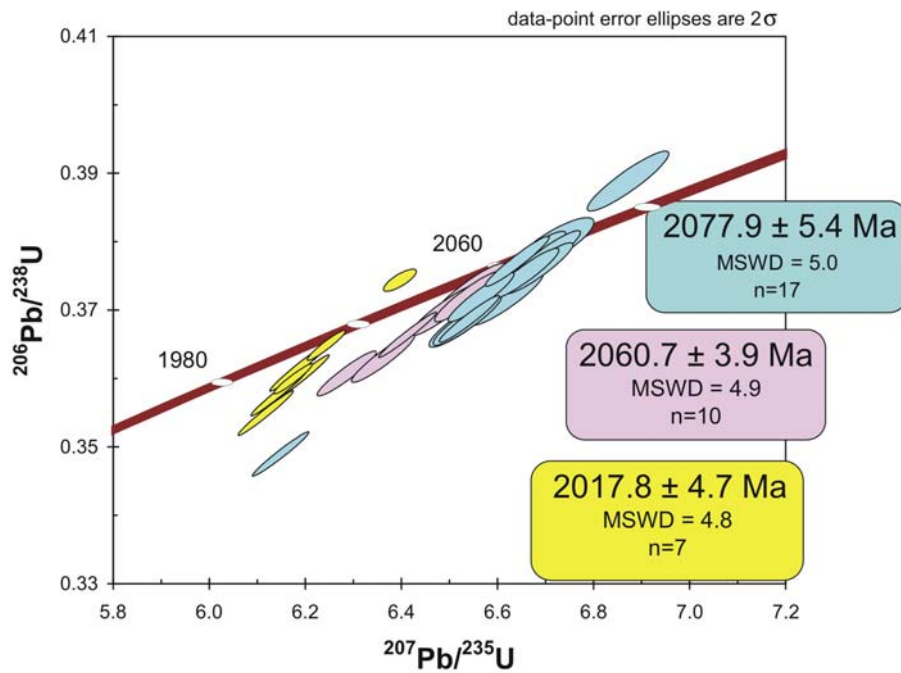


Figure 2. Concordia plot showing 34 of 40 analyses (younger than 2090 Ma) which group in three populations of Late Trans-Amazonian age.

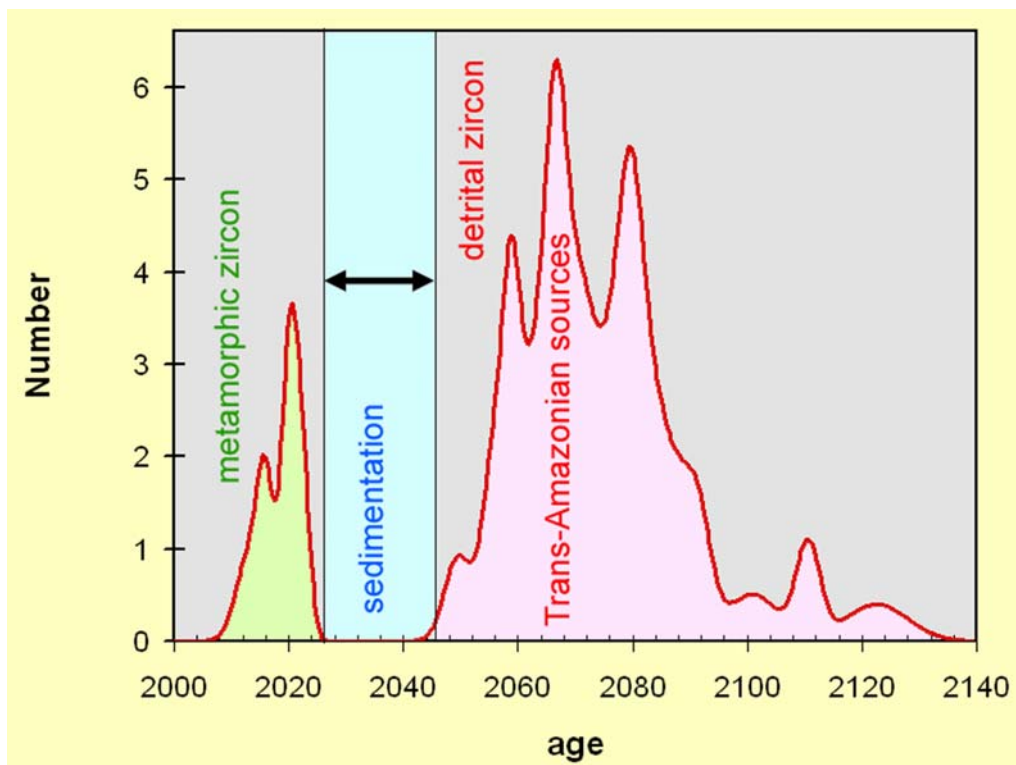


Figure 3. Cumulative probability plot of AA12 detrital zircon population.

PROVÍNCIA ESTRUTURAL AMAZÔNIA REVISADA

Mário Ivan C. de Lima

IBGE - Gerência de Recursos Naturais e Meio Ambiente/UE/PA. mariovan@ibge.gov.br

A Província Estrutural Amazônia (PEA), conforme definida por Lima (1994), dispõe-se na região homônima do território brasileiro com cerca de 1.700.000 km² aflorante. Representa uma entidade geotectônica não afetada pelo Ciclo Brasileiro (0,54 – 1,0 Ga). Limita-se a leste com o Cinturão Móvel Araguaia-Tocantins e a sul com o Cinturão Móvel Paraguai. Mostra sua porção central encoberta pelos sedimentos fanerozóicos da Província Estrutural Amazonas-Solimões (Lima, op. cit.). De acordo com o seu posicionamento geográfico pode-se interpretá-la em nove subprovíncias estruturais, consoante dados apresentados por CPRM (2003) e IBGE/SIVAM em Amazônia Norte-Oriental (SANOR), Amazônia Sul-Oriental (SASOR), Amazônia Centro-Oriental (SACOR), Amazônia Central (SAC), Amazônia Centro-Occidental (SACOC), Amazônia Norte-Occidental (SANOC), Amazônia Sul-Occidental (SASOC), Guiana Central (SGC) e Guiana Oriental (SGO). Vide Figura 1.

A **SACOR** abriga os terrenos mais antigos da PEA, idade neoarqueana a mesoarqueana (2,5 – 2,9 Ga), incluindo um núcleo tipo *granite-greenstone* (*Complexo Rio Pau d' Arco*) abarcando granitóides típicos (TTG) e seqüências vulcano-sedimentares do tipo greenstone belt, geralmente capeadas por seqüências sedimentares paleoproterozóicas ou intrudidas por granitóides e máficas de igual idade. Representa, em verdade, um cráton do neoarqueano, aqui denominado de **Cráton Sul do Pará**.

A **SACOR** é perlongada tanto ao norte como a sul pela **SASOR** sob a forma de cinturões móveis do neoarqueano de orientação E-O a ONO-ESE com vergência dirigida para o citado cráton, já referido como Cinturão Móvel Itacaiúnas. A **SASOR**, região da serra dos Carajás (PA), reflete uma derivação de protólitos neo a mesoarqueanos (Complexo Itacaiúnas), contudo retrabalhados no neoarqueano sendo tipificado por orto e paragneisses em fácies anfibolito, granulitos, granitóides, seqüências metavulcano-sedimentares e metamáficas, em fácies anfibolito e xisto-verde, e coberturas sedimentares neoarqueanas. Granitóides, vulcano-plutonismo félsico a máfico e coberturas sedimentares do paleoproterozóico completam o quadro geológico. Constitui um cráton do paleoproterozóico, aqui denominado de **Cráton Pará Central**.

A **SANOR** reflete a continuidade para norte de tais terrenos, contudo com forte ação geodinâmica do paleoproterozóico (2,25 Ga). Destaques para a presença de granulitos, granitóides e seqüências metavulcano-sedimentares. A **SANOR** apresenta-se com estruturação ONO-ESSE a NO-SE., marcando uma discordância estrutural com a **SASOR**, embora de baixo ângulo. Por sua vez, no que tange aos litotipos dominam os ortogneisses, granitóides sin a tarditectônicos, anfibolitos e granulitos, seqüências metavulcano-sedimentares e granitóides tardi a pós-tectônicos. Os seus protólitos devem ser neoarqueanos, porém intensamente retrabalhados no Paleoproterozóico (2,25Ga). Em razão da presença de núcleos arqueanos admite-se para a mesma uma idade Neoarqueana a Paleoproterozóica. Tal subprovíncia está bem exemplificada na região do Médio rio Xingu (PA), porém de continuidade para a zona limdeira Pará/Amapá, ao Norte do rio Amazonas, onde mostra-se deslocada devido a uma transcorrência dextral e rotacional horária., responsável pela formação do rifte que deu origem a Bacia do Amazonas.

Ao norte da **SANOR** expõe-se a **SGO**, principalmente centro-norte do Amapá, com dominância de protólitos do Paleoproterozóico, cujo embasamento é dominado por granitóides sin a tarditectônicos, alguns gnaissificados, ausência de rochas da fácies granulito

e continuidade para norte das seqüência metavulcano-sedimentares paleoproterozóicas da **SANOR**. Como destaque mostra-se intensamente cortada por diques básicos mesozóicos de orientação meridiana, relativa à abertura do Atlântico.

A **SAC** tem sua principal área de exposição na região do Tapajós (PA) e Estado de Roraima, com direção estrutural segundo NNO-SSE a NO-SE com vergência para NE e SE. Esta subprovíncia apresenta seqüências metavulcano-sedimentares e granitóides sin a tardi-tectônicos. De outro modo, a subprovíncia **SGC** mostra marcante orientação estrutural segundo NE-SO, a qual trunca a **SAC** e é delimitada por cinturão de rochas granulíticas extremamente cisalhadas com centenas de quilômetros de extensão em regime transpressional sinistral, com marcante ressalto estrutural.

As **SAC**, **SGO** e **SGC** representam de forma incontestada a ação do paleoproterozóico (1,90 – 2,5 Ga) na formação de rochas e tipificam-se por um embasamento rico em granitóides e seqüências metavulcano-sedimentares, e como coberturas de plataforma intenso e extenso vulcano-plutonismo (ca 2,0 Ga). Embora coevos às direções estruturais são distintas. Essas subprovíncias atestam à atuação do paleoproterozóico no âmbito do PEA.

O Mesoproterozóico (1,89 – 1,1 Ga) é composto pelas subprovíncias **SACO**, **SANOC** e **SASOC**. O limite entre a **SACO** e a **SANOC** na porção sul da PEA é alcançado por marcante discordância estrutural (Cunha de Ariquemes), tipificado pela presença de terrenos granulíticos extremamente cisalhados. Por outro lado, a **SASOC** mostra orientação meridiana em franca discordância estrutural com a **SANOC**. Esta é exemplificada por granulitos e seqüência metavulcano-sedimentares de orientação cerca de E-O e vergência para sul.

Outro fator importante é o limite entre subprovíncias estruturais do mesoproterozóico e paleoproterozóico, caracterizando mais um cráton agora relacionado ao mesoproterozóico. Este limite está bem exemplificado na região norte do Estado do Mato Grosso entre a **SAC** e **SACO**.

Como reflexo da atuação desses cinturões móveis assomam três importantes arcos magmáticos relacionados a ação de modelos de placas tipo acrecionário.

O vulcanismo félsico-intermediário e secundariamente máfico, de idade proterozóica, apresenta vasta extensão espacial na PEA distribuindo-se de leste para oeste, em que determinadas associações mostram consangüineidade litoquímica e sincronismo em determinados períodos, em consonância com dados geocronológicos U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd, recentemente obtidos. Deste modo, pode-se associá-las a três ciclos magmáticos já definidos: Akawaian (1,78- 2,0 Ma), Parguazan (1,6 – 1,4 Ma) e Costa Marques (1,3 – 0,9 Ma). Tal vulcano-plutonismo faria parte de três importantes arcos magmáticos muito bem delineados no âmbito da PEA de disposição aproximadamente NO-SE, em sua porção centro-oriental (**AMCOR**), centro-ocidental (**AMCOC**) e ocidental (**AMO**). São produtos de movimentação de placas litosféricas de oeste para leste, devido a eventos geodinâmicos com modelos de placas tectônicas tipo arco acrecionário e colisão continental. Tais arcos são caracterizados por amplo vulcano-plutonismo de caráter sin, tardi e pós-tectônico, bem como anorogênico.

O Arco Magmático Centro-Oriental (**AMCOR**) envolve as bacias dos rios Juruena, Tapajós, Xingu, Trombetas e Branco com uma extensão de centenas de quilômetros com dominância de vulcanismo félsico e, secundariamente, intermediário e máfico, com piroclásticas associadas. Compreende as formações Surumu, Colíder, Moraes de Almeida, Vila Riozinho, Sete de Setembro e Sobreiro, e grupos Iriri e Iricoumé, com idades de 2 000 a 1 780 Ma. Relacionam-se a um ambiente do tipo arco acrecionário e estão ligadas ao Ciclo Orogênico Transamazônico. Em zonas de riftes ocorrem as vulcano-plutônicas máficas das formações Cachoeira Seca e Seringa (1 100 Ma) e máficas da Formação Caraipé (570 Ma). Dominam, nessas formações, as deformações rúptil a rúptil-dúctil. O Arco Magmático Centro-Occidental (**AMCOC**) estende-se desde as bacias dos rios Aripuanã e

Roosevelt , margem direita do Amazonas- Solimões, até a região noroeste dos estados de Roraima e Amazonas. O principal representante vulcânico deste arco é a Formação Roosevelt, com idades que variam de 1 500 a 1600 Ma, de caráter vulcano-sedimentar e com deformação dúctil-rúptil. Relaciona-se a modelos de arco acrecionário e colisão continental e liga-se ao Ciclo Orogênico Rio Negro–Juruená. Formações Nova Floresta e Arinos retratam vulcanismo máfico em zonas de riftes , com idades de 1 100 a 1200 Ma. O Arco Magmático Ocidental (AMO),por sua vez, relacionam-se aos Ciclos Orogênicos Rondoniano-San Ignacio (1 500 a 1 300 Ma) e Sunsás (1.290 a 900 Ma), resultado de subducção em ambiente de arco acrecionário e colisão continental e tem como principais representantes o Grupo Costa Marques (ca 1 100 Ma) e Efusivas Ácidas Caripunas (ca 1 300 Ma). Exibem deformação rúptil.

Observa-se claramente de leste para oeste uma cronologia de mais jovens do terrenos, assim como a perfeita correspondência dos mesmos ao norte e a sul do rio Amazonas-Solimões o que vai ao encontro da proposição de uma única província estrutural.

Por outro lado, pode-se observar mais atentamente a real correspondência entre as distintas regiões no que concerne as suas potencialidades metalogenéticas, considerando os metalocetos distintos apresentados.

Com o resultados obtidos, principalmente, pela CPRM nas regiões do Amapá/Pará, Norte do Mato Grosso e Tapajós (PA); com o trabalho de sistematização realizado pelo IBGE para o CISCEA/SIVAM armazenando em meio digital todas as informações sobre recursos naturais da Amazônia Legal (geologia, geomorfologia, solos e vegetação), além pesquisas das universidades (teses, mestrados, etc) que possibilitaram uma visão menos míope dessa ampla região. Certamente, com os levantamentos aerogeofísicos, ora em andamento, e como conseqüência o aumento das escalas de trabalho ter-se-á uma visão cada vez mais real da geologia da Amazônia brasileira.

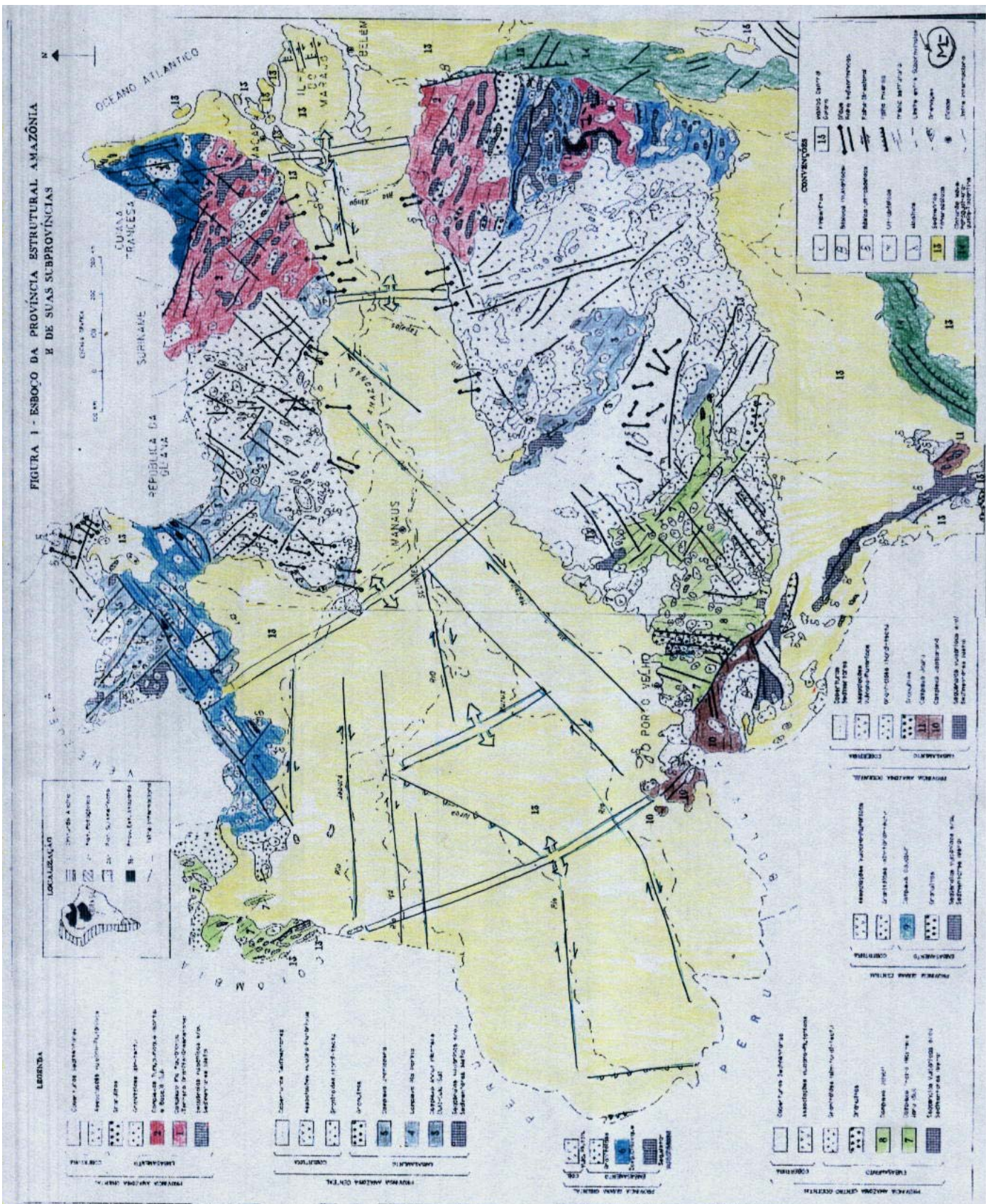
Referências Bibliográficas

- CPRM -. O cráton amazônico. In: BIZZI, L. A. et al. (Coord.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil – Sistema de Informações Geográficas - SIG e mapas na escala:2.500.000*. Brasília, DF: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2003. 4 CD-ROM.
- Lima, M. I. C.- Província Estrutural Amazônia. IN: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim de Resumos Expandidos.Vol.2 p.410-411. 1994. Camboriú-SC.

Figura 1 – Províncias Estrutural Amazônia e subprovíncias:

(1/grená) SACOR – Complexo Rio Pau d’ Arco ; (2/azul) SASOR – Complexo Itacaiúnas; (2/vermelho)-Complexo Bacajá (sul)/Complexo Tumucumaque (norte) ; (3/4/5 azul claro) SAC – Complexo Anauá, Complexo Parima e Complexo Urariquera (norte)/Complexo Cuiu-Cuiu (sul); (6/azul escuro) SGO - Complexo Oiapoque ; (7/8/verde) – SACO – Complexo Trairas (norte) / Complexo Nova Monteverde/Complexo Jamari/Complexo Jaru (sul) ; (9/azul) –SGC – Complexo Cauaburi/Complexo Rio Urubu; (10/marrom) SANOC – Complexo Jaci-Paraná (norte) ; (10/marrom) SASOC – Complexo Jauru (sul).

FIGURA 1 - ESBOÇO DA PROVINCIA ESTRUTURAL AMAZÔNIA E DE SUAS SUBPROVÍNCIAS



MINERALOGICALLY BIZARRE CHARNOCKITOIDS OF THE BACAJÁ HIGH-GRADE BLOCK (PARÁ): DISCHARNOCKITIZED AND RE-EMPLACED PLUTONS MISTANKENLY CONFUSED WITH GRANITOIDS CRYSTALLIZED AT SHALLOWER CRUSTAL LEVELS

Paulo dos S. F. Ricci

SGB-CPRM (Geological Survey of Brazil). ricci@be.cprm.gov.br

Introduction

Mapping in high-grade blocks cannot be improved without reconsideration of fundamental geologic phenomena. As geologic literature attests, some authors are using the new concept of discharnockitization. Some plutonites detached from their original environments and brought to shallower-levels (re-emplacement), undergo thermal re-equilibration and are now severely modified mineralogically. These dramatical post-catazonal transformations rehydrated them. At first view, we do not have a clear understanding about the crustal level at which these highly masked rocks were originated. The modern petrology, therefore, divide the deep-seated high-T magmatism into two dissimilar groups: true charnockitoids (preserved) and far-travelled plutonites collectively classed as discharnockitoids (amphibolitized rocks with disequilibrium assemblages), in the sense of Macluf & Schorscher (2001).

Unfortunately, in Brazil, rare of these plutons have been recognized as such because such scenarios are not yet popular in the geological literature and, too, such a rock nomenclature is not yet standardised.

Geographical Location and Objectives

On September 2004, the author was engaged in the geologic mapping of the now called Bacajá High-Grade Block/BHGB, for the project named Geologic Map of Pará State (1:1,000,000 scale). The discharnockitized granitoids can be found along the following gravel road profiles: a) Transamazônica between: 1) the Pacajá City and the Nova Canaã Village; 2) the Maracajá City and the Arataú River; 3) the Repartimento and Bacuri rivers; 4) the Bacuri and Jacaré rivers; 5) the Jaú and Jacaré rivers; b) vicinal road of the Rio Gelado between the Neteolândia and the Belo Monte cities; c) BR-422 Roadway between the Novo Repartimento and Tucuruí cities; d) vicinal road of the kilometer 45, near Belo Monte City; e) vicinal road of the kilometer 220; f) vicinal road of the Pacajá City, northward from it.

In Brazil, some of these discharnockitoids have been already recognized (Macluf & Schorscher, *op. cit.*; Ricci & Costa, 2004). Our work will try to provide a set of criteria, general observations, field and mesoscopic aspects, etc, for recognizing highly discharnockitized rocks. Thus, we hope to contribute for a modern geologic mapping including these new and practically unknown infracrustal units. The various stages of mineralogical obliteration were here described, from the lowest structural level up to the highest one.

Finally, the common origin and close spatial linkage of these discharnockitoids with the true orthopyroxene-bearing granitoids are debated. How these rocks must be plotted on a geologic map, taking into account this new understanding? And could they have the same degree of equivalence of the true charnockitoids or would they be another traceable lithologic unit?

Geological Setting

The BHGB constitutes a tectonostratigraphic terrane (in the sense of Howell, 1995) entirely dominated by retrogressed granulites (amphibolitized, ex-granulite facies gneisses). Some of them were previously mapped as amphibolite-facies gneisses of the Xingu Complex (João Jorge et al., 1987; Oliveira et al., 1994; Bizzi et al., 2003). They present little or no evidence of an earlier high-grade history, and are now being recognized as high-grade rocks, in terms of their metamorphic protoliths, for the first time. Our new mapping considers the true granulites, in terms of areal extension, as being subordinated but still with significant volumes.

The BHGB is a tectonic entity deeply peneplaned and aerogeophysically stripped (narrow, long, parallel bands of anomalies). It is also rich in paragranelites strips, broadly intruded by synmetamorphic granites and is poor in grey granitoids (Na-rich types).

The subdomain called Lombo-Longo Shear Corridor/LLSC (65 km wide) comprises a superimposed, retrograde, concordant, WNW-ESE-trending, left-lateral strike-slip structure that crosscut almost entirely the BHGB. This intense shearing reduced the supracrustal units to very much smaller bodies (highly attenuated lenses) and the basement units became true “straight gneisses”.

Catazonal intrusions form broad plutonic belts running in a west-northwesterly direction throughout the BHGB (from batholiths up to minute sheets). Enderbites, charnoenderbites and charnockites are by far the commoner types. Jotunites (hypersthene-bearing monzodiorites) and mangerites (hypersthene-bearing monzonites) are occasional (Ricci, in this symposium). Deep-seated high-T gabbroic intrusions (charnockitoid-like) are rare and occur only at outcrop scale (unmappable). These last rocks (gabbroic charnockitoids) were only recently identified (Ricci & Costa, 2004).

Weakly Transformed Stage (True Charnockitoids)

At the lowermost crustal levels, structurally below the pyroxene-in isograd, plutons with relatively small amplitudes of displacement are here considered, of course, as ordinary charnockitoids. They are therefore only affected by schistification and mylonitization along proto-thrusts, transcurrent lineaments or transcurrent shear corridors.

Customarily, they exhibit pyroxene crystals only partially and weakly replaced by secondary pale brown or greenish-brown hornblende and yellowish-brown biotite. Both the pyroxenes and the Ti-rich minerals (brown or brownish-green hornblende and reddish biotite) are not yet intensely modified to form secondary sphene and opaque grains.

Moderately Transformed Stage (Pyroxene-poor Charnockitoids)

Probably near the upper catazone-lower mesozone transition, the tectonically displaced granitoids undergo now significant modifications. Petrologically, the term slightly discharnockitized charnockitoid must be now used. Pyroxene may often still be seen as relictic crystals, almost totally replaced by hornblende (postdated by biotite, chlorite and or actinolite). In some cases, these pyroxenes are entirely altered and can be determined only by the form of the chlorite pseudomorphs.

Two populations of hornblende (brown and green) and of biotite (reddish and dark brown) are always found. Sericitization and saussuritization of antiperthitic plagioclase are found in varying degrees of development. Secondary sphene, however, occurs only here and there.

Advanced Stage of Transformation (True Discharnockitoids)

At considerably shallower crustal levels, structurally above the pyroxene-in isograd, the granitoids now encountered are at a state of quasi-equilibrium with amphibolite-facies

environment. The original charnockitoids are now longer what they were. Pyroxene is no longer found. To avoid confusion with the more conventional use of the term charnockitoid, the rocks are referred to as discharnockitoids. This term is not only descriptive ones but also explanatory, inasmuch as it suggests the method of origin of these granitoids.

Second generation minerals such as green hornblende, golden yellow brown-, very dark brown- and green-biotite (chloritized) are now the chief mafic minerals. However, relict assemblages of the deep crust may yet be found, such as reddish biotite and brownish-green hornblende (Ti-rich varieties).

Third generation minerals are common (i.e. bluish-green hornblende, partly replaced or not by actinolite) and may coexist with green hornblende. The presence of large amounts of secondary, retrograde, well-developed sphene is symptomatic of re-equilibration at much more shallow levels. Orthoclase is now totally inverted to richly micropertthitic microcline, exhibiting crosshatch structure. Antiperthitic plagioclase also persists, but now showing moderately to intensely saussuritization.

Final Stage (Discharnockitoid-looking Rocks)

The precursor granitoids, at this stage, were transported away from the top of the lower crust and were obliterated almost beyond recognition. Few evidences of the original parageneses survive.

Both Ti-rich brown hornblende and titaniferous reddish biotite are now absent, too. Frequently, too, great amounts of secondary sphene and opaques occur, forming trains of crystals. When this occurs, the final diagnosis is apparently complicated, without other additional evidences. Petrographically, it seems to be an endless job. Fortunately, the discharnockitization process is never finished and the degree of obliteration varies greatly along a geologic profile. With six or seven samples collected in the field, in a single pluton, we will always find feldspars with antiperthitic and mesoperthitic intergrowns.

The principle of mineral stability of these intergrowns must be understood to appreciate fully the persistence of these microtextures at shallower-levels. In most cases, these intergrowns are the great definers of the original environment of igneous crystallization.

Another important and relatively common microtexture, in our studied thin-sections, is the presence of myrmekitic intergrowns between biotite and quartz, evidencing an abrupt decompression of the plutonic body. Besides, the frequent presence of large individuals of allanite, in crystals sometimes 1.0 mm-2.0 mm across, is also symptomatic of catazonal granitoids, with very slow cooling (deep-seated).

Additional Evidences

Fortunately, in the BHGB, the discharnockitoids are almost uniformly bearing of granulite xenoliths, mineralogically better preserved than the surrounding igneous mass, mainly at border facies. Unlike shallower ordinary granitoids, the country-rocks into which the discharnockitoids are intruded are always granulites. This is, too, an important criterion for the doubtful cases during a geologic mapping.

Besides, as additional criteria for recognizing them, it must be remembered that the discharnockitoids are equally coarsely-porphiritic rocks, just as are the true charnockitoids. Moreover, mesoscopically they are also frequently greenish, greenish-gray, greenish-black or black in color, equally identical to the orthopyroxene-bearing granitoids.

Conclusions

The actual mapping projects have paid little attention to the mesoperthite- and antiperthite-bearing granitoids without preserved pyroxenes. Generally, these granitoids had

been incorporated into the gneiss-migmatite-granulite complexes as upper amphibolite-facies gneisses, granoblastites, deep-mesozonal granitoids (nebulites), and so on.

Other plutons, however, were simply confused with ordinary granitoids, emplaced at shallower crustal levels. This apparent omission is yet so deeply entrenched in geological literature that it will probably persist. In such cases, nor the petrographic studies had yet been accomplished with desired accuracy neither the geologists had yet understood these intensely masked rocks.

Discharnockitization processes take place both synorogenically and post-orogenically. In the first case, according to Martignole (1992), catazonal intrusive rocks and high-grade crustal sheets are brought to the surface by variable contributions of isostatically and tectonically driven uplift. And yet, Roering et al. (1992) believe that the generation of significant amount of anatectic melt like charnockitoids (as observed in the BHGT) increases the overall buoyancy of the terrane and give rise to driven upward movement. Then, abrupt decompression of charnockitoids can be promoted, for example, by continued compression across the terrane, forcing the catazonal rocks upward as a pop-up structure.

However, according to other authors, some large-scale events in high-grade terranes may be developed under amphibolite or greenschist facies conditions, i.e., at the end of the exhumation process (Martelat et al., 1997).

In the available literature, another mechanisms also are responsible for the discharnockitization process, as follow: 1) rapidly repeated intermittent overthrusting along gently dipping tectonic fronts; 2) slower and more continuous overthrusting with or without significant deformation; 3) diapiric-like uplift, involving nearly vertical movements at depth.

Last but by no means least, in the BHGB specifically, there were superimposed deformational processes along closely spaced shear zones (Lombo Longo Shear Corridor identified by Ricci et al., 2003). Such retrograde corridors are, too, powerful destroyers of the original paragenesis (rehydration).

References

- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds). 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM – 692 p.
- Howell, D.G. 1995. *Principles of terrane analysis. New application for global tectonics*. Charman & Hall, London, 2nd ed., 245 pp.
- Jorge João, X.S., Vale, A.G., Lobato, T.A.M. 1987. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Altamira. Folha AS-22-Y-D. Estado do Pará. Texto Explicativo. Brasília: DNPM/CPRM, 31 p. il.
- Macluf, S. & Schorscher, J.H.D. 2001. Petrogênese das rochas charnockíticas e aplitos intrusivos do Complexo Charnockítico de Ubatuba, SP. *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 7. Boletim de Resumos*, p. 46.
- Martelat, J.E., Nicolett, C., Lardeaux, J.M., Vidal, G., Rakotondrazafy, R. 1997. Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the Southern part of Madagascar. *In: Geodinamica Acta*, **10**(3): 94-114.
- Martignole, J. 1992. Exhumation of high-grade terranes – a review. *In: Can. J. Earth Sci.*, **29**: 737-745.
- Oliveira, J.R., Costa, E.J.S., Silva Neto, C.S. 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra Pelada. Folha SB. 22-X-C. Estado do Pará. Texto Explicativo. Brasília: DNPM/CPRM, 220 p. il.
- Ricci, P.S.F.R. & Costa, E.J.S. 2004. Orogenic charnockitoids previously mapped as granulitic basement of the Bacajá Terrane (Eastern Central Pará). *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, **41**, Araxá, Resumos (CD-ROM).
- Ricci, P.S.F., Costa, E.J.S., Faria, C.A.S., Oliveira, J.R. 2003. The Reanalyzed Carajás Block is interposed between the Bacajá (the crustal reworking “lost link” now being predicted) and Rio Maria Archean Terranes – Guaporé Craton. *In: SGB, Simp. Geol. Amaz.*, **8**, Manaus, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Roering, C., van Reenen, D.D., Smit, C.A., Barton Jr. J.M., de Beer, J.H., de Wit, M.J., Steller, E.H., van Schalkwyk, J.F., Stevens, G., Pretorius, S. 1992. Tectonic model for the evolution of the Limpopo Belt. *In: Precambrian Research*, **55**: 539-552.

UNPRECEDENTED RECOGNITION OF JOTUNITIC-MANGERITIC OROGENIC BODIES FROM THE LOW COURSE OF THE IRIRI RIVER TO TUCURUÍ LAKE (PARÁ): IMPLICATIONS FOR THE BACAJÁ HIGH-GRADE BLOCK BOUNDARIES

Paulo dos S. F. Ricci

SGB/CPRM (Geological Survey of Brazil). ricci@be.cprm.gov.br

Introduction

Since 2003, the SGB/CPRM has re-mapped vast areas of Pará. This programme, although not accompanied by a complete mapping, will review the State geology, at a final scale of 1:1,000,000, taking into account the new advances both in cartography and in geological knowledge.

This effort has focussed on, preferentially, almost completely unknown areas, with field-mapping strategy at a scale of 1:500,000. In moderately known areas the field works were done along previously neglected geologic profiles (e.g. the Bacajá and Anapu rivers) or along new gravel vicinal roads as yet unexplored, geologically.

An important advance of this survey was the recognition of orogenic jotunitites and mangerites (hypersthene-bearing monzodiorites and monzonites, respectively), as yet undated, which were found both in the low course of the Iriri River and at nearby Tocantins River. Up till 2005, both in Pará and in Amapá, such deep-seated high-T intrusions had not as yet been reported.

It is a well-known fact that one of the approaches that have been used to draw intra-terrene analogies is the comparison of the exposed plutonic rocks, including the more uncommon magma-types. These new and unknown plutons yield insights into an ever-present problem: the controversy about the western boundary of the Bacajá High-Grade Block/BHGB, whose areal extent is yet badly known.

Geographical Location

Two plutonic bodies were recognized, located at geographically distinct areas. The first occurrence is found between the Iriri River mouth and its tributary named Rio Novo River. Tens of kilometers upstream from the above-mentioned mouth four outcrops of unusual charnockitoids were found, in proximity to each other, at localities of the left bank. They are the following: a) at the Maloca locality (mangerite; MV-96 b; 04° 06' 57" S; 53° 22' 34" W); b) near the Maribel locality (jotunite; sample MV-94; 04° 22' 45" S; 53° 38' 34" W); c) in the confluence of the gravel vicinal road named Transiriri and the homonymous river (jotunite; sample MV-24; 04° 22' 36" S; 53° 38' 55" W); d) at an unnamed locality (mangerite; sample MV-95; 04° 21' 28" S and 53° 36' 51" W).

The second mappable body was recognized at nearby Tocantins River, in the roadway linking the Novo Repartimento and Marabá cities (Transamazônica). Along a continuous geologic profile (46 km long; from sample PR-26 to PR-31), between the Pucuruí and Valentim rivers, several outcrops of enderbites, charno-enderbites and charnockites were encountered, including a jotunite (unnamed locality; sample PR-31 b; 04° 42' 00" S; 49° 40' 37" W).

Another probable occurrence is here hypothetically (mesoscopically) admitted, based on the presence of great amount of dark (greenish black, brownish, dark grey, greenish gray) and coarse-grained plutonic rocks that are found in the field. They occur in a single and vast outcrop that is exposed along the Anapu River, between the Brasília and Bonita waterfalls

(sample PR-214; 03° 21' 07" S; 051° 14' 45" W), but their thin-sections are not yet available for confirming the supposed existence of these relatively rare charnockitoids.

Petrography

Jotunites (hypersthene-bearing monzodiorites)

These rocks are brownish grey, greenish grey or greenish black in colour, medium/coarse-grained massive types and show inequigranular-hypidiomorphic textures. The plagioclase (generally tabular, commonly antiperthitic and well-zoned) is the chief mineral. Alkali-feldspar (frequently tabular, mesoperthitic and/or richly microperthitic), ortho- and clinopyroxene, greenish-brown hornblende (Ti-rich varieties), interstitial quartz (less than 5%) and primary, titaniferous reddish biotite are the other constituents.

Frequently, the plagioclase crystals show recrystallization features and are mantled by mosaics formed by very fine-grained, polygonal neo-crystals. Not infrequently this mineral is also surrounded by mantle of myrmekites. Pyroxene commonly forms crystal clots, whose equidimensional grains appear mantled or not by secondary amphibole (greenish-brown-, green- and bluish-green hornblende).

Accessories are opaques, apatite and zircon. Generally this latter mineral is met typically as igneous crystals in origin, i.e., idiomorphic, bi-pyramidal and well-zoned individuals, but quadratic cross-sections are also commonly found. Secondary minerals are green hornblende (after pyroxene), bluish-green hornblende (after pyroxene) and brown biotite (after amphibole).

Mangerites (hypersthene-bearing monzonites)

In the BHGB, the rocks classed as mangerites are, in fact, amphibolitized rocks or more properly discharnockitoids, in the sense of Macluf & Schorscher (2001). The pyroxene was almost entirely or entirely replaced by secondary minerals. These discharnockitized varieties are lighter colored than the jotunites, of dark grey to whitish grey colours, medium-grained and well-foliated types which show well-preserved inequigranular-hypidiomorphic textures.

The feldspars in order of abundance are plagioclase (frequently tabular, antiperthitic, well-zoned and moderately saussuritized), perthitic orthoclase (exhibiting Carlsbad twinning) and recrystallized microcline (with myrmekitized borders). Quartz, and greenish-brown hornblende (Ti-rich varieties) are the other commonest minerals.

Accessories are opaque, allanite, apatite and zircon. Secondary minerals are greenish-blue hornblende (after pyroxene), brown biotite (after amphibole), chlorite (after biotite) and sphene (after the ferromagnesian minerals).

As additional features, were observed trains of well-developed, idiomorphic sphene (rather common) and, frequently, the dark minerals tend to segregate in small clots that show polygonized contacts.

Correlations between the western and eastern sides of the BHGB

Between the low courses of the Iriri and Xingu rivers the main tectonostratigraphic units that were mapped at 1:1,000,000 scale consist of charnockitoids (enderbites, charno-enderbites, charnockites, jotunites and mangerites) and their discharnockitized analogues (Ricci, in this symposium), granulite-facies paragneisses (pelitic to psammitic), amphibolite-facies grey gneisses and granites. Granulitic orthogneisses, amphibolite-facies migmatites and grey granitoids (Na-rich types) are locally developed.

Along the Anapu River, retrogressed granulites, leucogranites and discharnockitized charnockitoids are the main rocks mapped. This tectonic assembly extends through the region

to the eastern half of the BHGB, with the same tectonic style, differing only in the lithologic proportions (the high-grade orthogneisses narrows west-northwesternward).

On the eastern half of the BHGB, retrogressed granulites (amphibolitized, ex-granulite facies orthogneisses) are by far the commonest rocks (Ricci, *op. cit.*). Granulitic orthogneisses are also very common rocks, as well as high-grade paragneisses, however, high-grade supracrustal remnants (sillimanite-quartzites, silicate-, oxide and aluminous-facies BIFs) that are seen on it were not yet found on the western half of the BHGB. On the other hand, only the mangeritic intrusions were not yet reported on the eastern side.

Therefore, based on this lithologic provinciality (the catazonal rocks are the common denominators) we can conclude that, probably, the geographical terrain between the Iri-Bacajá-Anapu interfluvial region and the Anapu-Pacajá-Tocantins interfluvial region is a single tectonostratigraphic terrane.

Apparently, in terms of crustal boundaries, the western edge of the BHGB is not established by lineaments or sharp breaks in the regional aerogeophysical patterns. However, their lithological associations are fully correlatable with those of the eastern edge and point toward the conclusion that the western edge of the BHGB is at least as far west as the low course of the Iri River. These lithological resemblances have an enormous impact and must be taken into consideration as tectonic “fingerprints”. At least for the moment, directly or indirectly, they are the greater definers and systematizers of any intra-terrane regional analysis.

By the way, outside this region, remnants of high-grade paragneisses were found in the near vicinity of the Uruará City (M.L. Vasquez, private communication). However, they are not, necessarily, correlatable with the major strips of the BHGB, which can be traced for long-distances. In terms of terrane analysis criteria, such correlations extended farther to the west-northwest, across geologic and geographic barriers are, merely, geological speculations. These minute lensoid exposures of the Uruará region are surrounded (included fragments?) by a “lake of granitoids”, in completely different style both in terms of morphotectonic aspect and in terms of rock associations, when compared with the Iri-Tocantins interfluvial region. Those small lenses, therefore, are not as conclusive as these found at regional scale (pluri-kilometric in size).

The eastern edge of the BHGB is bounded by low grade-rocks of the Araguaia Belt. Near this major belt, along the Transamazônica Roadway, between the Novo Repartimento and Itupiranga cities, the dominant exposed rocks comprise retrogressed granulites with widely spaced banding which alternate compositional bands with various shades of colour: black (basic), greenish black (dioritic), greenish dark grey (tonalitic), light grey (granodioritic), whitish (trondhjemitic), pinkish grey (granitic) and reddish bands (acid pegmatites). Associated with these unusual “polymodal gneisses” there are several occurrences of charnockitoids probably occurring as small intrusive sheets.

To the north, the BHGB is totally buried by the Phanerozoic cover of the Amazon Basin. Near the Phanerozoic basin, the lithological limits of the BHGB are established by vast exposures of retrogressed granulites and minor intrusive charnockitoids. Preserved granulites also occur but are rare.

To the south, Ricci *et al.* (2003) admit the existence of a supposed cryptic suture (in the sense of Gibb *et al.*, 1983) bounding the adjoining BHGB and the Carajás Block. Such a boundary zone (10-20 km wide) is controlled by two megalineaments (Cinzento and Carajás strike-slip systems). And yet, is marked only by abrupt changes in metamorphism (high-grade rocks of the Salobo Group vs. very low-grade rocks of the Grão Pará Group) and deformation zones (schists, mylonites and well-banded rocks of the Salobo Group vs. amygdaloidal basalts, igneous-textured rhyolites and unmetamorphosed jaspilites of the Grão Pará Group).

This boundary zone is also unequivocally coincident with one of the more mineralised zones (Cu, Fe, Au, Ag, Zn, Mo, Cr and PGE, mainly) in the world.

In geochronological terms, the existence of this tectonic boundary is not yet proved or disproved. However, certainly, in and near this boundary zone, the interpretation of the isotopic datings must be extremely complex and needs a multi-method approach.

Interpretative Synthesis

Microscopically, the two occurrences of jotunites (associated or not with mangerites) have much in common. In the Iriri River, there are not other charnockitoids associated with them. Therefore, it is not probable that the above-mentioned unusual rocks occur as border facies, dikes, satellite rocks or segregations associated to other plutonic bodies. It now seems more likely that they comprise an occasional and small igneous mass (?).

In the near vicinity of the Tocantins River, however, there are enderbites, charno-enderbites and charnockites associated with a jotunite. Thus, in some places we can admit the existence of much more differentiated intrusions (stocklike masses and batholiths) composed of diversified intrusive rocks, like a charnockitoid complex. Such a plutonic unit would be formed of enderbites, charno-enderbites, charnockites, jotunites and, maybe, mangerites. If so, the enderbites and charno-enderbites make up the greater portion of the charnockitoid complex.

Geochronologically, these intrusions may be very closely connected in age, characterizing an intra-Bacajá orogenic episode. If so, one might expect that the vast segment between the Iriri River mouth and the Tocantins River form a single tectonostratigraphic terrane, in the sense of Howell, 1995. In this work, this new tectonic entity is now being called Bacajá High-Grade Block. However, there are not yet precise geological boundaries for it. Only an integration of geophysical interpretation, geological mapping and isotopic datings will show the true boundaries.

Both a dating programme and a new high-resolution aerogeophysical survey are fundamental for the understanding of this new tectonic block. In part these programmes are already being made by the SGB/CPRM.

References

- Gibb, R.A., Thomas, M.D., Lapoint, P.L., Mukhopadhyay, M. 1983. Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canadá. *In: Precambrian Res.*, **19**: 349-384.
- Howell, D.G. 1995. *Principles of terrane analysis. New application for global tectonics*. Charman & Hall, London, 2nd ed., 245 pp.
- Macluf, S. & Schorscher, J.H.D. 2001. *In: SGB, Simp. Geol. Sudeste*, **7**, Boletim de Resumos, p. 46.
- Ricci, P.S.F. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and re-replaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. (in this symposium).
- Ricci, P.S.F., Costa, E.J.S., Faria, C.A.S., Oliveira, J.R. 2003. The reanalysed Carajás Block is interposed between the Bacajá (the crustal reworking "lost link" now being predicted) and Rio Maria Archean terranes – Guaporé Craton. *In: Simp. Geol. Amaz.*, **8**, Manaus, Resumos Expandidos (CD-ROM).

GEOLOGIA ESTRUTURAL E PETROGRAFIA DE GRANITOS PALEOPROTEROZÓICOS DA REGIÃO AO NORTE DE PACAJÁ, PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS

Luis C. M. Palmeira & Carlos E. de M. Barros

Universidade Federal do Pará. lc_palmeira@yahoo.com.br, cadu@ufpa.br

Introdução

Embora a maioria dos crátons pré-cambrianos do mundo seja bem conhecida, como é o caso do Oeste Africano (Pons *et al.* 1991, Gasquet *et al.* 2003) e da Guiana Francesa (Delor *et al.* 2003, Vanderhaeghe *et al.* 1998, Norcross *et al.* 2000), outros carecem de estudos mais aprofundados. Um exemplo destes é a Província Maroni-Itacaiúnas que está inserida na parte norte do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas), onde apenas algumas áreas foram estudadas a nível de detalhamento (Lafon *et al.* 2000, Avelar *et al.* 2001, Vasquez & Lafon 2001, Avelar 2002, Rosa-Costa *et al.* 2003).

Na província Maroni-Itacaiúnas, ao longo da rodovia Transamazônica, os trabalhos preliminares de caráter regional têm mostrado a presença de rochas de composição expandida, variando de quartzo dioritos até monzogranitos, deformadas e com idades de 2,0 a 2,3 Ga (Jorge João *et al.* 1979, Macambira *et al.* 2001, Santos & Barros 2002).

Neste trabalho são apresentados os dados petrográficos e estruturais de granitos que afloram ao norte do município de Pacajá, sudoeste do estado do Pará, nos domínios da Província Maroni-Itacaiunas, com o objetivo de contribuir para uma melhor compreensão da evolução geológica desta porção do cráton Amazônico.

Métodos

Levantamentos bibliográficos e elaboração de mapas bases precederam os trabalhos de campo. Na fase de campo foram descritos afloramentos de rochas graníticas em seus aspectos estruturais e texturais, seguidos de coleta sistemática de amostras e, sempre que possível, orientadas. Lâminas delgadas e polidas foram confeccionadas posteriormente, seguindo-se descrição das mesmas em microscópio petrográfico, captura e tratamento de imagens e, por fim, análise modal em contador de pontos de amostras representativas.

Resultados

Petrografia

A análise petrográfica dos granitos situados a norte de Pacajá permitiu identificar a presença de tonalitos, granodioritos, monzogranitos e sienogranitos, num total de sete fácies petrográficas: diopsídio-biotita-anfibólio tonalito, anfibólio-biotita tonalito, anfibólio-biotita granodiorito, biotita granodiorito, anfibólio-biotita monzogranito, biotita monzogranito e biotita sienogranito (Figura 02). No diagrama QAP (Figura 02), as rochas estudadas desenvolvem um *trend* cálcico-alcálico médio K, segundo a classificação de Lameyre & Bowden (1982).

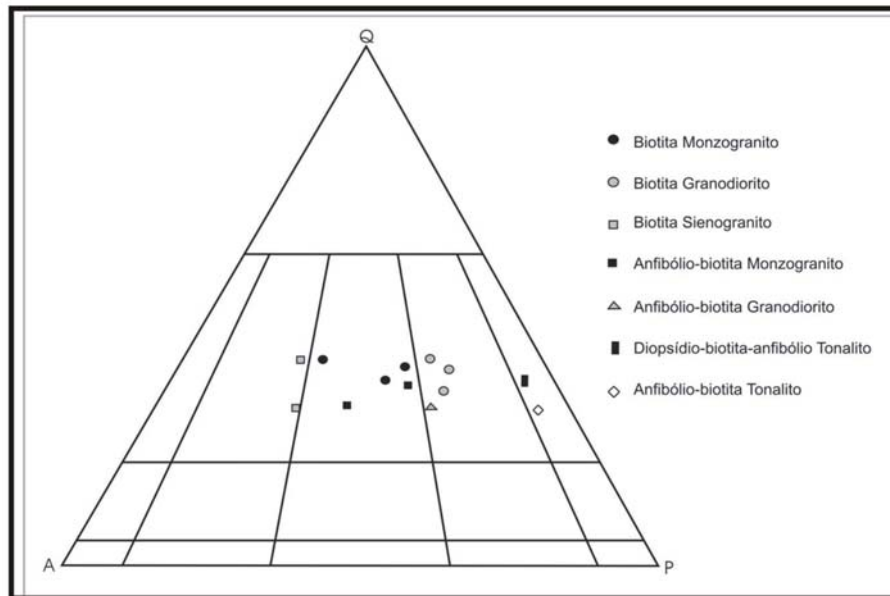


Figura 01



Figura 02

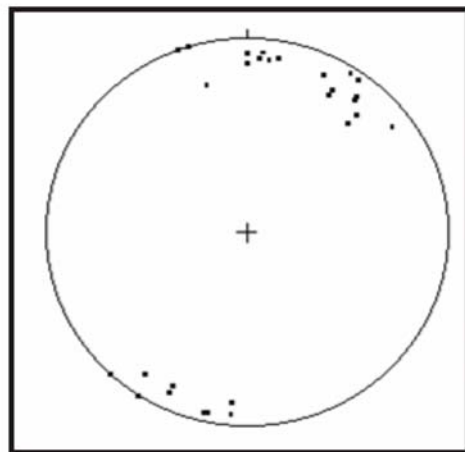


Figura 03

Figura 01. Diagrama QAP, mostrando a composição modal de algumas das rochas estudadas; Figura 2. Aspecto macroscópico do anfibólio-biotita monzogranito; Figura 03. Diagrama de pólo com dados de foliação.

Geologia Estrutural

As estruturas mais comuns presentes nesses granitos são divididas em estruturas macroscópicas, que correspondem a uma foliação penetrativa NW-SE, tendendo para WNW-ESSE e com altos valores de mergulho (Figura 03). Estruturas mesoscópicas, representadas pelas lineações, as quais apresentam baixos valores de caimento e são mais ou menos paralelas a direção da foliação e as foliações S_0 , representadas por um bandamento composicional primário, e S_1 , marcadas pela orientação preferencial dos minerais, principalmente os ferromagnesianos.

Com relação à deformação, observa-se uma variação lateral na sua intensidade, passando de rochas pouco deformadas para rochas moderadamente deformadas e fortemente deformadas (milonitizadas). Essas feições de deformação são mais facilmente notadas em escala microscópicas, onde percebe-se nitidamente o maior número de microestruturas com o aumento da intensidade da deformação.

Conclusões

Com a realização deste trabalho, foi possível verificar a existência parcial de sete fácies petrográficas na área estudada, as quais foram classificadas como diopsídio-biotita-anfibílio tonalito, anfibólio-biotita tonalito, biotita tonalito, biotita granodiorito, anfibólio-biotita monzogranito, anfibólio-biotita monzogranito, biotita monzogranito e biotita sienogranito. Essas rochas foram classificadas como pertencentes à série cálcico-alcalina médio-K de acordo com Lameyre & Bowden (1982).

Nota-se que há uma variação lateral na intensidade da deformação, variando de rochas fracamente deformadas a fortemente deformadas. Essa deformação é seguida por um grande número de recristalização, principalmente dos cristais de quartzo. Seguindo a isto, há uma grande estruturação das rochas, marcada principalmente pelas foliações que podem ser tanto S_0 como S_1 , com direção preferencial 115 Az e mergulho forte. Além disso, pode haver também a presença de lineações com direções quase paralelas à foliação e mergulho baixo.

É possível classificar esses granitos como sendo sintectônicos, uma vez que apresentam deformação progressiva em regime de temperatura decrescente. É provável, portanto, que esses granitos estejam relacionados a um ambiente de subducção.

Bibliografia

- Avelar V.A. 2002. *Geocronologia Pb-Pb e zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro norte do Estado do Amapá – Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas*. Tese de Doutorado, CPGG – UFPA, Belém, 213 p.
- Avelar V.A., Lafon J.M., Delor C. 2001. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Amapá. Implicações para a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, (CD-ROM).
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Théveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, 2-3-4: 5-57.
- Gasquet D., Barbey P., Adou M., Paquette J.L. 2003. Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa?. *Precambrian Res.*, 127:329-354.
- Jorge João X.S., Vale A.G., Lobato T.A.M. 1979. Projeto Altamira, Folha AS.22-Y-D. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, CPRM, Brasília.
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 14:169-186.
- Lafon J.M., Avelar V.G., Rossi Ph., Delor C., Guerrot C., Pidgeon R.T. 2000. Geochronological evidence for reworked Neoproterozoic crust during Transamazonian orogeny (2,1 Ga) in the southeastern Guiana Shield. In: Inter. Geol. Cong., 31, Rio de Janeiro, *Abstracts* (CD-ROM).
- Macambira, M.J.B.; Barros, C.E.M.; Silva, D. & Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás; evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém, SBG-NO, CD-ROM.
- Norcross C.E., Davis D.W., Spooner E.T.C., Rust A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. *Precambrian Res.*, 102:69-86.
- 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 the southeastern Amapá and northern Pará, Brazil – southeastern Guyana Shield. *Géologie de France*, 2-3.
- Santos M.C.C. & Barros C.E.M. 2002. Estudo petrográfico e estrutural de rochas granitoides da região de Novo Repartimento – Pacajá – Anapu, Estado do Pará. XLI Congr. Bras. Geol. João Pessoa, SBG, p. 472.
- Vasquez M.L. & Lafon J.M. 2001. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, CD-ROM.
- Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J.J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Research*, 92:165-193.

ESTUDO PETROGRÁFICO E ESTRUTURAL DE ROCHAS GRANITÓIDES PALEOPROTEROZOÍCAS DA REGIÃO AO SUL DE PACAJÁ, ESTADO DO PARÁ

Mike M. Sousa ^{1,2}, Carlos E. de M. Barros ^{1,2}

¹ Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará

² Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides

mikemsousa@hotmail.com, cadu@ufpa.br

Introdução

O Cráton Amazônico, localizado na parte norte da plataforma sul-americana, é uma das maiores áreas cratônicas do mundo, cobrindo uma área aproximada de 4,3 milhões de km² e cuja estabilização ocorreu no final do Mesoproterozóico (Cordani *et al.* 1988). Estudos geocronológicos e isotópicos indicam que a evolução do Cráton Amazônico envolveu diversos eventos tectônicos além de uma importante acreção de material juvenil durante o Arqueano, Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, bem como o retrabalhamento da crosta continental mais antiga nesses mesmos períodos.

O Cráton Amazônico é composto de seis grandes províncias geocronológicas segundo Tassinari & Macambira (1999): Amazônia Central (> 2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,95 Ga); Ventuari-Tapajos (1,95 – 1,80 Ga); Rio Negro-Jurema (1,8 – 1,55 Ga); Rondônia - San Ignácio (1,55 – 1,3 Ga) e Sunsás (1,25 – 1,0 Ga)

A Província Maroni-Itacaiúnas tem extensão geográfica que inclui o leste da Venezuela, Guiana, Suriname, Guiana Francesa e a porção mais ao norte do Brasil, englobando os estados do Amapá, norte do Pará e nordeste de Roraima. Nesta província, os estudos geológicos tiveram caráter, sobretudo regional, destacando-se os trabalhos de Jorge João *et al.* (1979) na região de Altamira e os estudos petrográficos, estruturais e geocronológicos preliminares em granitos situados entre Belo Monte, nas margens do Rio Xingu e Novo Repartimento, nas proximidades do Rio Tocantins, desenvolvidos por Macambira *et al.* (2001, 2003), Santos (2002), Santos & Barros (2002). Isto tem motivado o desenvolvimento de trabalhos de detalhe no sentido de melhor caracterizar os tipos petrográficos, a natureza geoquímica e a evolução estrutural das rochas granitóides desta província. Em função da boa quantidade e qualidade de afloramentos existentes na região, foi estudado, em maior detalhe, uma área a sul do Município de Pacajá onde, neste trabalho, serão apresentados novos dados geológicos e estruturais das rochas granitóides ali aflorantes.

Geologia

Os granitóides que se encontram na região a sul de Pacajá, entre esta cidade, Novo Repartimento e Anapú apresentam em geral coloração acinzentada, com variações para cinza esbranquiçado, cinza rosado e rosa acinzentado e composição predominantemente monzogranítica a sienogranítica. A granulação dessas rochas no geral é média, mas ocorrem também rochas heterogranulares a porfiríticas de granulação grossa.

Na região ao sul de Pacajá destacam-se como estruturas planares nas rochas granitóides aflorantes, um bandamento magmático primário (S₀), uma foliação (S₁), a qual podem estar associados um bandamento magmático secundário e uma foliação milonítica (S_{1m}). A foliação é definida principalmente pela orientação dos minerais máficos que podem estar dispostos em níveis preferenciais melhor delimitados. Sobre o plano de foliação são observadas lineações minerais caracterizadas por agregados de minerais máficos que são pouco desenvolvidas comparativamente à estruturação planar.

O bandamento magmático primário (S_0) é identificado pela alternância de níveis que variam de finos a médios, ricos em minerais máficos, e níveis quartzo-feldspáticos com mesma variação de espessura. A presença de veios leucocráticos de espessura dessimétrica à métrica está ligada à taxa de deformação dos granitóides. Em áreas em que a deformação não foi muito intensa, esses veios podem ser discordantes à foliação da rocha encaixante, porém em locais de maior deformação encontram-se paralelizados e foliados, mostrando localmente cristais de biotita orientados.

Em alguns afloramentos esse bandamento primário (S_0) possui mergulhos subhorizontais e pode estar afetado por uma xistosidade de plano axial S_1 , subvertical e associada a dobras abertas, não holomórficas.

O bandamento magmático S_0 é afetado por uma foliação S_1 , geralmente penetrativa, contínua e paralela S_0/S_1 , definida pela orientação preferencial de minerais máficos e grãos achatados de quartzo. Com o aumento da deformação no estado completamente cristalizado, a foliação S_1 pode evoluir para bandas miloníticas (S_{1m}) com espessura variada concordante a S_1 .

Os granitos situados na região de Pacajá caracterizam-se pela presença de uma foliação que varia de protomilonítica a milonítica, de acordo com a intensidade da deformação.

A foliação milonítica (S_{1m}) é marcada pela alternância de níveis muito finos ricos em minerais ferromagnesianos com finos níveis quartzo-feldspáticos, sendo que nestas zonas as foliações são muito mais desenvolvidas que as lineações. Nas rochas protomiloníticas observa-se uma orientação preferencial incipiente dos minerais máficos.

Freqüentemente, são encontrados veios pegmatoídes de espessura que varia de centimétrica a métrica e veios aplíticos centimétricos que cortam os granitos de Pacajá de modo transversal, longitudinal e diagonal, além de encraves máficos e bolsões de quartzo.



Figura - Diagramas de pólo e roseta indicando o alto valor do mergulho e a direção preferencial das foliações S_0

Discussão e Conclusões

A região estudada compreende uma área de 200km² ao redor da cidade de Pacajá, a sudoeste do estado do Pará. Pelos dados levantados, a geologia da área é constituída predominantemente por rochas granitóides que variam em termos estruturais, texturais e petrográficos.

Foram identificadas cinco fácies petrológicas, onde foram descritas de forma sucinta suas características mineralógicas, texturais e microestruturais visando melhorar a compreensão da evolução dessas rochas. Dentro das séries granitóides de Lameyre & Bowden (1986) as rochas estudadas foram classificadas como pertencentes à série cálcio-alcalina médio potássio.

A evolução estrutural dos granitóides da região de Pacajá é marcada pelo desenvolvimento de um bandamento magmático primário, uma foliação (S_1), a qual pode ter um bandamento magmático secundário associado, formação de zonas miloníticas decimétricas a métricas, interpretadas como resultado da formação de zonas de instabilidade mecânica no final da consolidação dos granitos, os quais foram submetidos a um regime de deformação progressiva durante um regime termal decrescente, comprovando o caráter sintectônico das rochas.

Os granitóides de Pacajá podem representar um grande volume de rochas cogenéticas colocadas em um episódio de magmatismo granítico acompanhado de compressão ocorrido no final do Transamazônico. Estabelecendo comparações com rochas similares da Guiana Francesa e do oeste do continente africano, percebe-se que essas rochas teriam sido produzidas por processos de encurtamento crustal, anatexia e colocação de plútons graníticos ao longo de zonas de cisalhamento entre 2,09 e 2,08 Ga, como propuseram Vanderhaeghe *et al.* (1998) ou, alternativamente, a partir de material juvenil oriundo de pluma mantélica. Para a região estudada, os dados disponíveis não permitem concluir ainda se esses granitóides são produto de material juvenil ou se sua geração envolveu o retrabalhamento de uma crosta mais antiga. Esse tema está previsto para uma outra etapa desse trabalho.

Agradecimentos

Ao Programa de apoio a núcleos de excelência (PRONEX/UFPA);

Ao Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG/UFPA);

Ao Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros;

Ao Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão;

Referências bibliográficas

- Cordani, U.G; Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K.; Sato, K. 1988. The growth of Brazilian Shield. *Episodes*. 11(3) : 163 - 167
- Jorge João X.S., Vale A.G., Lobato T.A.M. 1979. Projeto Altamira, Folha AS.22-Y-D. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, CPRM, Brasília.
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 14:169-186.
- Macambira M.J.B., Barros C.E.M., Silva D., Santos M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás; evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém, SBG-NO, CD-ROM.
- Macambira M.J.B., Silva D.C.C., Scheller T., Barros C.E.M. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at the north of the Carajas Mineral Province. *Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica*, 4, Salvador.
- Santos M.C.C. & Barros C.E.M. 2002. Estudo petrográfico e estrutural de rochas granitóides da região de Novo Repartimento – Pacajá – Anapu, Estado do Pará. XLI Congr. Bras. Geol. João Pessoa, SBG, p. 472.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- Vanderhaeghe O., Ledru P, Thiéblemont D.; Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J.J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *PreCambrian Res.*, 92:165-193.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DE ROCHAS GRANÍTICAS DA REGIÃO DE SERRA PELADA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.

Valéria M. do Nascimento & Carlos E. de M. Barros

UFPA. vmn@ufpa.br, cadu@ufpa.br

Introdução

A Província Mineral de Carajás, situada no sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et. al.*1981), mais exatamente na parte oriental da Província Tapajós, tem merecido um grande destaque no meio geológico devido à sua enorme riqueza mineral (DOCEGEO 1988).

A Serra Pelada, localizada nos domínios da Serra Leste, foi notabilizada por possuir importantes depósitos minerais, a maioria dos quais associados a rochas magmáticas e metamórficas. Um exemplo marcante é representado pelas mineralizações de ouro e platina associadas ao complexo máfico-ultramáfico de Luanga (DOCEGEO1988, Tallarico *et. al.*2000). Nesta área, afloram sobretudo rochas de idade arqueana e granitos anorogênicos de 1.88 (Machado *et al.* 1991).

Objetivos e Métodos

Este trabalho tem como objetivos a cartografia e o estudo estrutural e petrográfico do Granito Formiga e de suas rochas encaixantes.

Os métodos utilizados foram:1)Pesquisa bibliográfica, 2)Mapeamento geológico e coletas de dados estruturais - Os pontos de amostragem foram localizados com o auxílio de GPS e de mapa-base. As atitudes das feições planares e lineares foi feita através de bússula. Os dados estruturais foram lançados no mapa geológico e em seguida tratados em diagramas de pólo, 3)Petrografia e análise modal – Foi realizado um estudo petrográfico macroscópico e microscópico das rochas granitóides. A análise modal permitiu definir diferentes tipos petrográficos.

Geologia da Área

A área estudada situa-se à norte da PA-275 aproximadamente à 40 Km de Serra Pelada.

Segundo Tallarico *et. al.*2000 a Serra Pelada é representada pelo grupo Rio Novo (constituído de: Formação Ferrífera Bandada e rochas máficas/ultramáficas), pelas rochas metasedimentares da formação Rio Fresco, diques de gabros, por intrusão ultramáfica e por diorito representado pelo Granito Formiga. Este granito foi pouco estudado por este autor nesta região merecendo assim um estudo mais detalhado.

Na área em estudo, as rochas granitóides se localizam nas porções arrasadas situadas entre serras de quartzito. De modo subordinado, afloram metabasaltos.

Petrografia do Granito Formiga

Por meio de análise modal foi possível a classificação no QAP (Streckeisen, 1976) das seguintes fácies: biotita-quartzo diorito, biotita-tonalito, biotita-granodiorito e biotita-monzogranito.

A fácies biotita-quartzo diorito em aspecto de campo a rocha possui cinza claro, granulação fina à média, apresenta foliação penetrativa moderada e encontra-se bastante fraturada. Em aspecto microscópico possui textura granular e seus fenocristais de plagioclásio estão fraturados, sendo estas preenchidas por agregados de finos cristais de quartzo, biotita, muscovita e clorita.

A fácies biotita-tonalito em aspecto de campo possui cor cinza médio, granulação fina à média e foliação penetrativa moderada à fraca. Em aspecto microscópico a rocha possui

textura granular e os cristais de quartzo apresentam subgrãos e estão associados a agregados de lamelas de biotita e neoblastos.

A fácies biotita granodiorito em aspecto de campo apresenta cor cinza-escuro, granulação fina à média e foliação penetrativa fraca. Em aspecto microscópico possui textura granular hipidiomórfica. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante, subgrãos e fraturas. Estes cristais possuem contatos denteados com a microclina pertítica.

A fácies biotita monzogranito em aspecto de campo possui cor cinza rosado, granulação média e cristais de k-feldspato alongados. Microscopicamente esta fácies apresenta textura granular os cristais de quartzo presente possuem extinção ondulante, fraturas, subgrãos ou podem ocorrer sob a forma de agregados de neoblastos nas bordas dos cristais maiores. Os contatos são irregulares entre cristais de quartzo e de feldspato.

Geologia Estrutural do Granito Formiga

Foi identificadas estruturas mesoscópicas tais como: -Foliação fraca a moderada de orientação preferencial NW-SE, -Lineações fracas a moderadas representadas por cristais alongados de quartzo e k-feldspato, -Fraturas de direção preferencial NW-SE.

Microestruturas do Granito Formiga

Os aspectos microestruturais do Granito Formiga foram descritos com base na intensidade da deformação e passaram a ser classificados como: a) Rochas fracamente deformadas- apresentam cristais de quartzo com extinção ondulante moderada a forte que evolui para subgrãos e em suas bordas são encontrados neoblastos. Os plagioclásios apresentam localmente *Kink-bands*, b) Rochas moderadamente deformadas- possuem foliações moderadas, os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante forte, subgrãos e uma quantidade significativa de neoblastos em relação ao estágio anterior e c) Rochas fortemente deformadas- foram submetidas a recristalização dinâmica mais intensa. A abundância de neoblastos permite classificar esta rocha como milonitos/ultramilonitos. Os cristais de quartzo constituem-se de finos agregados de neoblastos e encontram-se fortemente orientados. Localmente há porfiroclastos de microclina pertítica disperso em uma matriz formada por finos neoblastos de plagioclásio, quartzo e microclina.

Metabasaltos

Os metabasaltos afloram nas proximidades de contatos com rochas granitóides e ocorrem raramente sob forma de blocos isolados.

Em aspecto de campo possui cor cinza escuro, granulação fina e estrutura maciça. Em aspecto microscópico apresenta textura granoblástica e zoneamento representado por cristais pseudomorfos de actinolita de cor verde pálido no núcleo e bordas de hornblenda de cor verde oliva.

Conclusão

Os granitóides pertencem às séries cálcio-alcálica trondhjemítica (baixo K) e cálcio-alcálica granodiorítica (médio K) e são atribuídas à zona de subducção (Lindemayer & Bowden 1982). Estes granitóides apresentam duas fases de deformação sendo que a primeira é representada por alta temperatura e em condições dúcteis já a segunda fase caracteriza-se por apresentar recristalização dinâmica de cristais de quartzo e feldspato e esta limitada a zonas de cisalhamento decimétrica a centimétricas.

Os metabasaltos apresentam duas fases de metamorfismo: -A primeira fase M_0 possui transformações hidrotermais; metamorfismo submarinho e temperatura próxima de 350°C. -A Segunda fase M_1 apresenta metamorfismo termal provocado pelo Granito Formiga sob temperaturas próximas a 550°C.

A história metamórfica dos metabasaltos se assemelha àquelas das rochas do Supergrupo Itacaiúnas (Lindemayer & Fyfe 1992, Barros *et al.* 2001). Pode-se concluir que os metabasaltos são mais antigos que o Granito Formiga.

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.
- Barros, C.E.M., Barbey, P. & Boullier A.M. 2001a. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, 343, 93-109.
- DOCEGEO (RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO) 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CVRD/SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *Anexo aos anais*, 11-59.
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J.Volc.Geothermal Res.*, 14, 169-186.
- Lindenmayer Z.G. & Fyfe W.S 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Resumos expandidos...*, São Paulo, SBG. v. 2, p. 33-34.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.H. & Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.*, 49:329-354.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Rev.*, 12, 1-33. Suita M.T.F. & Nilson A.A. 1988. Geologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga (Província de Carajás, Pará) e das unidades encaixantes. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 35, Belém, Anais, 6:2813-2823.
- Tallarico F.H.B., Coimbra C.R., Costa C.H.C. 2000. The serra leste sediment-hosted AU-(PD-PT) mineralization, Carajás Province. *Rev.Bras.Geoc.*, 30:226-229.

PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb DO GRANITO SANTA ROSA, REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.

Antonio L. de Paiva Júnior¹, Claudio N. Lamarão¹, Carlos M. D. Fernandes², Sabrina C. C. Pinho¹, Vanessa L. Cruz¹

¹ UFPA/CG/ Departamento de Geoquímica e Petrologia

² Programa de pós-graduação em Mineralogia e Petrologia (IGc-USP)

antoniollima@yahoo.com.br, lamarao@ufpa.br, cmdf@usp.br, spinhoge@hotmial.com
vanacruz@hotmail.com

O magmatismo anorogênico do Cráton Amazônico, um dos mais exuberantes do planeta, é representado por rochas plutônicas e vulcânicas, intermediárias a félsicas, bem como tipos plutônicos máficos subordinados (Bettencourt & Dall'Agnol 1987; Issler & Lima 1987; Bettencourt *et al.* 1991; Dall'Agnol *et al.* 1994, 1999).

Na região de São Félix do Xingu, no contexto da Província Mineral Carajás, esse magmatismo anorogênico está bem representado pelos maciços graníticos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira, 1999), sendo formada por leucogranitos extremamente evoluídos e mineralizados a estanho e pelas rochas vulcânicas do Grupo Uatumã (CPRM/DNPM, 1997; Fernandes, 2005).

O Granito Santa Rosa ocorre na região sul-sudeste do Estado do Pará, a norte, oeste e sudoeste da localidade de São Félix do Xingu, ocorre como pequenos morrotes abaulados e blocos isolados de dimensões métricas, associado às rochas vulcânicas do Grupo Uatumã. (figura 01)

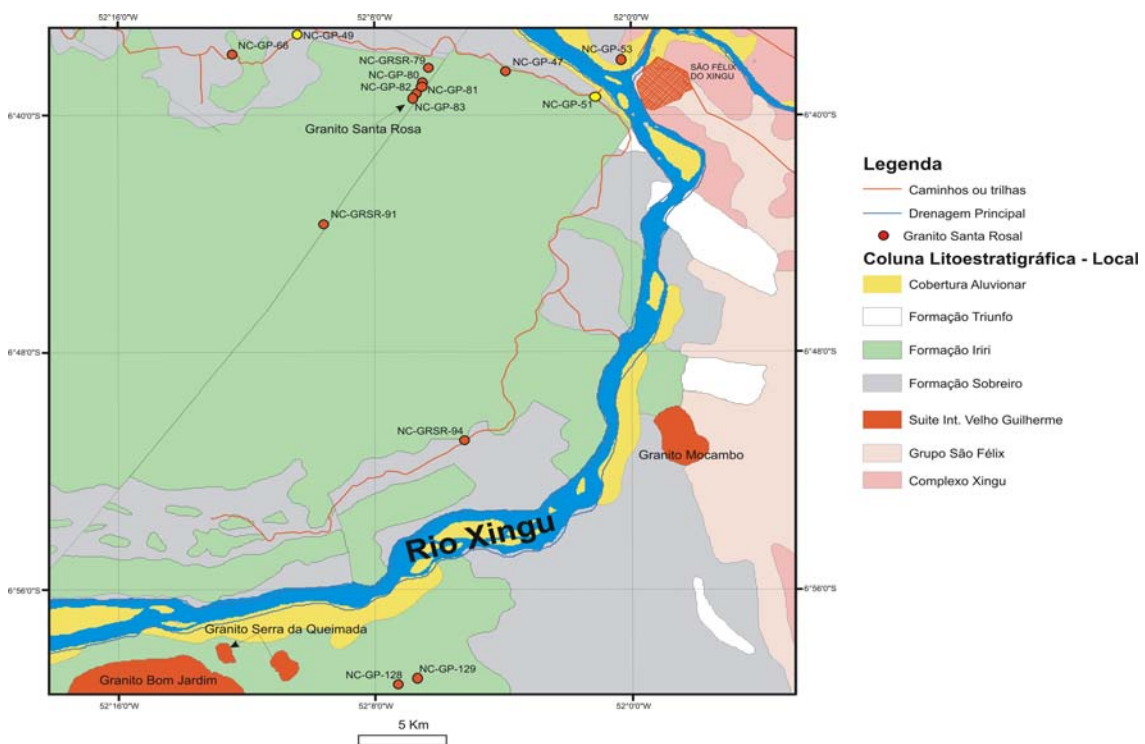


Figura 01- Mapa geológico regional com as ocorrências do Granito Santa Rosa

Composição Mineralógica e Aspectos Texturais

Os estudos petrográficos indicaram que o Granito Santa Rosa é homogêneo e não apresenta variações composicionais e texturais significativas, sendo classificado como biotita Sienogranito (figura 02).

Apresenta textura porfirítica, caracterizada por fenocristais euédricos a anédricos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio de dimensões variáveis, imersos em uma matriz hipidiomórfica heterogranular fina a média, constituída essencialmente de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Exibe aspecto maciço e coloração vermelho tijolo.

Microscopicamente constitui-se essencialmente de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, sendo varietal a biotita que ocorre como restos. Como fases acessórias primárias aparecem zircão, monazita, apatita e minerais opacos. Representam as fases secundárias, ligadas a processos de alteração hidrotermal pós-magmática, sericita, muscovita, epidoto, carbonato, albita e clorita.

O quartzo ocorre em, pelo menos duas variedades, tomando-se por base a textura e a morfologia:

Quartzo 1 (Qtz1): ocorre como fenocristais anédricos a subédricos grossos, às vezes arredondados. Seus contatos com outras fases minerais são retos a irregulares. Mostra-se pouco fraturado, de aspecto limpo e extinção ondulante variando de moderada a fraca. Quartzo 2 (Qtz2): ocorre como grãos subédricos a anédricos finos, em alguns casos fraturados, constituindo a matriz.

O feldspato potássico apresenta-se, de acordo com a textura e morfologia em duas variedades. O tipo 1 (FK1) refere-se aos fenocristais pertíticos (pertitas tipo “*chess-board*”), tabulares, subédricos a anédricos de granulação média a grossa, Seus contatos com outras fases minerais são retos a irregulares. Internamente, apresenta-se parcialmente alterado para argilominerais, sericita, muscovita, clorita, albita e carbonato. O tipo 2 (FK2) corresponde aos cristais da matriz, que em geral, são subédricos a anédricos. Assim como o tipo FK1 é pertítico e desenvolve contatos predominantemente irregulares com outras fases minerais, embora possam ocorrer, subordinadamente, contatos retos. Apresenta-se pouco ou raramente alterado.

O plagioclásio, por sua vez, ocorre segundo três modalidades. O plagioclásio tipo 1 (P1) mostra-se representado por fenocristais tabulares, subédricos de granulação grossa a média. Desenvolve contatos retos e irregulares. Apresenta-se nitidamente maclado, com predominância do tipo albita. Geralmente encontra-se alterado para sericita, muscovita, clorita, epidoto e carbonatos. O plagioclásio tipo 2 (P2) encontra-se presente na matriz, onde se mostra de forma geralmente anédrica. Desenvolve contatos irregulares e interpenetrantes. Por vezes exibe maclas pouco nítidas, com predominância do tipo albita. Os cristais encontram-se quase sempre alterados para sericita, muscovita, clorita, epidoto e carbonato. O do tipo 3 (P3) corresponde a albita dos intercrescimentos pertíticos.

A biotita ocorre como restos formando finos aglomerados quase totalmente cloritizada e/ou oxidada. Costuma exibir freqüentes inclusões de zircão e minerais opacos, que ao contato desenvolve halos pleocróicos. O seu pleocroísmo é muito fraco a ausente.

O zircão ocorre como minúsculos cristais euédricos a anédricos, em geral associados aos restos de biotita, onde como inclusões desenvolve finos halos pleocróicos.

Os minerais opacos formam cristais médios a finos, subédricos, ora dispersos na matriz, ora associados aos restos de biotita e clorita.

A apatita é pouco freqüente; desenvolve finos cristais aciculares e encontra-se geralmente associada ao zircão e aos minerais opacos. O mesmo ocorre em relação à monazita.

As fases secundárias, sericita e muscovita formam finas lamelas intimamente associadas a processos de alteração hidrotermal pós-magmáticos que afetaram os

plagioclásios em diferentes graus. Em condições semelhantes, ocorre o epidoto. O carbonato apresenta-se ora com alteração dos feldspatos ora como aglomerados independentes dispersos na matriz ora preenchendo microveios. A clorita, por sua vez, forma finas lamelas anédricas associadas à desestabilização dos feldspatos e agregados de lamelas subédricas dispersos na matriz, intimamente ligadas à alteração da biotita. Apresenta pleocroísmo moderado variando de verde-escuro (Z e Y) a verde-pálido amarelado (X).

As observações petrográficas voltadas a caracterizar a ordem de cristalização das fases minerais desse granitóide indicam a seguinte seqüência:

1) As fases minerais acessórias representadas por zircão, monazita, apatita e minerais opacos são precoces em relação às fases essenciais e à biotita. Isso é sustentado pelo fato desses minerais ocorrerem como inclusões nessas fases maiores.

2) Quartzo, plagioclásio e feldspato potássico ocorrem lado a lado, não tendo sido observadas relações de inclusões entre os mesmos. Assim, ao que tudo indica, esses minerais iniciaram sua cristalização dentro de intervalos de temperatura e pressão mais ou menos equivalentes.

3) A biotita, único mineral ferromagnesiano presente, é tardia, pelo menos em parte, visto que ocorre de forma intersticial em relação às fases essenciais.

4) As demais fases estão associadas ao estágio de alteração tardi a pós-magmática.

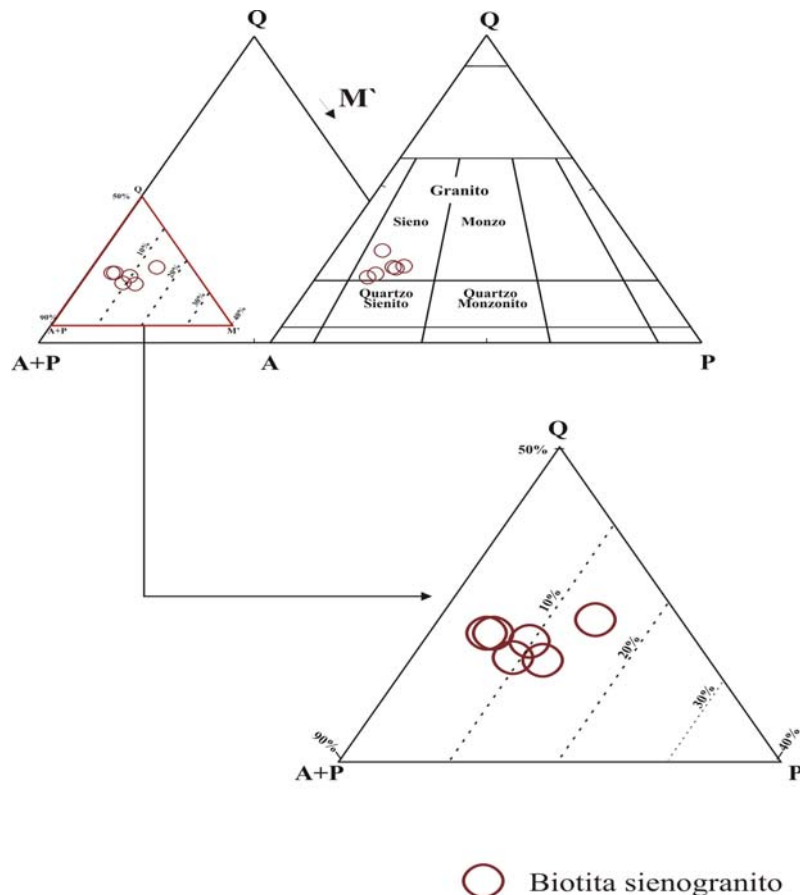


Figura 02 – Diagrama Triangular Q-A-P e Q-A+P-M' (Streckeisen 1976) mostrando a distribuição composicional modal do Granito Santa Rosa.

Geocronologia

Para as datações geocronológicas do Granito Santa Rosa foram selecionadas as amostras NC-GP-52 e NC-GP-49. Na primeira, constatou-se que os grãos de zircão selecionados apresentavam baixo grau de metamictização e poucas fraturas sendo, portanto, indicados para análises. Na segunda, a presença de grãos metamíticos obrigou um maior número de análises.

Para a amostra NC-GP-52 foram selecionados seis grãos de zircão, sendo que cinco deles apresentaram resultados satisfatórios e definiram uma idade média de 1887 ± 2 Ma, interpretada como idade de cristalização. Para a amostra NC-GP-49 foram selecionados doze grãos e apenas quatro deles (2, 3, 6 e 11) forneceram bons resultados e uma idade média de 1888 ± 3 Ma, coincidente com a da amostra anterior e interpretada como idade mínima de cristalização do Granito Santa Rosa. As idades obtidas são coincidentes com aquelas obtidas em outros corpos granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira, 1999; Teixeira *et al.*, 2002). Tal fato permite incluir preliminarmente o Granito Santa Rosa nesta Suíte Granítica.

Referências Bibliográficas

- Bettencourt J.S., Dall'Agnol R. 1987. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, CBPM/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Excursion Guides, Salvador, pp.49-87
- Bettencourt J.S.; Leite JR., U.B., Payolla B.L.; Dall'Agnol R. 1991. The rapakivi granites of the south-southwestern sector of the Guaporé Shield (western margin of the Amazonian Craton), Brazil. In: Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, *Abstract Volume*, Helsinki, Finland, pp.19.
- CPRM/DNPM, 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará. Brasília, 344p.
- 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. *Mineralogy and Petrology*, **50**: 113-138
- Dall'Agnol R., Scaillet B., Pichavant M. 1999c. Evolution of A-type granite magmas: an experimental study of the Lower Proterozoic Jamon Granite, eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*. **40** (11): 1673-1698.
- Fernandes C.D.F. *Geologia, geoquímica e geocronologia das vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), província mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 130p.
- Issler R.S.; Lima M.I.C. 1987. Amazonian Craton (Brazil) granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(4), pp. 426-441.
- Teixeira N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, USP,
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R., Macambira E.M.B. 2002a – Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Res.* **119**, 329-353.

ESTUDO ISOTÓPICO ($\delta^{13}\text{C}$ E $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) DE MÁRMORES NEOPROTEROZÓICOS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ, CINTURÃO ARAGUAIA.

¹Nivia O. da Costa, ¹Candido A. V. Moura, ²Rosemary B. Monteiro

¹Centro de Geociências-UFPA. nivia_costa@yahoo.com.br, candido@ufpa.br

²Bolsista DTI-D do CNPq. meribrabo@hotmail.com

Introdução

Os isótopos de carbono e estrôncio são de grande importância nos estudos de seqüências carbonáticas do Neoproterozóico, pois auxiliam na determinação da idade de deposição dos carbonatos, além de permitir reconhecer eventos de glaciação nesta era. Em função disso, no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), tem sido feito estudos isotópicos em seqüências carbonáticas do Cinturão Araguaia. Neste trabalho são apresentados os dados obtidos em carbono ($\delta^{13}\text{C}$), oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) em mármores da Formação Xambioá, Cinturão Araguaia, com o intuito de determinar a idade de deposição sedimentar destas rochas e investigar eventuais relações com as glaciações do Neoproterozóico.

Contexto Geológico

O Cinturão Araguaia é uma faixa alongada no sentido norte – sul, com cerca de 1200 Km de comprimento e 100 Km de largura, localizada na porção central do Brasil. Ela é constituída de rochas sedimentares (pelitos e psamíticos) metamorfizadas a grau variando de anquimetamórfico (a oeste) até anfibolito médio na porção mais a leste. Em menor proporção ocorrem rochas máficas e ultramáficas e corpos graníticos sin- a tarditectônicos. Estas rochas foram agrupadas nos grupos Estrondo e Tocantins. O primeiro é constituído de quartzitos puros e micaceos, e xistos com granada e estauroлита (Fm. Morro do Campo); e biotita xisto, xisto feldspático, calcó xisto, mármores e anfibolitos (Fm Xambioá). O Grupo Tocantins, situado na porção oeste do cinturão (Fig. 1), é constituído de clorita xisto com quartzitos e filitos em menores quantidades (Fm Pequizeiro), e filitos, ardósias, metaarcósio, metacalcário, e quartzitos (Fm Couto Magalães). (Alvarenga et al. 2000). Na porção setentrional do cinturão, no seu lado leste, ocorrem janelas do embasamento onde afloram ortognaisses arqueanos (2.85 Ga) e Paleoproterozoico (1,85 Ga). Na por meridional o embasamento, de idade arqueana (2,6 Ga) e paleoproterozoica (2.1 Ga e 1.85 Ga), aflora de modo mais contínuo (Fig.1) (Alvarenga et al. 2000).

Métodos de Amostragem e de Análises Isotópicas

A descrição de testemunhos, assim como a confecção de lâminas e a pulverização do material utilizado nas análises isotópicas, foram realizadas a partir de dezoito segmentos oriundos de único furo de sondagem, com aproximadamente 100 metros de profundidade, localizado em um corpo de rocha carbonática metamorfizada (mármore), que integra o conjunto de litotipos pertencentes à Formação Xambioá. A análise isotópica de carbono e oxigênio foi realizada no espectrômetro de massa Finigan MAT 252, do Laboratório de Geologia isotópica da UFPA (Pará-Iso). Este equipamento está acoplado a um sistema de extração *on line* de CO_2 em carbonatos, denominado KIEL-III, voltado especificamente, para análises isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos. Neste sistema, a amostra de carbonato reage sob vácuo com ácido fosfórico na temperatura de 70° , liberando CO_2 que é então introduzido no espectrômetro de massa é analisado para determinar a composição

isotópica de oxigênio e carbono. Os resultados analíticos obtidos são representados em desvios *per mil* em relação ao padrão PDB.

Para análise isotópica do estrôncio a abertura da amostra foi feita com HCl bidestilado 2,5N. O estrôncio foi separado com resina específica seguindo a metodologia adotada por Belúcio *et al.* (2001). A razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi determinada no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 do Pará-Iso, utilizando o sistema de multicoleção no modo estático.

Petrografia dos Mármore da Formação Xambioá

O mármore da Formação Xambioá no furo de sondagem estudado apresenta-se na forma de leitos de coloração cinza claros e escuros alternados. Os níveis cinza claro são mais ricos em calcita e, em menor quantidade ocorre a dolomita. Secundariamente ocorre quartzo, mica branca, apatita, minerais opacos. A textura granoblástica é predominante e subordinadamente observa-se a textura lepidoblástica definida pela orientação das micas. As bandas cinza-escuras são compostas, predominantemente, por dolomita e secundariamente por calcita. Como acessórios ocorrem quartzo, mica branca, apatita e minerais opacos. Predomina a textura granoblástica inequigranular, no entanto, ocorrem algumas porções equigranulares.

Geoquímica Isotópica

Análise da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostrou comportamento distinto entre os diferentes leitos de mármore. Os valores mais altos desta razão estão associados aos níveis dolomíticos, que pode atingir até 0,710. Por outro lado, aos valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nas faixas ricas em calcita são mais baixos e variam entre 0,7078 e 0,7075. Baseado na curva de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Neoproterozoico proposta por Jacobsen & Kaufman (1999), os resultados razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos nos carbonatos da Formação Xambioá, sugerem que a deposição destas rochas pode ter se dado entre o Sturtiano e o Vendiano (Fig. 2).

Análise dos isótopos de C e O

Os dados isotópicos de C & O são de certa forma consistentes e com pouca variação. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre 2,68‰ e -0,26‰ (per mil), sendo que no mármore calcítico encontra-se na faixa entre 1,29‰ e -0,26‰, e no mármore dolomítico está na faixa entre 2,68‰ e 0,30‰. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ estão situam-se entre -2,23‰ a -6,19‰, sendo que no mármore calcítico varia entre -4,82‰ e -6,19‰ e no dolomítico varia entre -2,23‰ e -4,86‰. Os valores $\delta^{18}\text{O}$ (-2,23‰ a -6,19‰) sugerem que o metamorfismo não afetou a composição isotópica do carbono. Utilizando a curva de evolução do $\delta^{13}\text{C}$ no Neoproterozoico proposta por Jacobsen & Kaufman (1999), observa-se que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ muito altos no intervalo entre o Vendiano e Sturtiano, e que estes valores decrescem em função de eventos de glaciações que ocorreram nestes períodos (575 e 595 Ma no Vendiano e 750-720 Ma no Sturtiano). Com isso acredita-se que a deposição destes carbonatos pode ter se dado próximo de uma destes dois eventos de glaciação (Fig. 3).

Discussões e Conclusões

Os dados obtidos no presente trabalho mostram que o mármore da Formação Xambioá é composto por faixas alternadas de dolomita e calcita, e que não obedece uma distribuição sistemática. Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ estão na faixa entre 0,7075 e 0,710, sendo que os valores mais altos (0,708 – 0,710) são encontrados em mármore dolomíticos, enquanto que os valores mais baixos (0,7075 – 0,7078) ocorrem em mármore calcíticos. Neste caso, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre 2,68‰ e -0,26‰ refletem, portanto, valores originais. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos mármore calcíticos, e os valores $\delta^{13}\text{C}$ sugerem que a deposição dos

carbonatos estudados pode ter sucedido os eventos de glaciações ocorridas no Vendiano (575 e 595 Ma), ou no Sturtiano (720 a 750 Ma). Entretanto, os dados existentes não permitem definir entre esses períodos.

Referências

- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguai and Araguaia belts. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos eds. *Tectonic Evolution of South America*. pp 183-193.
- Belúcio E. F., Moura C. A V, Távora V. A. 2001. Estudo da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em macrofósseis da Formação Pirabas, nordeste do Estado do Pará. Congresso Brasileiro de Geoquímica, 8. Boletim de resumos, SBGq: 58.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**:37-57

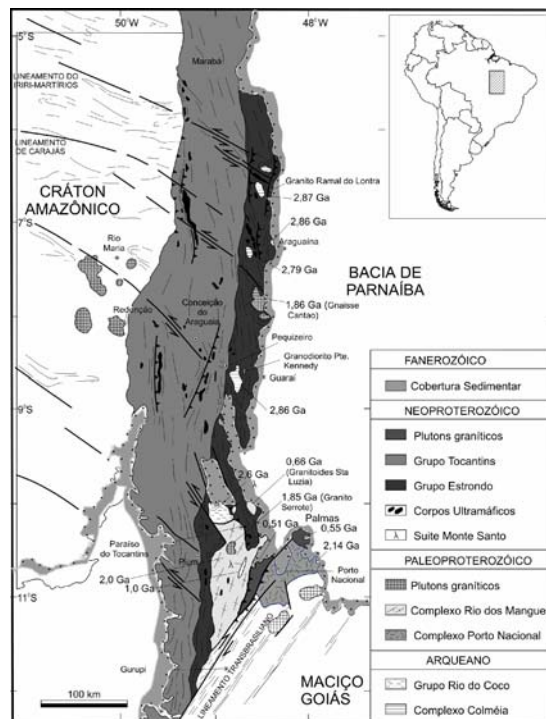


Figura 1: Mapa geológico do Cinturão Araguaia. Modificado de Alvarenga et al. (2000).

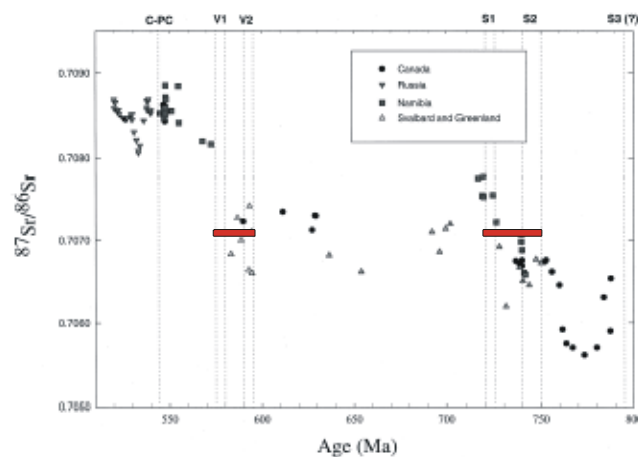


Figura 2: Variação temporal da $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos do Neoproterozóico, estimando a idade de deposição dos carbonatos, possivelmente próximos a eventos de glaciações ou Vendiano ou Sturtiano. Modificado de Jacobsen & Kaufman (1999).

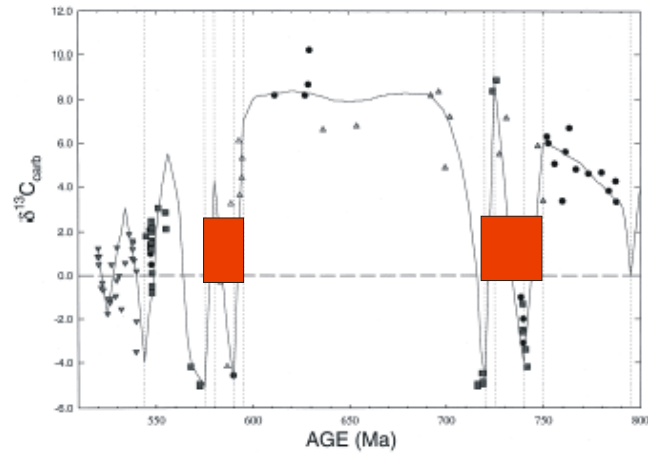


Figura 3: Variação temporal do isótopo $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ dos carbonatos do Neoproterozóico, estimando a idade de deposição dos carbonatos, possivelmente próximos a eventos de glaciações ou Vendiano ou Sturtiano. Modificado de Jacobsen & Kaufman (1999).

Agradecimentos

Este trabalho foi desenvolvido com o apoio do projeto PRONEX e do PIBIC/CNPq

GRANITÓIDES PROTEROZÓICOS E SUAS IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO CRUSTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO

**Roberto Dall'Agnol¹, Hilton T. Costi^{1,2}, Claudio N. Lamarão¹, Nilson P. Teixeira^{1,5},
Jorge S. Bettencourt³, Leda M. Fraga⁴**

¹Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, Centro de Geociências, UFPA. robdal@ufpa.br, lamarao@ufpa.br

²Museu Paraense Emilio Goeldi. tulio@museu-goeldi.br

³Instituto de Geociências, USP. jsbetten@usp.br

⁴Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. leda.mari@rj.cprm.gov.br

⁵In memoriam

Foi obtido um avanço notável no conhecimento da evolução geológica do Cráton Amazônico na última década. Isso se deveu em grande parte a retomada do mapeamento geológico utilizando, além das técnicas clássicas, aerolevantamentos geofísicos, produtos diversos de sensoriamento remoto e sistemas geo-referenciados. A disseminação de pesquisas de cunho acadêmico, gerando grande volume de novos dados geocronológicos, isotópicos, petrológicos e geoquímicos, também representou uma grande contribuição. Cabe ressaltar, ainda, o expressivo aporte de informações de metalogênese, refletindo os inúmeros depósitos minerais identificados e a expansão do setor mineral na região. A maior integração entre empresas, órgãos públicos, institutos de pesquisa e universidades exerceu igualmente um papel positivo.

As informações disponíveis revelam que os domínios de crosta arqueana do cráton têm distribuição mais restrita do que inicialmente suposto (Dall'Agnol et al. 2000). Apenas as províncias Carajás e Imataca formaram-se essencialmente no Arqueano, embora tenham sido identificados importantes domínios arqueanos no Amapá (Avelar 2002; Rosa-Costa et al. no prelo) e haja evidências isotópicas de que a crosta arqueana se estendia para oeste, pelo menos até a região Xingu-Iriri (Teixeira et al. 2002, Lamarão et al. 2005). O quadro atual revela que a maior parte do cráton formou-se no Proterozóico, mais especificamente no Paleo e Mesoproterozóico. A ausência no Cráton Amazônico de domínios neoproterozóicos, relacionados ao Ciclo Brasileiro, é marcante e o distingue em termos tectônicos das demais províncias da Plataforma Brasileira, onde a influência desse ciclo é notável (Brito Neves 1999).

Rochas granitóides são fundamentais para a compreensão da evolução crustal porque funcionam, quando se dispõe de determinações precisas de suas idades, como marcadores temporais dos sucessivos eventos responsáveis pela formação de crosta. Além disso, suas assinaturas geoquímicas e isotópicas auxiliam na definição de ambientes geológicos e tectônicos e são fundamentais para esclarecer a origem dos magmas (Dall'Agnol et al. 1999). Estudos estruturais de corpos granitóides (Barros et al. 2001) contribuem, ainda, para esclarecer o estado físico de suas encaixantes quando da colocação e o nível de exposição da crosta. Finalmente, há uma relação direta entre tipologia e condições de oxidação em que se formam os granitos, com o seu potencial metalogénico (Blevin et al. 1996).

Sem ter a pretensão de discorrer sobre todas as associações de granitóides proterozóicos do cráton, pretende-se nessa síntese destacar aquelas que exerceram um papel determinante na evolução proterozóica de suas principais províncias, partindo das experiências e visão dos autores do presente trabalho. Fica implícita nessa opção que muitas

associações não serão mencionadas, não por serem consideradas necessariamente menos importantes, mas também em função das informações disponíveis para os autores. Diversos trabalhos em andamento trarão certamente novas contribuições expressivas para aprimorar o quadro atual.

Granitóides proterozóicos têm ampla distribuição em todas as províncias do Cráton Amazônico, incluindo a província arqueana de Carajás. Na Província Maroni-Itacaiúnas, tem-se o quadro mais completo da evolução do cráton no final do Paleoproterozóico e da atuação do Ciclo Transamazônico. Estudos realizados na Guiana Francesa e Amapá (Avelar 2002, Delor et al. 2003, Rosa-Costa et al. no prelo) revelaram eventos magmáticos que marcam diferentes estágios da evolução transamazônica: gabros e tonalitos juvenis do estágio oceânico (2,26-2,20 Ga); tonalitos e trondhjemitos cálcico-alcálicos, relacionados a arcos de ilha ou arcos magmáticos (2,19-2,16 e 2,15-2,13 Ga); granitóides de retrabalhamento crustal do estágio sin-colisional (2,11-2,08 Ga); leucogranitos associados a zonas de cisalhamento transcorrentes e charnockitos a zonas extensionais (2,07-2,03 Ga).

Na Província Tapajós (Klein & Vasquez 2000, Santos et al. 2000, Lamarão et al. 2002, 2005; Vasquez et al. 2002), Granitóides Cuiu-Cuiu com idade de 2,05, são seguidos por magmatismo cálcico-alcálico, representado pelas vulcânicas intermediárias a félsicas Vila Riozinho (~2,0 Ga) e pelos granitóides Creporizão (~1,98-1,96). Houve uma retomada da atividade magmática a ~1,88 Ga, quando deu-se a formação dos granitóides cálcico-alcálicos alto K Parauari, bem como das vulcânicas félsicas Iriri/Moraes Almeida e dos granitos das suítes Maloquinha e Caroçal, com afinidade subalcálica. Um quadro similar é observado no norte de Roraima (Fraga et al. 1997, Reis et al. 2000), onde os granitóides pós-colisionais cálcico-alcálicos da Suíte Pedra Pintada e as vulcânicas Surumu associadas (2,0-1,96 Ga) são seguidos pelos granitos subalcálicos da Suíte Saracura (1,92 Ga).

O mais marcante evento magmático do Proterozóico ocorreu em torno de 1,88 Ga. Ele tem registros na maior parte do cráton e se relaciona com tectônica extensional. Afetou intensamente a Província Carajás, cujo embasamento arqueano foi intrudido por suítes intraplacas do tipo A, colocadas em níveis crustais rasos, representadas pelas suítes Jamon, Velho Guilherme e Serra dos Carajás (Dall'Agnol et al. 2005). Seqüências vulcânicas e diversas suítes graníticas dessa mesma idade são muito abundantes na Província Amazônia Central, se estendendo da região Xingu-Iriri até o sul do Escudo das Guianas, atingindo Roraima Central (Fraga 2002). Na região de Pitinga, a seqüência vulcânica Iricoumé, dessa idade, é cortada pelos granitos alcálicos fortemente mineralizados em Sn, Nb e F, da Suíte Madeira com idades de 1,83-1,82 Ga (Costi et al. 2000).

No Cinturão Guiana Central e no domínio NW do Escudo das Guianas, há registro de grande evento formador de granitos rapakivi (Suítes Mucajaí, Surucucu e Parguaza), em torno de 1,55 Ga. Em Roraima central esse magmatismo rapakivi foi acompanhado pela formação do anortosito Repartimento e de quartzo-mangeritos, todos eles seccionando ortogneisses tipo A e charnockitos intensamente deformados com idades de ~1,94-1,91 Ga (Fraga 2002).

A evolução das províncias Rio Negro, Rondônia e parte oeste da Juruena se distingue das anteriores por ter se dado posteriormente ao evento de 1,88 Ga. Na Província Rio Negro, granitóides e gnaisses cálcico-alcálicos(?), com idades de 1,8 a 1,55 Ga, são dominantes. Eles são seguidos por granitos tipo A, ricos em titanita e oxidados (Suíte Rio Uaupés), e por granitos peraluminosos, afins do tipo S (Suíte Içana).

No SW de Mato Grosso, há claras indicações de processos de acreção crustal nesse mesmo período. O Terreno Jauru, o mais antigo da região, com idade de ~1,75 Ga, é formado por *greenstone-belts* associados com tonalitos e trondhjemitos e granitóides variados (Geraldés et al. 1999, Leite & Saez 2000). Os mesmos são seguidos pelos granitóides cálcico-

alcalinos da Suíte Cachoeirinha (~1,55 Ga), pelas seqüências do Terreno Rio Alegre, um provável novo arco juvenil com idade de ~1,50 Ga, e pela Suíte granítica Santa Helena (1,45 Ga). Neste período, o Terreno Jauru foi seccionado por um magmatismo bimodal (Suíte Rio Branco e máficas associadas; 1,47-1,42 Ga).

A Província de Rondônia é marcada pela ocorrência de sucessivos eventos formadores de granitos tipo A, estendendo-se de 1,6 a 1,0 Ga (Bettencourt et al. 1999). O embasamento, formado pelo Complexo Jamari e similares (~1,85-1,75 Ga), é seccionado pela Suíte rapakivi Serra da Providência (1,62-1,57 Ga), pelas suítes graníticas Santo Antonio, Teotônio e Alto Candeias, com charnockitos, mangeritos e gabros associados (1,40-1,35 Ga), e, bem mais tardiamente, pelas suítes de granitos estaníferos (Suíte Santa Clara, 1,08 Ga e Granitos Jovens de Rondônia, 1,0-0,98 Ga).

Os dados isotópicos de Nd de diferentes suítes graníticas auxiliam sobremaneira a compreender a evolução crustal do cráton, permitindo a distinção entre os domínios arqueanos e aqueles formados essencialmente no Paleoproterozóico e relacionados ao Ciclo Transamazônico. Os terrenos mais jovens do cráton, formados no final do Paleoproterozóico e no Mesoproterozóico, também apresentam uma assinatura isotópica característica que permite a sua individualização dos mais antigos.

Em síntese, os granitóides mais antigos de cada província possuem afinidade cálcico-alcalina e são interpretados como relacionados com processos de subducção. Eles são seguidos na Província Maroni-Itacaiúnas por granitóides Mg-potássicos, charnockíticos e peraluminosos colisionais a pós-colisionais. Tectonismo distensivo em áreas estabilizadas do cráton foi responsável por um importante magmatismo tipo A, que se estendeu de 1,88 no leste a 0,98 Ga no SW do cráton. Esse magmatismo é do tipo rapakivi, possuindo notáveis similaridades com seus equivalentes da Fennoscandia e da América do Norte. Um evento magmático extensional de 1,88 Ga é marcante na maior parte do cráton, sendo registrado por extenso vulcanismo e plutonismo predominantemente ácido.

Referências

- 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. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará.
- Barros, C.E.M.; Barbey, P.; Boullier, A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil), *Tectonophysics*, **33**: 93-109.
- Bettencourt, J.S.; Tosdal, R.M.; Leite, W.B., Jr.; 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 Res.*, **95**: 41-67.
- Blevin, P.L.; Chappell, B.W.; Allen, C.M. 1996. Intrusive metallogenic provinces in eastern Australia based on granite source and composition. *Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sciences*, **87**: 281-290.
- Brito Neves, B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**: 379-392.
- Costi, H.T.; Dall'Agnol, R.; Moura, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian craton, northern Brazil. *Intern.Geol. Rev.* **42**: 832-849.
- Dall'Agnol, R.; Ramo, 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.; Lafon, J.-M.; Fraga, L.M.; Scandolara, J.; Barros, C.E.M. 2000. The Precambrian Evolution of the Amazonian Craton: one of the last Unknown Precambrian Terranes in the World. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro: CPRM. (CD ROM). K.4
- 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: 101-129.
- Delor, C.; Lahondère, D.; Egal, E.; Lafon, J.M.; Cocherie, A.; Guerrot, C.; Rossi, P.; Trufert, C.; Theveniaut, H.; Phillips, D.; Avelar, V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, 2-3-4, 5-57.
- Fraga, L.M. 2002. A associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes Paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 351 pp.
- Fraga, L.M.B.; Almeida, M.E.; Macambira, M.J.B. 1997. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the State of Roraima, Brazil. South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, pp. 115-116.
- Geraldes, M.C.; Matos, J.; Ruiz, A.; Fetter, A.H.; Kozuch, M.; Van Schmus, W.R.; Tassinari, C.C.G.; Teixeira, W. 1999. U/Pb constraints on Proterozoic magmatic arcs in SW Amazonia craton, Brazil. South Amer. Symp. Isot. Geol., II, *Actas*, pp. 68-71.
- Klein, E.L. & Vasquez, M.L. 2000. Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha SB.21-Z-A – Vila Riozinho, Estado do Pará, escala 1:250.000. Nota Explicativa. CPRM – Serviço Geológico do Brasil (CD-ROM).
- 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 Res.*, 119: 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, Amazonian craton. *J. South Amer. Earth Sci.*, 18: 277-292.
- Reis, N.J.; Faria, M.S.G.; Fraga, L.M.B.; Haddad, R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaina event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 380–383.
- Rosa-Costa, L.T.; Lafon, J.M.; Delor, C. no prelo. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Res.*
- 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 Res.*, 3: 453–488.
- Teixeira, N.P.; Bettencourt, J.S.; Moura, C.A.V.; Dall' Agnol, R.; Macambira, E.M.B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Res.*, 119: 257–275.
- Vasquez, M.L.; Ricci, P.S.F.; Klein, E.L. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brasil, vol. 3, pp. 67-83.

PETROLOGIA MAGNÉTICA DO GRANITO ANOROGÊNICO BANNACH, TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA, PARÁ.

José de A. C. de Almeida^{1,3}, Roberto Dall'Agnol^{1,2}, Fabriciana V. Guimarães¹

¹Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG), Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará

²Departamento de Petrologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará

³Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG), Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará
ari@ufpa.br, robdal@ufpa.br, fabricia@ufpa.br

Introdução

O magmatismo anorogênico Proterozóico do Cráton Amazônico é um dos mais expressivos do mundo. O Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) da Universidade Federal do Pará tem desenvolvido diversos estudos sobre corpos anorogênicos de idade paleoproterozóica na região de Rio Maria, sudeste do estado do Pará. Uma das linhas de pesquisa do GPPG está relacionada ao estudo da suscetibilidade magnética e dos minerais opacos, e vem fornecendo importantes contribuições em trabalhos de cunho petrológicos, além de subsidiar na definição da tipologia e nas condições de fugacidade de oxigênio ao longo da evolução dessas rochas (Dall'Agnol et al 1997, Oliveira 2001). Este trabalho foi realizado objetivando relacionar o comportamento magnético com os processos magmáticos e pós-magmáticos atuantes ao longo da evolução do magma Bannach, bem como discutir as condições de fugacidade de oxigênio presentes nos diferentes estágios de cristalização do mesmo, utilizando-se para isso os dados de suscetibilidade magnética e dos minerais óxidos de Fe e Ti, integrados com os de petrografia e geoquímica.

Aspectos Gerais

O Granito Bannach é um corpo alongado na direção SE-NW de idade paleoproterozóica, intrusivo em *greenstone belts* e granitóides de idade arqueana pertencentes ao Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, sudeste do estado do Pará (Figura 1). O batólito é constituído por três conjuntos de rochas monzograníticas: fácies portadoras de anfibólio + biotita ± clinopiroxênio de granulação grossa; fácies portadora de biotita com textura porfirítica; e fácies leucograníticas com termos grossos, médios e finos.

As dificuldades de acesso à porção sul do corpo não permitiram uma amostragem detalhada, embora tenham possibilitado estender sem nenhuma dúvida os domínios do Granito Bannach para esta área. Em razão disso o presente estudo foi realizado nas porções central e norte do corpo.

Suscetibilidade Magnética

O maciço Bannach possui elevados valores de suscetibilidade magnética (SM) ($> 1,078 \times 10^{-3}$), comparativamente a média de SM para granitos. Os dados de SM foram avaliados com base em gráficos de probabilidade e em polígono e histograma de frequência (Figura 2), que permitiram identificar cinco populações (A, B, C, D e E), com diferentes características magnéticas, as quais se correlacionam coerentemente com a evolução magmática do corpo (fácies portadoras de anfibólio + biotita ± clinopiroxênio → fácies portadora de biotita → fácies leucograníticas). De modo geral, as fácies mais ricas em anfibólio (fácies portadoras de anfibólio + biotita ± clinopiroxênio) concentram-se nas populações E, D e C de mais alta SM, sendo que os valores intermediários, correspondente à população B, são observados nas rochas onde a biotita predomina sobre o anfibólio (fácies portadora de biotita), ao passo que os menores valores de SM, correspondentes a população A, associam-se à fácies leucograníticas.

O mapa de contorno de SM (Figura 3a) permite visualizar vários domínios magnéticos no corpo Bannach, onde se nota que os valores mais elevados de SM estão relacionados às bordas do corpo (Populações E, D e C), ao passo que aqueles menores tendem a ocupar a porção central do mesmo. Um perfil NE-SW (Figura 3b) revela o zoneamento simétrico em termos de SM do Granito Bannach, já que

nas periferias do corpo os valores de SM são muito próximos diminuindo acentuadamente em direção ao centro do maciço. Isso é coerente com a distribuição faciológica do corpo, uma vez que os domínios de mais alta SM (borda do corpo) são espacialmente coincidentes com as fácies portadoras de anfíblio+biotita±clinopiroxênio e os de mais baixa SM com os leucogranitos. Portanto, há, de modo geral, uma forte tendência à diminuição dos valores de SM da borda para o centro do granito, refletindo as relações entre SM e a sua distribuição faciológica..

As correlações positivas entre SM e Fe₂O₃, FeO, MgO e TiO₂, CaO e negativas entre SM e Fe₂O₃/FeO, K₂O e SiO₂ justificam as relações observadas entre SM e o conteúdo mineral das diversas fácies do corpo.

Minerais Opacos

Magnetita (Mt), ilmenita (Ilm), hematita (Ht), pirita, calcopirita, esfalerita e goethita foram os minerais opacos observados no Granito Bannach. A magnetita ocorre como cristais hipidiomórficos geralmente associados aos minerais ferromagnesianos. Nas fácies portadoras de anfíblio + biotita ± clinopiroxênio e nos BMzP, os cristais de magnetita são mais abundantes e mostram-se com uma incipiente martitização nas suas bordas. O conteúdo modal de magnetita nos leucogranitos é bastante reduzido e seus cristais mostram-se mais oxidados em relação à fácies precedentes. A análise textural dos óxidos permitiu reconhecer cinco formas distintas de Ilm: 1- lamelas de exsolução nos cristais de Mt (Ilm do tipo *Trellis* ou *treliça*); 2 - lamelas espessas e contínuas no interior da Mt (Ilm do tipo *Sandwich*); 3 - cristais regulares associados a Mt, encontrados no interior das mesmas (Ilm do tipo *Composite* interna) e em contato externo com ela (Ilm do tipo *Composite* externa); 4 – manchas irregulares dentro dos cristais de Mt (Ilm do tipo *Patch*); 5 – cristais isolados (Ilm do tipo individual). A hematita está presente em todas as fácies, porém com conteúdo modal variável, sempre substituindo a Mt (processo de martitização), comumente desenvolvendo-se ao longo dos planos {111} desse mineral. É frequente nas fácies de leucogranitos, cristais de Mt inteiramente substituídos por hematita.

Conclusão

O Granito Bannach apresenta valores relativamente elevados de SM ($> 1,078 \times 10^{-3}$) e das razões Fe₂O₃/FeO, bem como de minerais opacos (>0,1%) com a magnetita ocorrendo em todas as suas fácies. Esses fatores juntamente com a presença marcante da paragênese magnetita-titanita-quartzo, permitem classificá-lo como um granito da série magnetita (Ishihara 1981), formados em condições de fugacidade de oxigênio (fO₂) próximas daquelas dos tampões NNO e HITMQ (Wones 1989). Essas características que o Granito Bannach apresenta são similares aos outros corpos que compõem a Suíte Jamom (Redenção, Musa e Jamon) (Figura 4), fortalecendo as afinidades existentes entre eles, tanto em termos de comportamento magnético, quanto de tipologia e geoquímica. Todos estes granitos são classificados como tipo A, correspondendo à variedade subalcalina, formada em condições oxidantes (Dall'Agnol et al. 2005).

Com o avanço da diferenciação magmática, crescimento do teor de H₂O no líquido e o aumento relativo de fO₂, em particular nas fácies mais leucocráticas, os valores de SM tendem ser mais baixos, haja vista o conteúdo mais reduzido de opacos e a transformação mais acentuada da magnetita para hematita, em função da maior intensidade das transformações pós-magmáticas. As associações dos minerais formados neste estágio indicam que condições situadas acima do tampão HM devem ter sido atingidas, pelo menos localmente, para justificar a martitização da magnetita. Este processo de oxidação teria sido favorecido nas fácies de leucogranitos, por derivarem de líquidos mais ricos em voláteis.

Bibliografia

Dall'Agnol R., Pichavant M., Champenois M. 1997a. Iron-Titanium Oxide Minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian Region, Brazil: Implications for the Oxygen Fugacity in Proterozoic, A-type Granites. *Anais. Academia Brasileira de Ciências*, **69** (3): 325-347.

- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C.O. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic Rapakivi A-type granite of the Archean Carajás Metallogenetic Province, Brazil. *Lithos.* **80**: 101-129.
- Oliveira D.C. 2001. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética do granito anorogênico Redenção, sudeste do Estado do Pará.* Belém (PA). Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado, 206p.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. In: Skinner, B. J. ed. *Economic Geology*, 75th anniversary Volume, p.458-484.
- Wones d.r. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetita + quartzo in granitic rocks. *american mineralogist*, **74**: 744-749.

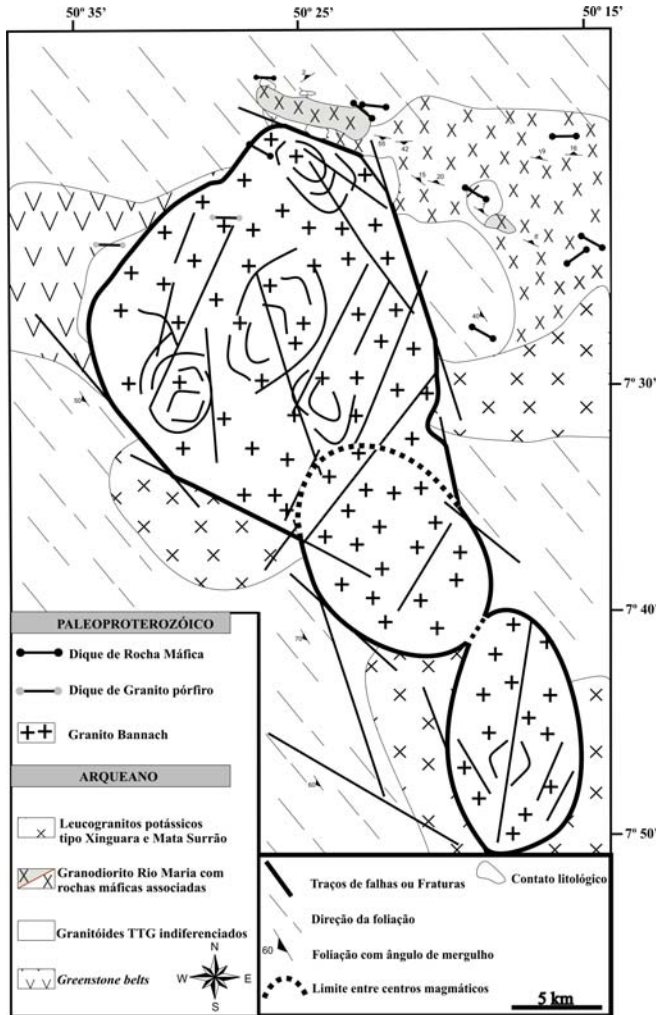


Figura 1 - Mapa Geológico da região de ocorrência do Granito Bannach.

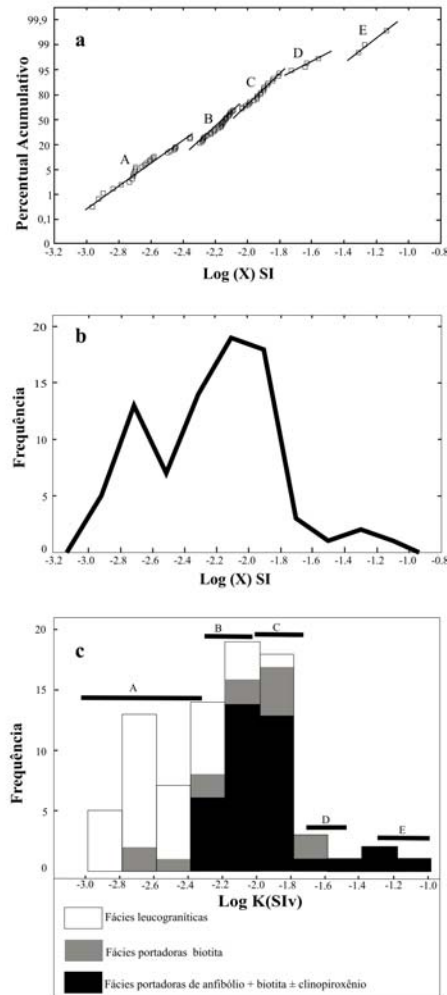


Figura 2 – Gráficos referentes aos dados de SM : (a) Gráfico de probabilidade normal; (b) Polígono e (a) Histograma de freqüência mostrando a distribuição das principais associações de fácies do Granito Bannach. As barras indicam os intervalos de SM das cinco populações.

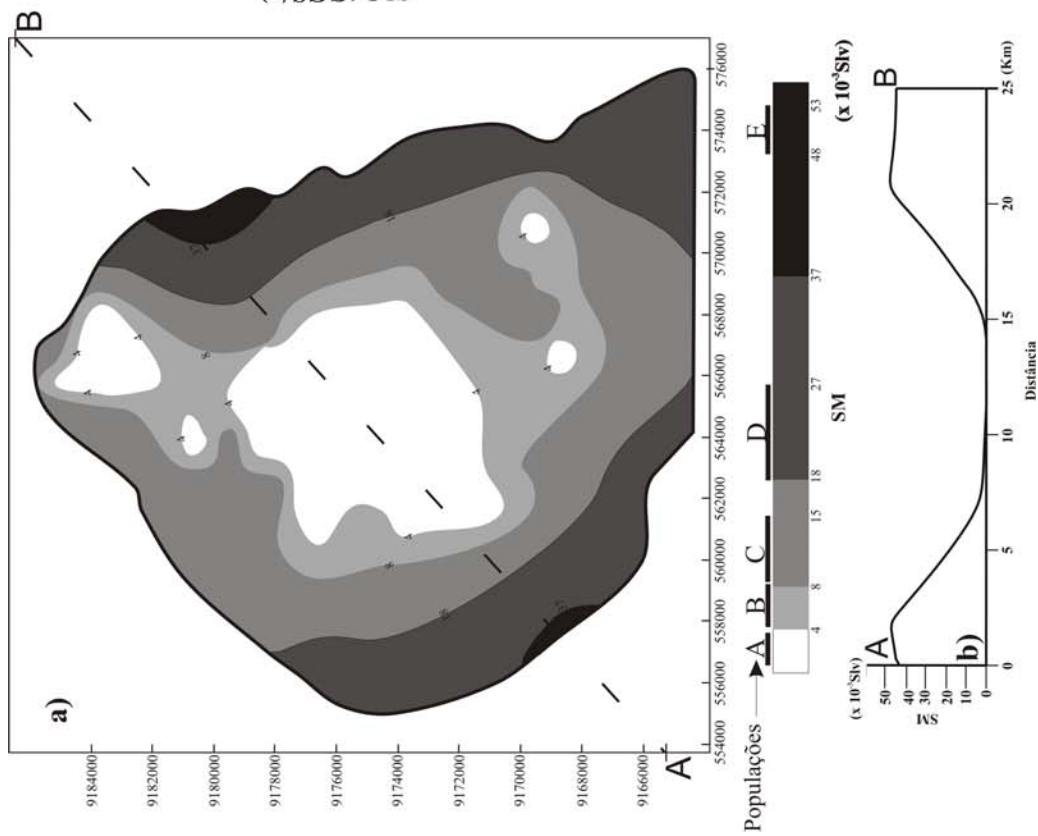


Figura 3 - a) Mapa de contorno de suscetibilidade magnética (SM) do Granito Bannach. Notar que os maiores valores de SM encontram-se nas bordas do corpo, onde ocorrem as fácies menos evoluídas. Ao contrário, na porção central do batólito, na área de ocorrência dos leucogranitos, encontram-se os menores valores de SM; b) Perfil NE-SW (BA) gerado a partir do comportamento magnético das diversas fácies do Granito Bannach.

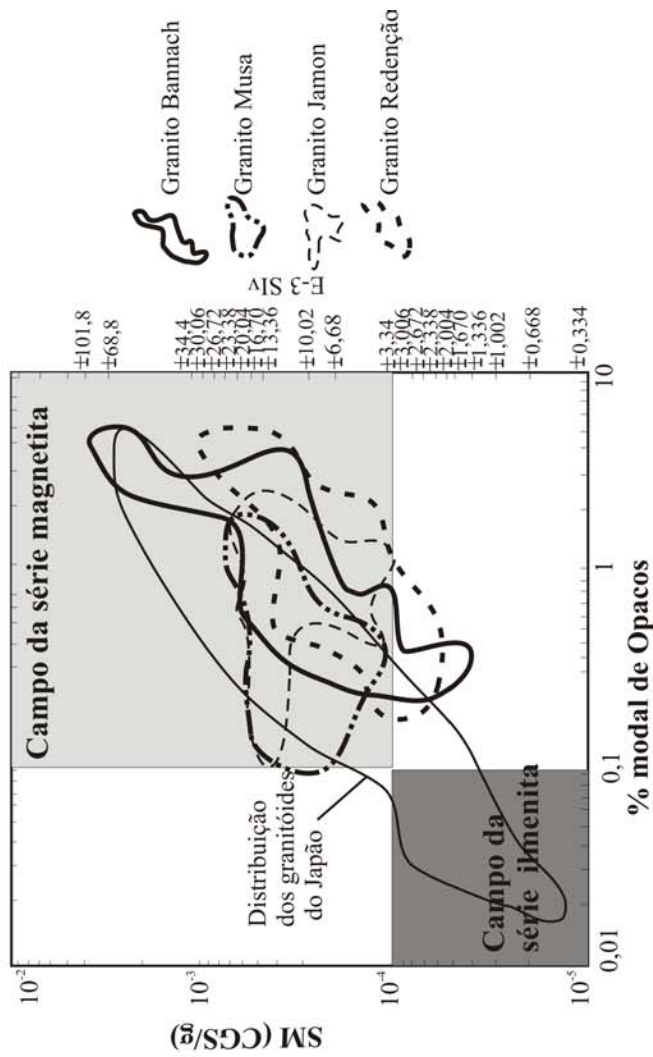


Figura 4 - Relação entre o conteúdo modal de opacos e suscetibilidade magnética dos granitos Bannach, Jamon, Musa e Redenção, mostrando que estes granitos incidem no campo dos granitos a série a magnetita (Ishirara 1981).

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANODIORITO SANUKITÓIDE ARQUEANO RIO MARIA DA REGIÃO DE BANNACH E COMPARAÇÕES COM AS DEMAIS OCORRÊNCIAS NO TERRENO GRANITO GREENSTONE DE RIO MARIA - PARÁ

¹Marcelo A. de Oliveira, ¹Roberto Dall'Agnol, ²Fernando J. Althoff

1 Centro de Geociências – UFPA. Programa de Pós-Graduação em Geologia. mao@ufpa.br, robdal@ufpa.br

2 Universidade do Vale do Rio dos Sinos. althoff@euler.unisinos.br

Introdução

O Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) apresenta um magmatismo granitóide bastante expressivo com idades variando de 2,97Ga a 1,88Ga. Uma das unidades relacionadas a este magmatismo é o Granodiorito Rio Maria (GDr_m), que foi estudado e caracterizado petrológica e estruturalmente a sul de Rio Maria (Medeiros 1987), na região de Xinguara (Leite 2001) e na região de Marajoara (Althoff et al. 2000). O presente trabalho visa a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica das rochas do GDr_m que ocorrem a leste de Bannach, buscando-se uma melhor caracterização desta porção do GDr_m bem como sua comparação com as rochas estudadas nos demais domínios do TGGRM. Pretende-se com isso contribuir para a caracterização dos granodioritos com afinidades sanukitóides presentes no TGGRM.

Granodiorito Rio Maria da Região de Bannach

Geologia

O Granodiorito Rio Maria (GDr_m) ocorre em diversos domínios do TGGRM, no sudeste do Cráton Amazônico. As ocorrências do GDr_m, a leste da cidade de Bannach (GDr_{mB}), situam-se imediatamente a oeste de sua área tipo. Na área estudada, o Granodiorito Rio Maria é intrusivo nas seqüências supracrustais do Supergrupo Andorinhas e admite-se que possua idade similar a das associações de tonalitos-trondhjemitos arqueanos (TTG). Ele é intrudido por leucogranitos correlacionados aos granitos Xinguara e Mata Surrão e pelos granitos paleoproterozóicos Musa e Bannach da Suíte Jamon (Figura 1). As rochas do GDr_m do domínio a leste de Bannach exibem aspecto bastante homogêneo, textura equigranular média a grossa e, de uma forma geral, uma foliação de direção WNW-ESE, além de marcante presença de enclaves máficos (feição comum a todas as ocorrências do GDr_m).

Petrografia

O GDr_m é formado essencialmente por epidoto-biotita-hornblenda-granodiorito com variações bastante localizadas para monzogranitos (Figura 2). As variedades petrográficas do GDr_m apresentam grande similaridade mineralógica e textural e por isso foram descritas conjuntamente. Os plagioclásios e feldspatos alcalinos formam em geral cristais mais desenvolvidos que os máficos, os quais ora estão levemente orientados, ora formam marcantes aglomerados, por vezes de forma arredondada. Na maioria dos cristais de plagioclásio as maclas são apenas parcialmente visíveis devido à forte saussuritização, tendo como principais produtos, sericita, epidoto e carbonato.

O anfibólio é uma hornblenda que apresenta, em graus variáveis, um processo de transformação do anfibólio gerando biotita e, subordinadamente, epidoto e titanita. Em estágios mais avançados desta transformação não há mais vestígios do cristal original, embora em alguns casos possa ser reconhecida a forma da seção basal da hornblenda. A biotita ocorre de duas formas principais, uma primária e outra secundária, ligada à transformação do anfibólio. É comum a associação de epidoto, interpretado como magmático, com cristais

primários de biotita, sendo que o primeiro quando em contato com a mica mostra formas euédricas. Os demais minerais acessórios do GDrM são titanita, opacos, allanita, apatita, turmalina e zircão. Ocorrem em geral inclusos nas fases ferromagnesianas mais precoces.

Geoquímica

As variedades do granodiorito não foram consideradas fácies por não terem sido observados contrastes geoquímicos significativos entre elas. As amostras de granodiorito (62,52 a 66,49%) apresentaram uma variação restrita dos teores de sílica e teores relativamente baixos de Al_2O_3 (média de 14,86%), bem inferiores aos das séries cálcico-alcalinas (Irvine & Baragar 1971,). Seus conteúdos de MgO são elevados (2,29% de média), assim como os teores de CaO e Na_2O (>4%), já os de K_2O são moderados (média de 3,23%) (Tabela 1). O GDrM mostra tipicamente valores mais altos dos óxidos contidos em minerais ferromagnesianos ($5,77\% < Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2 < 12,68\%$) e mais baixos de Al_2O_3 , quando comparado com os granitóides TTGs arqueanos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (Althoff 1996, Leite 2001). Além disso o Al_2O_3 varia muito pouco ($13,96\% < Al_2O_3 < 15,23\%$) em relação à sílica.

Os altos valores de MgO resultam em valores de $\#Mg$ ($MgO / (MgO + FeO)_{mol}$) elevados ($0,48 < \#Mg < 0,50$), quando comparados aos de granitóides cálcico-alcalinos arqueanos. Em diagramas de Harker (Figura 3), nota-se que há um decréscimo marcante nos teores de $Fe_2O_3 + FeO$, MgO e CaO com o incremento de SiO_2 nas amostras do granodiorito. Al_2O_3 e Na_2O se mantém estáveis e K_2O cresce acentuadamente paralelamente a sílica.

As amostras do GDrM estudadas apresentam caráter metaluminoso e características afins com as das séries cálcico-alcalinas em certos diagramas, porém mostram conteúdos mais baixos de Al_2O_3 e CaO e mais altos de MgO, Cr e Ni do que estas séries, assemelhando-se geoquimicamente às suítes sanukitóides da Província Superior do Canadá. Os conteúdos e padrões de elementos terras raras das rochas do GDrM são caracterizados pelo enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), com forte a moderado fracionamento dos ETRP ($La/Yb_n = 15,52$ a $44,38$) (Figura 4).

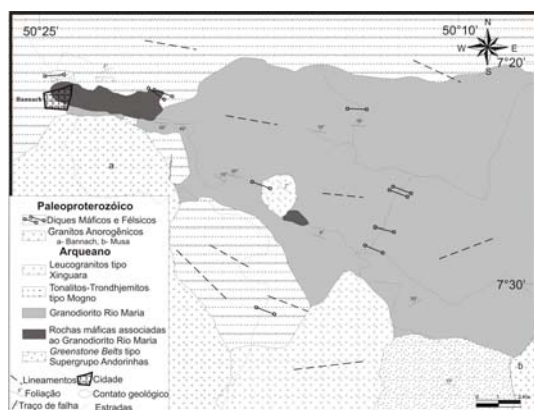


Figura 1 - Mapa geológico da Região de Bannach (Oliveira 2005)

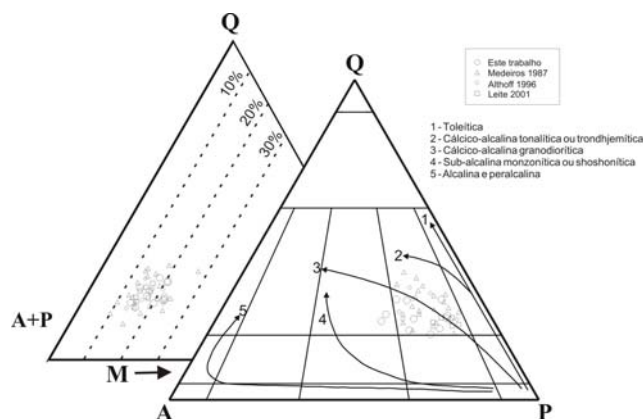


Figura 2 - Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M comparativos entre o Granodiorito Rio Maria da região de Bannach (este trabalho) e demais ocorrências no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (Medeiros 1987, Althoff 1996, Leite 2001)

Caracterização da Série Magmática

O Granodiorito Rio Maria da região de Bannach apresenta $K_2O/Na_2O > 0,5$, número de Mg (#Mg) variando de 0,48 a 0,50, caráter metaluminoso. Seguem o *trend* de séries cálcico-alcálicas em diagramas AFM e K-Na-Ca (Figura 5). Mostra, além disso, enriquecimento relativo em Ba, Rb, Cr e Ni, quando comparado às suítes tonalítica-trondhjemítica-granodioríticas (TTGs) do Terreno Granito *Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) (Althoff 1996, Leite 2001) e de outros terrenos arqueanos do mundo (Martin 1987).

A hipótese de o Granodiorito Rio Maria ser a fração granodiorítica, mais evoluída da suíte TTG presente no TGGRM foi primeiramente contestada por Medeiros (1987) que interpretou as rochas do GDrM como uma associação cálcico-alcálica, diferenciando-as das típicas associações TTG. Posteriormente, Althoff (1996), na região de Marajoara n, e Leite (2001), na região de Xinguara, reforçaram a maior afinidade do GDrM com as séries cálcico-alcálicas, diferindo portanto das associações TTG. Além das evidências de campo, petrográficas e geoquímicas, a ocorrência das rochas máficas e intermediárias associadas ao GDrM na região de Bannach e a provável cogeneticidade entre elas e o granodiorito dominante na unidade (Oliveira 2005), reforçam a hipótese de não haver ligações genéticas entre o GDrM e as associações TTG.

As suítes sanukitóides, definidas Stern et al. (1989) e Stern & Hanson (1991) na Província Superior no Canadá, são formadas por uma associação de granitóides com alto-Mg, caracterizada por teores de sílica que variam de 55 a 75%, #Mg de 0,43 a 0,62, Ni de 7 a 86 ppm, Cr > 100 ppm, Ba e Sr altos (> 450 ppm), Rb baixo (28-110 ppm) e razão Rb/Sr extremamente baixa. Em termos composicionais correspondem a dioritos e granodioritos enriquecidos em elementos terras raras leves e empobrecidos em terras raras pesados, com anomalia de Eu fraca a ausente. As características geoquímicas do GDrM da região de Bannach são confrontadas àquelas descritas na literatura na Tabela 2. Nela pode-se constatar a notável semelhança geoquímica existente tanto entre o primeiro e as típicas associações sanukitóides, quanto entre as associações presentes nas diversas áreas de ocorrência do GDrM.

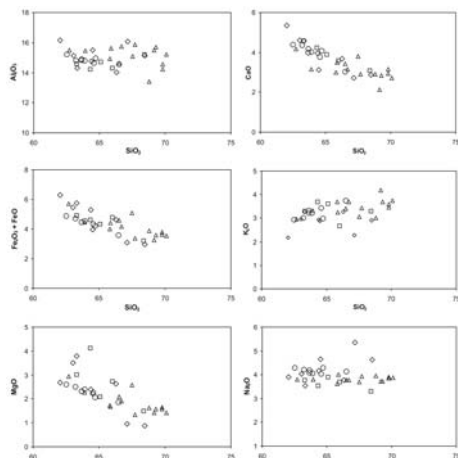


Figura 3 - Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores das amostras do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e demais ocorrências no Terreno Granito-Grrenstone de Rio Maria. SiO₂ em % em peso. Símbolos conforme figura 2.

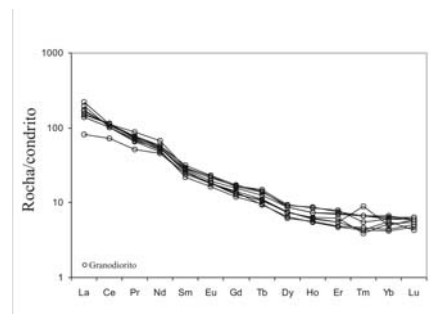


Figura 4 - Padrões de elementos terras raras para as amostras do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach. Dados normalizados em relação ao condrito (Evensen et al. 1978).

A afinidade geoquímica do GDrM com as séries cálcico-alcálicas típicas, sugerida pelos diagramas AFM e K-Na-Ca, é portanto, apenas aparente, pois rochas do GDrM e máficas associadas são bem mais pobres em CaO e Al₂O₃ e mais ricas em MgO, Cr e Ni do que aquelas cálcico-alcálicas típicas de margens continentais. Conclui-se que as rochas do GDrM estudadas

neste trabalho pertencem às associações sanukitóides, conforme já fora aventado por Althoff (1996) e Leite (2001).

Comparação entre o Granodiorito Rio Maria da Região de Bannach e suas demais Ocorrências no TGGRM

O GDr_m da região estudada é bastante similar em termos petrográficos, geoquímicos e de aspectos de campo às demais ocorrências dessa unidade no TGGRM (Figuras 2 e 5). Entre as diferenças sutis observadas, destacam-se a ocorrência mais restrita de termos monzograníticos e a presença de granodioritos mais ricos em quartzo na área-tipo. As principais características geoquímicas das rochas do Granodiorito Rio Maria das demais ocorrências são muito semelhantes as daquelas estudadas, porém as primeiras mostram-se comparativamente mais evoluídas, com valores mais elevados de SiO₂, Al₂O₃, K₂O e Rb e mais baixos de Na₂O, CaO e #Mg.

Conclusões

Na região de Bannach, o Granodiorito Rio Maria (GDr_{mB}) é intrusivo nas seqüências supracrustais do Supergrupo Andorinhas, intrudido por leucogranitos correlacionados ao Granito Xinguara e pelos granitos Musa e Bannach e admite-se idade similar aos tonalitos-trondhjemitos do tipo Mogno. As composições modais das rochas do GDr_{mB} alinham-se segundo o *trend* da série cálcico-alcálica granodiorítica de Lameyre & Bowden (1982) com modificações de Bowden et al. (1984). A presença constante de anfíbólio como máfico dominante e a preservação de epidoto magmático nestas rochas, aliadas às características petrográficas, sugerem condições bastante hidratadas para o magma formador do GDr_m.

Apesar da afinidade com as séries cálcico-alcálicas em alguns diagramas, o GDr_{mB} mostra conteúdos mais baixos de Al₂O₃ e CaO e mais altos de MgO, Cr e Ni do que estas, assemelhando-se geoquimicamente aos granodioritos arqueanos ricos em Mg das Suítes Sanukitóides da Província Superior do Canadá (Stern et al. 1989, Stern & Hanson 1991) e do Cráton Dharwar da Índia (Moyen et al. 2003). Conclui-se que o Granodiorito Rio Maria e rochas associadas correspondem a uma série sanukitóide e não uma verdadeira série cálcico-alcálica.

As rochas do GDr_{mB} mostram enriquecimento acentuado em ETRL em relação aos ETRP, indicando forte a moderado fracionamento dos ETRP. As rochas do GDr_{mB} são similares, em termos petrográficos e geoquímicos, àquelas das demais ocorrências do GDr_m no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, podendo as diversas ocorrências já estudadas serem agrupadas em uma mesma suíte magmática.

Referências

- Althoff, F. J. 1996. *Etude pétrologique et structurale des granitoïdes de Marajoara (Pará, Brésil): leur rôle dans l'évolution archéenne du craton Amazonien (2,7-3,2 Ga)*. Université Henri Poincaré, Nancy I – France. 296p. (TESE DE DOUTORADO)
- 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.
- Bowden, P., Batchelor, R. A., Chapell, B. W., Didier, J., Lameyre, J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics. Earth Planet Sciences*, 35, 1-11.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of the Earth Science*, 8: 523-547.
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Leite, A. A. S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoïdes arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 330p. (Tese de Doutorado)

- Martin, H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Filand: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28: 921-953.
- Medeiros, H. 1987. *Petrologia da porção leste do maciço granodiorítico Rio Maria, Sudeste do Pará*. 166p. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 116p. (Dissertação de Mestrado)
- Moyen, J. F., Martin, H., Jayananda, M., Auvray, B. 2003. Late-Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, 2375: 1-21.
- Oliveira, M. A. 2005. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Sanukitóide Arqueano Rio Maria e Rochas Máficas Associadas, Leste de Bannach-PA. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. 151p.
- Stern, A. L. & Hanson, G. 1991. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal of Petrology*, 32: 201-238.
- Stern, A. L., Hanson, G., Shirey, S. B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 1688-1712.

Tabela 1 - Características geoquímicas dos granodioritos ricos em Mg das suítes sanukitóides e do Granodiorito Rio Maria (GDrM) em suas diferentes áreas de ocorrência (modificado de Althoff 1996 e Leite 2001).

	Granodioritos ricos em Mg (Sanukitóides) (1, 2, 3)	GDrM na região de Bannach (*)	GDrM na região de Xinguara (4)	GDrM na região de Marajoara (5)	GDrM área tipo (6, 7)
SiO ₂ (%)	50-75	58-67	55-68	62-69	62-77
Al ₂ O ₃	15-17	14-16	14-15	14-17	13-17
K ₂ O/Na ₂ O	> 0,7	0,53-0,91	0,52-1,04	0,76	0,9
P ₂ O ₅	? 0,5	< 0,2	< 0,38	< 0,3	< 0,2
#Mg	0,43-0,62	0,48-0,60	0,44-0,50	0,52	0,48
Cr (ppm)	? 150	41-308	-	120-135	-
Ni	7-86	25-89	-	10-83	-
Ba	550-3000	701-1139	739-1586	856-966	832-1061
Rb	28-110	72-122	67-146	86-130	106-183
Rb/Sr	0,06-0,16	0,09-0,23	0,14-0,34	0,13-0,23	0,2-0,55
Ce _n	64-170	68-114	41-193	101-105	-
Yb _n	3-6	4-7	1,15-8,47	3,9-8,1	-
Eu/Eu*	Fraca a ausente	Fraca a ausente	Fraca a ausente	Fraca a ausente	Fraca a ausente
Índice de Alumina	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso

Dados originais: 1 - Stern et al. (1989); 2 - Stern & Hanson (1991); 3 - Jayananda et al. (1995); 4 - Leite (2001); 5 - Althoff (1996); 6 - Medeiros (1987); 7 - Medeiros & Dall'Agnol (1988); * Dados deste trabalho.

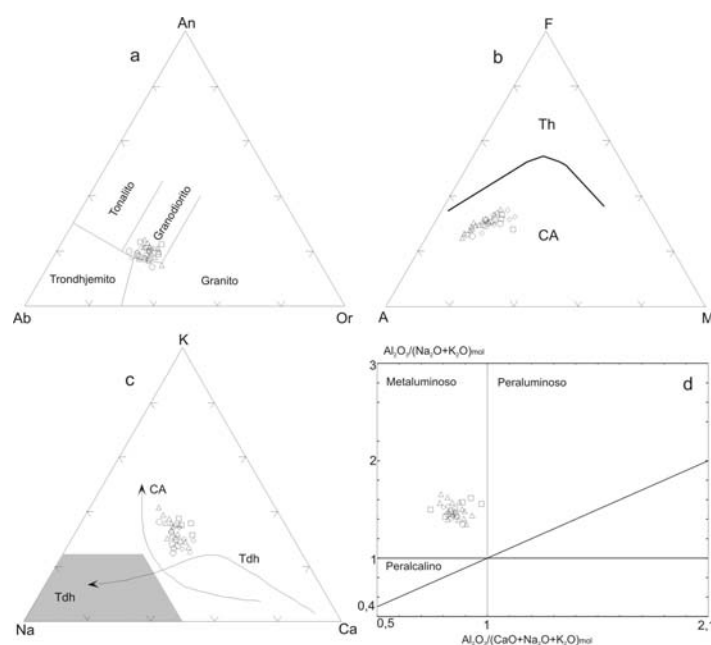


Figura 5 - Caracterização geoquímica do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e demais ocorrências no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. SiO₂ em % em peso. (a) Diagrama An-Ab-Or normativo; (b) Diagrama AFM (A = Na₂O + K₂O; F = FeO+0,9*Fe₂O₃; M = MgO); (c) Diagrama K-Na-Ca; (d) Diagrama Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)_{mol}, mostrando o caráter metaluminoso do GDrM. Símbolos conforme a Figura 3.

ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY OF THE REDENÇÃO GRANITE, EASTERN AMAZONIAN CRATON: IMPLICATIONS FOR THE EMPLACEMENT OF A PALEOPROTEROZOIC ANOROGENIC A-TYPE SUITE

Davis C. de Oliveira¹, Sérgio P. Neves², Roberto Dall'Agnol¹, Gorki Mariano², Paulo B. Correia²

¹Group of Research on Granite Petrology, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. davis@ufpa.br

²Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco

Introduction

The eastern Central Amazonian Province (Amazonian Craton) is divided into two Archean tectonic domains, the 3.0-2.86 Ga Rio Maria Granite-Greenstone Terrane (Macambira and Lafon 1995, Dall'Agnol et al. 1997) and the rift-related Carajás Basin, dominantly composed of 2.76-2.55 Ga metavolcanic rocks, banded iron formations, and granitoids. The Rio Maria Granite-Greenstone Terrane is limited to the east by the Neoproterozoic Araguaia Belt, whose evolution is associated with the tectonic and metamorphic Brasiliano (Pan-African) cycle that did not significantly affect the Amazonian Craton. The eastern part of the Amazonian Craton remained stable until 1.88 Ga when an episode of distension and underplating led to the generation and emplacement of A-type granites (Jamon Suite) and associated mafic and felsic dikes in the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane (Dall'Agnol et al. 1999). A detailed anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study of one of these intrusions, the Redenção pluton, was carried out aiming to understand the mechanism of emplacement of plutons in an intraplate setting not subject to strong tectonic forces.

Field Relationships

The Jamon Suite is composed of 1.88 Ga granite batholiths and stocks (~5 to 50 km in diameter) that were emplaced at shallow crustal levels (~1 to 3 kbar, Dall'Agnol et al. 2005). All plutons are unfoliated and deformational structures are restricted to fracturing and faulting. They cross-cut the E-W or NW-SE earlier structural trend of the Archean country rocks and have caused hornblende hornfels contact metamorphism. The contacts are very sharp, and angular xenoliths of country rocks are commonly observed near the margin of the massifs. Swarms of mafic, intermediate, and felsic dykes are associated with the Jamon Suite. A composite mafic-felsic dike cutting Archean rocks was described (Dall'Agnol et al. 2005). In this composite dike, a rhyolite porphyry shows evidence of mingling with an associated mafic dike, demonstrating that the mafic and felsic magmas were contemporaneous. The felsic dikes yielded Pb-Pb zircon ages of 1885 ± 4 Ma and are coeval with the granitic plutons, demonstrating that the latter were emplaced in an extensional tectonic regime.

Petrography and Magmatic Evolution

The petrography, geochemistry and magnetic petrology of the Redenção Granite were discussed by Oliveira (2001). This subcircular granitic pluton is formed essentially of monzogranites disposed in near-concentric zones and cut by syenogranite dykes. The less evolved facies is an even-grained, coarse biotite-hornblende monzogranite, locally enriched in cumulatic amphibole \pm clinopyroxene, which occurs in the southern part of the pluton. It grades to a coarse, even-grained (hornblende)-biotite monzogranite that comprises roughly fifty percent of the intrusion. Evolved leucogranites occur in the central part of the body. Seriated and porphyritic biotite monzogranite facies intrusive in the coarse- even-grained (hornblende)-biotite monzogranite configure anellar structures in the central and southern

areas of the pluton. Aplitic dykes have very limited distribution and coincide in orientation with the main faulting system. The magmatic zoning is marked by a systematic decrease of mafic mineral modal content, plagioclase/potassium feldspar, amphibole/biotite and anorthite content of plagioclase. TiO_2 , MgO , FeO_t , CaO , P_2O_5 , Ba, Sr, and Zr decrease, and SiO_2 , K_2O , and Rb increase in the same way. Magmatic differentiation was controlled by fractionation of early crystallized phases, including amphibole±clinopyroxene, andesine to calcic oligoclase, ilmenite, magnetite, apatite, and zircon. Negative Eu anomalies increased with differentiation.

Anisotropy of Magnetic Susceptibility Study

Sampling and Measurements

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is particularly well adapted for the study of granitic rocks, like the Redenção Granite, that show weak mineral shape-preferred orientations. In this work, specimens obtained from 127 stations were studied for their AMS according to the procedure described in Bouchez (1997). Cores were collected at an average spacing of 1-2 km within the pluton. At least three specimens were retrieved from each station, yielding a total of 780 specimens. The specimens were analyzed using a Kappabridge KLY3 (AGICO) susceptometer, whose resolution is better than 10^{-8} SI, at the Laboratório Helmo Rand (Universidade Federal de Pernambuco).

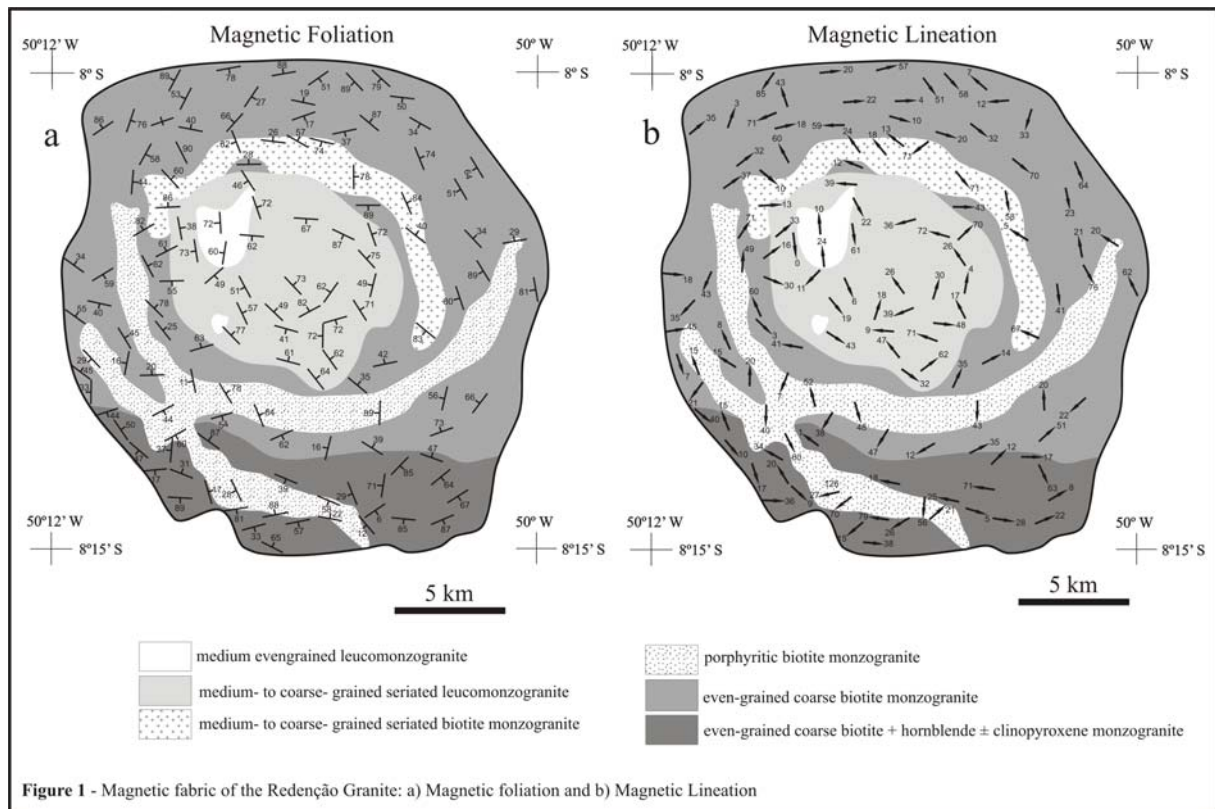
Magnetic Susceptibility and Zonation

In the Redenção pluton, modal contents of Fe-Ti oxide minerals vary between 0.5 and 2%, and magnetite is dominant over ilmenite. This granite is thus a typical magnetite-series granite (Ishihara 1981). The bulk magnetic susceptibility (K) has a unimodal distribution and varies between 1.05×10^{-3} and 54.72×10^{-3} SI with an average of 11.55×10^{-3} SI. The high values of K indicate that it is ferromagnetic in origin, in accord with the high abundance of magnetite. The magnetic susceptibility decreases from the facies with higher modal contents of mafic minerals to the leucogranites, i.e. from the border to the center of the pluton, consistent with the geochemical zoning. The shape of the AMS ellipsoids, characterized by the parameter $T = [2(\ln K_2 - \ln K_3) / (\ln K_1 - \ln K_3)] - 1$ (Jelinek, 1981), varies widely, with oblate ellipsoid ($T > 0$) being slightly more abundant than prolate ones. The anisotropy degree (P) varies from 1.02 to 1.47, but tend to be lower than 1.2, evidencing a low deformation intensity in the solid state, which is confirmed by petrographic observations. P does not show clear correlation either with rock type, K or T .

Magnetic Fabric

In the Redenção Granite, the AMS fabric is controlled mostly by magnetite, which is an early-crystallized accessory mineral. In rocks in which K is carried dominantly by ferromagnetic minerals the AMS probably results from the shape anisotropy of magnetite grains (e.g., Archanjo et al., 1995; Ferré et al., 1999). which, considering the textural relationships of magnetite with other mineral grains, can be interpreted as a magmatic flow fabric. As a consequence, the magnetic lineation records the magma flow and corresponds to the dominant magma stretching direction.

The orientation of magnetic foliations and lineations are shown in Figure 1. Magnetic foliations have generally moderate to steep dips and magnetic lineations plunge gently to moderately. In the even-grained coarse monzogranite facies, magnetic foliation and lineation tend to be parallel to the contact of the pluton with the country rocks and the other facies. They show a general concentric arrangement, coincident with the facies distribution in the batholith. The magnetic lineation in the later emplaced seriated and porphyritic biotite monzogranites tend to be oblique to the their contact with the coarse-grained facies. In the central leucogranites, the magnetic fabric is apparently near concentrically disposed. However it could have been also controlled by the dominant NE and NW structural trends.



Inferences on the emplacement mechanism and conclusions

The observed magnetic fabrics indicate a fairly well-defined magnetic foliation parallel to the contact of the pluton with the country rocks and a less well defined but also dominantly concentric orientation of the linear fabric. The lack of a dominant direction of the linear fabric suggests a reduced influence of regional stress during granite emplacement, and petrographic observations do not provide any evidence for subsolidus deformation and recrystallization. Therefore, granite emplacement was not related to a major orogeny and its magnetic fabric was not controlled by syn-emplacement regional deformation. Instead, the AMS fabric reflects internal processes associated with magma transport and emplacement. The dominance of subvertical magnetic foliations and steeply plunging magnetic lineations suggests feeding by concentric dikes followed by horizontal flow of magma batches.

Acknowledgments

M.A. Oliveira and J.C. Almeida by support in the field and help in sampling. This research received support from CNPq (RD- 550739/2001-7, 476075/2003-3, 307469/2003-4) and UFPA. This work is a contribution to PRONEX/CNPq (Proj. 103/98-Proc. 66.2103/1998-0).

References

- Archanjo, C.J., Launeau, P., Bouchez, J.L., 1995. *Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil)*. Phys. Earth Planet. Inter. 89, 63–75.
- Bouchez, J.-L. 1997. *Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks*. In: Bouchez, J.-L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E (Eds.). *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, pp. 95-112.
- 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: *Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, Excursions Guide, Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, pp.135-161.
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A., Magalhães, M.S., Teixeira, N.P., 1999. *Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas*. Precambrian Research 95, 9-39.

- 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, 101-129.
- Ferré, E.C., Wilson, J. & Gleizes, G. 1999. *Magnetic susceptibility and AMS of the Bushveld alkaline granites, South Africa*. Tectonophysics, 307, 113-133
- Jelinek, V. 1981 – *Characterization of the Magnetic Fabrics of Rocks*. Tectonophysics, **79**, p. 63-67.
- 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, Ciências da Terra 7, 263-288 (in Portuguese).
- Oliveira D.C. 2001. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética do granito anorogênico Redenção, sudeste do Estado do Pará*. Belém (PA). Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado, 206p.

ROCKS OF THE PIUM-AREA, 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

Paulo dos S. F. Ricci & José Maria de A. Carvalho

SGB/CPRM (Geological Survey of Brazil). ricci@be.cprm.gov.br

Introduction

The Known Definition of Pium Complex

One of the problems that seriously confronted geologists who were concerned with the stratigraphic studies of the Carajás Block/CB, was the mode of origin of many of their component units. Consensually, all the previous authors had considered the exposed rocks in the type-area of the so-called Pium Complex (along and near the homonymous river) as belonging to a granulite-facies exposure (Hirata et al., 1982; DOCEGEO-IGCP, 1987; Araújo & Maia, 1991). However, it is a well-known fact that, between 1982 and 1991, most of the charnockitoid-looking plutons were not recognized as such. Besides, the official opinion of Hirata et al. (op. cit.) was clearly reluctant to admit that rock group as being a mafic-ultramafic layered complex, with significant and unequivocal ultramafic components. They advocated this view just as a possibility. But even taking into consideration the presence of a supposed igneous layering these last authors fitted such rocks into the Xingu Complex, taking into account the granulite-facies metamorphism observed for them.

Up to 2005, therefore, those rocks were considered as a high-grade basement assemblage. The so-called Pium Complex was more accepted in the sense of Araújo & Maia (op. cit.), i.e.: essentially pyroclastic in the Pium River-Area/PRA; charnockitic to enderbitic gneisses and granulites along the Cateté River (Cateté River-Section/CRS). They thus redefined the Pium Complex as being a single gneissoid basement, entirely metamorphic in origin, but now formed by compositionally diversified crustal slices, which are exposed in different type-areas. These last authors discarded, too, the existence of primary igneous layering as advocated by Hirata et al. (op. cit.). In general terms, they observed just metamorphic structures such as tectonic banding varying from widely spaced- (at outcrop scale) to closely spaced bands, at mesoscopical scale (O.J.B. Araújo, private communication). And, therefore, they also disagreed that the rocks of the PRA were clearly intruded into the Xingu Complex, as observed by DOCEGEO-IGCP (1987).

Finally, already in 2000, a very old age of 3002 Ma \pm 14 Ma, obtained in an enderbitic rock of the PRA, (SHRIMP U-PB; Pidgeon et al., 2000), disclose concrete evidence of an older geochronological pattern than that of the Xingu Complex (2974 \pm 15 Ma; Pb-Pb; Avelar et al., 1999). Thus, the basement character of the so-called Pium Complex was finally (?) proved.

Studied Areas and Objectives

Up till 2006, the catazonal rocks found in the PRA were yet considered, petrologically, and unequivocally, as metamorphic in origin. Our new studies, for an ongoing geologic re-mapping project named Geologic Map of Pará State (at 1:1,000,000 scale), reviewed the complete collection of thin-sections and samples studied by Araújo & Maia (op. cit.), both in the called PRA (samples collected along gravel vicinal roads, in the neighbourhood of the Pium River) and in the named CRS (collected along the Cateté River).

The goal of this review is to show that the rock assemblages of these two geographic domains are, petrologically, quite distinct both in terms of origin (igneous vs. metamorphic

origin), and rock nomenclatures (charnockitoid-like rocks vs. granulites; intrusive body vs. basement unit). They are also geomorphologically different (topographically rugged area vs. highly peneplaned area; monadnock topography vs. badland topography; scattered rounded hills vs. highly leveled area; medium-coarse drainage texture vs. medium-fine drainage texture; more disorganized drainage pattern vs. more oriented drainage pattern, etc). Therefore, this paper discusses the new understanding of these rocks, their new petrological nomenclatures and the new stratigraphic terminologies proposed for them.

Petrography, New Nomenclatures and Mode of Origin

Pium River Area/PRA

In the PRA, surprisingly, are exposed only very well preserved gabbroic-textured rocks, ranging from norites to gabbros (including the quartz-rich varieties) and from leucocratic (M=15%) to melanocratic (M=65%) varieties.

Based on the percent between opx and cpx, they can be divided into: norites (more than 95% of opx), diopside-bearing norites (opx between 95 and 50%), hypersthene-bearing norites (cpx between 50 and 95%) and gabbros (more than 95% of cpx). Anortositic types (M ≤ 10%) and ultramafic rocks, reported by Hirata et al. (1982), were not found. The gabbroic varieties are devoid both of alkali-feldspar and of their intergrowths (antiperthite). They consist of dominantly massive- to foliated types and show variously modified igneous textures by ductile deformation. Even in the clearly deformed examples, we always find some of the unequivocal primary igneous features (hypidiomorphic-granular, crisscross granular and parallel textures, great amount of tabular, well-zoned plagioclases, simply-twinned pyroxene crystals, plagioclase crystals with or without Albite-Carlsbad twinning, clinopyroxene and orthopyroxene intergrowths formed by exsolution lamella, etc).

The catazonal key features are given by the presence of coarser-grained rocks, red titaniferous biotite, brown hornblende (Ti-rich), the presence of diopside instead augite and, locally, polygonized plagioclase aggregates in some well-recrystallized mylonitic rocks. Moreover, it was found a single thin-section of well-banded enderbitic gneiss, whose presence may be symptomatic of foreign rocks probably occurring as xenoliths (?) or even as enormous roof pendants (?). In terms of crustal-level, the igneous emplacement is therefore classed as catazonal and the new intrusive massif is here being called of Pium Charnockitoid Pluton.

Cateté River Section/CRS

Along the CRS are essentially exposed well-banded, orthopyroxene-bearing orthogneisses ranging from felsic (charnockitic) to basic (pyriclasitic and pyribolitic) types. Extremely platy and lineated rocks (like plattenstein) are commonly observed. More potash types (charnockitic and charno-enderbitic) are dominant. Enderbitic and basic gneisses are less common. Both mesoscopically and microscopically they have an unequivocal metamorphic character, with dominant flaser texture and commonly alternating bands with quite different mineralogical compositions, besides distinct textures and variable strain rates. Their main microtextures are: great amount of rod-like quartz, well-rounded (highly recrystallized) and/or eye-shaped plagioclase porphyroclasts (high-T advanced ductile deformation), great amount of polygonized mineral aggregates (both felsic and mafic phases). Igneous features such as strongly twinned and well-zoned plagioclases and single-twinned pyroxenes were not found.

As a consequence of the abandonment of the term Pium Complex, we formally propose a new stratigraphic terminology for the true granulitic basement found exclusively in the CB. The name of the new metamorphic complex was here chosen based on its bigger and better-exposed type-area. Thus, in allusion to the region between the Chicrim Indigenous

Village and the Cateté River (the main section-type), we decide to group these rocks into the now called Chicrim-Cateté Complex.

Geochronological Reappraisal

Hypothesis Number 1

In this first possibility we admit, unfortunately, that the sample dated at 3002 Ma, by Pidgeon et al. (2000), was metamorphic in character, such as a gneissic xenolith and whose age would be, probably, similar to the Chicrim-Cateté Complex (without reliable datings or, practically, as yet undated). The gabbroic, igneous and entirely dominant rocks were not yet dated. For this reason, the authors will not consider the Pium Charnockitoid with an age of 3002 Ma until further confirming geologic and geochronologic data are presented. But we are not yet firmly advocating that the enderbitic rock is really a xenolith. We only believe that there is a high degree of probability. No apology of this view, therefore, is here being offered. New field works must be done for confirming the xenolithic character. Unfortunately, however, the final conclusion may be unattainable because gabbros are not well-exposed rocks in equatorial climates. Most of their outcrops, costumarily, just form vast boulder fields or, worse yet, an isolate boulder, virtually devoid of xenoliths, unless another associated boulder, for example with enderbitic composition. Certainly, these felsic compositions are easier for dating (these are our doubts!).

All the well-known and recently studied charnockitoids, in the Eastern Amazon Region (RENCA Project Area and the High-Grade Bacajá Block), include granulite-facies, gneissic fragments of the country-rocks (xenoliths) varying in size from a decimeter up to 2.0 m –7.0 m meters (Ricci, in this symposium). Exceptionally yet, they can exhibit enormous fragments (at kilometric-scale) of granulite-facies, well-banded foreign rocks, which are not found surrounding the plutons. In these cases, they can be interpreted as possible roof pendants (Ricci et al., 2003).

If so, the now called Pium Charnockitoid must be younger than 3002 Ma (age of their xenoliths). We thus believe that this hypotesis offers the best picture of the age significance that has yet been given, mainly based on the igneous and monotonously gabbroic character of the PRA. The present day-evidences clearly favours this hypotesis, but the real significance of that dating, for us, is still inadequately known.

Hypothesis Number 2

In this second possibility, the Pium Charnockitoid is now considered just as a still badly known pluton, in term of the associated igneous facies. In other words, enderbitic rocks can now be admitted as differentiates (from the parent-magma) crosscutting the dominant gabbroic mass. If so, they really were correctly dated at 3002 Ma. However, according to this second hypotesis, the gneisses of the Chicrim-Cateté Complex must be probably older than these rocks of the PRA, of course.

The weakness of this second hypotesis is that it does not explain the metamorphic aspect of the differentiation mass (late enderbitic intrusions) nor explains the always preserved aspect of the parental gabbroic facies (early and pristine gabbroic facies). Conversely, in orogenetic terms, the early igneous facies are the most modified.

Geotectonic Significance of the Data

Fortunately, we must remember that most ideas that we today accept as self-evident met with resistance when first proposed and were slowly and reluctantly accepted as corrected.

In the PRA there are schistose (?) and foliated gabbros that were deformed and mylonitized during their deep-seated emplacement (synplutonically), in which enough of the

original texture remains so that original gabbroic character can be determined. These rocks were not metamorphosed and, consequently, do not pass into hornblende-schists and amphibolites nor into pyroclases or pyroclases.

As a consequence of our review, the previous stratigraphic terminology (metamorphic complex) should not be applied to the catazonal pluton of the PRA. And also, an igneous mass, entirely gabbroic in composition, cannot be grouped as a Charnockitoid Complex.

The term Pium Complex, therefore, must be condemned as causing both petrologic and stratigraphic confusion. Pium Charnockitoid is probably a better term to use, too, than Pium Gabbro, since there is no chance of confusion with respect to its true crustal-level.

In terms of long-distance correlations, the monotonously gabbroic body of the PRA is unique in the Brazilian Eastern Amazon Region. No other mappable body was found before. In the adjacent Bacajá High-Grade Block, for example, in terms of dark components, only jotunitic (orthopyroxene-bearing monzodiorites) types were recently reported (Ricci, in this symposium).

In the collection of rocks revised by us was not found, also, ultramafic types, as hypothetically advocated by Hirata et al. (1982). Both mineralogically and lithologically, many of the supposed ultramafic rocks described by them resemble low-grade supracrustals (talc-bearing, tremolite-bearing- and actinolite-bearing rocks, associated both with banded iron formations and with pyroxenites). These foreign rocks are revealing the existence of abrupt contacts between contrasting rocks at outcrop scale. In our point of view, these occasional metamorphic rocks can yet be interpreted as minute remnants ("lithological accidents" mappable only at outcrop scale) of an extremely dismembered supracrustal sequence. These fragments can occur as tens of centimeters to less than 2 m thick lenses. Thus, the Pium Charnockitoid would be the basement to these minute supracrustal exposures.

According to Chopin et al. (1991), these low-grade relict exposures are commonly associated with catazonal units, geographically. And yet, we also believe that these small lenses can be still older than the major supracrustal belts, like Grão Pará Group.

In summary, only the rocks of the CRS constitute, in fact, the true granulitic basement of the granulite-poor CB, but they have not yet a reliable dating.

References

- Araújo, O.B.A. & Maia, G.N. 1991. Serra dos Carajás: Folha SB.22-Z-A. Brasília, DNPM/CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, p136.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia Jr., F.C., Macambira, J.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás: novos dados geocronológicos. *Rev. Bras. De Geol.*, **29** (4): 453-460.
- Chopin, C., Henry, C., Michard, A. 1991. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. *In: Eur. J. Mineral*, **3**: 263-291.
- DOCEGEO-IGCP. 1987. Lithostratigraphic review of the Carajás District and Southern Pará- Brazil. *In: FINAL MEETING OF THE WORKING GROUP PROJECT 204 IUGS-UNESCO. Carajás-Pa, Extended Abstracts*, p. 11-18, il. (Precambrian Evolution of the Amazonian Region).
- Hirata, W.K., Rigon, J.C., Kadecuru, K., Cordeiro, A.A., Meireles, E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. *In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. da Amaz.*, **1**, Belém, V. 1, p. 100-110.
- 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 the granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *In: Chemical Geology*, **166**: 159-171.
- Ricci, P.S.F. Mineralogically bizarre charnockitoids (discharnockitoids) mistakenly confused with rocks of shallower-levels: Bacajá-High Grade Block (Pará). (In this symposium).
- Ricci, P.S.F., Carvalho, J.M.A., Rosa-Costa, L.T., Vasquez, M.L., Lafon, J.M. 2003. Review of some previously established high-grade terranes in Southeastern Guyana Shield (Brazil) – unusually long history belts, domiform charnockitoid nuclei and isolated massifs. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, **7**, Belém, Resumos Expandidos (CD-ROM).

O BLOCO AMAPÁ, UM EXTENSO SEGMENTO CRUSTAL ARQUEANO NO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

¹ Lúcia T. da Rosa-Costa & ² Jean Michel Lafon

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil. ltravassos@amazon.com.br

² Laboratório Pará-Iso, Centro de Geociências, UFPA. lafonjm@ufpa.br

Introdução

Ao longo de toda porção oriental do Escudo das Guianas, ocorre uma expressiva faixa orogênica paleoproterozóica, que se estende desde a região noroeste do Pará até o sudeste da Venezuela, e que corresponde, segundo as propostas vigentes de compartimentação do Cráton Amazônico, às províncias Maroni-Itacaiúnas e Transamazonas, de Tassinari et al. (2000) e Santos et al. (2000), respectivamente. O padrão geocronológico desta província indica que sua evolução está relacionada ao evento termo-tectônico Transamazônico (2,26–1,95 Ga). No entanto, na porção oriental da Venezuela foi definido o Bloco Imataca (Montgomery e Hurley 1978, Tassinari et al. 2001), considerado até então como o maior segmento crustal arqueano da referida província. Adicionalmente, rochas arqueanas têm sido reconhecidas há vários anos na porção sudeste e central do Amapá, nas regiões do Cupixi e Tartarugalzinho (João & Marinho 1982, Montalvão & Tassinari 1984, Lafon et al. 1998), sendo consideradas como *inliers* ou remanescentes arqueanos isolados em meio a rochas paleoproterozóicas.

Na região NW do Pará e SW do Amapá, diferentes domínios tectônicos foram reconhecidos (Ricci et al. 2001), distintos quanto ao conteúdo litológico, grau metamórfico e padrão geofísico-estrutural, denominados, de NW para SW, de domínio Cupixi, Jari e Carecuru. Estudos geocronológicos mais recentes (Ricci et al. 2002, Avelar 2002, Klein et al. 2003, Rosa-Costa et al. 2003) demonstram que estes domínios apresentam, individualmente, padrões geocronológicos predominantemente arqueanos (domínios Jari e Cupixi) ou predominantemente paleoproterozóicos (Domínio Carecuru), e sugerem que a extensão de crosta arqueana naquela região é maior do que suposto em trabalhos anteriores. Neste trabalho, serão apresentados os resultados geocronológicos realizados pelos métodos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total, em rochas provenientes dos domínios Jari (DJ) e Carecuru (DCR), com objetivo de entender os principais processos geodinâmicos responsáveis pela configuração atual destes domínios e avaliar a extensão de crosta arqueana na porção sudeste do Escudo das Guianas.

Aspectos Geológicos Regionais

O DJ tem seu embasamento definido por rochas de alto grau metamórfico, representadas por ortognaisses granulíticas ou da transição fácies anfíbolito - fácies granulito (complexos Jari-Guaribas e Baixo-Mapari), granulitos paraderivados (Complexo Iratapuru), plutons charnoquíticos (Suíte Intrusiva Noucoure), além de ortognaisses cinza de fácies anfíbolito (Complexo Guianense). Datações anteriores (Ricci et al. 2002, Rosa-Costa et al. 2003) apontam idades mesoarqueanas para os protólitos dos ortognaisses granulíticos (2,80 Ga) e neoarqueanas para o magmatismo catazonal (2,60 Ga) e para os protólitos dos ortognaisses cinza (2,65 Ga). Neste domínio, as principais unidades paleoproterozóicas são seqüências metavulcano-sedimentares e plutons de granitóides, relacionados a diversos estágios da evolução orogênica transamazônica.

O Domínio Carecuru é composto fundamentalmente por gnaisses e granitóides cálcio-alcálicos (Complexo Paru-Maratiá e Suíte Intrusiva Carecuru) paleoproterozóicos (2,15–2,14 Ga – Rosa-Costa et al. 2003) e diversas seqüências de rochas metavulcano-sedimentares, sendo a que a mais expressiva marca o limite entre este domínio e o DJ adjacente e define o Grupo Ipitanga. No interior do DCR é individualizado ainda o Núcleo Granulítico Paru

(NGP), composto por gnaisses granulíticos com protólitos neoarqueanos (2,60 Ga) do Complexo Ananaí, hospedeiros de plútons charnoquíticos de idade paleoproterozóica (2,16 - 2,06 Ga) da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu (Rosa-Costa et al. 2003).

Resultados Geocronológicos

Idades Pb-Pb em Zircão

No DJ dois gnaisses enderbíticos do Complexo Jari-Guaribas forneceram idades de 2790 ± 8 Ma e 2788 ± 2 Ma para os protólitos ígneos, além de zircões herdados que definem uma idade média de 3238 ± 6 Ma. Estes novos dados confirmam a existência de eventos magmáticos na transição Meso-Neoarqueano e no Paleoarqueano, previamente indicados por Klein et al. (2003) e Rosa-Costa et al. (2003).

Um gnaisse monzogranítico do Complexo Guianense forneceu idade de 2628 ± 2 Ma para o precursor ígneo, confirmando o magmatismo neoarqueano (2,65–2,63 Ga) já indicado pela idade de 2652 ± 4 Ma, obtida em gnaisse deste mesmo complexo (Rosa-Costa et al. 2003).

Três plutons da Suíte Intrusiva Noucoureu forneceram idades de cristalização de 2656 ± 4 Ma, 2649 ± 2 Ma e 2625 ± 4 Ma, as quais, combinadas com a idade de 2605 ± 6 Ma (Ricci et al. 2002), indicam idade neoarqueana para o magmatismo catazonal que define esta suíte.

Quatro plútons graníticos apresentaram idades de 2218 ± 3 Ma, 2185 ± 4 Ma, 2049 ± 3 Ma e 2030 ± 2 Ma, atestando o retrabalhamento do embasamento arqueano em diversos estágios do evento Transamazônico.

No DCR 4 gnaisses e granitóides do Complexo Jari-Guaribas e da Suíte Intrusiva Carecuru apresentaram idades de cristalização de 2191 ± 2 Ma, 2177 ± 3 Ma, 2150 ± 2 Ma e 2139 ± 2 Ma, definindo dois pulsos magmáticos (2,19-2,18 Ga e 2,15-2,14 Ma) de natureza cálcio-alcálica. Adicionalmente, um granito forneceu idade de 2098 ± 2 Ma.

Finalmente, um charnoquito da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu, no NGP, foi datado em 2074 ± 5 Ma, definindo mais seguramente a idade do magmatismo catazonal dessa suíte.

Idades Sm-Nd em Rocha Total

No DJ, foram analisadas rochas que representam os dois principais grupos litológicos: o embasamento arqueano, que inclui os diversos complexos metamórficos e a Suíte Intrusiva Noucoureu, e os granitóides paleoproterozóicos. O primeiro grupo forneceu idades T_{DM} entre 3,26 e 2,83 Ga e ϵ_{Nd} variando de -3,97 a -0,17. A avaliação em conjunto das idades Pb-Pb e T_{DM} , e dos valores de ϵ_{Nd} , permite identificar dois processos geodinâmicos no DJ durante o Arqueano: acreção crustal juvenil ocorreu desde o final do Paleoarqueano e ao longo do Mesoarqueano, enquanto que a evolução no Neoarqueano está preferencialmente relacionada a retrabalhamento de crosta paleo- e mesoarqueana.

Os granitóides paleoproterozóicos forneceram idades T_{DM} entre 2,52 e 2,45 Ga, com ϵ_{Nd} entre -2,51 e -0,87, as quais não são interpretadas como definindo acreção juvenil na transição Neoarqueano-Paleoproterozóico, e sim em termos de mistura de dois componentes (magmas paleoproterozóicos e rochas arqueanas do embasamento). Um granito forneceu idade T_{DM} de 2,30 Ga e $\epsilon_{Nd} +1,47$, indicando que acreção juvenil paleoproterozóica é reconhecida apenas localizadamente no DJ.

No DCR, acreção juvenil cálcio-alcálica de idade riaciana foi definida por idade T_{DM} de 2,28 Ga, acompanhada por ϵ_{Nd} positivo (+1,63). No entanto, neste domínio prevalecem idades T_{DM} entre 2,49 e 2,38 Ga, com ϵ_{Nd} negativos, entre -0,84 e -0,15, também interpretadas em termos de participação de um componente arqueano na fonte dos magmas cálcio-alcálicos paleoproterozóicos. A presença de componentes arqueanos neste domínio paleoproterozóico é reforçada pela idade T_{DM} de 2,83 Ga fornecida pelo granito datado a 2,1 Ga.

No NGP, um gnaisse granulítico do Complexo. Ananai, datado em 2,60 Ga, também forneceu idade T_{DM} de 2,83 Ga, com ϵ_{Nd} -1,6, indicando que, assim como no DJ, as rochas neoarqueanas têm gênese relacionada à retrabalhamento de crosta mesoarqueana. Ainda no NGP, foram obtidas idades T_{DM} entre 2,68 e 2,61 Ga, e ϵ_{Nd} de -5,85 a -4,80, para os charnoquitos paleoproterozóicos da Suite Intrusiva Igarapé Urucu, indicando que a gênese destas rochas envolve fusão de crosta arqueana no Paleoproterozóico. Isto parece coerente se associarmos a origem dos charnoquitos ao evento de alto grau metamórfico que afetou os precursores arqueanos dos granulitos do Complexo Ananai.

Implicações Geodinâmicas

Os dados geocronológicos discutidos neste trabalho demonstram que a evolução geodinâmica do Domínio Jari envolve diferentes estágios de crescimento e retrabalhamento crustal desde o Paleoarqueano ao Paleoproterozóico, sendo este domínio caracterizado como um segmento crustal arqueano, retrabalhado no evento Transamazônico.

Registros de rochas arqueanas são também freqüentes na região que se estende desde o sudeste do Amapá até a região de Tartarugalzinho, na porção central daquele Estado (Montalvão e Tassinari 1984, Pimentel et al. 2002, Avelar et al. 2003, Faraco et al. 2004), a qual corresponde aproximadamente ao Domínio Cupixi de Ricci et al. (2001).

Os padrões geocronológicos e isotópicos dos domínios Jari e Cupixi apontam para a existência de um expressivo segmento crustal arqueano, aqui denominado de Bloco Amapá (Figura 1), de dimensões maiores que as do Bloco Imataca, na Venezuela.

Os principais argumentos que indicam a natureza continental deste bloco no evento Transamazônico são: 1) o seu padrão isotópico predominantemente arqueano, 2) a ausência de significativa acreção crustal juvenil e magmatismo relacionado a ambientes de subducção no evento Transamazônico, e 3) a assinatura isotópica do Nd das rochas paleoproterozóicas que demonstra, sistematicamente, a participação de crosta arqueana na gênese das mesmas.

O reconhecimento deste bloco continental, *sensu* Howell (1995), representa a mudança do paradigma de que crosta arqueana no sudeste do Escudo das Guianas está relacionada a *inliers* isolados em meio a rochas paleoproterozóicas. Além disso, diferenças marcantes entre este Bloco Amapá e o segmento arqueano de Carajás, somadas ao reconhecimento sistemático de rochas paleoproterozóicas, inclusive granitóides cálcio-alcalinos juvenis, a norte daquele segmento (Macambira et al. 2001, 2004, Vasquez et al. no prelo), desfavorecem as possibilidades de correlação entre estes dois domínios arqueanos.

Com relação ao Domínio Carecuru (DCR), sua assembléia litológica, dominada por (meta)granitóides cálcio-alcalinos e seqüências tipo *greenstone belts*, de idade paleoproterozóica, é característica de sistemas relacionados a ambientes de subducção, como arcos de ilha oceânicos ou arcos magmáticos em margem continental ativa. Entretanto, o envolvimento de componentes crustais arqueanos na gênese das rochas paleoproterozóicas, conforme evidenciados pelas assinaturas isotópicas do Nd, sugerem fortemente que este domínio pode ser interpretado como um arco magmático continental, acrescido à margem meridional do Bloco Amapá, durante o evento Transamazônico. O significado geodinâmico do Núcleo Granulítico Paru neste contexto ainda é especulativo. Este núcleo arqueano pode representar a extensão da crosta arqueana do Bloco Amapá para leste, preservada nas raízes do arco magmático Carecuru ou, alternativamente, um terreno alóctone, amalgamado a este arco durante o evento Transamazônico.

Ambientes de arcos de ilha e de arcos magmáticos foram evocados para explicar a associação litológica e o padrão geocronológico dos domínios paleoproterozóicos juvenis da Guiana Francesa e do domínio a norte do Bloco Amapá, respectivamente (Avelar 2002, Nogueira et al. 2002, Delor et al. 2003). Conseqüentemente, pode-se interpretar a faixa paleoproterozóica que se estende ao longo de toda porção oriental do Escudo das Guianas,

como um orógeno predominantemente acrescionário, que provocou a aglutinação de massas continentais arqueanas (blocos Amapá e Imataca, Carajás, domínio Kénema Man do Cráton Oeste Africano), através de sistemas de arcos (oceânicos e continentais) durante o evento Transamazônico.

Referências Bibliográficas

- 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. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará.
- 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. *Geol. de la France*, 2-3-4:83-100.
- Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Trufert, C., Theveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G. (2003) Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Geologie de la France*, v. 2-3-4, pp.5-57.
- Faraco, M.T.L., Marinho, P.A.C., Vale, A.G., Moura, C.V., Macambira, M.J.B. (2004) Idades modelo Sm-Nd e idade 207Pb-206Pb em zircão no Distrito de Ipitinga, Reserva Nacional do Cobre e seus Associados-RENCA. In: *Cong. Bras. Geol.*, 42. Araxá, SBG. CD ROM.
- Howell, D.G., 1995. Principles of terrane analysis. New application for global tectonics. Chapman and Hall, 245p.
- João, X.S.J. & Marinho, P.A.C. (1982) Catametamorfitos Arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 1, Belém. Anais, v.2, pp. 207-228.
- Klein, E.L., Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M. (2003) Magmatismo Paleoarqueano (3,32Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 8. Manaus, CD ROM.
- Lafon, J.M., Rossi, P., Delor, C., Avelar, V.G., Faraco, M.T.L. (1998) Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (Sudeste do Escudo das Guianas). In: *Cong. Bras. Geol.*, 40. Belo Horizonte, Anais.
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E.M., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. (2001) Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7. Belém, 2001. Resumos expandidos, CD ROM.
- Macambira, M.J.B., Silva, D.C., Vasquez, M.L., Barros, C.E.M. (2004) Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In: *Congr. Bras. Geol.*, 42. Araxá, SBG. CD ROM.
- Montalvão, R.M.G. & Tassinari, C.C.G. (1984) Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: *SIMP. GEOL. AMAZ.*, 2. Manaus. Anais., MME-DNPM: 54-57.
- Montgomery, C.W. & Hurley, P.M. (1978) Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela. *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 39, pp. 281-290.
- Nogueira, S.A.A., Bettencourt, J.S., Tassinari, C.C.G. (2000) Geochronology of the Salamangone gold deposit host-rocks, Lourenço district, Amapá, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:261-264.
- Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Spier, C.A. (2002) Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Revista Brasileira de Geociências*, 32:371-376.
- 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.
- 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: *Cong. Bras. Geol.*, 41. João Pessoa, SBG-NE, Anais, 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 the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, v.2-3-4, pp.101-120.
- 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 Amazonian Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3, 453-488.
- Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Nutman, A.P., Szabó, G.A., Mondin, M., Sato, K. (2001) Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb (SHRIMP) evidences. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 7. Belém. CD ROM.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: *Cordani, U.G., Milani, E.J., Filho, A.T. and Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America*, 41-95.
- Vasquez, M.L., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A. (no prelo) Granitóides Transamazônicos na região Iriri-Xingu, Pará – novos dados geológicos e geocronológicos. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v.4.

Contribuição ao PRONEX (UFPA/CNPq, 103-98)

NOVOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS NO AMAPÁ - NNW DO PARÁ E SUA CONTRIBUIÇÃO NO ENTENDIMENTO GEODINÂMICO DA PORÇÃO SE DO ESCUDO DAS GÜIANAS

¹Maria T. L. Faraco, ¹Paulo A. da C. Marinho, ¹Arminio G. Vale,
²Candido A. V. Moura, ²Moacir J. B. Macambira, ³Marcio Pimentel

¹CPRM-Belém. telma@be.cprm.gov.br, pamar@be.cprm.gov.br, agvale@be.cprm.gov.br

²UFPA-PARAISO. candido@ufpa.br, moamac@ufpa.br.

³IG-UnB. marcio@unb.br

Resumo

O Amapá - NNW do Pará integra a porção SE do Escudo das Güianas, delimitada a leste pelo oceano Atlântico, a oeste pelo meridiano 54°30'W, a norte pela Guiana Francesa e Suriname e a sul pela bacia do Amazonas (Figura 1). A referida região contém terrenos de médio-alto grau metamórfico, unidades metavulcanossedimentares de baixo-médio grau associadas à suítes graníticas orogênicas (terrenos granito-*greenstone*), além de granitóides anorogênicos. As rochas estão dispostas segundo um *trend* principal N 40° - 60° W, havendo direções subordinadas NE-SW e N-S.

A integração dos dados geológicos e interpretação de 53 novas análises isotópicas Sm/Nd em rocha total e 17 pelo método ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb por evaporação em zircão, realizadas para o Projeto GIS do Brasil (CPRM 2003), propiciaram a caracterização de quatro domínios tectono-geocronológicos: *Central- SW do Amapá*, *Falsino*, *Jari-Ipitinga* e *Norte do Amapá* (Figura 2). Todos com registros de diferenciação manto-crosta arqueana.

O domínio *Central- SW do Amapá*, inclui as rochas mais antigas, e atuou como fragmento crustal arqueano retrabalhado na orogênese Transamazônica, em torno do qual desenvolveram-se os domínios *Falsino*, *Paru-Ipitinga* e *Norte do Amapá*. As atividades magmáticas em cada um deles são refletidas nos demais pré-existentes.

Resultados Obtidos

O domínio *Central-SW do Amapá* inclui produtos de magmatismos meso e neo-arqueanos geradores dos complexos Güianense, Tumucumaque, Jari-Guaribas, Baixo Mapari e Iratapuru, do Metatonalito Igarapé Água Fria e do Ortognaisse Indiviso, com idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb entre 2,86 Ga e 2,60 Ga (Avelar 2000, Ricci *et al.* 2001, este trabalho) e submetidas a migmatização/deformação/metamorfismo entre 2,17 e 1,71 Ga (Scarpelli 1969, Bello *et al.* 1978, Avelar 2002, Oliveira *et al.* 2002, este trabalho). Unidades paleoproterozóicas relacionadas ao Ciclo Transamazônico também ocorrem, como o complexo máfico-ultramáfico acamadado Bacuri (2,20 Ga - Pimentel *et al.* 2002), supracrustais do Grupo Vila Nova (2,10 Ga a 2,05 Ga - Avelar 2002 e Costa *et al.* 2002), granitóides calcialcalinos (2,15 a 2,05 Ga - alguns com zircões herdados arqueanos), o granito tardi-transamazônico Amapari (1,99 Ga - Borges *et al.* 2002) e o granito anorogênico Uaiãpi (1,75 Ga - Ricci *et al.* 2001). As idades modelo T_{DM} das rochas arqueanas variam entre 3,24 e 2,74 Ga (εNd_(T) -5,48 a +1,75), as das paleoproterozóicas de 3,02 a 2,66 Ga (εNd_(T) -13,10 a -2,27).

O domínio *Falsino* representa uma faixa granulítica NW-SE na região do rio Falsino, na porção centro-oriental do Amapá (Figura 2), originalmente cartografada e caracterizada como um “largo cinturão granulítico de *trend* NW-SE” (Scarpelli 1969). É constituído pelos *Granulitos Indivisos* (Faraco *et al.* 2004), Piriclasito Mutum, Enderbitto Cobra e Charnockito Cuatá (João *et al.* 1979).

Isócrona Rb-Sr com sete pontos de granulitos da região forneceu idade de 2,67 Ga (Montalvão & Tassinari 1983). Os granulitos félsicos e charnockitos têm idades entre 2,67 e 2,53 Ga, (T_{DM} de 3,29 a 2,71 Ga). Zircão de 2,90 Ga foi detectado nessas rochas (Avelar et al. 2002). Charnockitos e enderbitos paleoproterozóicos (2,02 a 1,90 Ga – alguns com zircões herdados de ~2,60 Ga) com idades modelo variando de 3,05 a 2,64 Ga, também integram este domínio. Mobilizado granítico de 2,1 Ga foi detectado entre os granulitos (Avelar 2002). Os valores de $\epsilon Nd_{(T)}$ das rochas arqueanas (-6,00 a +1,37) e das paleoproterozóicas (-5,91 a -1,50), indicam origem crustal, equivalente a arco em margem continental (DePaolo 1988).

O domínio *Paru-Ipitinga*, um terreno granito-*greenstone* no NNW do Pará (Figura 2), contém um núcleo granulítico – o Complexo Ananai (2,58 Ga, Ricci et al. 2001), unidades metavulcanossedimentares (Ipitinga, Treze de Maio, Fazendinha, Cuiapocu) e granitóides associados (Complexo Paru-Maratiá e as suítes graníticas Igarapé Urucu, Carecuru, Igarapé Careta), com idades de 2,26 - 2,05 Ga (McReath & Faraco 1997, Costa et al. 2002, este trabalho) e zircão herdado de 2,64 Ga (Suíte Igarapé Careta).

As idades modelo (2,86 a 2,40 Ga) e os $\epsilon Nd_{(T)}$ (-5,23 a -0,48) dos granitóides sugerem um período de diferenciação arqueano a paleoproterozóico e magmas prigenitores de origem crustal, enquanto que os dados analíticos de afibolitos do Grupo Ipitinga, (T_{DM} 2,77 Ga, idade Sm/Nd 2,26 Ga e $\epsilon Nd_{(T)}$ +1,97, McReath & Faraco 1997), apontam para diferenciação neo-arqueana e origem mantélica, consonante com a natureza vulcânica tholeiítica oceânica dos protólitos, depositados em bacia de retroarco (Faraco 1990; Faraco 1997). Vários batólitos de *Granitóides Indiferenciados* (Ricci et al. 2001), com idades modelo T_{DM} entre 3,05 e 2,40 Ga e um corpo máfico-ultramáfico relacionado ao Grupo Ipitinga e correlato ao Complexo Bacuri (T_{DM} 2,46 Ga- Faraco et al. 2004), ocorrem neste domínio.

O domínio *Norte do Amapá* corresponde às suítes graníticas orogênicas e unidades metavulcanossedimentares da porção setentrional daquele estado (Figura 2). As idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ dos granitóides entre 2,11 e 2,09 Ga (com apenas dois registros de 2,18 e >2,13 Ga), são relacionadas ao ciclo Transamazônico (~ 2,20-2,05 Ga). As idades modelo Sm/Nd abrangem um amplo espectro (2,86 a 2,24 Ga, e um valor 2,18Ga). Os $\epsilon Nd_{(T)}$ (- 6,08 a + 0,84) indicam origem crustal. Dioritos e tonalitos (2,18-2,15 Ga) são relacionados a um episódio gerador de arco magmático, e os granitóides mais jovens (2,11 – 2,08 Ga) a um processo de reciclagem crustal, durante estágio colisional (Avelar 2000). A região do Lourenço, integrante desse domínio, representa crosta continental juvenil, sem contaminação arqueana, relacionada ao desenvolvimento de arco magmático (Nogueira et al. 2000). Por outro lado, a presença de granitóides paleoproterozóicos com zircões herdados (2,78 – 2,54 Ga) e de quartzitos do Grupo Paramaca com zircões de 3,19 a 2,77 Ga (Lafon et al. 2000) na fronteira Amapá – Guiana Francesa, mostram que o domínio Norte é formado tanto por crosta juvenil paleoproterozóica como por crosta arqueana retrabalhada na orogênese Transamazônica.

Conclusões

O domínio *Central – SW do Amapá* inclui as rochas mais antigas da porção SE do Escudo das Guianas, com um período principal de diferenciação manto - crosta entre 3,20 e 2,60 Ga e magmatismos crustais de 2,86 a 2,60 Ga, originários das diversas unidades arqueanas. Tonalito com zircões de até 3,07 Ga ocorre nesse domínio. Parte da crosta arqueana foi retrabalhada na orogênese Transamazônica geradora das unidades riacianas (2,25 a 2,05 Ga) integrantes dos terrenos granito-*greenstone*.

A faixa granulítica NW-SE da região centro-oriental - o domínio Falsino – contém rochas com idades modelo entre 3,29 e ~2,60 Ga (o mesmo intervalo registrado no domínio Central –SW do Amapá) e granulitos com protólitos de 2,67 a 2,53 Ga (zircões herdados > 2,9 Ga), que representam indícios da existência de magmatismo neo-arqueano e de crosta mesoarqueana. A presença de charnockitos e enderbitos com idades 2,02 – 1,90 Ga (T_{DM} 3,05 –

2,64 Ga), revela a atuação de um evento tardi-transamazônico que retrabalhou as rochas neo-arqueanas, coevo ao metamorfismo granulítico neste domínio (2,04-1,98 Ga, Oliveira *et al.* 2002), ao Granito Amapari (1,99 Ga, Borges *et al.* 2002) e à migmatização/deformação/metamorfismo, no domínio Central - SW do Amapá (2,17 - 1,71 Ga, Scarpelli 1969, Avelar 2000).

O terreno granito-*greenstone* correspondente ao domínio Paru-Ipitinga está em contato com o domínio *Central-SW do Amapá* através de uma cadeia de montanha (Serra do Ipitinga) NW-SE, balizada principalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes/compressionais sinistrais. Ela registra o fechamento de uma bacia oceânica de retroarco (Faraco 1990, 1997) decorrente da subducção e colisão na margem de um continente. Além da cadeia de montanha, a colisão originou compressão e empilhamento de rochas de diferentes idades e naturezas. A espessura do Grupo Ipitinga (~3 km, com mergulho médio de 70°) na serra homônima é significativa, e os metassedimentos atingem o grau cianita-muscovita (Faraco 1990; Faraco 1997) naquele limite de placas. Estes dados permitem classificar o domínio *Paru-Ipitinga* como um arco magmático acrescionário compressional, relacionado a um orógeno controlado por subducção em limite de placas convergentes (Sengor, 1990).

Os granulitos do Complexo Ananai (2,58 Ga) e zircão herdado (2,65 Ga) na Suíte Igarapé Careta (2,05 Ga) registram a existência de crosta neo-arqueana retrabalhada na orogênese Transamazônica. Esses granulitos são coevos a granulitos ocorrentes no domínio Falsino, e mais novos que os do Complexo Jarí-Guaribas (2,79 Ga), no domínio Central-SW do Amapá. Por outro lado, o Complexo Paru-Maratiá (2,15 Ga) com idade modelo T_{DM} 2,47 Ga, a Suíte Intrusiva Parintins (T_{DM} 2,47 Ga), os granitóides indiferenciados (T_{DM} 2,49 a 2,40 Ga) e o corpo máfico-ultramáfico (T_{DM} 2,46 Ga) relacionado ao Grupo Ipitinga (2,26 Ga), indicam que o domínio *Paru-Ipitinga* é constituído tanto por crosta arqueana retrabalhada no Paleoproterozóico, como por crosta juvenil paleoproterozóica.

Todas as rochas do domínio *Norte do Amapá* são paleoproterozóicas. A exemplo do domínio Paru-Ipitinga, ele é formado tanto por crosta juvenil paleoproterozóica, como por crosta arqueana retrabalhada na orogênese Transamazônica.

O domínio Central-SW do Amapá representa um fragmento crustal arqueano ao redor do qual desenvolveram-se os demais domínios.

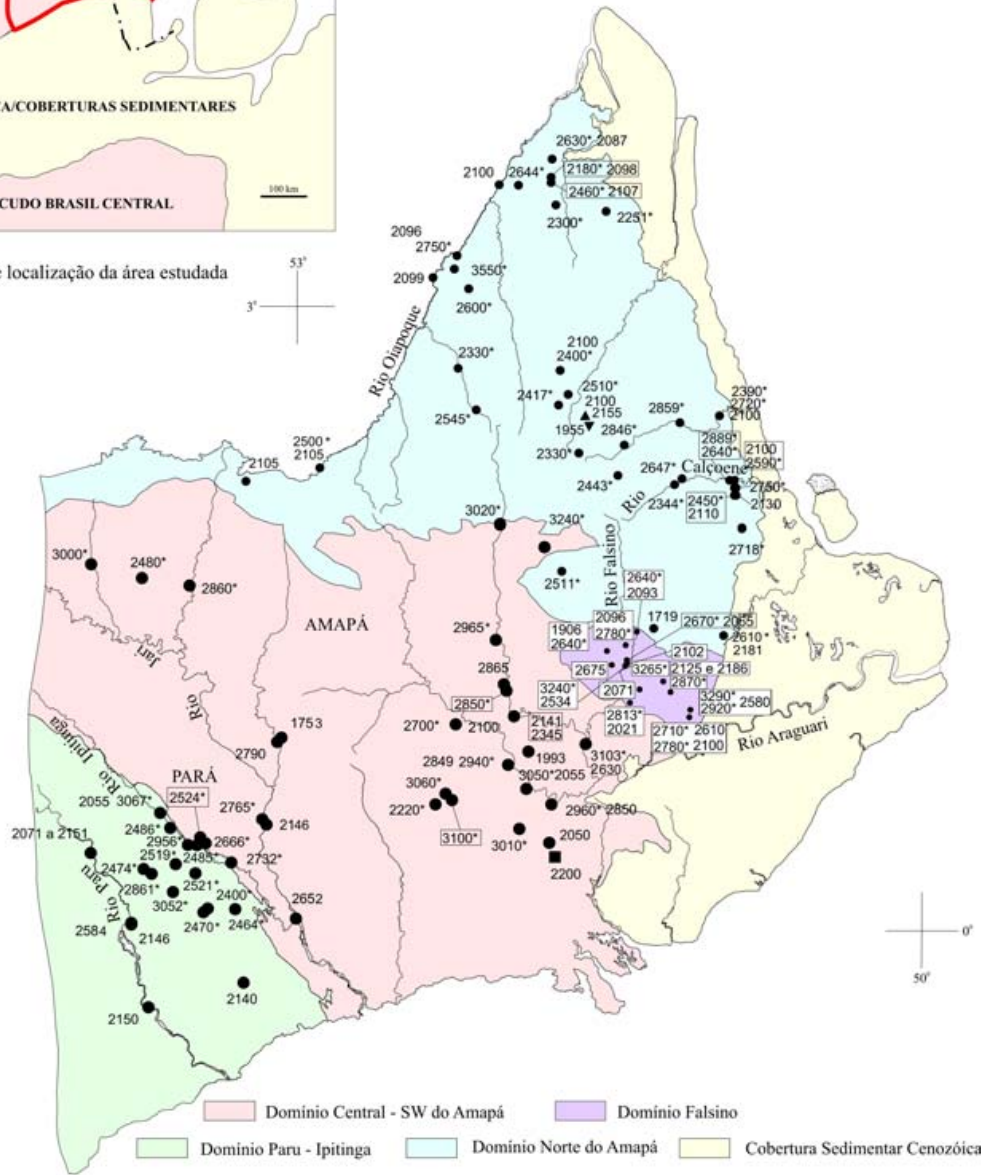
Referências

- Avelar V. G. 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total da porção Centro-norte do Amapá-Brasil: Implicações para a evolução Geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. Tese de Doutorado. UFPa. Centro de Geociências. 213p.
- Bello R.M.S., Coutinho J.M.V., Valarelli J.V. 1978. Metamorfismo de Serra do Navio, Amapá. XXX Cong. Bras. Geol.SBG, Recife, v.3, 1195-1201.
- Borges A. A. S, Lafon J.M., Villas R.N.N. 2002. Magmatismo tardi-transamazônico na Serra do Navio, região central do Amapá: Evidências geocronológicas. XLI Cong. Brasil.de Geol. SBG - Núcleo Nordeste. p. 435.
- CPRM. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Eds: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves, J.H. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 692 p.
- Costa L. T. R., Ricci P.S.F., Lafon J. M., Vasquez M. L., Carvalho, J.M., Klein E.L., Macambira E.M.B. 2002. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of southwestern Amapá and northwestern Pará, Brazil, southwestern Guiana Shield. In: Geology of France, n. 2,3,4, 101-120, fig.tab.
- DePaolo D. J. 1988. Neodymium isotope Geochemistry - An introduction. Springer-Verlag.
- Faraco M. T. L. 1990. Evolução Petroológico-Geoquímica das Rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará). Belém. Tese de Mestrado UFPa. 346p.
- Faraco M. T. L. 1997. Evolução petroquímica e metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará). Tese de Doutorado. Belém, UFPa, 196 p.
- Lafon, J. M. et al. 2000. Geochronological evidence for reworked Neoproterozoic crust during Transamazonian orogeny (2.1 Ga) in southern Guiana Shield, 31° IGC, Rio de Janeiro. CD-ROM.

- João X. S. J., Frizzo S. J., Marinho P. A. C., Carvalho J. M. A., Silva Neto C. S., Souza A. N. Guimarães L. R. 1978. Projeto Sudoeste do Amapá. Relatório Final. Texto. Belém: DNPM/CPRM, v. 1-A, 224p. il.
- João X. S. J. Carvalho J. M. A., Vale A.G., Frizzo S. J., Martins R. C. 1979. Projeto Falsino; relatório final. Texto. Belém: Convênio DNPM-CPRM, 199p.5v. il.
- McReath I. & Faraco M. T. L. 1997. Sm-Nd and Rb-Sr Systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: South Am. Symp. On Isotope Geology, 1, Extended Abstracts....., IG-USP, Campos do Jordão-SP, pp. 194-196.
- Montalvão R. M. G. & Tassinari C.C.G. 1983. Comentários preliminares sobre a geocronologia das rochas em torno do greenstone belt do Cupixi-Amapá. São Paulo, Projeto RADAMBRASIL/USP, (Relatório Interno RADAMBRASIL, 571-G).
- Nogueira S. A.A., Bittencourt J.S., Tassinari C.C.G. 2000. Geochronology of the cratoid hosted Salamangone gold deposit, Lourenço district, Amapá, Brazil. Revista Brasileira de Geociências n.2, v.30., p. 261-264.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia, S.M., Pimentel, M.M. 2002. Implantação do método Sm-Nd para minerais metamórficos e sua aplicação em rochas da região central do Amapá, sudeste do Escudo das Guianas. XLI Cong. Brasil.de Geol. SBG - Núcleo Nordeste. p.502 .
- Pimentel M. M.,Ferreira Filho C. F., Spier C. A. 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão metamorfismo e natureza do magma original. Revista Brasileira de Geociências n.3, v.32., p. 371-376.
- Ricci, P. S. F.; Costa, L. T. R.; Carvalho, J. M. A.; Klein, E. L.; Vasquez, M. L.; Macambira, E. M. B.; Vale, A. G.; Araújo, O. J. B. de. 2001 - Projeto Província Mineral da RENCA e Distrito Mineral do Ipitinga. Geologia e Recursos Minerais. Belém, CPRM, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos - Relatório Fase I. 67p.
- Sato K. & Tassinari C. C. G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Craton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M. L. da e Angélica, R. S. (Coords.). Contribuições à geologia da Amazônia, Belém: FINEP/SBG-NO, 1997. p. 91-142.
- Scarpelli W. 1969. Preliminary geological mapping of the Falsino river, Amapá, Brasil. Verh. Ned. Geol. – Mijnbouwkundig, 27: 125-130.



Figura 1 - Mapa de localização da área estudada



- 3050* 2055 Ma Idade Modelo Sm-Nd e Idade $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$
- 2732* Ma Idade Modelo Sm/Nd
- 2790 Ma Idade $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$
- 2200 Ma Idade Isocrônica Sm/Nd
- ▲ 2155 Ma Idade Pb/Pb (rocha total)
- ▼ 1955 Ma Idade U/Pb

Fontes: Este trabalho; Avelar, 2002; Sato & Tassinari, 1997; Ricci *et al.*, 2001; Pimentel *et al.*, 2002; Nogueira *et al.*, 2002

Figura 2 - Domínios tectono-geocronológicos no Amapá-NNW Pará

IDADES $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ DE ZIRCÕES DETRÍTICOS DAS FORMAÇÕES VIZEU, IGARAPÉ DE AREIA E PIRIÁ, NORDESTE DO PARÁ: IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E PALEOAMBIENTAIS

¹Candido A. V. Moura, ¹Keila S. L. Teixeira, ²Evandro L. Klein, ¹Bruno L. S. Pinheiro

¹CG-UFPA, candido@ufpa.br, kt@ufpa.br e brului@ufpa.br

²CPRM-Belém, eklein@be.cprm.gov.br

Introdução

Na região nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, região do Gurupi, ocorrem coberturas sedimentares tidas como pré-cambrianas e cambrianas, reunidas nas formações Vizeu, Igarapé de Areia e Piriá (Hasui et al. 1984, Pastana 1995). A definição das idades destas unidades sempre foi problemática devido às dificuldades de obter tanto idades relativas (fósseis) como absolutas (radiométricas) para estas rochas. Em função disso, as relações estratigráficas entre estas diferentes coberturas sedimentares não estão estabelecidas, nem está entendido o papel de cada uma delas no quadro evolutivo deste segmento crustal. A datação de grãos detriticos de zircão foi utilizada neste trabalho como uma ferramenta na tentativa de investigar estas questões uma vez que ela permite inferir idades máximas para estas rochas, além de fornecer informações sobre as possíveis áreas fontes, contribuindo assim para o entendimento da evolução paleoambiental da região.

Contexto Geológico

A região do Gurupi é uma das áreas do continente sul-americano utilizados na correlação com o continente africano, na reconstituição do Gondwana (Hurley et al. 1967). Nesta região são reconhecidos dois distintos segmentos crustais pré-cambrianos: o Cráton São Luís, que na reconstituição paleogeográfica pré-deriva do Gondwana faria parte do Cráton Oeste Africano, e o Cinturão Gurupi. O Cráton São Luís é constituído por rochas do Paleoproterozóico representadas por tonalitos e granitos da Suíte Tromai (2160 Ma), rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Aurizona (2240 Ma), e corpos granitoides agrupados na Suíte Tracuateua (2070 Ma) (Pastana 1995; Klein & Moura 2001; Klein et al. 2005a). O Cinturão Gurupi é constituído, predominantemente, por rochas paleoproterozóicas deformadas no Brasiliano, representadas pela seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Gurupi (2160 Ma), gnaisses do Complexo Itapeva (2167 Ma), por corpos granitoides calcico-alcalinos como Cantão (2160 Ma), e peraluminosos como Maria Suprema, Japim e Jonasa (2100-2070 Ma). Incorpora rochas do Neoproterozoico em menor proporção como o Gnaisse Boca Nova (732 Ma), o Granito Ney Peixoto (550 Ma) e a Formação Marajupema, metassedimentar, de idade máxima 1100 Ma (Klein e Moura 2001, Moura et al. 2003, Klein et al. 2005b).

Coberturas sedimentares pré-cambrianas e fanerozóicas assentam-se neste segmento crustal. As formações Vizeu e Igarapé de Areia, representam as coberturas pré-cambrianas. A primeira, é constituída por conglomerados com intercalações de níveis areníticos, arenitos arcossianos médios a grossos e pelitos no topo. Na Formação Igarapé de Areia ocorrem arenitos arcossianos médios a grossos, conglomerados, arenitos finos a médios e, subordinadamente, pelitos (Hasui et al. 1984). A Formação Piriá, posicionada a princípio no Eocambriano (Hasui et al., 1984), é constituída por conglomerados, arenitos arcossianos e pelitos anquimetamorfisados.

As demais coberturas fanerozoicas são representadas pelas sequências das bacias do Parnaíba e continentais marginais (São Luís e Bragança - Viseu).

Métodos de Amostragem e de Análises Isotópicas

Os zircões detríticos foram datados pela técnica de evaporação de chumbo em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão). Os grãos de zircão foram separados de, aproximadamente, 20 Kg de amostra utilizando técnicas convencionais de extração de minerais pesados e datados individualmente no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso). Na sistemática adotada no Pará-Iso para a datação Pb-Pb em zircão, em geral, realizam-se três etapas de evaporação nas temperaturas de 1450°C, 1500°C e 1550°C (Klein & Moura 2001). A idade obtida em cada etapa de evaporação geralmente aumenta no sentido das etapas de maior temperatura, portanto, a princípio, deve-se tomar como a idade mais representativa do cristal aquela obtida na etapa de mais alta temperatura. Nos zircões analisados neste trabalho, a grande maioria das idades foi obtida na etapa de 1500°C uma vez que não foi possível obter dados na temperatura mais alta. Em alguns poucos casos, apenas a etapa de evaporação de 1450°C forneceu idade. Foram datados cristais de zircão de duas amostras da Formação Viseu, uma da Formação Igarapé de Areia, e uma da Formação Piriá. Procurou-se datar um mínimo de 30 grãos de zircão de cada rocha na tentativa de obter resultados estatisticamente mais consistentes.

Resultados

Zircões detríticos de um paraconglomerado e um arenito da Formação Viseu foram datados. O paraconglomerado é constituído essencialmente por matriz quartzosa, com grãos de granulação fina a média, que sustenta seixos de quartzo. Duas populações de idade exclusivamente paleoproterozóica foram identificadas. Uma no intervalo de 2150 a 2170 Ma e outra no intervalo de 2185 a 2190 Ma. Um cristal de zircão apresentou idade de 2038 Ma. O arenito é constituído essencialmente por grãos de quartzo e uma matriz sericítica, sugerindo que ela deve ser produto da alteração de minerais pré-existentes, como feldspato, tratando-se possivelmente de um arenito arcossiano. Ele apresentou três populações distintas de zircão sendo a predominante aquela de idade paleoproterozóica, com intervalo de idade entre 2113 a 2183 Ma, e duas populações de idade arqueana. Uma com intervalo de idade entre 2713 e 2870 Ma e outra variando entre 2955 e 3126 Ma. Tanto os seixos de quartzo do paraconglomerado como os grãos de quartzo do arenito arcossiano apresentam feições intragranulares características de cristais provenientes de rochas metamórficas (subgrão, recristalização com desenvolvimento de contatos suturados). A assembléia de minerais pesados do paraconglomerado é composta quase que exclusivamente por minerais opacos e grãos de zircão em menor quantidade. Minerais opacos também predominam no arenito arcossiano, zircão em menor quantidade e, subordinadamente, epidoto.

Os cristais de zircão datados da Formação Igarapé de Areia são provenientes de um arenito arcossiano. A rocha é mal selecionada e constituída por quartzo, plagioclásio (andesina e oligoclásio), fragmentos de rochas sedimentares e metamórficas, além de muscovita e epidoto. Sericita, zircão, apatita, carbonato, clorita e microclina ocorrem em menor quantidade. Granada, epidoto, apatita, zircão, sillimanita, anfibólio e topázio são os minerais pesados presentes nesta rocha. Os cristais de zircão analisados forneceram tanto idades neoproterozóicas (500 a 700 Ma) como paleoproterozóicas (2100 – 2160 Ma) definido uma distribuição bimodal com contribuição de fontes de idades distintas. A população de idade mais jovem perfaz mais de 80% dos cristais

datados e, suas idades representadas em um histograma, definem claramente uma distribuição normal com moda entre 600 e 650 Ma

Os zircões datados da Formação Piriá são provenientes de um arenito lítico mal selecionado, constituído por tipos variados de fragmentos de rocha, quartzo, feldspato, muscovita, epidoto e zircão. A presença dominante de zircão, turmalina, rutilo e granada entre os minerais pesados sugere o retrabalhamento dos sedimentos que originaram este meta-arenito. O conjunto de cristais detríticos de zircão datados revelou idades variando entre 1950 e 2170 Ma. Quando representadas em um histograma as idades definem uma distribuição normal com moda no intervalo entre 2050 e 2100 Ma.

Discussões e Conclusões

A idade Pb-Pb em zircão é calculada com base na razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, portanto, é uma idade aparente e deve ser interpretada como idade mínima do cristal analisado. Todavia, tem sido demonstrado que em zircões de rochas magmáticas, a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ se superpõe, no limite do erro analítico, com a idade obtida pelo método U-Pb convencional e SHRIMP (Ansdell & Kyser 1991, Kroner et al. 1994). Estudos similares em cristais detríticos zircão dificilmente serão conclusivos, pois não existem garantias de que os cristais analisados pertençam a mesma rocha fonte. Assim, a idade Pb-Pb em zircão detrítico deve ser interpretada como idade mínima e, as considerações nela baseada não devem ultrapassar os limites traçados pela consistência estatística do conjunto de dados.

Os dados obtidos indicam a presença de duas populações distintas de zircão na amostra do arcósio da Formação Igarapé de Areia. Uma população neoproterozóica com a moda da idade entre 600 e 650 Ma, e uma população com idade paleoproterozóica entre 2100 e 2160 Ma. Isso permite inferir uma idade máxima de deposição desta unidade entre 600 e 650 Ma, descartando-se assim, sugestões anteriores de posicioná-la no Meso-, ou até mesmo, no Paleoproterozóico. Além do mais, 80% dos cristais datados são de idade neoproterozóica sugerindo uma importante contribuição de fontes dessa idade. Rochas neoproterozóicas na faixa de 600-650 Ma têm sido reportadas nos cinturões Pan-Africanos que bordejam o Cráton Oeste Africano (Trompette 1994). Na província Borborema, Brito Neves *et al.* (2001) descrevem magmatismo granítico dessa faixa de idade, no bloco de Santa Quitéria, a leste do lineamento Transbrasiliano. Considerando ainda a imaturidade mineralógica e textural dos sedimentos da Formação Igarapé de Areia, não pode ser descartada a possibilidade de que faixas de rochas do Neoproterozóico, hoje encobertas pelas seqüências da Bacia do Parnaíba, tenham servido de fonte para as rochas sedimentares desta Formação. A abundância de plagioclásio sugere que rochas ígneas plutônicas intermediárias a félsicas podem ter sido a principal fonte do arcósio estudado.

Os dados geocronológicos obtidos apontam uma idade máxima do Paleoproterozóico para a Formação Viseu não podendo descartar a possibilidade de ser mais jovem. No entanto, a hipótese dessa unidade ser uma cobertura sedimentar relacionada a orogênese brasileira, a semelhança da Formação Igarapé de Areia torna-se cada vez mais remota uma vez que as investigações geocronológicas não revelaram a presença de cristais detríticos de zircão do Neoproterozóico. Assim, torna-se cada vez mais forte a hipótese de que essas coberturas sedimentares pré-cambrianas não sejam contemporâneas, embora deva-se ressaltar que os dados sejam ainda limitados e, portanto, não conclusivos.

O meta-arenito lítico da Formação Piriá apresenta apenas cristais de idade paleoproterozóica, definindo uma população com a moda da idade entre 2050 e 2100 Ma. Estes dados sugerem que apenas seqüências paleoproterozóicas foram as fontes desta rocha. Embora não seja improvável, este é um fato difícil de aceitar em virtude da grande abundância de grãos

detríticos de zircão na Formação Igarapé de Areia. Esta situação deverá ser melhor esclarecida com datações adicionais em zircão detrítico da Formação Piriá em áreas mais típicas de ocorrência desta unidade. No entanto, como estes arenitos são de granulação fina, os grãos de zircão são muito pequenos e revelaram-se inadequados para o de datação método aplicado.

Agradecimentos – Este trabalho foi realizado no âmbito do projeto PRONEX 103/98 (Proc. 66.2103/1998-0): *Mamatismo Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes*.

Referências Bibliográficas

- Ansdell K M, Kyser T K, 1991. Plutonism, deformation, and metamorphism in the Proterozoic Flin Flon greenstone belt, Canada: Limits on timing provided by the single-zircon Pb-evaporation technique. *Geology* 19, 518-521.
- Brito Neves B B, Van Schmus W R, Fetter A H, 2001. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema): Ensaio comparativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v.1, p.59-78.
- Hasui Y, Abreu F A M, Villas R N N, 1984. Província Parnaíba. In: F F M Almeida & Y Hasui. O Pré-Cambriano no Brasil. São Paulo, Edgard Blücher, p. 36-45
- 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.
- 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 EL, Moura CAV, Pinheiro BLS 2005a. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Research* 8: 177-186.
- Klein EL, Moura CAV, Krymsky RS, Griffin WL, 2005b. The Gurupi belt, northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research* 141: 83-105.
- Kröner A, Jaeckel P, Williams I S, 1994. Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Precambrian Research* 66, 151-181.
- 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 Gurupi Belt, Brazil. 4 Simpósio Sulamericano de Geologia Isotópica, Salvador.
- 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.
- Trompette R, 1994. Geology of Western Gondwana (200-500 Ma) Pan African-Brasiliano Accretion of South America and Africa. Bakelma, Rotterdam/ Brookfield, 350 p.

IDADES Pb-Pb DOS GRANITOS DO SETOR NOROESTE DO ESTADO DE RONDÔNIA

Gilmar J. Rizzotto¹, Marcos L. do E.S. Quadros¹, José G. de Oliveira¹, João M. de Castro¹, Jean M. Lafon²

¹CPRM – Porto Velho. gilmarizz@pv.cprm.gov.br

²Centro de Geociências-Universidade Federal do Pará – Belém

Introdução

Em estudos recentes realizados no setor noroeste do Estado de Rondônia e sul do Amazonas (Rizzotto *et al*, 2005) permitiram cartografar e caracterizar novos corpos graníticos e rochas associadas, os quais possibilitaram um acréscimo no conhecimento geológico regional. São apresentados e discutidos os resultados das análises isotópicas realizadas em rochas graníticas do setor noroeste de Rondônia. Esse estudo foi realizado no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), no Centro de Geociências da UFPA, pelo método de evaporação de chumbo em monocristais de zircão. O objetivo principal foi definir a idade de cristalização das rochas para permitir o correto empilhamento estratigráfico, além de balizar temporalmente os eventos posteriores que as afetaram e também, verificar a contemporaneidade dessas rochas com àquelas de características semelhantes que ocorrem naquela região. Adicionalmente, obter informações sobre a formação e evolução da crosta continental da região.

Método, Análises e Resultados

As rochas graníticas analisadas são representantes de 3 suítes intrusivas importantes dentro do contexto geológico regional. Duas delas estão localizadas no extremo noroeste de Rondônia, próximo da divisa com o Amazonas, e a outra, nas adjacências da cidade de Porto Velho.

Os cristais de zircão, para a análise isotópica, foram selecionados com uma lupa binocular em função da morfologia e das estruturas internas identificáveis. O princípio do método analítico é baseado no processo de evaporação do chumbo contido em um cristal de zircão, em etapas sucessivas de aquecimento em um espectrômetro de massa por termoionização (TIMS). A composição isotópica do Pb evaporado em cada etapa de aquecimento é determinada em seguida e a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medida permite calcular uma idade a partir das equações de desintegração do ^{235}U e ^{238}U , respectivamente, em ^{207}Pb e ^{206}Pb em função do tempo.

Maciço Tamburete (Suíte Intrusiva Serra da Providência) – A amostra JG-57A representa um sienogranito deformado, apresentando moderada taxa de deformação, com matriz milonítica, intensamente microgranulada. Porfiroclastos predominantemente de microclínio mostram-se envolvidos por biotita sigmoidal. Estruturas em *ribbon* são frequentes, além de estiramento e imbricação dos cristais de quartzo nas proximidades dos porfiroclastos de feldspato potássico. O grau metamórfico é da fácies anfíbolito inferior, preservando a textura magmática. Foram selecionados 14 cristais de zircão para as análises isotópicas de Pb. Os zircões, em sua maioria, são compridos, sub-automórficos a automórficos, geralmente prismáticos-bipiramidais e com zoneamento distinguível nos cristais mais límpidos. Alguns cristais apresentam pirâmides quebradas ou desgastadas. No geral, os cristais não mostram feições metamórficas e contêm poucas inclusões e fraturas.

Dos 14 cristais, 9 forneceram resultados no espectrômetro de massa, para a determinação das razões isotópicas (tabela 1). As idades fornecidas pelos 9 cristais espalharam-se entre **1526 Ma** e **1553 Ma**, com um valor médio de **1538 ± 6 Ma** (190 razões, USD = 3,2). Um dos grãos forneceu duas idades similares em duas etapas de aquecimento

(grão nº8). O valor alto do USD indica uma dispersão dos pontos analíticos, provavelmente de origem geológica. Os três cristais com idades mais elevadas (grãos nº5, 7 e 8), quando tratados separadamente fornecem uma idade de **1552 ± 4 Ma** (USD = 0,6), enquanto que os outros 6 grãos definiram uma idade de **1532 ± 4 Ma** (USD = 1,5). Tendo em vista o valor baixo de USD e o fato de que um dos grãos apresentou idades similares em duas etapas de aquecimento, a idade de **1552 ± 4 Ma** é considerada como sendo da cristalização do metasiénogranito, apesar do número reduzido de grãos utilizado no cálculo dessa idade. As idades um pouco mais jovens encontradas nos outros cristais são interpretadas como resultado de pequenas perdas de Pb radiogênico relacionadas ao metamorfismo que afetou a rocha. Este evento posterior é interpretado como sendo aquele da Orogenia Rondoniana-San Ignácio (~1330 Ma).

Zircão	T(°C)	Nº de razões	de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade (Ma)	2σ
JG57A/1	1450	16	12500	0,21402	1347	0,09596	0,00015	0,09487	24	1526	5
JG57A/2	1450	32	15152	0,18438	362	0,09612	0,00024	0,09520	40	1532	8
JG57A/3	1450	6	3690	0,12107	236	0,09854	0,00028	0,09479	31		
	1500	18	15625	0,19950	106	0,09636	0,00033	0,09541	26	1536	5
JG57A/5	1450	4	10204	0,17802	86	0,09737	0,00037	0,09602	37	1548	7
JG57A/6	1450	14	6494	0,16400	84	0,09768	0,00023	0,09533	55	1535	11
JG57A/7	1450	4	26316	0,22941	934	0,09562	0,00023	0,09509	23		
	1480	6	12987	0,22832	116	0,09720	0,00077	0,09613	78	1551	15
JG57A/8	1450	8	9434	0,14676	81	0,09768	0,00025	0,09621	27		
	1500	38	35714	0,16046	63	0,09670	0,00035	0,09628	39	1553	4
JG57A/9	1450	36	12987	0,29311	358	0,09650	0,00037	0,09535	36	1535	7
JG57A/11	1500	18	8929	0,16466	154	0,09684	0,00016	0,09527	28	1534	5
Mean Age (grains 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9 and 11 - 190 ratios - USD = 3.2)										1538	6
Mean Age (grains 1, 2, 3, 6, 9 and 11 - 134 ratios - USD = 1.5)										1532	4
Mean Age (grains 5, 7 and 8; - 56 ratios - USD = 0.6)										1552	4

Tabela 1- Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra JG-57A

Portanto, o maciço Tamburete apresenta idade de cristalização (1552 ± 4) Ma similar aos granitos da Serra da Providência (1557 Ma), os quais encontram-se amplamente distribuídos no Estado de Rondônia.

Suíte Intrusiva Santo Antônio - Trata-se de um sienogranito (JG-139) de granulação grossa, textura inequigranular porfirítica, isotrópico, coloração rosa-claro, apresentando como característica marcante a textura rapakivi. Os constituintes minerais mostram-se em estágio avançado de alteração, sendo que os cristais de feldspato alcalino apresentam processos de substituição de caráter, possivelmente, pós-magmático. Bordas de reação são frequentes no microclínio e representadas por uma fina auréola constituída de pequenos grãos arredondados de albita. Os cristais de quartzo são xenomórficos, apresentando leve extinção ondulante, ocorrendo também, uma segunda geração de cristais arredondados, inclusos no K-feldspato.

Foram selecionados 7 cristais de zircão da amostra JG-139 (tabela 2). Os zircões são límpidos, sub-automórficos a automórficos, prismáticos e bipiramidais, alongados com algumas inclusões e fraturas. Um grão apresenta uma forma um pouco mais arredondada (grão nº6). Esse grão não forneceu sinal no espectrômetro de massa. Dos 7 cristais escolhidos, 5 forneceram um sinal de Pb no espectrômetro de massa e apresentaram razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ suficientemente elevadas para não serem eliminados. Excetuando o grão nº1 que apresentou duas etapas de evaporação, os outros cristais forneceram apenas uma etapa, na temperatura 1500°C. As idades encontradas em todos os grãos foram similares (**1356–1360 Ma**) e forneceram uma idade média de **1358 ± 2 Ma**. Essa idade é interpretada como sendo de

cristalização do sienogranito. Não foi evidenciado nenhum problema de perturbação do sistema U-Pb dos cristais, nem a presença de componente de Pb herdado.

Zircão	T(°C)	No. of ratios	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade (Ma)	2σ
JG139/1	1450	32	2584	0,09937	46	0,09222	0,00017	0,08677	19		
	1500	34	29412	0,09105	51	0,08729	0,00030	0,08689	35	1356	4
JG139/2	1500	24	6711	0,08549	109	0,08901	0,00014	0,08681	20	1357	4
JG139/3	1500	40	18519	0,08078	20	0,08775	0,00014	0,08693	15	1359	3
JG139/4	1500	40	9709	0,07508	64	0,08827	0,00028	0,08694	18	1359	4
JG139/7	1500	34	11628	0,07550	29	0,08806	0,00042	0,08696	58	1360	13
Mean Age (5 grains - 204 ratios - USD = 0.8)										1358	2

Tabela 2- Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra JG-139.

O posicionamento estratigráfico da Suíte Santo Antônio foi definido, em trabalhos anteriores, mais em função da determinação geocronológica do que por relações de campo, exceção feita ao contato intrusivo observado com rochas do Complexo Jamari. Desta forma, os dados isotópicos existentes de U-Pb em zircão, indicaram uma idade de 1406 ± 32 Ma (Tosdal & Bettencourt, 1994) para uma amostra de biotita-monzogranito de granulação grossa da referida suíte. Dentro do contexto geológico regional, no que se refere a evolução desta porção continental, essa idade não se enquadra coerentemente com o período dos processos orogenéticos que aconteceram no sudoeste do Cráton Amazônico, especificamente, a Orogenia Rondoniana-San-Ignácio. Portanto, a idade de 1406 ± 32 Ma deve ser revista, em função do novo entendimento geológico regional. De outra forma, a idade obtida neste trabalho (**1358 ± 2 Ma**) deve ser considerada como a idade de cristalização da Suíte Intrusiva Santo Antônio e representa o magmatismo granítico relacionado aos estágios extensionais iniciais da Orogenia Rondoniana-San Ignácio.

Maciço Jirau (Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas) - A amostra JM-86 é um granito de cor vermelho-escuro, porfirítico, isotrópico, apresentando fenocristais equidimensionais de feldspato potássico e cristais ovalados a subarredondados de quartzo, ambos imersos em matriz fanerítica fina marrom-avermelhada, constituída por um agregado diminuto de quartzo e feldspatos (albita dominante). Os cristais de plagioclásio ocorrem em pequena proporção e, por vezes, mostram-se argilizados. O máfico dominante é a biotita, porém, ocorrendo em percentual muito baixo. A textura rapakivi é relativamente comum e seus aspectos texturais indicam cristalização em condições epizonais.

Um conjunto de 14 grãos de zircão foi selecionado, do qual 9 cristais forneceram resultados no espectrômetro de massa (tabela 3). Os cristais são límpidos, sub-automórficos, alongados, bipiramidais e com o prisma bem desenvolvido. Alguns dentre os grãos analisados têm as pirâmides um pouco mais arredondadas, porém permanecem sub-automórficos (grãos nº 4 e 5). Todos os cristais analisados mostram vários tipos de inclusão. O cristal nº 10 apresenta-se mais escuro, provavelmente, devido aos efeitos de metamictização. Três cristais forneceram sinal de Pb em duas etapas de evaporação enquanto que os outros forneceram apenas uma etapa. Dos 9 cristais, 6 apresentaram idades estatisticamente similares entre **1320 Ma** e **1331 Ma**, sendo que dois apresentaram a mesma idade em todas as etapas de aquecimento (grãos nº 1 e 6). A média de idade calculada a partir desses 6 cristais é de **1322 ± 2 Ma**. Os grãos nº 8, 10 e 12 mostraram uma idade significativamente menor (**1297-1309 Ma**) e foram eliminados do cálculo da idade média. Esse efeito é, provavelmente, derivado da perda de Pb radiogênico, apesar dos cristais não apresentarem feições metamícticas, enquanto que no caso do grão nº10, a idade mais baixa é atribuída à perda de Pb ligada a metamictização. Tendo em vista o número elevado de grão com idade similar, o fato de dois grãos terem uma idade similar em todas as etapas de aquecimento e o valor baixo de USD (USD = 0,6), a idade de **1322 ± 2 Ma** é interpretada como sendo da cristalização do

sienogranito. Como para a amostra anterior, não foi evidenciada a presença de componente de Pb herdado.

Zircão	T(°C)	No. da razão	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2□	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ 2σ	Idade (Ma)	2σ		
JM86/1	1450	8	3774	0,12235	76	0,08899	0,00024	0,08527	51	
	1500	34	6135	0,12225	41	0,08747	0,00033	0,08530	23	1323 5
JM86/2	1450	32	18182	0,13318	33	0,08605	0,00014	0,08518	22	1320 5
	1450	36	13158	0,13011	51	0,08635	0,00027	0,08530	28	
JM86/6	1450	32	10870	0,12585	55	0,08653	0,00022	0,08532	18	1323 3
	1450	8	> 1000000	0,10734	857	0,08472	0,00171	0,08472	171	
JM86/9	1500	34	10753	0,11099	52	0,08654	0,00023	0,08524	36	1321 8
JM86/10	1500	36	2538	0,09879	32	0,08952	0,00015	0,08417	38	
JM86/12	1500	10	6289	0,11805	60	0,08682	0,00045	0,08463	86	
JM86/13	1450	18	4785	0,14385	191	0,08712	0,00022	0,08395	53	
	1500	12	15385	0,12105	105	0,08651	0,00044	0,08567	77	1331 17
JM86/14	1450	32	3676	0,14193	111	0,08919	0,00047	0,08537	40	1324 9
Mean Age (grains 1, 2, 6, 9, 13 and 14; - 220 ratios - USD = 0.6)								1322	2	

Tabela 3- Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra JM-86.

Dados pré-existentes da literatura geológica regional já indicaram idades semelhantes para granitos que ocorrem na região de São Lourenço, a aproximadamente 30km à oeste do maciço Jirau. Os dados isotópicos U-Pb em zircão, apresentados por Bettencourt *et al.* (1999), para rochas graníticas de São Lourenço indicaram as seguintes idades: 1314 ± 13 Ma para um biotita sienogranito equigranular; 1312 ± 3 Ma de um riolito pórfiro e 1309 ± 13 Ma para um hornblenda-biotita sienogranito. Essas rochas foram reunidas na Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas pelos autores acima referidos. Portanto, o maciço Jirau com idade de **1322 ± 2 Ma** pode ser inserido na Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas e esse magmatismo granítico representa os estágios finais da Orogenia Rondoniana-San Ignácio, ou seja, na fase de estabilização cratônica do sudoeste do Cráton Amazônico.

Considerações Finais

Os resultados Pb-Pb em zircão obtidos indicam a existência de pelo menos três eventos magmáticos mesoproterozóicos no setor noroeste de Rondônia. O primeiro evento é caracterizado pela geração do maciço Tamburete, o qual passa a fazer parte da Suíte Intrusiva Serra da Providência, com idade de **1552 ± 4 Ma**. Dos três maciços acima citados, somente este foi afetado por um evento tectono-metamórfico. Um segundo evento é identificado pelo sienogranito do maciço Santo Antônio, na região de Porto Velho, cuja idade foi de **1358 ± 2 Ma**. Um terceiro evento magmático é caracterizado pela formação do biotita sienogranito do maciço Jirau, pertencente a Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas, na região entre Mutum-Paraná/ Jaci-Paraná, com idade de **1322 ± 2 Ma**. Este último evento magmático é marcador temporal de um novo ciclo orogênico, ou seja, da fase transicional entre o processo colisional final da Orogenia Rondoniana-San Ignácio, para o início de uma nova fase extensional.

Referências Bibliográficas

- Bettencourt, J.S.; Tosdal, R.M.; Leite Jr., W.B.; Payolla, B.L. 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*, v. 95, p. 41-67, 1999.
- Rizzotto G.J. & Oliveira J.G.F. de. (Coords.) 2005. *Projeto Rio Madeira*. Levantamento de informações para subsidiar o estudo de viabilidade do aproveitamento hidrelétrico (AHE) do rio Madeira. CPRM, Porto Velho, 235p
- Tosdal, R.M.; Bettencourt, J.S. U-Pb zircon ages and Pb isotopic compositions of middle proterozoic rondonian massifs, southwestern margin of the Amazon Craton, Brazil. In: CONGRESSO GEOLOGICO CHILENO, 7, 1994. V. 11, p. 1538-1541.

ESTUDOS ISOTÓPICOS (Pb, C e O) NO DEPÓSITO Cu-Au DO SOSSEGO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Marcely P. Neves¹, R. Netuno Villas¹, Candido V. Moura¹, Marco A. Galarza²,
Benevides Aires³, Clóvis Maurity³

¹ Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UPPA. celyneves@ig.com.br, netuno@ufpa.br, candido@ufpa.br

² Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), CG-UFPA. antg@ufpa.br

³ Companhia Vale do Rio Doce -DIOC/CVRD. benevides.aires@cvrd.br, clovis.maurity@cvrd.br

APOIO: PRONEX-MCT

Introdução

O depósito do Sossego integra o cinturão cupro-aurífero que se estende na direção E-W nas fraldas da Serra Sul da Província Mineral de Carajás (PMC). Está localizado a cerca de 25 km a NW da cidade de Canaã dos Carajás, sul do Pará, e é, atualmente, o único depósito que produz minério de cobre na região, tendo reservas primárias de 257 Mt com teores médios de 0,98% Cu e 0,28% g/ton Au. 85% dessas reservas encontram-se no corpo Sequeirinho e os outros 15% nos corpos Sossego, Pista, Curral e Baiano, os três últimos com quantidades subordinadas.

Este trabalho, apoiado na descrição e análises de testemunhos de furos de sondagem e amostras da frente de lavra, objetivou datar a mineralização de sulfetos e investigar possíveis fontes de fluidos responsáveis pela intensa alteração hidrotermal registrada nas rochas hospedeiras do depósito.

Contexto Geológico

A PMC, situada no SE do Cráton Amazônico, faz parte da província geocronológica Amazônia Central (>2,3 Ga, Tassinari & Macambira, 1999) e está dividida no Bloco Carajás (BC), ao norte, e nos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria (TGGRM), ao sul (Souza *et al.* 1996). Esses segmentos crustais, de limites ainda mal definidos, diferem, do ponto de vista metalogenético, principalmente pelo fato de serem desconhecidas nos TGGRM mineralizações cupríferas. O depósito do Sossego encontra-se ao sul do sistema transcorrente Carajás, na zona de contato entre o embasamento granítico-gnáissico ($\approx 3,0$ Ga, Rodrigues *et al.* 1992; Avelar *et al.* 1999) e o Grupo Grão Pará (2,76 Ga, Machado *et al.* 1991). O embasamento é representado pelos ortogranulitos do Complexo Pium e pelos gnaiesses e migmatitos do Complexo Xingu. O Grupo Grão Pará é uma das seqüências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, o qual contém as maiores reservas minerais da PMC. Granitóides arqueanos a paleoproterozóicos ocorrem no Bloco Carajás, destacando-se aqueles com idades de 2,76 Ga (p.ex. granito Estrela), 2,75-2,73 Ga (p. ex. granito Planalto e Suíte Plaquê), 2,57-2,56 Ga (granitos Velho Salobo e Itacaiúnas) e 1,88 Ga (p. ex. granito Serra dos Carajás e Cigano).

Vários eventos distensivos estão registrados no BC e relacionados à geração de falhas normais e de transferência de direções NW-SE e NE-SW, respectivamente. O principal lineamento NW-SE corresponde à falha Carajás, que se instalou sobre os conjuntos litológicos daquele sistema transcorrente, não só seccionando o sigmóide que demarca a região da Serra dos Carajás, como também deslocando estruturas arqueanas e proterozóicas. Aquela zona de contato em que ocorre o depósito do Sossego é marcada por descontinuidades de mesmas direções principais, todas desenvolvidas em ambiente deformacional transpressivo.

Rochas do Depósito e Alteração Hidrotermal

Na área do depósito ocorrem granitóides, rochas máficas, hidrotermalitos, brechas, diques félsicos e máficos, além de biotita-xistos. Os granitóides, de composição original sienogranítica a diorítica, incluem variedades porfiríticas e são constituídos principalmente de albita, quartzo, epidoto, clorita e FK. Estão invariavelmente alterados e deformados a diferentes graus, com o desenvolvimento local de milonitos. As rochas máficas, também bastante hidrotermalizadas, são em geral isotrópicas e compostas predominantemente por escapolita, albita, epidoto, clorita e actinolita. Os hidrotermalitos são representados pelos magnetitos e corpos de minério (semimacções a macções), os primeiros sendo de origem metassomática e caracterizados pela abundância de magnetita e quantidades menores de epidoto, actinolita, apatita, albita, clorita e titanita. Localmente a calcopirita é muito abundante e, pelo menos em parte, pós-data a magnetita. Os corpos de minério consistem principalmente de sulfetos (calcopirita é dominante), e de quantidades menores de magnetita, F-apatita, clinocloro, quartzo e epidoto. Há, pelo menos, dois tipos de brechas, um constituído por clastos de granitóides e de rochas máficas, de formas e tamanhos variados, cimentados por calcopirita, magnetita, actinolita, quartzo e epidoto, e um outro formado por clastos angulosos de rochas máficas hidrotermalizadas imersos em matriz predominantemente carbonática. Os biotita-xistos mostram um marcante bandamento e uma composição mineralógica com fases muito ricas em cloro (Cl-biotita, Cl-K-Fe-hastingsita e marialita), além de quartzo e turmalina. A origem deste tipo litológico é controversa, mas muito provavelmente, durante a deformação, agiram sobre ele fluidos que devem ter interagido com leitos evaporíticos ou exalitos. Os diques cortam as rochas anteriormente descritas, sendo de composição quartzo-diorítica, de textura porfirítica, e gabróica.

Os principais processos hidrotermais que afetaram as rochas do depósito são albitização, epidotização, cloritização, actinolitização e escapolitização, além do metassomatismo de ferro que gerou os magnetitos. O primeiro é mais comum nas rochas graníticas e os dois últimos nas rochas máficas, nas quais a formação de actinolita se intensifica em direção ao minério formando actinolititos. Análises texturais indicam que a actinolita foi coprecipitada ou substituiu Cl-K-Fe-hastingsita, e epidoto e clorita substituem os minerais preexistentes. As vênulas presentes nas rochas granitóides são principalmente de albita, quartzo, clorita, epidoto, actinolita, titanita e sulfetos, enquanto que nas rochas máficas são constituídas de K-feldspato, magnetita, apatita com pouco ou nenhum quartzo. Vênulas tardias, dominadas por calcita, caracterizam um processo de carbonatação, o qual, embora presente no corpo Sequeirinho, foi bem mais intenso no corpo Sossego.

A mineralização ocorreu contemporaneamente aos processos de epidotização, cloritização e actinolitização, o que permite inferir que os fluidos, além de Cu, Au e P, eram ricos em Ca e Fe. Algum F também estava presente, haja vista dados de microsonda indicarem variedades de apatita com razões $F/Cl > 2$.

Isótopos de Pb

Foram analisadas, pelo método Pb-Pb, oito amostras de cristais grossos de calcopirita (dissolução total), sendo que em sete delas foram aplicadas as técnicas de lixiviação. Os resultados, lançados em diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, forneceram idades de 2530 ± 25 Ma com MSWD = 0,64 (Fig. 1A) e de 2608 ± 25 Ma com MSWD = 18 (Fig. 1B) para duas amostras de minério maciço de aspecto brechóide associado ao magnetitito (corpo Sequeirinho), enquanto uma de minério semimacção (corpo Sossego) forneceu uma idade de 1592 ± 45 Ma com MSWD = 5,8 (Fig. 2).

Isótopos de C e O

Foram determinadas às composições isotópicas de 19 amostras de calcita dos corpos Sossego, Sequeirinho e Baiano, sendo 14 de vênulas em granitóides, rochas máficas e hidrotermalitos, e cinco de matriz de brecha. Os dados mostram valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre $-4,66\%$ e $-6,65\%$ (Fig. 3A), enquanto que $\delta^{18}\text{O}$ varia entre $+4,91\%$ e $+6,98\%$ (Fig. 3 B) com dois valores isolados de $+9,32\%$ e $+16,54\%$. Uma única amostra, oriunda de uma vênula em rocha máfica, apresentou $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de $-8,04\%$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de $+2,25\%$. Estimativas da composição de $\delta^{18}\text{O}$ dos fluidos foram feitas com base na equação de fracionamento isotópico calcita-água (O'Neil *et al.* 1969), a temperaturas de 200 e 350°C. Este intervalo é consistente com a estabilidade da associação calcopirita + epidoto + quartzo + magnetita + pirita + clorita/muscovita (310-350°C) e corresponde às mais frequentes temperaturas de homogeneização medidas em inclusões fluidas aprisionadas em cristais de quartzo e apatita (Rosa *et al.*, este simpósio). $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ varia a 200°C de $-4,12\%$ a $-2,05\%$ (Fig. 3C) e de $1,14\%$ a $5,55\%$ a 350°C (Fig. 3D), mas também apresenta valores bem mais elevados ($7,51\%$ a 200°C e $12,72\%$ a 350°C).

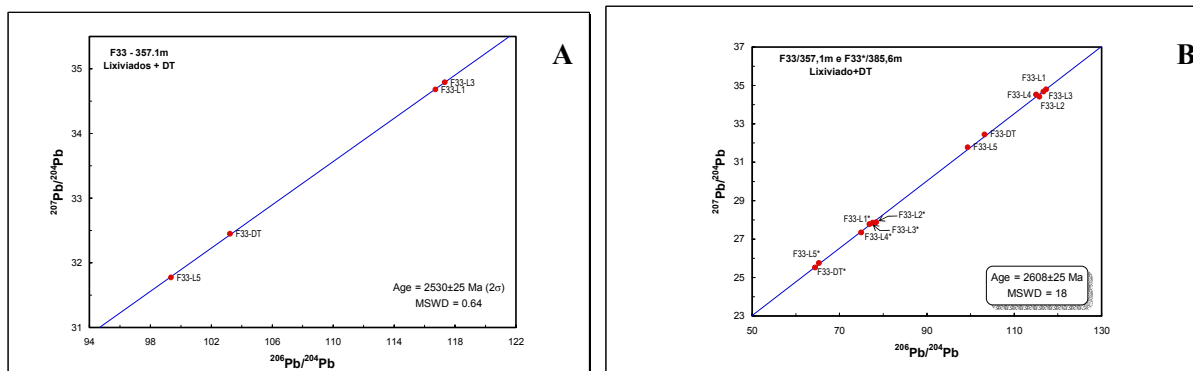


Figura 1 - Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de amostras de calcopirita (dissolução total e lixiviação) do corpo Sequeirinho. A) amostra F33/357,1 m e B) amostras F33/357,1 m e F33/385,6 m.

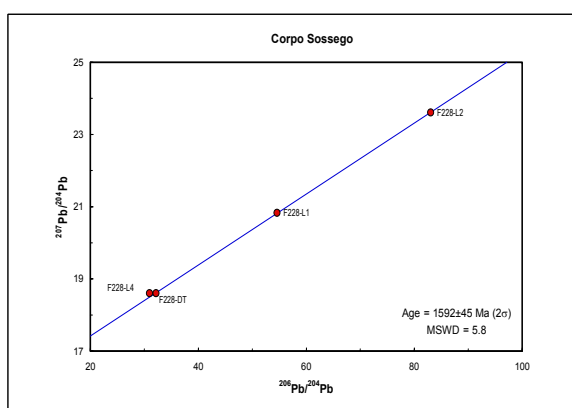


Figura 2: Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de calcopirita de minério semimacção (F-228/) do corpo Sossego. Dissolução total + lixiviados.

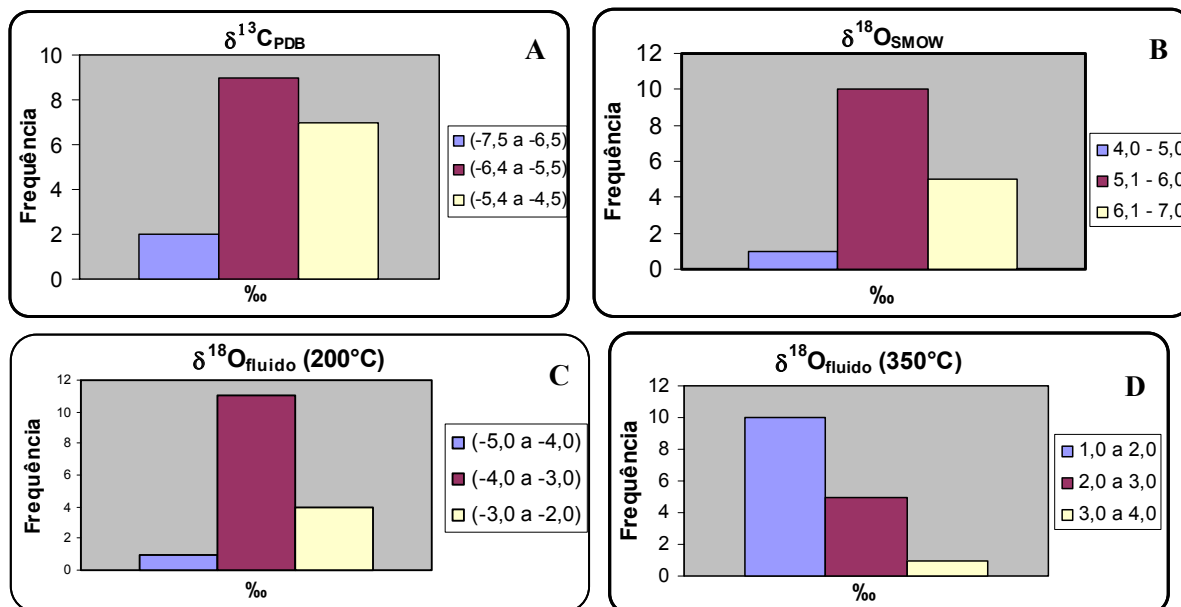


Figura 3: Histogramas de frequência da composição isotópica da calcita (A e B) e dos fluidos a 200°C (C) e 350°C (D)

Discussão dos Resultados e Conclusões

Se existe um elo genético da mineralização com os granitóides, o que é muito provável, duas hipóteses podem ser levantadas para interpretar as idades arqueanas obtidas para o corpo Sequeirinho. 1) Elas representariam a idade da mineralização, embora não haja ainda dados geocronológicos para as rochas ígneas presentes no depósito. Contudo, diques de riolito e dacito, datados no vizinho depósito 118 em 2654 ± 9 e 2645 ± 9 Ma (Tallarico 2003), podem representar a manifestação inicial de magma que deflui de uma câmara instalada em profundidade a essa época. Idades comparáveis às do sulfetos têm sido esparsamente registradas na bacia de Carajás, a exemplo daquelas dos granitos Velho Salobo (2573 ± 2 Ma, Machado *et al.* 1991) e Itacaiúnas (2560 ± 37 Ma, Souza *et al.* 1996), e da monazita hidrotermal do depósito Igarapé Bahia (2575 ± 12 Ma, Tallarico *et al.* 2005). 2) Como, por outro lado, as datações existentes em granitóides da região de Canaã de Carajás acusam sistematicamente idades >2730 Ma (Tallarico 2003; Sardinha *et al.* 2004), a mineralização poderia estar ligada a eles e as idades obtidas para os sulfetos representarem uma perturbação isotópica do sistema do Pb causada pelo evento magmático ocorrido por volta de 2,6 Ga. Caso não exista aquele elo genético, a mineralização poderia estar relacionada a processos metamórficos, e as idades serem a do metamorfismo, embora os eventos metamórficos da região de Canaã de Carajás também ainda não tenham sido datados.

Quanto à idade mesoproterozóica determinada em sulfetos do corpo Sossego, ela é de interpretação mais complexa, pois, à exceção do pequeno corpo de leucogranito de Gameleira com idade U-Pb SHRIMP de $1583 \pm 9/-7$ Ma, não se tem conhecimento de outros corpos graníticos com idades similares na região de Carajás. Caso essa idade tenha algum significado geológico, ela pode estar associada ao evento termal que gerou o leucogranito de Gameleira, e indicar uma abertura do sistema isotópico do Pb.

Os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ sugerem, pela pouca variação, uma fonte homogênea para o C, de origem provavelmente mantélica. As amostras, em geral, revelam uma correlação linear negativa no diagrama $\delta^{13}\text{C} \times \delta^{18}\text{O}$ sugerindo um processo evolutivo comum. Em termos de reservatórios naturais de C e O, os dados isotópicos são mais consistentes com fontes de filiação carbonatítica. Com relação à composição dos fluidos, fica evidente a participação de águas superficiais no sistema hidrotermal do Sossego, haja vista $\delta^{18}\text{O}$ ser predominantemente

inferior a +3‰ . Os valores mais elevados de $\delta^{18}\text{O}$ sugerem, por outro lado, assinatura de água magmática ou até mesmo metamórfica naquele sistema.

Referências

- Avelar, V.G.; Lafon J.M.; Correia, F.C.Jr; Macambira, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocrológicos. *Revista Brasileira de Geociências*. **29**: 453-460.
- Machado, N.; Lindenmayer, Z.G.; Krogh, T.E. 1991. U-Pb Geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- O'Neil, J.R.; Clayton, R.N.; Mayeda, T.K.. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.* **51**: 5547-5558
- Rodrigues, E.S.; Lafon, J.M.; Scheller, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo. *Bol. Res. Exps.* São Paulo, SBG. V. 2 p. 183-184.
- 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 granitóides arqueanos da região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia 42, Araxá (MG). *Resumos*, CD-ROM, SBG.
- Souza, S.R.B.; Macambira, M.J.B.; Scheller, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granites deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA), implicações estratigráficas. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., Belém, *Resumos Expandidos*, p.380-382.
- Tallarico, F.H.B. 2003. *O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**: 174-182.

ESTUDO DO PALEOSSISTEMA HIDROTERMAL ASSOCIADO AO DEPÓSITO Cu-Au DO SOSSEGO, REGIÃO DE CARAJÁS, COM BASE EM INCLUSÕES FLUIDAS

¹Ana Glória N. Rosa, ¹R. Netuno Villas, ²Benevides Aires, ²Clóvis Maurity

¹Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do CG/UFPA. agnr@click21.com.br, netuno@ufpa.br

² Companhia Vale do Rio Doce –DIOC/CVRD. benevides.aires@cvrld.br, clovis.maurity@cvrld.br

Introdução

O depósito do Sossego faz parte do grupo de depósitos cupro-auríferos hidrotermais da Província Mineral de Carajás (PMC) e está localizado a cerca de 40 km a SW da cidade de Parauapebas, no sudeste do estado do Pará. É composto pelos corpos Sossego e Sequeirinho, além de outros menores (Pista, Cural, Baiano), com reservas avaliadas em 245 Mt a 0,98% Cu e 0,28 g/t Au.

O presente trabalho enfoca a caracterização dos fluidos hidrotermais do depósito, com vista a compreender a evolução química e termal do paleossistema hidrotermal responsável pela alteração e mineralização. Objetivou, também, relacionar a evolução dos fluidos com o desenvolvimento dos diferentes tipos de alteração e da própria mineralização, relacionar a evolução dos fluidos com o desenvolvimento dos diferentes tipos de alteração e da própria mineralização.

Contexto Geológico do Depósito Cu-Au do Sossego

O depósito cupro-aurífero do Sossego encontra-se no Domínio Carajás da PMC, ao sul do sistema transcorrente Carajás, na zona de contato entre os gnaisses do Complexo Xingu ($\approx 3,0$ Ga), ao sul, e as rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (2,76-2,73 Ga), ao norte. A mineralização está associada com intrusões granitóides e gabróicas, que têm formas alongadas, sendo delimitadas por zonas de cisalhamento de direção ESE-WNW.

A calcopirita é o principal mineral de minério, ocorrendo em corpos maciços a semimacços, embora também se apresente disseminada e em vênulas, com trama local semelhante ao estilo *stockwork*. O ouro encontra-se finamente incluso neste sulfeto.

Rochas do Depósito Cu-Au do Sossego

Na área do depósito foram identificadas rochas granitóides, incluindo variedades porfíricas, e máficas, que estão moderada a fortemente alteradas e variavelmente deformadas, bem como biotita-xistos (BIX), magnetitos (MAG), “brechas” mineralizadas (BSE) e diques (Villas *et al.* 2004).

Com base em dados petrográficos, foi possível inferir que os protólitos dos granitóides (albita + quartzo + actinolita + clorita + epidoto) consistiram de sienogranitos a dioritos, sendo os quartzodioritos os termos dominantes, enquanto que as rochas máficas (escapolita + Cl-K-Fe-hastingsita \pm actinolita + albita + clorita + epidoto + magnetita) correspondem a gabros e/ou diabásios. Os BIX referem-se provavelmente a granitóides milonitizados, daí a marcante foliação ressaltada pela alternância de finas bandas claras (ricas em quartzo e/ou escapolita) e escuras (ricas em Cl-biotita, Cl-K-Fe-hastingsita e turmalina). Os MAG são caracterizados pela abundância de magnetita (>50 %) e por quantidades subordinadas de apatita, epidoto, albita, titanita e calcopirita. As BSE são formadas principalmente por calcopirita \pm siegenita + magnetita + apatita + escapolita, de aspecto, em geral, brechóide. Cortando todos os litotipos citados, ocorrem diques félsicos (composição quartzodiorítica e riolítica/riodacítica) e máficos.

Uma possível seqüência paragenética do minério seria Fe-hastingsita + escapolita + Cl-biotita → magnetita + apatita + actinolita → calcopirita + clorita.

Alteração Hidrotermal

Albitização (albita com textura em tabuleiro de xadrez), sericitização (plagioclásio sericitizado), silicificação (aporte de quartzo), cloritização e epidotização (clorita e epidoto, respectivamente, substituindo em proporções diversas os minerais preexistentes), actinolitização (actinolita, localmente em substituição à Cl-K-Fe-hastingista) e escapolitização (marialita, Na/Ca>1) são os principais processos hidrotermais, os dois primeiros mais comuns nas rochas graníticas e os dois últimos nas rochas máficas. Biotitização e escapolitização são marcantes nos BIX. Ressalta-se, também, um forte metassomatismo de ferro que gerou os corpos de magnetitos nas zonas mais fraturadas. A carbonatação é a fase mais tardia da alteração hidrotermal.

Vários veios/vênulas mono (calcita, quartzo e epidoto) e poliminerálicos (diferentes proporções de quartzo, clorita, calcita, epidoto, magnetita, albita, calcopirita, apatita, allanita, hematita, escapolita e biotita) ora concordam ora discordam da estruturação geral das rochas encaixantes.

Estudo de Inclusões Fluidas

Métodos analíticos e de amostragem

Foram examinadas cerca de 90 inclusões fluidas (IF), a maioria hospedada em cristais de quartzo, de aspecto leve a moderadamente leitoso, presentes tanto nas BSE quanto nos BIX. As medidas microtermométricas foram feitas numa platina Linkam THMSG 600 do CG-UFPA. A identificação de fases sólidas contidas nas IF foi confirmada com microscopia eletrônica de varredura (MEV-SDE).

Petrografia das Inclusões Fluidas

Os fluidos são exclusivamente aquosos, independentemente do tipo litológico estudado. As IF, de origem predominantemente primária e pseudo-secundária, apresentam formas irregulares, arredondadas e de cristal negativo, e tamanhos entre <2 e 14 µm. Elas são bifásicas e trifásicas, com grau de preenchimento variando de 60 a 95%. A halita é o principal mineral de saturação, porém em IF dos BIX ela não é pura, haja vista conter pequenas quantidades de Ca e K; em outras IF, a proporção de K é bem maior, tipificando uma solução sólida entre halita e silvita. Além desses haletos, algumas IF contêm hematita e outras fases opacas, provavelmente sulfetos.

Microtermometria

Com base nos dados microtermométricos foram identificados fluidos quimicamente consistentes com os seguintes sistemas: **(a)** H₂O–NaCl–CaCl₂; **(b)** H₂O–NaCl–CaCl₂–FeCl₂; e **(c)** H₂O–NaCl–FeCl₂, estando ressaltados apenas os principais solutos.

1. Os fluidos do sistema **a** mostram temperaturas eutéicas (Te) entre -71 e -48°C. As salinidades e temperaturas de homogeneização (Th_t) para as IF bifásicas acusam, respectivamente, valores nos intervalos de 7-23% em peso equiv. de NaCl e 120-210°C, enquanto que as IF trifásicas registram intervalos de 28-49 % em peso equiv. de NaCl e 100-420° C;
2. As Te do sistema **b** variam de -43 a -45°C, com os fluidos apresentando salinidades na faixa de 0-18 % em peso equiv. de NaCl para as IF bifásicas e Th_t entre 150-250°C;
3. As medidas de Te dos fluidos do sistema **c** acusam valores entre -42 a -30° C. As IF bifásicas e trifásicas mostram, respectivamente, salinidades nos intervalos de 0-10 e 30-51% em peso equiv. de NaCl e Th_t nas faixas de 180-290 e 200-430° C.

As figuras 1 e 2 mostram a distribuição das Th_t e salinidades de todas as IF estudadas com discriminação das bifásicas e trifásicas. Os dados preliminares obtidos por Carvalho *et al.* (2005) em IF contidas em quartzo e calcita de brechas ricas em calcopirita e veios do corpo Sossego indicam resultados semelhantes aos encontrados para o corpo Sequeirinho.

Discussão dos Resultados e Conclusões

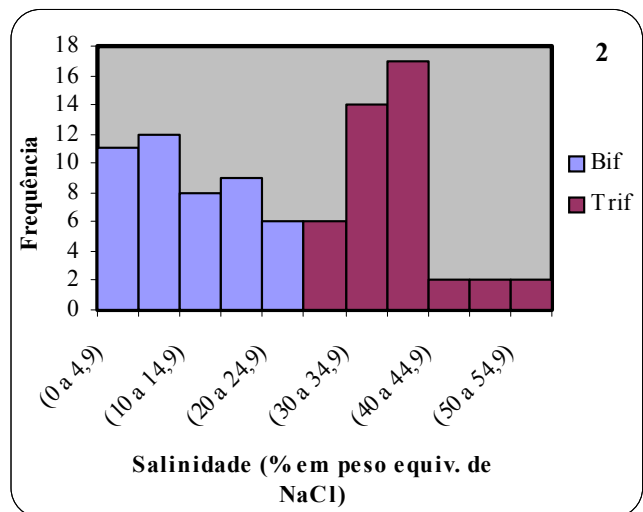
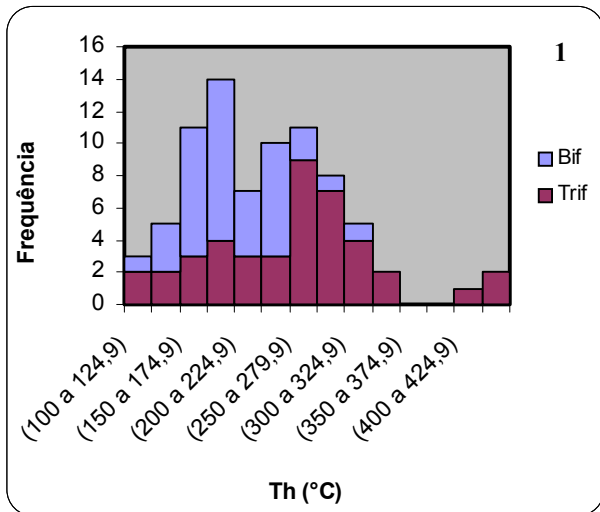
Os dados microtermométricos permitem interpretar a evolução do sistema hidrotermal do Sossego a partir de dois fluidos primários, $H_2O-NaCl-CaCl_2$ e $H_2O-NaCl-FeCl_2$, ambos muito salinos, o primeiro sendo um pouco mais quente (Fig. 3 e 4). Os processos de albitização, anfibolitização (hastingsita) e escapolitização estariam relacionados à ação do fluido rico em Na e Ca, enquanto o outro fluido teria transportado as grandes quantidades de Fe que redundaram na formação dos magnetitos. Esses fluidos se misturaram, gerando o sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2-FeCl_2$ (Fig.4), que é aqui considerado corresponder ao fluido mineralizador e também responsável pela actinolitização, epidotização e cloritização das rochas.

Durante a história termal do sistema, os fluidos foram progressivamente diluídos, provavelmente por água superficial, mas mantiveram a temperatura sempre acima de $100^\circ C$. A diluição foi menos intensa no fluido rico em Na e Ca, cuja menor salinidade fica em torno de 7% em peso equiv. NaCl. Por outro lado, os outros dois fluidos, apesar de mais diluídos, não se resfriaram abaixo de $150^\circ C$ (Fig.3).

A fonte dos fluidos primários é uma questão em aberto, podendo eles ser de origem metamórfica ou magmática. O metassomatismo de Fe, a escapolitização, a albitização e salinidades muito elevadas, algumas $> 50\%$ em peso equiv. NaCl, favorecem, no entanto, uma fonte metamórfica. De fato, altas salinidades e a abundância de minerais ricos em Cl, dentre eles a escapolita, têm sido interpretados como produtos de fluidos gerados durante o metamorfismo de seqüências rochosas que incluem leitos evaporíticos (p. ex. Mora & Valley 1989; Hunt *et al.* 2005). Raramente preservados em terrenos metamórficos de médio e alto graus, esses leitos são inferidos não só pelos elevados teores de Cl das rochas, como também pelo ubíquo metassomatismo sódico a que elas foram submetidas. Evidências desses processos, bem como seus produtos, são comuns na área da mina do Sossego e arredores.

Referências

- Carvalho E.R., Xavier R.P., Monteiro L.M., Souza Filho C.R. & Torresi I. 2005. *Geology and hydrothermal alteration of the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil*. In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 1, Gramado (RS). Resumos, CD-ROM, SBG.
- Hunt J., Baker T., Thorkelson D. 2005. Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems: examples from the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. *Mineralium Deposita* **40**:492-514
- Mora C.I. & Valley J.W. 1989. Halogen-rich scapolite and biotite: implications for metamorphic fluid-rock interaction. *American Mineralogist* **74**: 721-737
- Villas R.N., Neves M., Sousa F., Lima L., Lamarão C., Xavier R., Fanton J., Morais R. 2004. *Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá (MG). Resumos, CD-Rom, SBG.



Figuras 1 e 2 - Histogramas de frequência das T_h e salinidades referentes às IF bifásicas (Bif) e trifásicas (Trif) contidas em quartzo das BSE e BIX do corpo Sequeirinho.

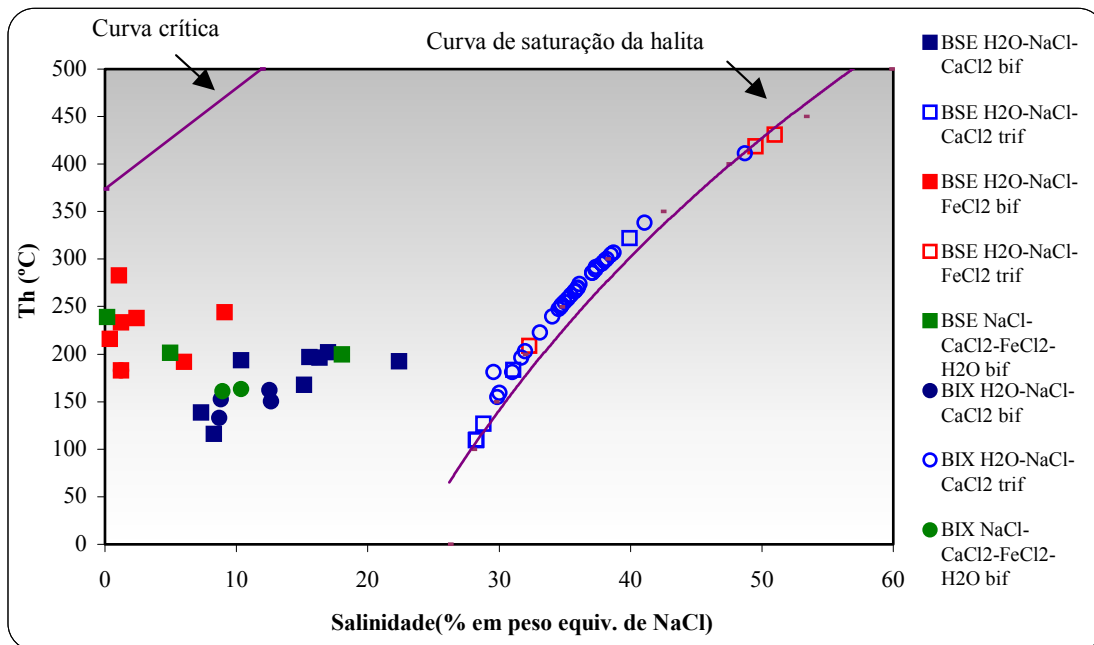


Figura 3: Diagrama T_h x salinidade que deixa evidente a diluição dos fluidos sob temperaturas que se mantiveram acima de 120°C.

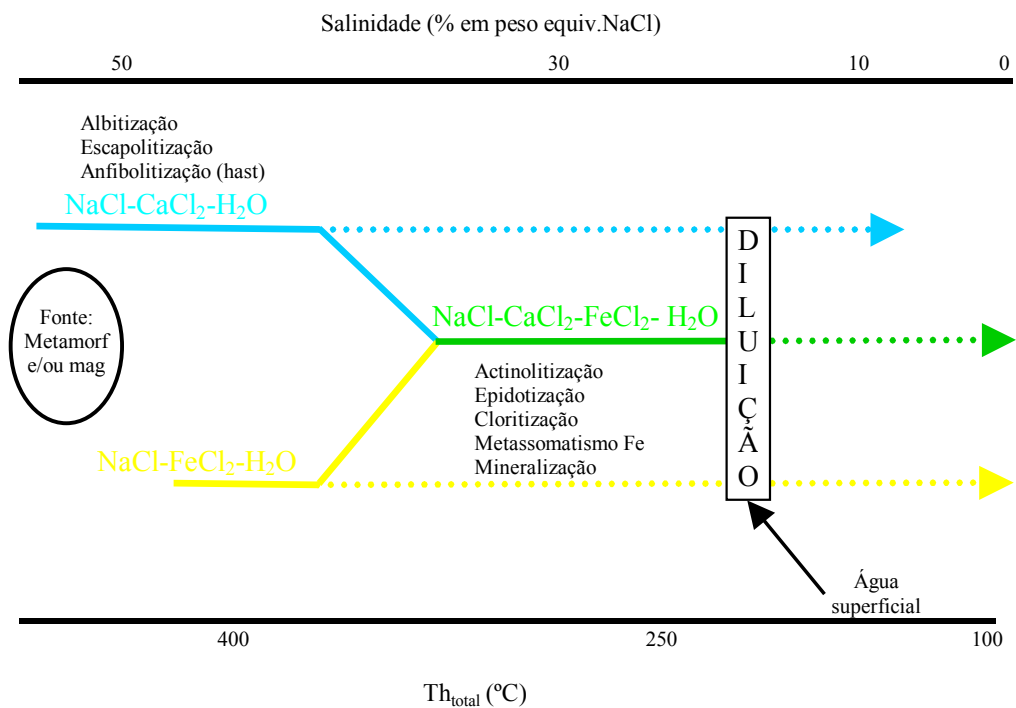


Figura 4: Diagrama esquemático da evolução do sistema hidrotermal do Sossego, ressaltando a mistura de dois fluidos primários e a diluição por águas superficiais.

CRÁTON AMAZÔNICO: EXERCÍCIO DE ESPECIFICAÇÃO E ANÁLISE NO CONTEXTO GLOBAL

Benjamim Bley de Brito Neves

Instituto de Geociências, Universidade de S. Paulo, Depto. Mineralogia e Geotectônica. bbleybn@usp.br

Aspectos Introdutórios

O nível do conhecimento multidisciplinar do Cráton Amazônico cresceu consideravelmente nas quatro (4) últimas décadas, desde a individualização preliminar em significado e importância feita por Almeida 1967 (“Plataforma Guaporé”). Mas, tudo isto ainda é significativamente pouco, tendo em contrapartida as muitas demandas do conhecimento geológico geral e geofísico, nos âmbitos litosférico e sub-litosférico..

A designação original de Almeida 1978 (ratificada então de imediato por Santos 1981, entre muitos outros) de Cráton Amazônico contempla dois requisitos básicos em ciências:

a. Primeiramente, a discriminação de cráton, em obediência às sugestões da Sub-Comissão da Carta Tectônica do Mundo (Cape Town, 1973), para núcleos de consolidação pré-Neoproterozóico

b. Em segundo lugar porque a designação de “Amazônico” é de pertinência indiscutível e respeita a precedência. Recentemente, inquirido verbalmente sobre a adoção desta designação, o Dr. Fernando Almeida (“pai da criança”) ratificou-a plenamente.

Nos termos acima e da escola Kober-Stille-Aubouin (“fixista”) este cráton é uma entidade epi-Nova Brasilândia ou epi-Grenville e sin-Brasiliano (atuou como núcleo cratônico no Brasiliano), que foi incorporado pelos processos de fusão/aglutinação de Gondwana (que foi a entidade tipicamente epi-Brasiliana ou epi-Pan-Africana) no final do Neoproterozóico.

O cráton em epígrafe conta com sínteses tectônicas evolutivas recentes – muito bem respaldadas nos últimos levantamentos destas quatro décadas de Santos et al (2000) e Tassinari & Macambira, 1999, 2004), as quais mostram algumas diferenças esperáveis de interpretação. Estas diferenças são menores e inteligíveis sob a luz do conhecimento atual, e serão facilmente suplantadas em estágios subseqüentes. Em outras palavras, elas não são empecilhos, mas sim são *insights* para que sejam destacadas algumas características de relevância (apesar do nível do conhecimento insatisfatório e da floresta tropical que o reveste em grande parte) do cráton a saber:

i. Importante registro geológico da história do planeta, a partir de 3,1 Ga até o presente, com notável compleição de elementos do embasamento (“seed Archean nuclei” faixas móveis paleo e mesoproterozóicas). No caso, trata-se do único cráton sin-Brasiliano do continente com orogenias do Riáciano, Orosiriano, Estateriano (Paleoproterozóico), Caliminiano (discutível), Ectasiano e Esteniano (Mesoproterozóico), em notável ordenação mo espaço (de leste para oeste).

ii. No tocante aos processos orogênicos (acrescionários, colisionais etc.) do embasamento, a diversidade é grande, com exemplos desde exemplos de intenso retrabalhamento do embasamento preexistente (caso de arcos magmáticos coalescentes e eventos colisionais associados) até desenvolvimentos juvenis, completos e incompletos (“soft collision”).

iii. Acervo notável de coberturas (“dobrada”, Arqueana e Proterozóica) e não-dobrada (Paleozóica e Meso-Cenozóica, com grande diversidade de ambientes tectônicos intracratônicos e peri-orogênicos, em várias oportunidade retratando fenômenos globais. Dos doze maiores eventos/ciclos de formação de coberturas (Brito Neves, 2002) de todo continente, no Cráton Amazônico persistem registros de todos, com exclusividade para alguns deles.

iv. Atividade granitogênica e de “traps” e “LIPs” sem similares nos demais núcleos cratônicos do continente, ocorrentes por mais de 1Ga. Estes pulsos de atividades sub-litosféricas ora alternaram com os de formação de cobertura, ora foram concomitantes.

v. Tanto as estruturas do embasamento como aquelas (e a disposição espacial das) de coberturas, quando analisados em conjunto e no tempo, evidenciam processo de crescimento quelogênico praticamente contínuo, com ordenação dos registros sintomaticamente de leste para oeste-sudoeste.

vi. Adicionalmente, sendo o Cráton Amazônico a maior e mais rica vitrine de depósitos vulcano-sedimentares Paleo e Mesoproterozóicos do planeta (variedade grande de “basin-forming” tectonics, natureza das assembléias litológicas), trata-se de um grande laboratório natural e lugar geométrico ideal para o desenvolvimento da pesquisas geotectônica (orogenias diversas, retrabalhamento crustal e fenômenos intraplacas, como atividade de plumas, “underplating” etc.). Lamneta-se no caso, a falta de dados sub-litosféricos, a serem comentados.

vii. Nesta condições de compleição e diversidade, esta entidade se aproxima de outros segmentos litosféricos clássicos como o Laurentia (como será visto, trata-se de fração gêmea), do Kalahari, do Congo-Kasai etc.. Por outro lado, mostra diferenças notórias de seus co-irmãos deste continente, entre persistentes (S. Luis, S. Francisco, Luis Alves, Rio de La Plata) e outros hoje descratonizados/regenerados (Pâmpia, Arequipa-Antofalla, Cuyania etc.).

viii. As premissas qualitativas (geológicas) de cráton sin-brasiliano estão amplamente satisfeitas e preenchidas, faltando alguns poucos dados complementares de zoneamento tectônico (discriminação de áreas “full cratonic” e “foreland”, “corredores internos de deformação” etc).

Enquanto isto, a ratificação (francamente esperada) do conceito em parâmetros/termos geofísicos imprescindíveis (e. g. : espessuras litosféricas, presença de quilhas tectosféricas, fluxo térmico, gradientes geotérmicos, perfis sísmicos etc.) demandam muitos investimentos de pesquisa ainda, estando praticamente nos primórdios.

Contexto de Colúmbia

De há muito, vários autores, em várias oportunidades tem criado hipóteses sobre a existência no remoto Proterozóico de um supercontinente, do qual partes importantes do atual Cráton Amazônico (porções centrais e orientais) teria eventualmente participado, junto com porções da América do Norte e da África.

As histórias dos núcleos do Arqueano ainda estão em estágio de fluxo, com muitos investimentos de pesquisa em andamento. A história pré-Riaciana (pré- 2050), também colocada sob a tutela do “transamazônico”, não parece ser transamazônica de fato, estando concentrada na porção oriental do embasamento cratônico, com progressos notáveis do conhecimento nos últimos anos. O desenvolvimento acrescionário orosiriano NNW-SE (1,95-

1,8 Ga) de Ventuari-Tapajós ficou obscurecido em sua importância e localização, diante desta inadvertida generalização do termo “transamazônico”.

Na concepção mais moderna, de Colúmbia de Rogers & Santosh (2002), esta porção hoje norte-nordeste da América do Sul teria tido participação decisiva. Toda a margem ocidental deste continente estaria balizada pelo contingente notável de processos acrescionários do Estateriano, composto pelos ramos de Rio Negro –Juruena, Transcontinental (Mojave-Yavapai-Mazatzal) Norte Americano e Gothian-Kongsbergiano (Escandinávia). As semelhanças ao longo do Proterozóico (válidas para estruturas do embasamento, atividade intracrtônica ígnea e sedimentar), ainda tem pouco apoio em dados paleomagnéticos, mas a correlação Amazônia-Laurentia- Báltica tem sido exercício irresistível. Toda porção-central e centro oriental (acrescionada do Rio Negro-Juruena) já passou a atuar como área estável desde o Caliminiano, pelo menos.

Contexto de Rodínia

As especificações iniciais do bloco amazônico pode ser acrescentado agora o título conspícuo de um dos maiores e mais bem preservados e completos (registros lito-estruturais e cronológicos) dos fragmentos descendentes da fissão de Rodínia, o qual foi aproveitado e moldado para funcionar como núcleo cratônico ao longo do Ciclo Brasileiro. E mais, ao julgar pelos dados acumulados até o presente (e em comparação com seus co-irmãos) trata-se daquele fragmento de Rodínia que teve menor perda territorial, ou seja, que tornou-se cráton com formas e dimensões muito próximas daquelas do segmento original .

Em várias versões de Rodínia , de (Unrug (1996), de Tosdal (2006) , de Mertanen & Personem (2000) e naquela mais nova do IGCP/IUGS (em fase final de elaboração) há muitas coerências dignas de nota da configuração geral, particularmente no que se refere ao bloco amazônico (que em tono deste tempo integralizara a estruturação de seu embasamento). Nestas reconstituições, Báltica, Laurentia e o Bloco Amazônico estão mais ou menos alinhados, compartilhando a faixa móvel grenvilliana constituída pelos ramos respectivos de orogenias Sueco-Norueguesa/Grenville/Sunsás/Aguapeí. Em outras palavras, de Colúmbia (> 1,5 Ga) para Rodínia (ca. 1,0 Ga), a hipótese de correlação Báltica-Laurentia- Bloco Amazônico tem um fortes possibilidades de ser um fato científico. De passagem, adiante-se que na Amazônia Ocidental estão as mais lídimas coberturas sedimentares geradas imediatamente após a formação de Rodínia (Palmeiral, Pacaás Novos, Uopiones etc.)

Contexto de Gondwana

No contexto de Gondwana (na forma original), o bloco amazônico foi moldado e funcionou como cráton, antepais dos dobramentos brasileiros e pan-africanos, como tantos outros co-irmãos, tendo ganhado, nas últimas formas e eventos tardios deste ciclo, os contornos que hoje conhecemos. Mas devido às suas grandes dimensões - e o grau de preservação de suas estruturações – certamente tudo foi feito com prerrogativas de ortoplataforma (maior estabilidade relativa) prevalecendo para o Paleozóico.

Quando se observa o mapa geológico ou geotectônico do continente, esta grande massa litosférica se destaca por suas dimensões inusitadas e pelo contexto de rochas e estruturas pré- Cambrianas, (Domínio Pré-Brasiliano) delineado externamente por uma contínua Faixa de Dobramentos Brasileiros.

Isto se opõe e contrasta francamente com as porções central e oriental do continente, que são caracterizadas por uma série enorme de núcleos cratônicos e / ou descratonizados pré-Cambrianos, de modestas dimensões, entrelaçados e amalgamados pelas estruturas desenvolvidas pelo *branching systems of orogens* do Ciclo Brasileiro (estudados/convencionados em quatro distintas províncias).

O domínio Pré-Brasiliano do continente – contexto do embasamento e coberturas dobradas do Cráton Amazônico tem uma escala do tempo geológico própria e seus referenciais de correlação estão na América do Norte e Europa. O domínio Brasiliano tem escala de tempo e referencial de correlação com África, Índia e outros continentes derivados de Gondwana Ocidental..

Quanto o bloco original (descendente de Rodínia) foi afetado pela deformação (e processos conexos de impactogênese e reativação) do Brasiliano ainda é uma questão em aberto. Há evidências concretas de magmatismo máfico-ultramáfico (riftes intracontinentais ? impactógenos??) ao longo do eixo das Bacias do Médio e Baixo Amazonas e diversos outros registros de intrusivas fissurais máficas eo-Paleozóicas. Mas, a extensão da sedimentação neoproterozóica sobre o cráton, a intensidade e resposta tectônica aos vetores da deformação do Brasiliano (cuja vergência é dirigida para o cráton) são questões para o quadro de investigações futuras.

De Gondwana a Pangea. De Pangea a América do Sul

Do Cambriano ao Eo-Triássico, o Cráton Amazônico ostentou prerrogativas de área estável (ortoplataforma) e permitiu o desenvolvimento franco da Sinéclise Amazonas, com várias incursões marinhas (pelo menos três) e um final de desenvolvimento continental e em condições semi-áridas a desérticas. Sendo o cráton entidade sin-Brasiliana, este estágio de coberturas (Estágio 10 de Brito Neves, 2003), em seus sub-estágios talassocráticos e geocráticos) é certamente a mais importante.

As estruturas desta portentosa sinéclise, na sua alocação e na sua divisão em sub-bacias recebeu influências notáveis do embasamento Proterozóico e Eo-Cambriano (Brito Neves et al, 1984), o que exemplo entre os clássicos de “ tectonic heritage”, sem perdas das condições de estabilidade. Do epílogo de Gondwana (ca. 500 ma), até o auge de Pangea (ca. 230 Ma), quando as maiores massas litosféricas do mundo se aglutinaram/coalesceram, o Cráton Amazônico exerceu como poucos a sua saga de área estável, praticamente sem magmatismo, e com estruturas cratogênicas predominantes.

O fenômeno de ativação tectônica, resultante da abertura do Atlântico (e certamente dos primeiros arcos andinos) e da fissão de Pangea chegou primeiro (como em nenhum outra região) no cráton e na sinéclise, O chamado magmatismo “ Penatecaua”, registro magmático inicial da separação continental (com vários outros nomes locais) é do Triássico Superior, concomitante e imediato ao grande fenômeno global de fusão (aglutinação de Pangea. ca. 230 Ma)

As unidades Alter do Chão (Cretáceo Superior) e subseqüentes atestam que os eventos de ativação (condições de “paraplataforma”) se encerraram, e que novo estágio de estabilização (“ortoplataforma”) foi instaurado, com a região (cráton e suas coberturas) agora já no domínio de novo continente, o Sul-Americano.

Principais Referências

- Almeida, F . F. M . 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim DGM/DNPM*, 41. p.
- Almeida, F. F. M. 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a dos seus homólogos do hemisfério norte. *In: SBG/ Cong. Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, *Anais*, p.2393-2407
- Brito Neves, B. B. 2002 .Main Stages of the Development of the Sedimentary Basins of South América and their Relationship with the Tectonics of Suprcontinents. *Gondwana Research*, 5: 175-196.
- 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. *Journ. Geodynamics*, 1: 495-510
- Lahtinen, R., Korja, A.. & Nironen, M. (2005, em preparação) – Assembly of the Supercontinent Hudsonia (Columbia) at 1.84-1.79. Submetido.
- Santos, J. O . S. , Hatmann, L . A . , Gaudette, H . E . , Groves, D . I., Mcnaughton, N. J. & Flwetcher, 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*, 4: 453-488

- Rogers, J. W. J. & Santosh, M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 1: 5-22
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro & B. B. Brito Neves (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. S. Paulo, Editora Beca, pp. 471-486
- Tosdal, R. M. 1996. The Amazon-Laurentia connection as viewed from the Middle Proterozoic rocks in Central Andes, western Bolivia and northern Chile. *Tectonics*, 15: 827-842
- Unrug, R. 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes*, 19: 11-20

DATAÇÃO Sm-Nd EM GRANADA DE GNAISSES ALUMINOSOS DA REGIÃO IRIRI-XINGU (PA)

Tatiana R. Azevedo¹, Marcelo L. Vasquez^{1,2}, Moacir J.B. Macambira¹, Marco A. Galarza¹

¹ Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso – UFPA. tazevedo3@ig.com.br

² Serviço Geológico do Brasil – CPRM

Introdução

O método Sm-Nd quando aplicado em granada de gnaisses com paragêneses aluminosas (granada, cordierita, biotita e silimanita) tem sido utilizado para a datação dos picos dos eventos de metamorfismo regional de alto grau (Passchier *et al.*, 1993; Rollison, 1993 e Dickin, 1997). Esse método foi implantado em rotina no Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso - do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (CG/UFPA) por Oliveira (2002). Neste trabalho, foram selecionadas quatro amostras de gnaisses aluminosos da região Iriri-Xingu, localizada no centro-sudeste do Estado do Pará, objetivando a compreensão dos processos de formação e evolução da crosta continental na porção oriental do Cráton Amazônico.

Contexto Geológico

Na proposta de compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas de Teixeira *et al.* (1989), a região Iriri-Xingu, bem como a região do rio Bacajá, mais a leste, corresponderiam a um segmento da Província Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,95 Ga) que marjeia a Província Amazônia Central (> 2,3 Ga). A ocorrência de abundantes rochas paleoproterozóicas com embasamento não bem definido na porção ocidental e norte da Província Amazônia Central levou Tassinari & Macambira (1999) a proporem uma subdivisão dessa província, distinguindo uma área formada no Arqueano (área de Carajás).

Os gnaisses aluminosos estudados neste trabalho afloram nos municípios de Altamira, Brasil Novo e Uruará, ao longo de algumas vicinais da rodovia BR-230 (Transamazônica), bem como ao longo dos rios Xingu e Iriri, no Estado do Pará. Em Uruará, os corpos de gnaisses ocorrem como vários septos, com dimensões de dezenas a centenas de metros, hospedados em granitóides porfiroclásticos de 2,10 Ga (Vasquez *et al.*). A grande concentração desses septos permite esboçar corpos gnáissicos mapeáveis em escala regional. Predominam gnaisses quartzo-feldspáticos bandados, portadores de biotita titanífera e granada. Além dos gnaisses aluminosos, ocorrem ortognaisses quartzo-dioríticos e tonalíticos portadores de hornblenda (Vasquez *et al.*, no prelo). No interflúvio dos rios Iriri e Xingu, ocorre um possante corpo orientado segundo NW-SE – corpo Piranhaquara/Ilha Grande - constituído de gnaisses de médio a alto grau metamórfico, para- e ortoderivados, com metagabros, granulitos ortoderivados e anfibolitos associados (Santos *et al.*, 1988). Esse corpo é marcado pela intercalação de gnaisses aluminosos, gnaisses tonalíticos e granodioríticos e intrusões dioríticas, com injeções e apófises de leucogranitos com muscovita, por vezes portadores de granada (Vasquez *et al.*, no prelo).

Métodos Empregados e Resultados

As amostras estudadas foram selecionadas com base em estudos petrográficos que consistiram de descrição das microtexturas e paragêneses minerais. Dedicou-se especial atenção para os minerais inclusos nos cristais de granada, pois alguns minerais acessórios, como monazita, alanita, apatita e zircão, podem influenciar nos teores elementos terras (ETR) da granada e conseqüentemente na razão Sm/Nd (Thöni, 2002).

A preparação das amostras foi feita nas oficinas e laboratórios do CG-UFPA e consistiu britagem, trituração, quarteamento e peneiramento. A separação mineral para obtenção de concentrados de granada aplicou técnicas gravimétricas com fluxo de ar e líquidos densos seguida por separação magnética com o separador Isodynamic Frantz. Uma triagem final foi feita com auxílio de lupa binocular.

As amostras de RT e de concentrado de granada foram pulverizadas, posteriormente dissolvidas em ácidos, com uso de estufas para o aceleração do processo, ultra-som e forno de microondas. Colunas de resina catiônica foram usadas para separação dos elementos de interesse, analisados isotopicamente em um espectrômetro de massa por termo-ionização Finnigan MAT 262. Os resultados finais foram obtidos através do programa Isoplot/Ex versão 3.0 (Ludwing, 2003).

No conjunto, destaca-se que as amostras MVD26B e MVD40 apresentaram pequena diferença entre as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ da RT e da granada, geralmente três vezes maiores, gerando um pequeno espalhamento dos pontos na isócrona. Por outro lado, as amostras PMM23B e PMM21 têm um amplo espalhamento dos pontos, favoráveis para fornecer idades mais precisas. As amostras MVD40, MVD21, MVD26B e PMM23B forneceram respectivamente idades isocrônicas (RT e granada) de 2208 ± 24 Ma, $2024,6 \pm 1,9$ Ma, 1779 ± 170 Ma e 1855 ± 13 Ma (Fig. 1).

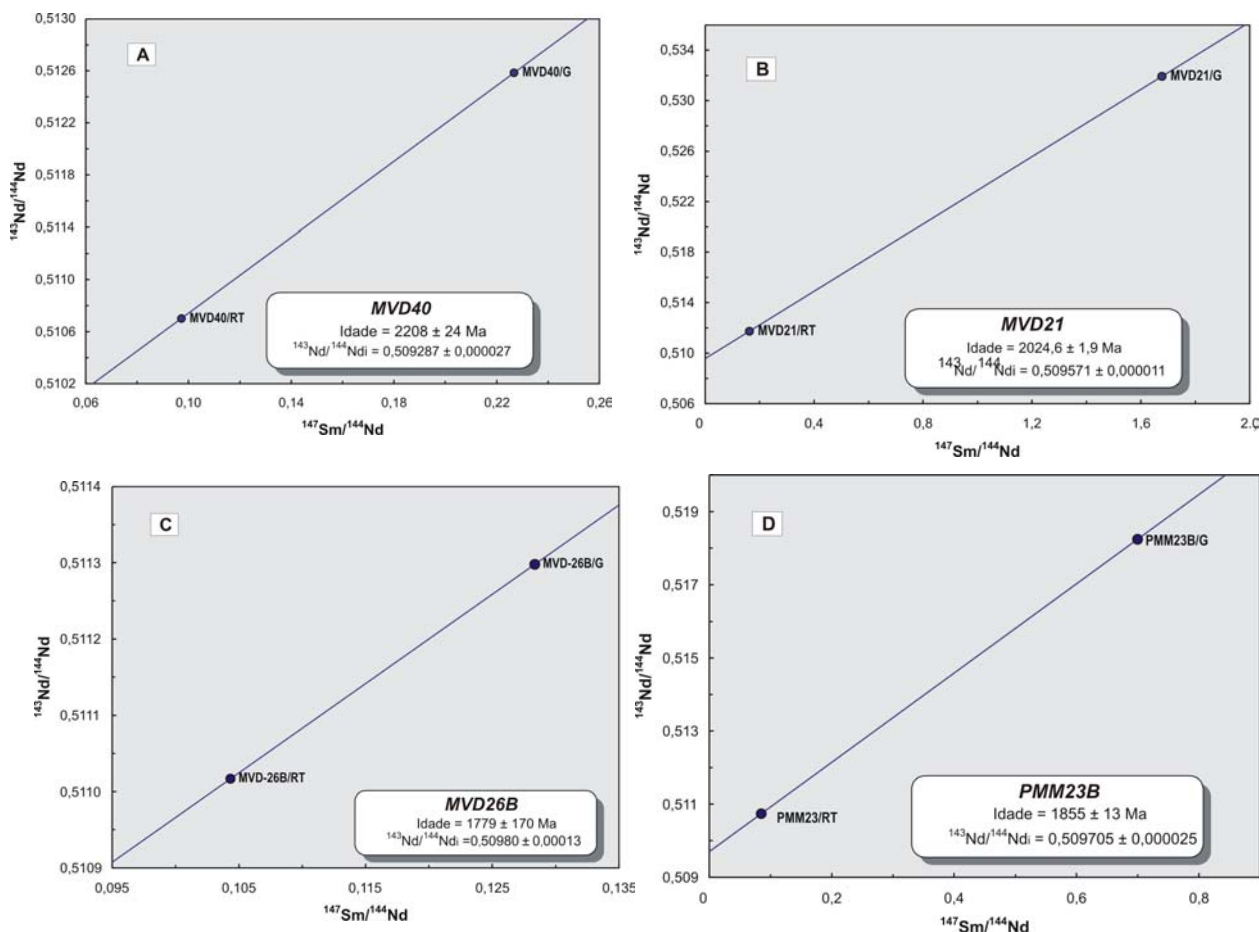


Figura 1: Isócronas Sm-Nd rocha-granada de gnaisses aluminosos da região Iri-Xingu. Amostras MVD40 (A), MVD21(B), MVD26B (C) e PMM23B (D).

Considerações Finais

As idades de 2208 ± 24 Ma, $2024,6 \pm 1,9$ Ma sugerem que o evento metamórfico de fácies granulito está relacionado ao Ciclo Transamazônico ($2,2-1,9$ Ga) e confirmam que a área de estudo está incluída na Província Geocronológica Maroni-Itacaiúnas. Elas corroboram com as idades entre 2,07 e 2,05 Ga, obtidas para um evento de fácies granulito nos terrenos transamazônicos do Escudo das Guianas (Província Maroni-Itacaiúnas) no Suriname e Estado do Amapá (Oliveira, 2002; Lafon *et al.*, 2002; Delor *et al.*, 2003; de Rover *et al.*, 2003).

Quando às idades 1779 ± 170 Ma e 1855 ± 13 Ma, nesse primeiro momento prefere-se não lhes atribuir significado geológico em função do alto desvio e dos relativamente baixos valores das idades. Estudos das inclusões das granadas estão sem levados em prática na tentativa de explicá-las.

Em síntese, os resultados obtidos, especialmente aqueles entre 2,21 e 2,02 Ga, parecem ser significativos, devendo indicar a idade de um importante evento metamórfico em terrenos transamazônicos da região Iriri-Xingu. A datação dos cristais de monazita e dos sobrecrecimentos dos cristais de zircão dos gnaisses aluminosos pelo método U-Pb por microsondas iônica ou eletrônica permitirá conferir essa idade como a do metamorfismo de fácies granulito que afetou a região estudada.

Referências

- Delor, C., de Roeber, 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 reviewed Guiana Shield framework. (2nd edition). *Géologie de la France*, 2-3-4: 175-206.
- de Rover, E.W.F., Lafon, J.M., Delor, C., Cocherie, A., Rossi, P., Guerrot, C., Potrel, A. 2003. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname) I. Petrological and geochronological evidence for counterclockwise P-T. (2nd edition). *Géologie de la France*, 2-3-4: 207-230.
- Dickin, A. P. 1997. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. 447p.
- Lafon, J.M., Tavares, R.P.S., Delor, C., Rossi, P. 2002. Novos dados geocronológicos Pb-Pb e Sm-Nd para a região norte da Guiana Francesa: implicações para a evolução crustal da porção sudeste do Escudo das Guianas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, *Anais de resumos*, p. 496.
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot/Ex version 3.00 – A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication, Nº 4, 70p.
- Oliveira, E. C. 2002. *Implantação do método Sm-Nd em minerais metamórficos e sua aplicação em rochas da região central do Amapá, sudeste do Escudo das Guianas*. Dissertação de Mestrado. Belém. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 109 p.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., Kröner, A. 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. Edusp, São Paulo, 188 pp.
- Rollison, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Logman Scientific & Technical, 352p.
- 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 the southern Amapá and northwestern Pará, Brazil – Southern Guyana Shield. *Géologie de la France*, 2-3-4: 125-144.
- Santos, M.V., Souza Filho, E.E., Tassinari, C.C.G., Texeira, W., Ribeiro, A.C.O., Payolla, B.L., Vasconi, A.V. 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio Rio Xingu – Altamira-PA. In: SBG. Congresso Latino-americano de Geologia, 7, *Anais*, 1: 363-377.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- Thöni, M. 2002. Sm–Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm–Nd chronometry. *Chemical Geology, Isotope Geoscience*, 185: 255– 281.
- Vasquez M.L.; Macambira, M.J.B.; Galarza, M.A. Granitóides Transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Pará - Novos Dados Geológicos e Geocronológicos. In: V. Souza & A.C. Horbe (Eds.) *Contribuições a Geologia da Amazônia*, 4 (no prelo).

GEOCROLOGIA DO GRANITO SERRA DA QUEIMADA, REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

¹Sabrina C. C. Pinho, ¹Claudio N. Lamarão, ²Carlos M. D. Fernandes, ¹Antônio L. de P. Júnior, ¹Vanessa L. Cruz

¹ Universidade Federal do Pará, ² Universidade de São Paulo
spinhogeo@hotmail.com, lamarão@ufpa.br, cmdf@usp.br, alpj@yahoo.com.br, vanessacruz@ufpa.br

Introdução

A Província Mineral de Carajás (PMC), localizada na porção SE do Estado do Pará, possui idade arqueana (Machado *et al.* 1991, Macambira & Lafon 1995) e é caracterizada pela sua grande variedade de recursos minerais (DOCEGEO 1988).

Na região sul-sudeste do Estado do Pará, nas circunvizinhanças de São Félix do Xingu, ocorrem diversos maciços graníticos e corpos de *greisens* associados portadores de mineralizações de estanho e wolframita. Tais maciços encontram-se reunidos sob a designação de Suíte Intrusiva Velho Guilherme (CPRM/DNPM, 1997; Teixeira *et al.*, 1998) e fazem parte da Província Estanífera do Sul do Pará (Abreu & Ramos, 1974).

Com o objetivo de contribuir para o avanço do conhecimento geológico da região de São Félix do Xingu, apresentamos nesse trabalho os dados geocronológicos do Granito Serra da Queimada obtidos através de datações Pb-Pb em zircão.

Geologia Regional

A área de ocorrência dos maciços graníticos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme é produto da atuação de diversos processos termo-tectônicos desenvolvidos no Arqueano e no Proterozóico. Situa-se tectonicamente no contexto do Craton Amazônico (Almeida, 1981), o qual é constituído por terrenos arqueanos e proterozóicos, tendo permanecido estável desde o Neoproterozóico. Geograficamente, situa-se na região sul-sudeste do Estado do Pará, nas proximidades do Município de São Felix do Xingu. O magmatismo anorogênico proterozóico presente nesta região está representado por rochas plutônicas e vulcânicas intermediárias e félsicas, bem como tipos plutônicos máficos. O Grupo Uatumã é geralmente considerado como parte da seqüência vulcano-sedimentar da bacia do médio Rio Xingu (CPRM/DNPM, 1997). Nesse contexto, a região de São Félix do Xingu situa-se nos domínios da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 1999), considerada a mais antiga do Cráton e constituída por terrenos arqueanos parcialmente cobertos por vulcânicas proterozóicas ou coberturas sedimentares (Dall'Agnol *et al.*, 1999c).

Na região de São Félix do Xingu, a Suíte Intrusiva Velho Guilherme é uma representante típica do magmatismo granítico anorogênico, sendo formada por rochas de composição álcali-feldspato granítica, sienogranítica e, mais subordinadamente, monzogranítica, as quais estão afetadas por alterações tardi a pós-magmáticas em diferentes intensidades e quase sempre hospedam mineralizações de cassiterita (principalmente), fluorita, topázio, columbita-tantalita e molibdenita (Teixeira, 1999). Fazem parte dela os granitos Antonio Vicente (1896±9 Ma), Velho Guilherme (1867 ± 4 Ma), Mocambo (1862±32 Ma), Rio Xingu (1906±29 Ma), entre outros (Teixeira *et al.* 2002a).

Feições Petrográficas

O granito Serra da Queimada apresenta variações faciológicas que vão de composições monzograníticas a sienograníticas. A fácies Biotita Monzogranito (BMZG) é representada por rochas de estrutura maciça, textura fanerítica média a grossa e coloração variando de rosa-acinzentada a cinza levemente esverdeada, exibindo vênulas milimétricas

que seccionam a rocha em direções diversas, sugerindo a movimentação de fluidos posteriores a sua cristalização. Mineralogicamente é constituído de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Como fase varietal ocorre apenas biotita. Apatita, zircão e minerais opacos são os principais minerais acessórios. Clorita, epidoto, muscovita+sericita e fluorita representam fases minerais secundárias associadas a processos hidrotermais pós-magmáticos. A Fácies Biotita Sienogranito (BSG) é representada por rochas muito semelhantes as da fácies BMZG, porém com coloração variando de rosa-acinzentada a rosa-pálido. Consiste essencialmente de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, tendo a biotita como único mineral varietal. Como minerais acessórios ocorrem zircão, opacos e apatita. A clorita representa o principal produto do estágio de alterações tardi a pós-magmática, ocorrendo intimamente associada à biotita. As outras fases minerais ligadas a esse estágio estão representadas por sericita, muscovita, minerais argilosos e fluorita (Pinho 2005).

Geocronologia

Os estudos geocronológicos foram realizados no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências da UFPA, onde foi empregada a metodologia de evaporação de Pb em zircão, cujos princípios básicos foram desenvolvidos por Kober (1986) e sua adaptação ao Pará-Iso discutida por Gaudette *et al.* (1993, 1998).

Para as datações geocronológicas do Granito Serra da Queimada foram selecionadas as amostras NC-SQ-22 e NC-SQ-8 correspondentes, respectivamente, às fácies Biotita-Sienogranito e Biotita-Monzogranito. Na primeira, os cristais de zircão apresentaram elevado grau de metamictização e muitas fraturas (Figura 1). Entretanto, na ausência de cristais com melhor qualidade foram selecionados sete grãos para análise. Os grãos 2, 4, 5 e 7 foram excluídos pelo programa por possuírem razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ maior que 4×10^{-4} , considerada imprópria para datação. Os grãos de números 1 e 8 apresentaram idades de 2075 ± 4 Ma e 2159 ± 25 Ma, respectivamente, consideradas sem significado geológico. O grão de número 6 forneceu uma idade de 2545 ± 9 Ma, considerada herdada.

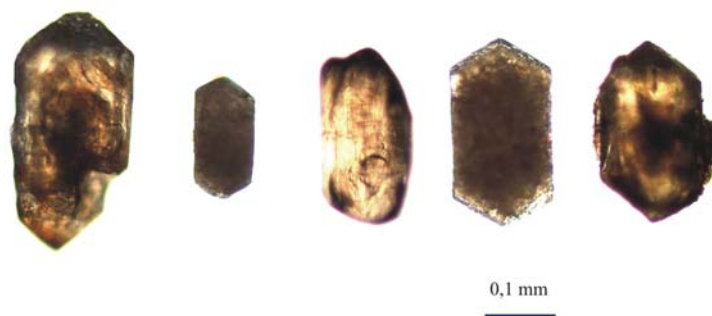


Figura 1 - Cristais de zircão metamictizados capturados da amostra NC-SQ-22, inadequados para datação.

A amostra NC-SQ-08 apresentou cristais de zircão comparativamente mais bem formados e isentos de metamictização aparente. Dos seis grãos selecionados para datação, três apresentaram resultados satisfatórios e definiram uma idade média de 1882 ± 12 Ma para o Granito Serra da Queimada. A idade obtida para o Granito Serra da Queimada é coincidente com a de outros corpos granitóides da Suíte Velho Guilherme (Teixeira *et al.*, 2002a). A Figura 2 mostra o diagrama Idade (Ma) x Etapas de aquecimento dos cristais de zircão utilizados na datação da amostra NC-SQ-8.

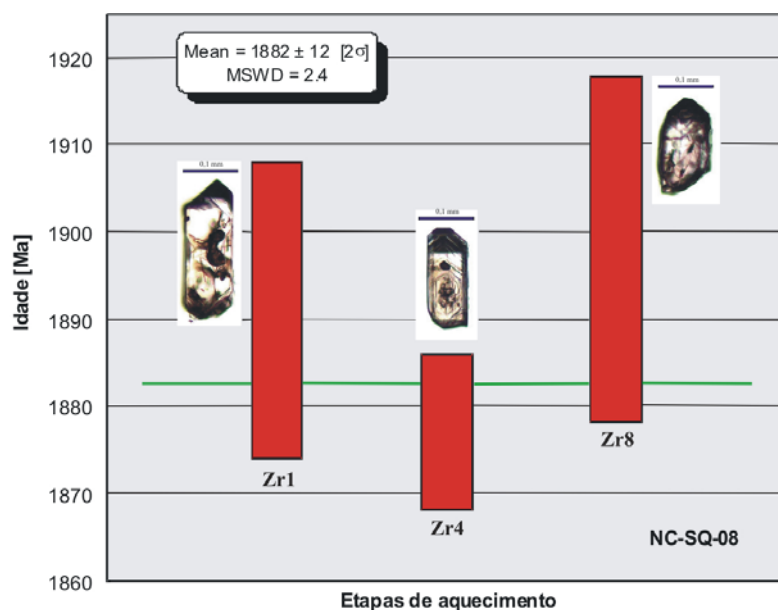


Figura 2 – Diagrama Idade (Ma) versus Etapas de aquecimento dos zircões da amostra NC-SQ-8, Granito Serra da Queimada.

Discussão e Considerações Finais

Os estudos geocronológicos realizados em duas amostras do Granito Serra da Queimada constataram as dificuldades em se obter zircões isentos de metamictização e adequados para datação. Dos treze grãos analisados, sete da amostra NC-SQ-22 e seis da amostra NC-SQ-08, apenas três forneceram resultados satisfatórios e uma idade média de 1882 ± 12 Ma, interpretada como idade de cristalização do corpo.

A idade obtida para o Granito Serra da Queimada, somada aos dados petrográficos realizados, mostram grande similaridade com os de outros maciços já estudados e pertencentes a Suíte Intrusiva Velho Guilherme, sugerindo que o mesmo pode ser incluído preliminarmente nessa importante suíte granítica. Estudos geoquímicos e isotópicos de Sm-Nd nas amostras do Granito Serra da Queimada serão importantes para comparações mais definitivas com os demais corpos desta suíte.

Agradecimentos

Ao Prof. Nilson Pinto Teixeira (*in memoriam*), a UFPA e ao PRONEX/CNPq (Proj. 103-98 - Proc. 66.2103/1998-0).

Bibliografia

- ABREU, F. A. M.; RAMOS, C. R.-1974- Estanho do Sul do Pará. In: *Anais do 28º Congr. Bras. Geol.*, Porto Alegre, SBG, V.5, P.11-23.
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**: p. 1-29.
- CPRM/DNPM -1997- Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solo e de Vegetação para a Área do Projeto Grande Carajás- Sub-Programa Mapas metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha São Felix do Xingu-SB-22-Y-B. CPRM, Superintendência Regional de Belém (*Relatório Final*).
- DALL'AGNOL, R., SCAILLET, B., PICHAVANT, M. 1999c. *Evolution of A-type granite magmas: an experimental study of the Lower Proterozoic Jamon Granite, eastern Amazonian craton, Brazil. Journal of Petrology.* **40** (11): 1673-1698.

- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. p. 11-54.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MOURA, C.A. V.; SCHELLER, T. 1993. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica – UFPA; metodologia e primeiros resultados. In: CONGR. BRAS. GEOQ., 4, 1993. *Bol. Res. Exp.*, Brasília (DF), SBG. P. 236-237.
- 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. *J. South. Amer. Earth Sci.*, **11**: 351-363.
- KOBER, B. 1986- Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contributions to Mineral and Petrol.* **93**, 482-490
- 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*, série Ciências da Terra, Belém, (7): p. 263-287.
- MACHADO, N., LINDENMAYER, Z. G., KROGH, T. E., LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.*, **49**. p. 329-354.
- PINHO, S.C.C. 2005. *Petrografia e geocronologia da borda ENE do granito Serra da Queimada e da borda SE do granito bom Jardim, Província Estanífera do Sul do Pará*. Trabalho de conclusão de curso (TCC), Universidade Federal do Pará, Brasil. 50p.
- TASSINARI, C.C.G.; & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. - Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.
- TEIXEIRA, N.P.; BETTENCOURT, J.S.; MOURA, C.A.V.; DALL'AGNOL, R. 1998. Pb-Pb and Sm-Nd constraints of the Velho Guilherme Intrusive Suite and volcanic rocks of the Uatumã Group. South-Southeast Pará-Brasil. Inter. Geol. Corr. Project 426: Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes. Wisconsin (EUA), Part III, pp. 178-180.
- TEIXEIRA, N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Brasil. 508p.

UM ESTUDO PRELIMINAR DE VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS DE ZIRCÃO EM GRANITÓIDES DO CRÁTON AMAZÔNICO E SUAS APLICAÇÕES

Claudio N. Lamarão^{1,2}, Roberto Dall'Agnol^{1,2}, Gilvana L. da Soledade¹, Carla J. S. Barreto¹

¹ UFPA, ²Departamento de Geoquímica e Petrologia
lamarao@ufpa.br, robdal@ufpa.br, gilvanasoledade@hotmail.com.br, carlabarreto@ig.com.br

Introdução

O Zircão ocorre como mineral acessório numa grande variedade de rochas ígneas, sendo comum nas rochas félsicas e raro nas máficas e ultramáficas (Heaman & Tarney 1989). Considerando-se fatores como efeitos da temperatura, pressão, fugacidade de oxigênio e composição inicial do magma, pode-se admitir que grãos cristalizados a partir de diferentes magmas herdaram assinaturas geoquímicas características de suas fontes (Belousova & Griffin 2002). Estudos em cristais de zircão provenientes de diferentes tipos de rochas ígneas (Murali *et al.* 1983, Pupin 2000) demonstraram variações expressivas no conteúdo de alguns elementos traços presentes na sua estrutura, com destaque para Hf, Y, Nb, Ce, Ta, ETR, P, U e Th. Tais variações permitem utilizar a composição do zircão como um indicador em potencial da natureza do magma a partir do qual ele cristalizou. Além disso, como na maioria das rochas ígneas saturadas em sílica o zircão é o principal mineral contendo Hf, a razão Zr/Hf do cristal deve ser próxima da razão do magma original (Vlasov 1966, apud Pupin 2000).

Neste trabalho são apresentadas análises semi-quantitativas de zircões de diferentes rochas granitóides do Cráton Amazônico, previamente estudadas em termos petrográficos e geoquímicos por pesquisadores do Grupo de Pesquisas Petrologia de Granitóides. Tais análises foram obtidas por Espectrometria de Dispersão de Energia (EDS) em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). O objetivo principal é avaliar o potencial de utilização da composição do zircão como indicativo da natureza do magma granitóide que o gerou e, conseqüentemente, de possíveis fontes magmáticas de zircões detríticos.

Procedimentos Analíticos

Lâminas e seções polidas dos diferentes granitóides (Tab. 1) foram metalizadas a carbono para obtenção de imagens de elétrons retro-espalhados e análises semi-quantitativas por EDS. O MEV utilizado foi um LEO-1430 do CG da UFPA. As condições de análises foram: corrente do feixe = 90 μ a, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 15 mm, tempo de análise = 30 s com 4000 a 5000 c/s para cada análise. Foram analisados O, Si Zr, Hf, Ce, Nb, Y, Th, U, Ba e Ca. As análises foram realizadas tanto nas bordas quanto no centro dos cristais, procurando-se sempre, com a ajuda das imagens de elétrons retro-espalhados, evitar regiões de fraturas, alterações e possíveis inclusões. Os resultados obtidos foram tratados, sem distinção entre borda e núcleo analisados, em diagramas triangulares e binários envolvendo preliminarmente os elementos Zr, Hf, Y e Nb.

Resultados Obtidos

Foram analisados grãos de zircão de nove corpos granitóides num total de 587 análises (Tabela 1). Os zircões dos granitos subalcalinos arqueanos Estrela, Serra do Rabo e Planalto são homogêneos e com raros zoneamentos composicionais. Plotam no centro do diagrama Hf-Y-Nb (Fig. 1A), indicando conteúdos muito próximos nesses elementos. Apresentam razões Zr/Hf variando de 26,8 a 43,6, com um valor médio de 34,2 (Fig. 1B). Os zircões dos granitos

paleoproterozóicos Redenção e Bannach apresentam-se zonados e possuem comportamento semelhante ao dos zircões dos corpos arqueanos estudados em termos de Hf, Y e Nb (Fig. 1A) e das razões Zr/Hf (28,9 a 42,4) (Fig. 1B). Os granitos estaníferos Antônio Vicente e Água Boa possuem zircões fortemente zonados, corroídos e com conteúdos comparativamente mais elevados de Hf e Y e mais baixos de Nb, aproximando-se da aresta Hf-Y no diagrama Hf-Y-Nb (Fig. 1A). Os valores de Zr/Hf encontrados nesses corpos variam de 10,9 a 24,4, com um valor médio de 17,5, bem abaixo dos valores encontrados nos zircões dos granitos anteriores (Fig. 1B). Os zircões do Granito Água Boa são mais ricos em Y e os do Granito Antonio Vicente em Hf. O diagrama Zr/Hf x Y mostra uma nítida separação entre os granitos paleoproterozóicos Redenção + Bannach e os granitos estaníferos estudados (Fig. 1C). Os últimos se distinguem claramente por seus teores contrastantes de Y e Hf (Fig. 1A, C).

Na Província Tapajós, o granito cálcico-alcálico São Jorge Antigo possui zircões zonados com concentrações de Hf, Y e Nb próximas. As razões Zr/Hf desses zircões variam de 31,8 a 46,2, com o mais alto valor médio dentre os corpos analisados (39,0). Os zircões do granito alcalino Maloquinha são zonados e apresentam teores similares a levemente mais elevados de Hf, porém mais baixos de Nb quando comparados aos zircões do granito São Jorge Antigo (Fig. 1D). Suas razões Zr/Hf variam de 25,3 a 38,1, com média de 31,7.

Tabela-1. Dados geológico/geocronológicos dos granitóides analisados.

Granitóide (Nº análises)	Local	Tipo Rocha	Afinidade	Idade (Ma)	Refer.
Estrela (72)	Reg. Carajás	Monzogranito	Subalcalina	2763±7 (a)	1
Serra do Rabo (45)	Reg. Carajás	Monzogranito	Subalcalina	2743±2 (a)	2
Planalto (121)	Reg. Carajás	Monzogranito	Subalcalina	2734±4 (a)	3
S. Jorge Antigo (84)	Prov. Tapajós	Monzogranito	Cálcico-alcálica	1981±2 (a)	4
Maloquinha (64)	Prov. Tapajós	Monzogranito	Subalcalina	1880±9 (a)	5
Redenção (46)	Reg. Rio Maria	Monzogranito	Subalcalina	1870±68 (b)	6
Bannach (35)	Reg. Rio Maria	Monzogranito	Subalcalina	-----	7
Antonio Vicente (99)	Reg. Xingu	Sienogranito	Alcalina	1867±4 (a)	8
Água Boa (21)	Reg. Pitinga	Sienogranito	Alcalina	1798±10 (c)	9

(a) Pb-Pb Zircão; (b) Pb-Pb Rocha Total; (c) U-Pb Zircão; 1- Barros *et al.* (2001); 2- Sardinha (2002); 3- Sardinha *et al.* (2004); 4 e 5- Lamarão *et al.* (2002); 6- Barbosa *et al.* (1995); 7- Almeida (2005); 8- Teixeira *et al.* (2002); 9 - Lenharo (1998).

Discussão e Conclusões

A existência de variações consideráveis nos conteúdos dos elementos analisados permitiram as seguintes considerações e conclusões preliminares:

1- Os zircões das rochas arqueanas raramente são zonados e mostram poucas variações nos teores de Hf, Y e Nb; possuem razão Zr/Hf média de 34,2. Os zircões dos granitos paleoproterozóicos Redenção e Bannach possuem concentrações de Hf, Y, Nb e razões Zr/Hf similares às dos zircões dos granitos arqueanos. Todos estes granitóides estão inseridos na

mesma província geocronológica, possuem caráter subalcalino e são classificados como granitos tipo A, diferindo sobretudo por suas idades. A semelhança composicional entre os seus zircões estaria refletindo, ao que tudo indica, suas afinidades geoquímicas em termos de tipologia e sua provável derivação de fontes crustais, conforme admitido por diferentes autores (Barros *et al.* 2001, Dall’Agnol *et al.* 2005, Almeida 2005).

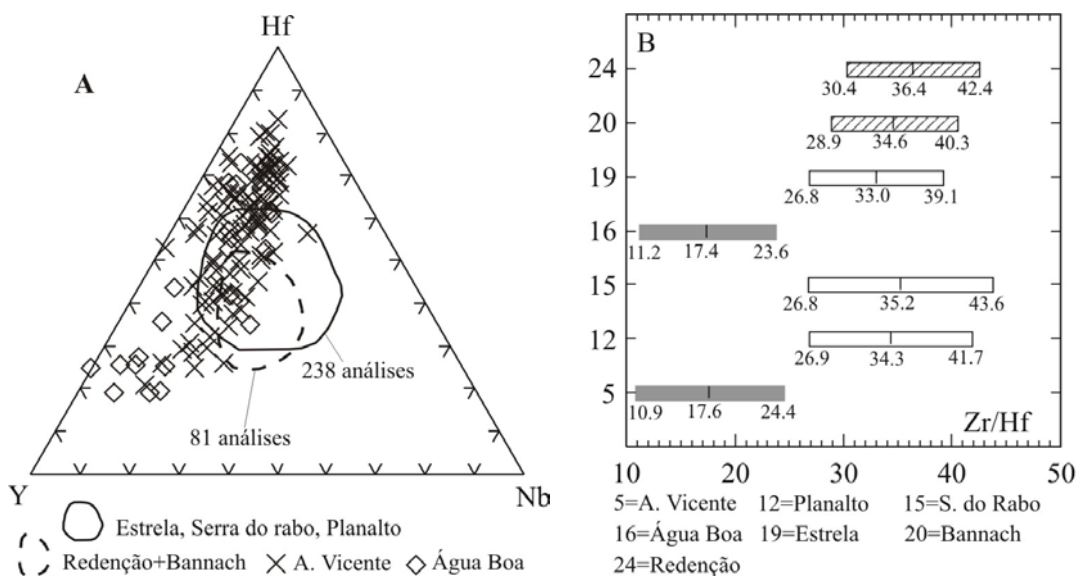
2- Os zircões dos granitos estaníferos são fortemente zonados e com concentrações comparativamente mais elevadas de Hf e Y e mais baixas de Nb em relação àquelas encontradas nos zircões dos granitos arqueanos e Redenção e Bannach. Tendem a definir um *trend* paralelo à aresta Hf-Y no diagrama Hf-Y-Nb. Seus teores de Hf elevados proporcionaram as mais baixas razões Zr/Hf, com um valor médio de 17,5. Esses dados sugerem que os zircões de granitos mineralizados em estanho possuem uma assinatura geoquímica típica. Se comprovado em estudos mais detalhados, isso teria aplicação prática na avaliação do potencial metalogenético de granitóides e no reconhecimento de zircões detríticos derivados dessas fontes.

3- As análises realizadas em zircões dos granitos cálcico-alcalino São Jorge Antigo e alcalino Maloquinha, ambos da Província Tapajós, mostraram que o primeiro é comparativamente enriquecido em Nb e o segundo levemente em Hf e Y, possibilitando uma boa separação entre eles. As razões Zr/Hf desses dois corpos se sobrepõem parcialmente, mas são mais elevadas no primeiro corpo (média de 39,0), do que no segundo (média de 31,7).

Os resultados preliminares obtidos mostram que as variações composicionais de zircões, reveladas por análises EDS, podem ser úteis na caracterização de rochas granitóides com assinaturas geoquímicas distintas. Análises complementares nessas e em outras rochas ígneas do Cráton Amazônico permitirão interpretações mais conclusivas quanto à eficácia deste método e suas possíveis aplicações.

Agradecimentos

Aos colegas R.M.K. Borges, H.T. Costi, C.E.M. Barros, A.S.Sardinha, D.C.Oliveira, J.A.C.Almeida, M.A.Oliveira, ao CG da UFPA e ao PRONEX/CNPq (Proj. 103-98 - Proc. 66.2103/1998-0).



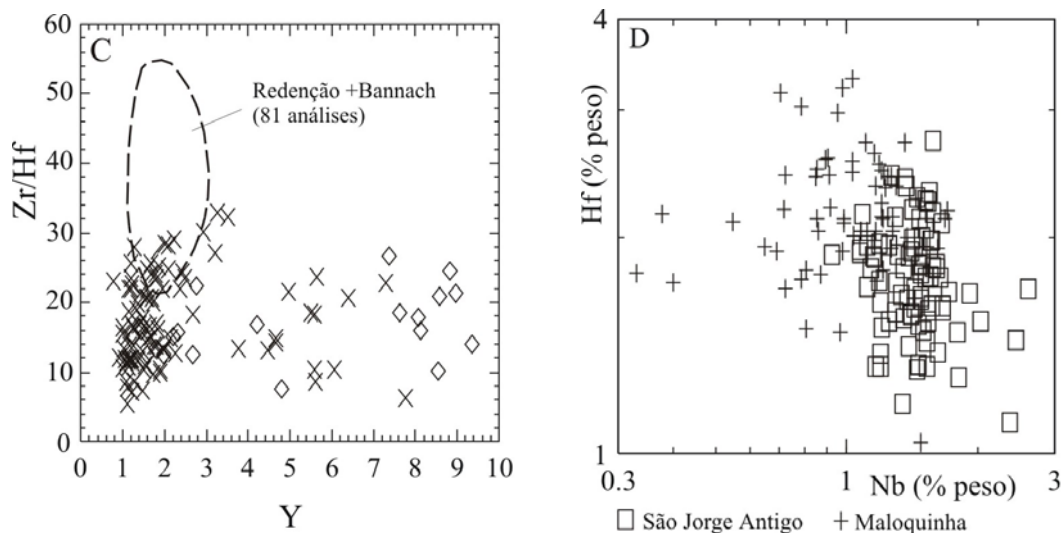


Figura 1- Composições semi-quantitativas (análises EDS) de zircões dos granitóides estudados. (A) Diagrama Hf-Y-Nb (% peso); (B) Razões Zr/Hf; (C) Diagrama Zr/Hf x Y (% peso); (D) Diagrama Hf x Nb (% peso).

Referências

- Almeida J.A.C. 2005. *Geologia, petrografia e geoquímica do Granito anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 171 p.
- Barbosa A.A., Lafon J.M., Neves A.P., Vale A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi*, sér. Ciências da Terra, **7**, 147-164.
- Barros C.E.M, Macambira M.J.B, Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo deformação e metamorfismo na província Metalogenética de Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., **7**, Belém, *Resumo expandido*, (CD-ROM).
- Belousova E.A, and Griffin W.L. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**, 602-622.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Ramo O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos.* **80**: 101-129.
- Heaman L.M., and Tarney J. 1989. U-Pb baddeleyite ages for the Scourie dyke swarm, Scotland: evidence for two distinct intrusion events. *Nature* **340**, 705-708.
- 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 Res.* **119** (1-4), 189-223.
- Lenharo S.L.R. 1998. *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese de Doutorado, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, 290 p.
- Murali A.V., Parthasarathy R., Mahadevan T.M., Sankar Das M. 1983. Trace element characteristics, REE patterns and partition coefficients of zircons from different geological environments- a case study on Indian zircons. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 2047-2052.
- Pupin J.P. 2000. Granite genesis related to geodynamics from Hf-Y in zircon. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sci.*, **91**, 245-256.
- Sardinha A.S. 2002. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 118 p.
- Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *Congr. Bras. Geol., XLII. Anais*. CD-ROM.
- Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Moura, C.A.V., Dall'Agnol, R., 1998. Pb-Pb and Sm-Nd constraints of the Velho Guilherme Intrusive suite and volcanic rocks of the Uatumã Group, south-southeastern Pará, Brazil. In: International field conference: Proterozoic granite systems of the Penokean Terrane in Wisconsin, *field guide and proceeding volume*. Madison, Wisc. Geol. Nat. Hist. Surv. Open File Rep. 1998-10, pp. 178-180. Substituir por Teixeira et al. 2002 -
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R. & Macambira E.M.B. 2002. Pb-Pb geochronology and Sm-Nd isotopic composition of the Velho Guilherme Intrusive Suite and volcanic rocks of the Uatumã Group, south-southeast Pará - Brazil. *Precambrian Res.* **119**(1-4): 257-275.

PETROLOGIA MAGNÉTICA DE BIOTITA-GRANITO/LEUCOGRANITO ARQUEANO DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS - PA.

Fernanda G. C. do Nascimento^{1,2}, Roberto Dall'Agnol^{1,2}, Cláudio N. Lamarão^{1,2}

¹Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, ²Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides
fernanda@ufpa.br , robdal@ufpa.br, lamarao@ufpa.br

Introdução

O estudo de suscetibilidade magnética (SM) e de minerais óxidos de Fe e Ti, realizado em Biotita-granito/Leucogranito arqueano, da região de Canaã dos Carajás, inserida na zona de transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e o Bloco Carajás na porção extremo sudeste da estrutura sigmoidal de Carajás, possibilitou uma melhor compreensão sobre as variações do comportamento magnético e os processos ocorridos durante a evolução destas rochas, bem como estimar as condições de fugacidade de oxigênio (fO₂) reinantes durante sua formação.

Metodologia

Este trabalho está vinculado ao doutorado de José Erimar Bezerra Soares e as amostras utilizadas foram obtidas em etapas de campo realizadas pelo mesmo, com a participação da autora do presente trabalho em uma delas. As medidas de SM foram realizadas através do susceptibilímetro SI-1, tanto em amostra de mão (bobina plana), quanto em testemunhos de amostras com baixa SM (bobina cilíndrica). Foram realizados, ainda, testes metodológicos em amostras com baixa SM (<1x10⁻³), os quais constaram de comparações entre medidas obtidas com bobina plana e cilíndrica, concluindo-se que, nesta faixa de valores, os resultados com bobina plana não são precisos. Optou-se, em razão disso, por utilizar para tais amostras apenas os resultados obtidos com a bobina cilíndrica. Para amostras com SM >1x10⁻³ foram utilizadas as medidas de bobina plana, multiplicadas por um fator de correção de 1,7 (calculado em trabalhos anteriores por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides - UFPA). Nos estudos mineralógicos e petrográficos foram analisadas 7 lâminas polidas, utilizando-se inicialmente microscópio convencional em luz refletida e transmitida e, a seguir, microscópio eletrônico de varredura (Mev) para a obtenção de imagens de elétrons retro-espalhados. Chegou-se assim a identificação das fases minerais opacas e suas relações texturais.

Suscetibilidade Magnética (Sm) e Minerais Óxidos de Fe e Ti

Os principais minerais opacos identificados nestas rochas foram: magnetita, hematita (martita), ilmenita e, mais raramente, pirita e calcopirita. Os valores de SM encontrados são relativamente elevados para granitos, com uma maior concentração das amostras no intervalo log -2,8 a -1,4, como pode ser observado no histograma de frequência (Fig. 1). Estes refletem a presença expressiva de magnetita, a qual se encontra na forma de cristais preservados e sem muita evidência de oxidação, ou, por vezes, alterados incipientemente. Os valores mais baixos de SM são fornecidos por amostras de leucomonzogranito, as quais apresentam menores conteúdos de magnetita. Quatro amostras com baixa SM (log -3,0 a -4,2) foram medidas com a bobina cilíndrica, que fornece valores mais precisos do que a bobina plana nesta faixa de SM. A ilmenita, segundo terminologia definida por Buddington e Lindsley (1964), Haggerty (1981) e Dall'Agnol *et al.* (1997), está presente nos seus diversos tipos texturais: Ilmenita individual (Ilm I; Fig. 3); *composite* ou composta, correspondendo aos cristais de Ilmenita em contato com a magnetita externa (Ilm Cext; Fig. 2) ou interna (Ilm Cint; Fig. 2), *Patch* ou em manchas (Ilm P; Fig. 2), na forma de manchas irregulares no interior da magnetita, *Trelis* ou

Treliça (Ilm T; Fig. 2), desenvolvendo-se em até três planos distintos em um mesmo cristal de magnetita, e em Sanduíche (Ilm S), como faixas contínuas no interior da magnetita. A ilmenita apresenta-se por vezes bastante alterada, sendo seus cristais substituídos por rutilo, hematita e titanita (Fig. 3), principalmente nas amostras de mais baixa SM. Por outro lado, em algumas amostras de alta SM os cristais de ilmenita não apresentam nenhum sinal de alteração (Fig. 2). A hematita ocorre como produto de alteração da magnetita, sob a forma de martita e como alteração da ilmenita. A pirita e a calcopirita ocorrem na forma de cristais muito finos, disseminados na rocha e associados à magnetita.

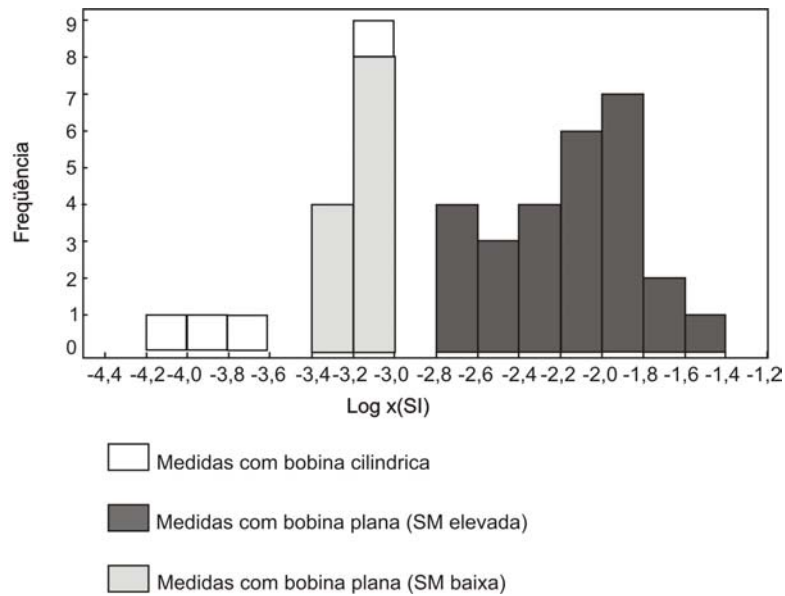


Figura 1: Histograma de frequência dos dados de SM obtidos no Biotita-granito/Leucogranito

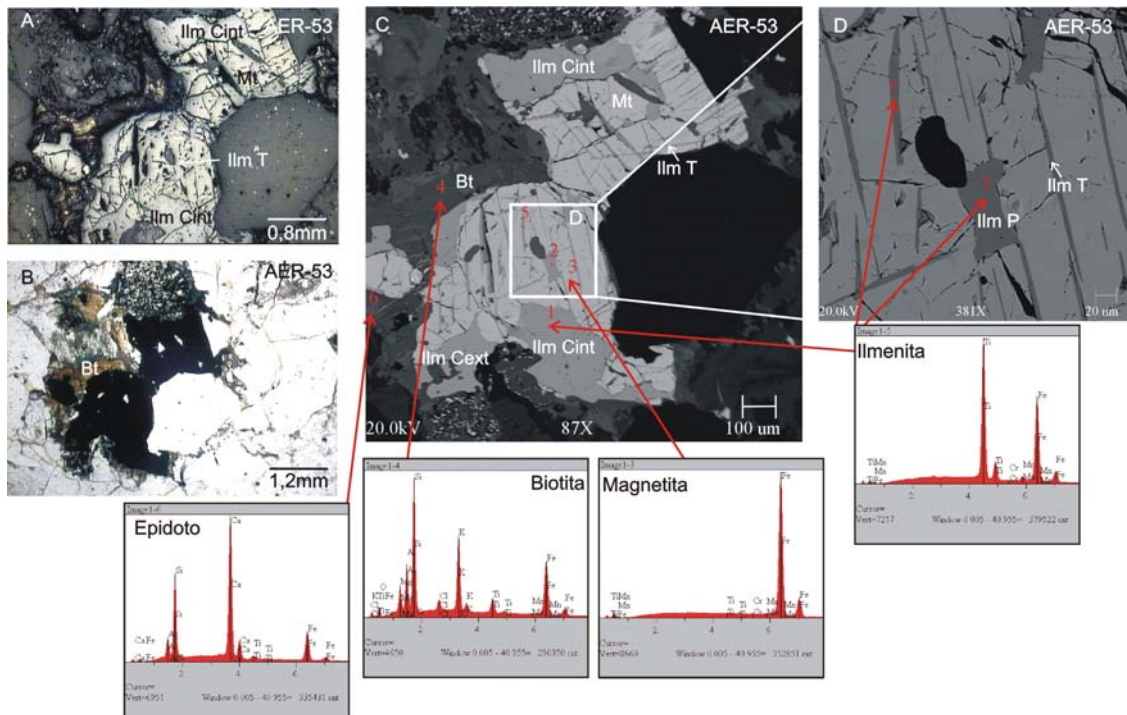


Figura 2: Cristal de magnetita associado a ilmenita Composta interna (Ilm Cint) e externa (Im Cext), Treliça (Ilm T) e Patch (Ilm P). A e B Fotomicrografias em luz refletida e transmitida, respectivamente. C e D Imagens de elétrons retro-espalhados obtidas em microscópio eletrônico de varredura, acompanhada de espectros EDS, sendo a figura D detalhe da C.

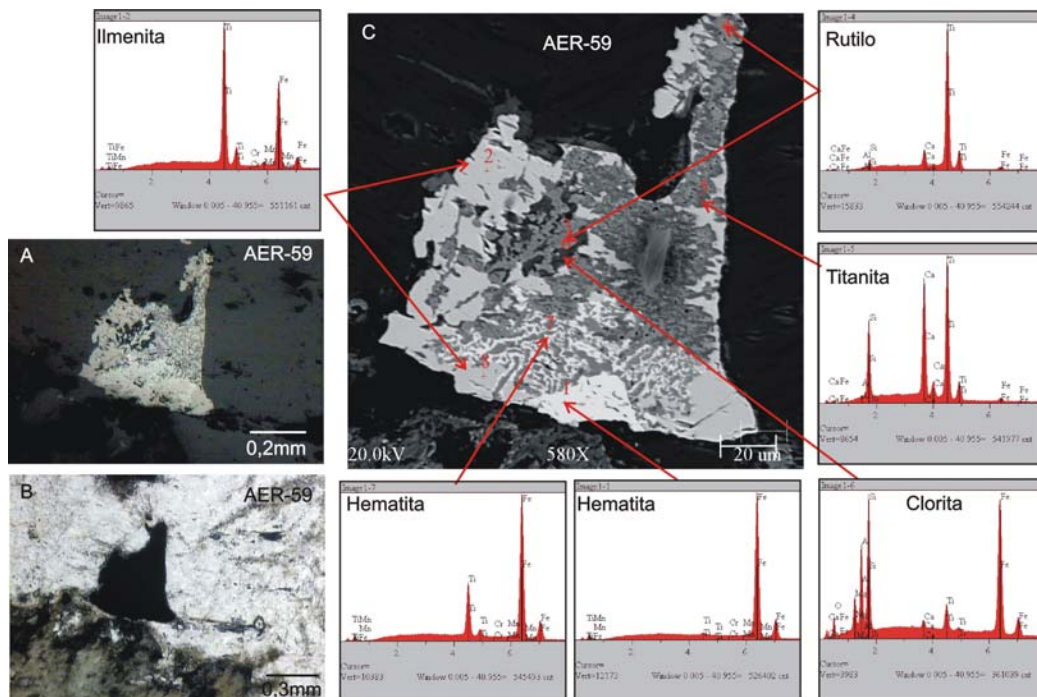


Figura 3: Cristal de ilmenita individual (Im I) substituído por rutilo e titanita. A e B Fotomicrografias em luz refletida e transmitida, respectivamente; e C Imagem de elétrons retro-espalhados obtida em microscópio eletrônico de varredura, acompanhada de espectros EDS das principais fases minerais identificadas.

Discussões

O conjunto de dados de SM e mineralógicos permitiu estimar que o biotita-granito/leucogranito cristalizou em condições oxidantes entre os tampões HM e FMQ e próximas daquelas do tampão NNO (magnetita e ilmenita como fases estáveis; Fig. 4). Tais condições são confirmadas pelos conteúdos expressivos de magnetita, responsáveis pelos altos valores de SM dessas rochas. As transformações pós-magmáticas dos minerais óxidos de Fe e Ti, tais como a martitização da magnetita e a substituição da ilmenita por intercrescimentos com rutilo e titanita, sugerem que a fO_2 deva ter sofrido um aumento acentuado no estágio *subsolidus*, podendo se aproximar ou até mesmo ultrapassar o tampão HM (Fig. 4). A partir das características texturais e mineralógicas observadas pode-se traçar estágios sucessivos de evolução da magnetita e da ilmenita. Titanomagnetita e ilmenita se formaram no estágio magmático, provavelmente em equilíbrio, porém evoluíram de forma diferente durante o resfriamento no estágio *subsolidus*. A titanomagnetita formou através de processo de oxi-exsolução intercrescimentos de magnetita pura e ilmenita em treliça e em manchas. Em amostras mais intensamente transformadas essa magnetita foi re-equilibrada e apresenta-se homogênea e sem evidências de ilmenita em treliça. Em um estágio mais tardio, a magnetita sofreu oxidação e formou martita. A ilmenita magmática corresponde aos cristais de ilmenita individual e composta, ao passo que as ilmenitas P e T são formadas no estágio *subsolidus* e, portanto, de origem secundária. Em estágio *subsolidus* mais tardio, os diferentes tipos texturais de ilmenita foram, em muitas amostras, intensamente alterados e parcialmente substituídos por associações complexas de rutilo \pm titanita \pm hematita \pm ilmeno-hematita, indicando a presença de soluções fortemente oxidantes. Embora localmente martitizada, a magnetita foi aparentemente menos afetada por essas transformações.

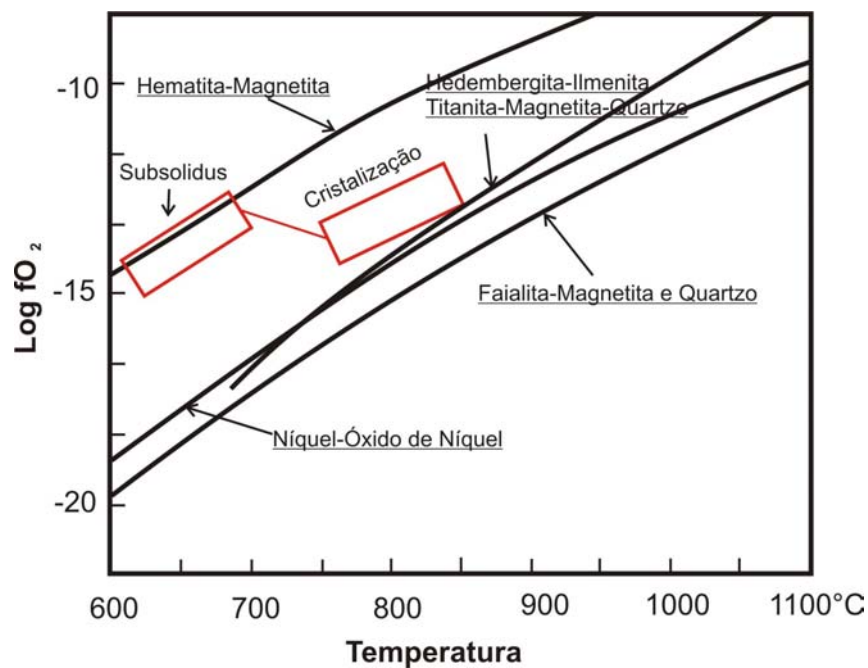


Figura 4: Diagrama T x $\log fO_2$ (Wones 1989), indicando estágio de cristalização e transformação no estágio *subsolidus* do Biotita-granito/Leucogranito estudado.

Referências Bibliográficas

- Buddington A.F. & Lindsley H.D. 1964. Iron-Titanium oxides minerals and synthetic equivalents. *J. Petrology*, **5** (2): 310-357.
- Dall'Agnol R., Pichavant M., Champenois M. 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic, A-type granites. *An. Acad. Bras. Ci.*, **69** (3):325-347.
- Haggerty S.E. 1981. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: RUMBLE III, D. ed. *Oxide minerals*. 2nd ed. Washington, Miner. Soc. Amaz. p.Hg 1-Hg 99. (Short course notes).
- Wones D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetita + quartzo in granitic rocks. *American Mineralogist*, **74**: 744-749.

CARACTERIZAÇÃO DOS MINERAIS ÓXIDOS DE Fe E Ti DO GRANITO ANOROGÊNICO BANNACH

¹Fabriciana V. Guimarães, ^{1,2} Roberto Dall’Agnol, ^{1,3} José de Arimatéia C. de Almeida

¹Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG), Centro de Geociências, UFPA

²Departamento de Petrologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA

³Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG), Centro de Geociências, UFPA

fabricia@ufpa.br, robdal@ufpa.br, ari@ufpa.br

Introdução

O Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) da Universidade Federal do Pará tem concentrado suas atividades na porção sul da Amazônia Oriental, visando o estudo da evolução das rochas granitóides, bem como sua caracterização petrológica e geoquímica. Uma das linhas de pesquisa do GPPG é o estudo dos minerais óxidos de Fe e Ti de rochas granitóides, isso tem contribuído para o melhor entendimento das relações existentes entre as variações no comportamento magnético e os processos que ocorreram durante a evolução dessas rochas.

O presente trabalho está vinculado ao Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides e ao Núcleo PRONEX “Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes” do Centro de Geociências da UFPA. O objetivo principal desta pesquisa é a caracterização dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Anorogênico Bannach, a fim de determinar a natureza e os fatores que controlam a ocorrência desses minerais ao longo da evolução das diferentes fácies do maciço. A área em estudo localiza-se no sudeste do estado do Pará, no município de Bannach, a mesma está inserida no contexto geológico do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM).

Metodologia

Contou de um levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada bem como temas específicos, concernentes à integração dos dados de minerais óxidos de Fe e Ti.

Foram selecionadas 16 amostras representativas das diferentes fácies do Granito Bannach, para confecção de lâminas polidas, as quais foram analisadas em microscópio petrográfico, tanto em luz refletida como em luz transmitida, com o intuito de caracterizar as associações e as texturas dos minerais de óxidos de Fe e Ti e compreender o papel desses ao longo da evolução do maciço. Numa etapa posterior foram feitas observações em microscópio eletrônico de varredura (MEV) no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do CG/UFPA, que permitiu complementar o estudo petrográfico e confirmar as características dos minerais opacos presentes nas rochas estudadas.

Minerais Óxidos de Fe e Ti

As descrições apresentadas neste trabalho referem-se a sete variedades do Granito Bannach agrupadas em três grandes conjuntos petrográficos: a) fácies de granulação grossa portadoras de anfibólio + biotita ± clinopiroxênio, representadas por: biotita-anfibólio-monzogranito grosso (BAMzG) e anfibólio-biotita-monzogranito grosso (ABMzG); b) fácies portadora de biotita com textura porfirítica (BMzP) e c) fácies leucograníticas, com termos grossos (LMzG), médios (LMzM) e finos (LMzF).

O Granito Bannach apresenta conteúdos modais expressivos de minerais opacos, sendo representados por magnetita (Mt), Ilmenita (Ilm), hematita (Ht), geralmente na forma de martita, e ocasionalmente pirita (Py), calcopirita (Cpy). As diferentes fácies do corpo

Bannach apresentam muitas analogias mineralógicas em termos dos minerais opacos, porém elas mostram variações marcantes nos seus conteúdos modais e, principalmente, nas feições texturais dos mesmos. Os conteúdos modais de opacos são mais elevados nos BAMzG (1,9%), diminuindo no sentido ABMzG (0,7%), LMzG (0,2%), LMzM (0,1%) e LMzF (<0,1%), sendo que nos BMzP os valores são elevados (1,4%), destoando da tendência dominante. Esses minerais geralmente estão associados aos ferromagnesianos ou, mais particularmente com titanita e apatita.

Magnetita

A magnetita ocorre predominantemente como cristais hipidiomórficos e, mais raramente, xenomórficos associados aos minerais ferromagnesianos. Mostra contatos regulares com estes e associam-se com outros minerais óxidos (Ilm e Ht). Nas fácies portadoras de anfibólio + biotita ± clinopiroxênio e nos BMzP, os cristais de magnetita são mais abundantes e mostram-se com uma incipiente martitização nas suas bordas. O conteúdo modal de magnetita nos leucogranitos é bastante reduzido e seus cristais mostram-se mais oxidados em relação às fácies precedentes.

Análises qualitativas, por meio de EDS obtidos por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV) demonstram que os cristais de magnetita possuem baixos teores de titânio, isso juntamente com sua associação com os diversos tipos texturais de ilmenita, sugere que a mesma foi derivada da titanomagnetita (TMt) (solução sólida entre ulvoespínélio e magnetita) através do processo de oxi-exsolução.

Ilmenita

A Ilmenita ocorre em todas as fácies do granito, porém é mais abundante nas fácies BAMzG e ABMzG, onde apresenta uma maior diversidade textural. Nos leucogranitos os cristais de ilmenita apresentam-se heterogêneos e fortemente transformados, sobretudo no centro dos cristais. A análise textural dos óxidos permitiu reconhecer cinco formas distintas de Ilm (Figura 1): 1- lamelas de exsolução nos cristais de Mt (Ilm do tipo *Trellis* ou treliça (Ilm T)); 2 - lamelas espessas e contínuas no interior da Mt (Ilm do tipo *Sandwich* (Ilm S)); 3 - cristais regulares associados a Mt, encontrados no interior das mesmas (Ilm do tipo *Composite* interna (Ilm Cint)) e em contato externo com ela (Ilm do tipo *Composite* externa (Ilm Cext)); 4 - manchas irregulares dentro dos cristais de Mt (Ilm do tipo *Patch* (Ilm P)); 5 - cristais isolados (Ilm do tipo individual (Ilm I)).

Os aspectos de raio-x obtidos por meio de EDS, demonstram que as composições da Ilm T e Ilm Cint são muito similares, isso juntamente com as evidências texturais sugerem contemporaneidade entre essas fases, cuja suas origens estão relacionadas aos processos de oxidação-exsolução da titanomagnetita primária. Estas mesmas evidências são válidas também para as ilmenitas do tipo S e P.

A Ilm I e Ilm Cext possuem composições semelhantes apresentando conteúdos de Mn e Ti inferior aos dos cristais do tipo T e Cint. É comum cristais de Ilm I xenomórfico com coroas de titanita, sugerindo substituição parcial dos mesmos. Essa relação é observada também no caso de cristais de Ilm Cex, o que reforça sua origem magmática.

Hematita

Está presente em todas as fácies, porém com conteúdo modal variável, sempre substituindo a Mt (processo de martitização), comumente desenvolvendo-se ao longo dos planos {111} desse mineral. É freqüente nas fácies de leucogranitos (LMzG, LMzM e LMF), cristais de Mt inteiramente substituídos por hematita. Segundo Haggerty (1981) o processo de hematitização ocorre sobre cristais de Mt pobres em Ti. Isto é coerente com o observado, uma

vez que o desenvolvimento da Ht ocorre ao longo dos planos de contato entre Mt e Ilm T, sugerindo que a Ht é posterior ao processo de exsolução-oxidação que afetou a TMT original. O baixo teor de Ti na Mt das diferentes fácies do Granito Bannach foi comprovado através de análises de MEV, onde a Mt associada às lamelas de Ilm T apresentou sistematicamente baixo conteúdo de Ti. Com base nisso, e na T mínima de formação da Ilm T (Lindsley 1981, Spencer & Lindsley 1981), admite-se que a martita tenha se formado em T inferiores a 620°C e, portanto, também em condições *subsólidas*.

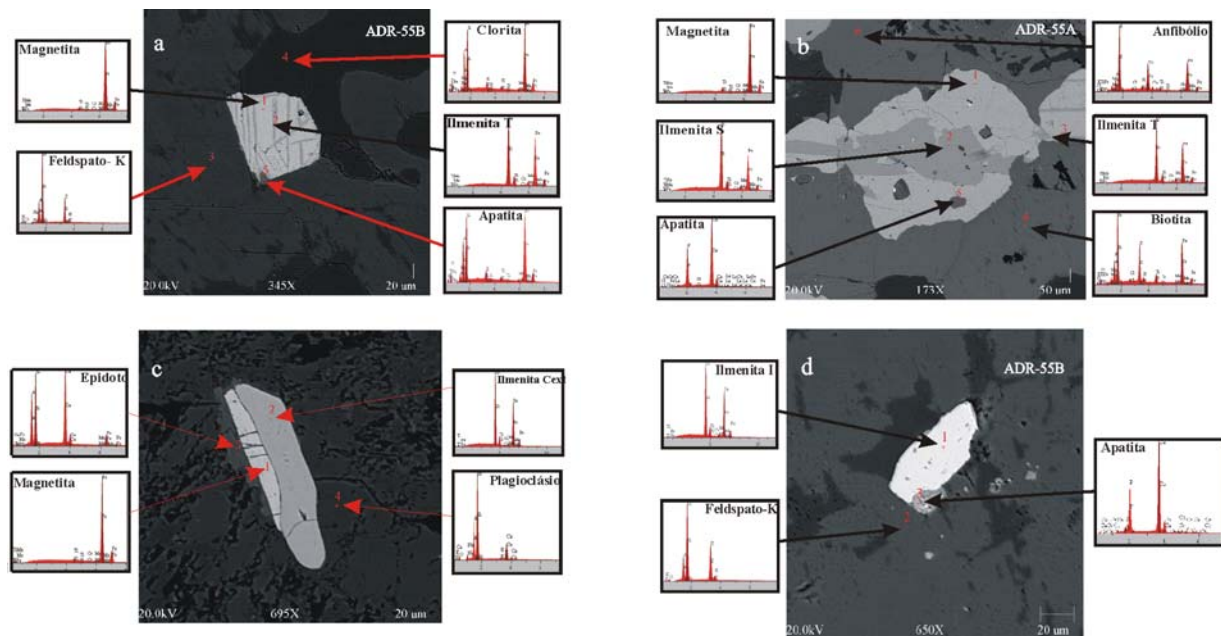


Figura 1- Imagens de electrons retro-espalhados obtidos em microscópio eletrônico de varredura, acompanhadas de espectros de EDS das principais fases minerais identificadas no Granito Bannach, mostrando o intercrescimento de magnetita de ilmenita nas texturas em (a) *Trellis*, (b) *Sandwich*, (c) *Composite Externae*, (d) *Individual*.

Conclusão

Os principais minerais óxidos de Fe e Ti formados durante o estágio precoce da cristalização do magma Bannach são TMT, Ilm I e Ilm Cext. Esses cristais de Ilm mostram-se por vezes, substituídos parcialmente por titanita. Os demais tipos texturais de Ilm (Ilm T, Ilm P, Ilm S, Ilm Cint) juntamente com a Mt pobre em titânio, foram originados no estágio *subsólidos* por processos de oxi-exsolução de cristais de TMT originais. Em condições mais elevadas de fugacidade de oxigênio a Mt pobre em titânio foi afetada por processos de martitização, dando origem a hematita. A intensidade deste processo varia entre as fácies, ou mesmo dentro de uma fácies, podendo ser pouco expressivo ou, em casos extremos, levar a martitização total da Mt.

O geotermômetro e o oxibarômetro baseado na composição das soluções sólidas ulvoespínélio-magnetita e ilmenita-hematita, em equilíbrio, tem sido empregado para quantificar as condições de fugacidade de oxigênio (fO_2) e a temperatura de formação de tais minerais. Porém, no granito estudado, além de não se dispor da composição quantitativa dos minerais óxidos de Fe e Ti, as transformações a que foram submetidos não permitiriam reconstituir as composições dos pares ilmenita-titanomagnetita formados durante o estágio magmático (cf. Dall'Agnol et al 1997a). Logo, as estimativas de fO_2 devem se basear em dados indiretos, como, por exemplo, a natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti das diversas fácies. Wones (1989) mostra o significado da fO_2 das assembléias de minerais óxidos de Fe e Ti em rochas graníticas e revela que a paragênese titanita (idiomórfica) + magnetita + quartzo

é indicativa de condições oxidantes e de fugacidade de oxigênio (fO_2) relativamente elevada. Paragênese semelhantes, formadas no estágio magmático, foram observadas nas diversas fácies do Granito Bannach, indicando que suas rochas se originaram de um magma que evoluiu em condições relativamente oxidantes. A associação de magnetita e titanita em todas as fácies demonstra que as condições reinantes durante a cristalização situam-se entre os tampões HM e FMQ, podendo estimar condições de fO_2 próximas às do tampão HITMQ (Wones 1989) e pouco acima das do tampão NNO. As transformações pós-magmáticas dos minerais óxidos de Fe e Ti, como a martitização da magnetita, em particular nas fácies mais leucocráticas, sugerem que a fO_2 deva ter crescido durante o estágio *subsólido*, talvez por conta do crescimento do teor de voláteis. As associações dos minerais formados neste estágio indicam que condições situadas acima do tampão HM devem ter sido atingidas, pelo menos localmente, para justificar a martitização da magnetita. Este processo de oxidação teria sido favorecido nas fácies de leucogranitos, por derivarem de líquidos mais ricos em voláteis.

Bibliografia

- Dall'agnol, R.; Pichavant, M. & Champenois, M. 1997a. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon Granite, eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic, A-type granites. *An. Acad. Bras. Ci.*, 69 (3):325-347.
- Haggerty, S. E. 1981. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: RUMBLE III, D. ed. Oxide minerals. 2nd ed. Washington, Miner. Soc. Amaz. p.Hg 1-Hg 99. (Short course notes).
- Lindsley D.H. 1981. Some experiments pertaining to the magnetite-ulvöspinel miscibility gap. *American Mineralogist*, 66: 759-762.
- Spencer K.J. & Lindsley D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineralogist*, 66:1189 – 1201.
- Wones, D. R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74: 744-749.

ESTUDO DE MINERAIS ACESSÓRIOS DE EPISSIENITO SÓDICO E GREISEN DA PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE PITINGA.

Gilmara R. L. Feio, Roberto Dall’Agnol, Régis M. K. Borges

Universidade Federal do Pará
gilmara@ufpa.br, robdal@ufpa.br, munhoz@ufpa.br

Introdução

A Província Estanífera de Pitinga, caracterizada por mineralizações associadas a corpos graníticos altamente fracionados, está situada na porção sul do Escudo das Guianas (Gibbs & Barron 1983), mais especificamente no contexto geológico-geocronológico da borda oeste da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 1999). Localiza-se na porção norte do estado do Amazonas, próximo à sua divisa com o estado de Roraima.

As rochas supostamente mais antigas desta região são os granitóides cálcio-alcalinos da Suíte Água Branca, que ocorrem em contato com as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé. Esta última é a unidade geológica de maior distribuição na área da mina, sendo intrudida pelos corpos graníticos do tipo-A Madeira, Água Boa e Europa, que formam a suíte Madeira (Horbe *et al.* 1991, Costi 2000, Costi *et al.* 2000).

O presente trabalho foi desenvolvido em epissienitos sódicos e greisens associados à fácies biotita-álcali-feldspato granito do maciço Água Boa, em amostras do furo de sondagem F11Qx adjacente ao furo F4Qx da malha de sondagem Queixada, onde Costi *et al.* (2002) estudou as rochas epissieníticas.

O granito Água Boa é tem formato elíptico, alongado segundo a direção NE-SW, abrange uma área de aproximadamente 350 km² e acha-se encaixado em rochas vulcânicas e piroclásticas do Grupo Iricoumé. É caracterizado por quatro fácies petrograficamente distintas. A fácies precoce é constituída por um sienogranito equigranular de granulação média ou grossa. Esparsamente mostra fenocristais de feldspato potássico com coroas de plagioclásio (textura rapakivi), sendo, em função disso, designado historicamente por Daoud & Antonietto Jr. (1985) como granito rapakivi. A fácies colocada a seguir é um biotita-sienogranito porfirítico, com fenocristais de feldspato potássico euédricos, de até 5 mm, e matriz de granulação fina. A seguir, deu-se a colocação da fácies de maior extensão superficial do corpo, que é um biotita-feldspato alcalino-granito equigranular, composto essencialmente por feldspato potássico intensamente pertítico (mesopertita) e quartzo, sendo o plagioclásio ausente ou ocorrendo em proporções muito subordinadas, o que confere à rocha um caráter hipersolvus. A última fácies é representada por um topázio-granito porfirítico. É composto por fenocristais de quartzo e feldspato potássico em matriz de granulação fina rica em albita, muscovita e topázio (Lenharo *et al.* 1997). Os máficos são representados por rara biotita e os acessórios são zircão, fluorita e opacos. O topázio ocorre como fase magmática primária ou em agregados intersticiais, aparentemente formados por substituição de feldspatos.

Caracterização petrográfica

A encaixante do *epissienito sódico e greisen* é um biotita-álcali-feldspato-granito, com microgranito subordinado. O primeiro exhibe uma textura equigranular média a grossa, aspecto isotrópico e coloração rosada, sendo composto essencialmente por feldspato alcalino pertítico, com lamelas sódicas dos tipos em veios, corda e manchas, e quartzo. A siderofilita marrom é o principal ferro-magnésiano; albita, fluorita, topázio, zircão, anatósio, raros cristais de adulária e sericita são fases acessórias. O epissienito sódico apresenta aspecto isotrópico, textura heterogranular média a grossa e coloração rosada a avermelhada. É composto por

albita (1) em tabuleiro de xadrez, gerada principalmente pela substituição do feldspato alcalino do granito, e (2) em *laths* subédricas a euédricas com aspecto límpido. Outras fases minerais presentes, em geral preenchendo cavidades, são: fluorita, anatásio, com conteúdos significativos de Nb em sua estrutura, clorita, fengita, hidróxidos de ferro, opacos, zircão e agregados irregulares de cassiterita marrom avermelhado. O quartzo também pode estar presente nestas cavidades. Estudos em microscópio eletrônico de varredura (MEV) revelaram, ainda, a presença de monazita, ferro-columbita e sulfetos, representados por esfalerita e galena. O greisen estudado é do tipo endogreisen, sendo sua ocorrência controlada por fraturas e situando-se no furo imediatamente abaixo do epissienito. No estudo petrográfico realizado, distinguiram-se duas tipologias, que definem um zoneamento mineralógico e textural. O greisen dominante é um esfalerita-topázio-fengita-quartzo-greisen que ocupa quase quatro metros do perfil. É uma rocha de coloração cinza escuro e textura equigranular média, contendo quartzo, fengita \pm siderofilita e topázio, acompanhados por quantidades significativas de esfalerita, fluorita, zircão, opacos, clorita, cassiterita e anatásio. A associação de fengita com clorita verde-oliva é característica deste greisen. Ambas se apresentam interdigitadas e, por vezes, verifica-se substituição da clorita pela fengita.

A segunda variedade é um topázio-quartzo-mica-greisen que ocorre em um veio de 60 cm de espessura. É uma rocha de cor preta e textura equigranular média, sendo composta essencialmente por siderofilita + fengita, quartzo e clorita, com proporções subordinadas de esfalerita, opacos, fluorita, cassiterita, anatásio e zircão. Os estudos realizados no MEV indicaram que esta rocha apresenta ainda: calcopirita em finos cristais associados à esfalerita; monazita, associada à fluorita e incluída em siderofilita; e galena, associada à pirita.

Caracterização Mineralógica

A figura 1 mostra as fases minerais caracterizadas por microscopia eletrônica de varredura (MEV). Os resultados obtidos são apresentados a seguir de modo integrado.

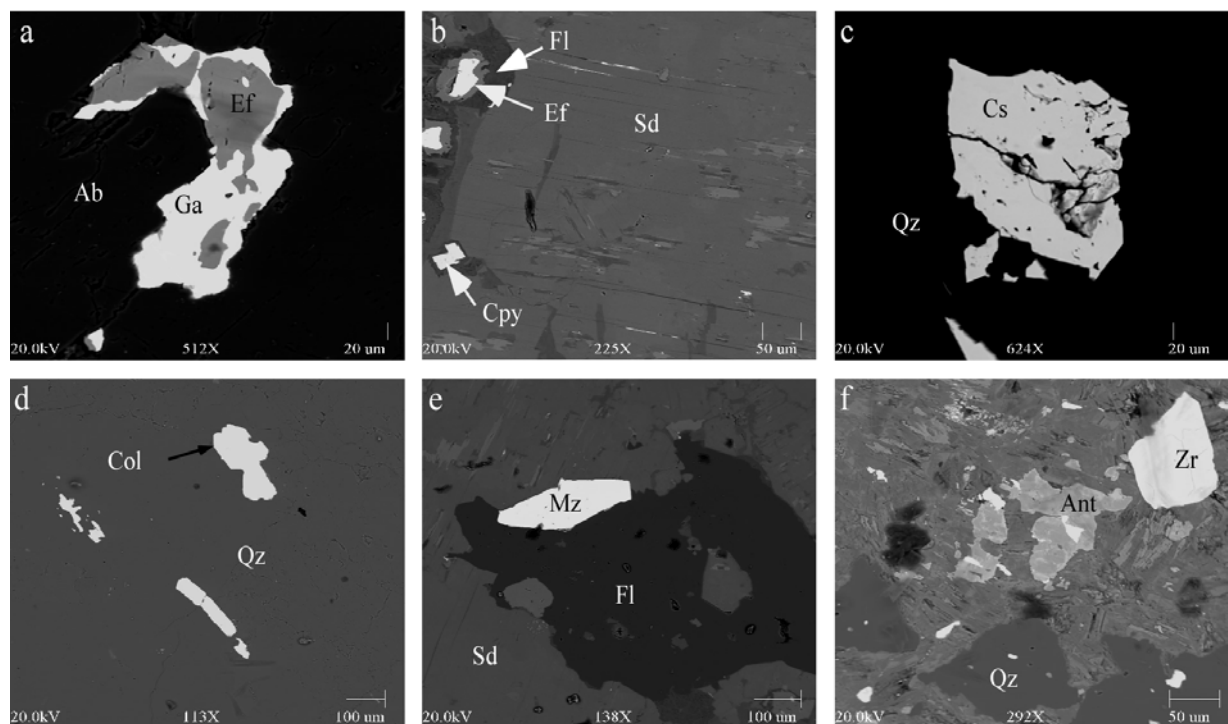


Figura 1: Imagens de elétrons retro-espalhados dos minerais presentes nas rochas hidrotermalizadas. a) Detalhe da galena (Ga) substituindo a esfalerita (Ef), associada a albita (Ab); b) Cristal de calcopirita (Cpy), incluído em siderofilita (Sd); c) Cassiterita (Cs) anédrica, incluída em quartzo (Qz); d) Detalhe dos cristais de ferro-columbita (Col); e) Aspecto da monazita (Mz) euédrica incluída em fluorita (Fl); f) Cristal de anatásio (Ant), fortemente alterado. Ab: albita.

Esfalerita (ZnS)- Este mineral ocorre no epissienito sódico e no topázio-quartzo-mica-greisen do GAB. No epissienito é uma fase claramente tardia e se apresenta como cristais anédricos de coloração amarelada associados a fengita e quartzo em cavidades. No topázio-quartzo-mica-greisen corresponde a uma fase da paragênese do greisen e apresenta-se como cristais anédricos de coloração alaranjada, inclusos em quartzo.

Os grãos analisados do epissienito sódico não exibem variações importantes no conteúdo de Zn e ainda apresenta Fe, indicando que sua cristalização ocorreu em temperaturas não muito elevadas, relacionados a processos tardios, pós-magmáticos, de baixa temperatura (Barton & Toumin III 1966). Os cristais do greisen também não mostram variações expressivas, mas apresentam conteúdos significativos de Cu (1,10 a 2,88%) em sua estrutura.

Galena (PbS)- Esta fase foi estudada no epissienito sódico e no topázio-quartzo-mica-greisen. No epissienito sódico a galena ocorre em íntima associação com a esfalerita, restringindo-se, principalmente, as bordas de substituição da esfalerita (figura 1a). Foram realizadas três análises em dois cristais, sendo que duas análises mostraram variações composicionais importantes, com conteúdos elevados de Pb e a presença eventual de Zn, Fe e Ba. A galena do greisen ocorre associada à pirita e não exibe Zn em sua estrutura.

Calcopirita (CuFeS₂)- É restrita ao greisen, onde representa provavelmente um produto tardio. Ocorre como cristais anédricos inclusos em siderofilita (figura 1b). Quando ocorre associada com a esfalerita, a calcopirita apresenta Zn (0,18%) em composição química, enquanto que aquelas que ocorrem em associação com pirita não apresentam Zn em sua estrutura.

Pirita (FeS₂)- Trata-se de uma fase importante e restrita aos greisens, ocorrendo como cristais bem desenvolvidos inclusos em siderofilita e quimicamente homogêneos.

Cassiterita (SnO₂)- Foi identificada unicamente no epissienito, ocorrendo como cristal anédrico e ocorre como inclusão em quartzo de cavidades (figura 1c). Portanto, indica uma origem mais tardia em relação ao epissienito sódico. Apresenta em sua composição química 99% de SnO₂, e conteúdo de Ta₂O₅ (0,82%).

Ferro-columbita (FeNb₂O₆)- Identificada somente em amostras do epissienito sódico, apresentando-se como raras inclusões em quartzo. Trata-se de um óxido do grupo da columbita-tantalita (figura 1d), que exibe quantidades elevadas de Nb₂O₅ (67,74 a 68,11%), conteúdos moderados de FeO_t (~15%) e Ta₂O₆ (8,77 a 10,33%) e traços de MnO e TiO₂.

Monazita [(La, Ce, Nd, Th) PO₄]- No epissienito sódico, a monazita é uma fase pouco abundante, ocorre inclusa em quartzo tardio e tem forma anédrica. Esta fase é do tipo Ce-monazita, contendo 45,05% Ce₂O₃, além de La₂O₃ (16,05%), Nd₂O₃ (9,01%) e ThO₂ (2,88%). No greisen ela apresenta-se como grãos euédricos, associados com siderofilita e fluorita (figura 1e). Quimicamente, também corresponde a uma fase do tipo Ce-monazita, com a presença eventual de Y₂O₃ e UO₂ em sua estrutura. Difere da monazita do epissienito principalmente pelo fato de ser mais rica em P₂O₅ e um pouco mais pobre em Ce₂O₃ e La₂O₃.

Anatásio (TiO₂)- No epissienito sódico, o anatásio ocorre como cristais anédricos, inclusos em agregados micáceos (figura 1f). As análises evidenciaram TiO₂ (entre 85 a 95%), com quantidades apreciáveis de Nb₂O₅ (2,54 a 7,65%) e, subordinadamente, FeO_t (1,57 a 3,6%). No greisen, o anatásio forma cristais anédricos associados a siderofilita e clorita, compostos

fundamentalmente por TiO₂ (97,07%), com FeO_t (2,92%) subordinado. Distingue-se do anatásio do epissienito pela ausência de Nb em sua estrutura.

Conclusão

As análises semiquantitativas (EDS) realizadas através de microscopia eletrônica de varredura em epissienito sódico e greisen permitiram distinguir fases minerais acessórias importantes e de pequena dimensão, representadas por esfalerita, galena, calcopirita, pirita, cassiterita, ferro-columbita, monazita e anatásio.

Embora ocorram cassiterita, ferro-columbita, monazita e anatásio tanto no epissienito sódico quanto no greisen, as evidências texturais indicam que estas fases minerais estão relacionadas não ao processo de metassomatismo sódico e sim de greisenização, que envolveu remobilização de Ce, La, Nb e Sn.

A esfalerita, por sua vez mostra em sua composição quantidades apreciáveis de Fe substituindo o Zn, indicando que sua cristalização ocorreu em condições de temperatura não muito elevadas, o que é consistente com sua presença em cavidades no epissienito.

A calcopirita e pirita estão ausentes no epissienito e tem sua ocorrência restrita aos greisens, representam minerais tardios.

Portanto, o estudo mineralógico indica que, do ponto de vista petrológico e metalogenético, o processo de greisenização foi mais importante para concentrar minerais de minério do que o metassomatismo sódico.

Referências Bibliográficas

- Barton Jr., P. B. & Toulmin III, P. 1966. Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. *Econ. Geol.*, **61**: 815-849.
- Costi, H. T. 2000. Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albita-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 345 p. (Tese de Doutorado).
- Costi, H. T.; Dall'agnol, R.; Moura, C. A. V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *Intern. Geol. Rev.* **42**: 832-849.
- Costi, H. T.; Dall'agnol, R.; R. M. K.; Minuzzi, O. R. R.; Teixeira, J. T. 2002. Tin-Bearing Sodic Episyenites Associated with the Proterozoic, A-Type Água Boa Granite, Pitinga Mine, Amazonian Craton, Brazil. *Gond. Res.*, **5**: 435-451.
- Daoud, W. K. & Antonietto Jr., A. Borges 1985. Geologia do Granito Água Boa, Pitinga, AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. Anais. Belém: SBG v. 3, p.17-33.
- Gibbs, A. K. & Barron, C. 1983. The Guiana shield reviewed. *Episodes*, **6**:7-14.
- Horbe, M. A.; Horbe, A. C.; Costi, H. T.; Teixeira, J. T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from Pitinga Mine, northwestern Brazil - a review. *J. Geochem. Explor.*, (40): 227-249.
- Lenharo, S. L. R.; Pollard, P.J.; Born, H.; Costi, H.T. 1997. Topaz-bearing porphyritic phases within the Água Boa granite, Pitinga Tin mine, Amazonas, north Brazil. In: SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador. Extended Abstract. Salvador: SGM. P. 60-61.
- Tassinari, C.C.G.; Macambira, M.J.B.; 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes* **22**, 174-182.
- Veiga Jr., J.P.; Nunes, A.C.B.; Suza, E.C. De; Santos, J.O.S.; Amaral, J.E. De; Pessoa, M.R.; Souza, S.A De S. 1979. Projetos sulfetos de Uatumã. Relatório Final. In: Brasil-MME-DNPM. Manaus. Convênio DNPM/CPRM 2 vol. (Relatório Técnico).

OCORRÊNCIAS DE ROCHAS CLÁSTICAS NA JAZIDA DE FERRO DE N5S – SERRA DOS CARAJÁS - PA

Gilberto de L. P. Silva & Roberto F. de Carvalho

Companhia Vale do Rio Doce – GEMIN – GAJAN
gilberto.silva@cvr.com.br, roberto.carvalho@cvr.com.br

Introdução

A Jazida de Ferro de N5S está situada na Província Mineral de Carajás, localizada na borda sul do Craton Amazônico. A principal estrutura regional é o Sinclinal de Carajás com aproximadamente 1.000 x 100 km de extensão em superfície, cortado pela falha Carajás de orientação NW-SE com diversos *splays* NNW-SSE.

A Formação Carajás, unidade intermediária do Grupo Grão Pará, hospeda a formação ferrífera bandada que deu origem aos minérios de ferro. Os teores médios de ferro nestas rochas são da ordem de 66%. Rochas vulcânicas máficas das formações Igarapé Cigarra e Parauapebas ocorrem sobre- e subjacentes, respectivamente, aos depósitos de minério de ferro de Carajás. Não é comum a ocorrência de rochas como arenitos e conglomerados nas áreas de exploradas pela mineração de ferro.

A jazida denominada de N5 Sul (N5S) está compreendida entre as coordenadas do sistema topográfico local de Carajás –3.000N / -8.000N e 3.000E / 6.300E (Figura 01). Esta área corresponde à continuidade da mina de N5E para sul. A vegetação típica da área é denominada de *savana metalófila*, utilizada como um guia prospectivo, onde ocorrem afloramentos que evidenciam a presença de mineralização de ferro.



Figura 01 – Imagem da Jazida de Ferro de N5S com localização dos furos.

A Jazida de ferro de N5S apresenta uma estruturação bem marcada, com direção média do acamamento N-NE e mergulho médio de 25° a 40° para W-NW. Uma falha de direção NW-SE separa os dois principais corpos da jazida: corpo principal e Morro 1. Nesta falha encontra-se encaixado o Igarapé Jacaré.

Ocorrências de Rochas Clásticas

Na campanha de sondagem executada entre 2004 e 2005, de um total de 43 furos realizados na área de Morro 1 da Jazida de N5S, 10 furos interceptaram níveis de rocha clásticas, genericamente descritas como conglomerados (CGL). Os furos estão situados na porção leste da jazida, numa região de alto topográfico. As espessuras das intersecções variam de centimétricas a decimétricas, com valor máximo em torno de 70 metros no furo N5S-793, seção S-5500S (Figura 02).

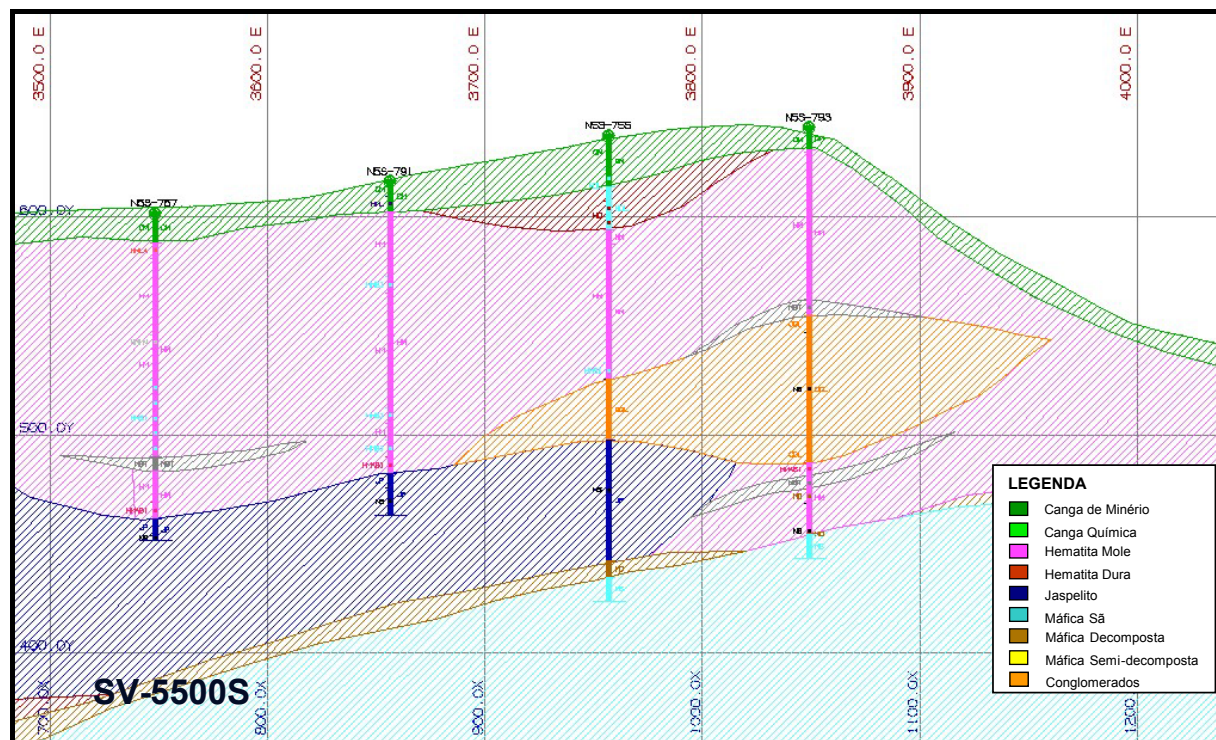


Figura 02 – Seção geológica vertical da Jazida de Ferro de N5S com lente de conglomerado.

Nos furos, estes conglomerados geralmente ocorrem sobrepostos aos corpos e formação ferrífera bandada (jaspelito), através de contatos bem marcados. Os conglomerados são polimítico, com matriz ferruginosa/silicosa, mal selecionados, composto por seixos de quartzo, fragmentos de jaspelito (JP), hematita dura e rochas máficas Sã (MS) e decomposta (MD) (Foto 01 A e B). Na forma, os fragmentos são subangulosos e de tamanhos variados. A região de ocorrência é bastante brechada, possivelmente devido à proximidade da região de falha.

Nas relações estratigráficas descritas na literatura (e.g. Beisiegel et. Al., 1973), as rochas da Formação Grotire e as do Grupo Grão Pará não são bem verificadas em campo, pois os contatos estão sempre mascarados por solo e elúvio nos pontos até agora observados. Desta forma, a ocorrência de rochas clásticas nos furos de sondagem na área da jazida de N5S, corroboram evidências de que a seqüência de rochas é separada daquela do Grupo Grão Pará por uma discordância angular.

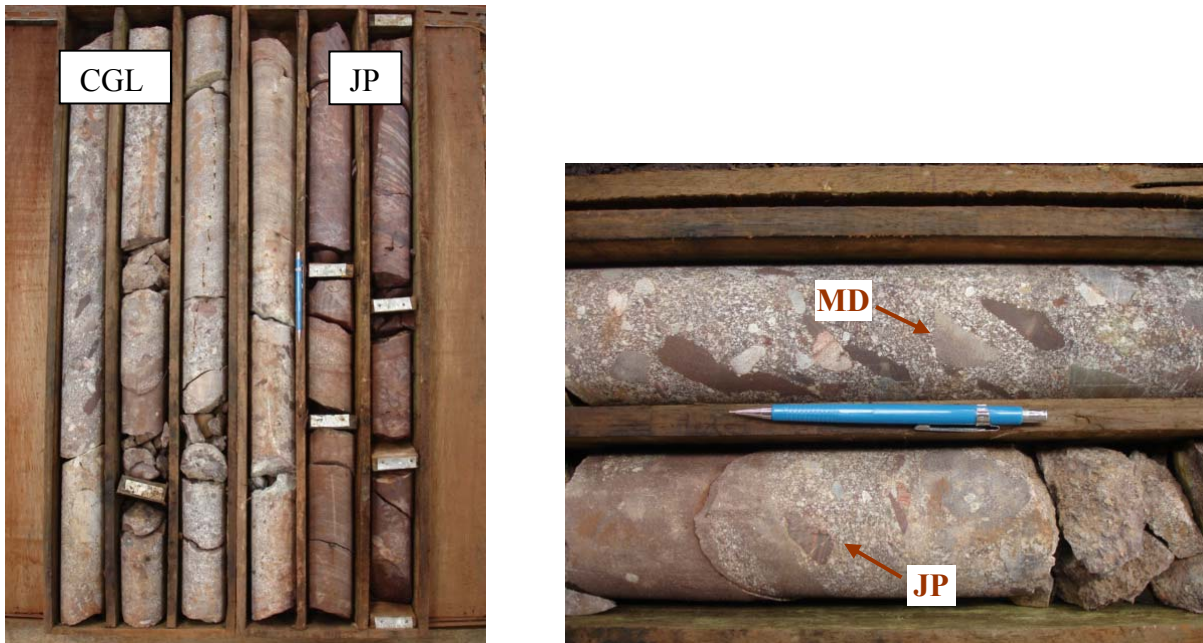


Foto 01 – **A)** Contato entre as rochas clásticas (CGL) e a formação ferrífera bandada (JP) no furo N5S-755. **B)** Detalhe de testemunho de sondagem com conglomerado composto por fragmentos de rocha máfica (MD) e formação ferrífera bandada (JP).

Pinheiro & Holdsworth (2000) trata preliminarmente como Formação Gorotire, uma sequência clástica imatura, não deformada, que aflora a E do Rio Parauapebas e em locais restritos recobrimo as rochas supracrustais do Sistema Transcorrente Carajás. Essas rochas são supostamente de idade proterozóica média, ou mais jovens. A denominação "Gorotire" é escolhida no sentido de se evitar a introdução de novos nomes no quadro estratigráfico regional. O nome foi adotado de trabalhos anteriores que já levantam suspeitas de uma unidade sedimentar distinta, mais jovem, que aquelas hoje correlacionáveis à Formação Águas Claras (e.g. Beiseigel et al. 1973). Tais rochas são distintas daquelas da Formação Águas Claras e da tratada por Pinheiro & Holdsworth (2000) como Formação Gorotire, representando as rochas mais jovens na estratigrafia da região.

Diante das informações apresentadas, podemos considerar que as rochas clásticas que ocorrem nos furos de sondagem no extremo leste da jazida de N5S, seriam correlacionáveis àquelas mencionadas como Formação Gorotire, nos trabalhos citados.

Referências Bibliográficas

- Beiseigel V.R., Bernadelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serras Carajás. Rev. Bras. Geoc., 3, 215-242.
- Pinheiro, R. V. L. & Holdsworth, R. E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. Rev. Bras. Geoc., 3, 215-242. 30(4): 597-606.

QUÍMICA E GEOTERMOMETRIA DA CLORITA HIDROTHERMAL DO DEPÓSITO DE OURO OROGÊNICO CIPOEIRO, CINTURÃO GURUPI, ESTADO DO MARANHÃO

Evandro L. Klein

CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Belém-PA. eklein@be.cprm.gov.br

Introdução

O Cinturão Gurupi hospeda uma série de depósitos e ocorrências auríferas que se enquadram no modelo de depósitos orogênicos de ouro (Klein 2005). Cipoeiro é um desses depósitos e, juntamente com o depósito de Chega Tudo, contém reservas de 60 t Au (Torresini 2000). O estudo químico da clorita constituinte da paragênese hidrotermal do depósito de Cipoeiro e a geotermometria baseada na composição química desta clorita são os objetos deste trabalho.

Contexto Geológico Regional

O Cinturão Gurupi é uma unidade geotectônica alongada segundo NW-SE, de evolução polifásica, que bordeja a margem sul-sudoeste do Cráton São Luís (Fig. 1). Seu arcabouço litológico compreende: 1) complexos gnáissicos TTG, tonalitos calcico-alcálicos, seqüências supracrustais sedimentares e vulcanossedimentares metamorfizadas e contendo vulcanismo calcico-alcálico associado, gerados essencialmente entre 2167-2150 Ma a partir de protólitos juvenis e formados em ambientes ligados a arcos de ilhas oceânicas; 2) granitos peraluminosos sin- e tarditectônicos gerados durante metamorfismo regional entre 2100-2060 Ma a partir do retrabalhamento de crosta arqueana e paleoproterozóica juvenil; 3) seqüência metassedimentar (margem continental?) neoproterozóica; 4) plúton tonalítico neoarqueano encravado na seqüência supracrustal neoproterozóica; 5) intrusão alcalina de 732 Ma gnaissificada; 6) granito peraluminoso pós-tectônico de 549 Ma.

Pelo menos dois eventos orogênicos, datados do Paleoproterozóico e Neoproterozóico, fazem parte da história evolutiva do Cinturão Gurupi (Klein *et al.* 2005). A maior parte dos conjuntos formou-se no Paleoproterozóico, entre 2167-2060 Ma, sendo os mais antigos representados por assembléias acrescionárias, contemporâneas e similares a algumas seqüências do Cráton São Luís, e os mais jovens por assembléias colisionais. Essa colisão desenvolveu-se provavelmente de NNE para SSW, envolvendo a aproximação dos conjuntos de arcos de ilha contra a margem de um continente arqueano existente ao sul. Um segundo evento orogênico desenvolveu-se no Neoproterozóico, entre aproximadamente 730-550 Ma, envolvendo a quebra do bloco crustal amalgamado no Paleoproterozóico, a provável abertura de uma bacia oceânica e o fechamento da mesma numa colisão dirigida de SSW para NNE. Bacias sedimentares continentais formaram-se em sistemas de grabens desenvolvidos tanto sobre o cinturão Gurupi quanto sobre as rochas da área cratônica (Fig. 1). A feição estrutural regional mais importante é a Zona de Cisalhamento Tentugal, que se localiza na região limítrofe entre o cinturão e a área cratônica. Essa estrutura consiste em um corredor transcorrente sinistral, no interior do qual encontram-se alojados os depósitos auríferos orogênicos do Cinturão Gurupi (Fig. 1).

Geologia do Depósito de Cipoeiro

A rocha encaixante do minério é um tonalito pertencente à Suíte Intrusiva Tromai que mostra variados graus de alteração hidrotermal e deformação. Este tonalito ocorre em contato tectônico (Fig. 2) com metarcóseos e quartzitos (Grupo Gurupi?). Em porções deformadas e alteradas hidrotermalmente, textura e mineralogia primárias foram obliteradas tendo as rochas

originais sido transformadas em rochas finas e foliadas com coloração verde escura. Em profundidade, foram detectadas diversas zonas mineralizadas com diferentes espessuras e teores de ouro variando entre 0,3 e 2 ppm. Os corpos principais de minério ocorrem próximo ao contato com um metarcóseo (Fig. 2) e associam-se a um sistema de falhas norte-sul de caráter dúctil a rúptil-dúctil, estando confinados às porções interiores de *splays* relacionados a esse sistema de falhas (Ribeiro 2002). A mineralização gerou veios de quartzo e, principalmente, disseminações (\pm vênulas) em zonas de cisalhamento discretas. Os veios de quartzo apresentam aspecto leitoso e maciço, possuem poucos decímetros de espessura e mostram variáveis relações angulares com as estruturas da rocha encaixante, tanto concordantes como discordantes. A alteração hidrotermal produziu uma assembléia composta por quantidades variáveis de clorita, sericita, calcita, albita e pirita, além do quartzo, compatível com condições de fácies xisto verde.

Química Mineral e Geotermometria

Análises químicas de cloritas foram conduzidas no laboratório da Université Blaise Pascal, em Clermont Ferrand, França, em uma microsonda eletrônica Cameca SX-100 acoplada a um sistema de retro-espalhamento. A clorita é mineral abundante na alteração hidrotermal e mostra associação ubíqua com a pirita, ocorrendo via de regra em sombras de pressão desse mineral. Localmente, forma agregados fibrosos. A composição química de cristais de clorita foi determinada em amostras de três zonas mineralizadas, nos níveis 103m, 185m e 201m, correspondendo, respectivamente, a um microtonalito fracamente mineralizado e a duas amostras de tonalito hospedeiro da mineralização principal. Os resultados (Tab. 1) mostram a razão $Fe/(Fe+Mg)$ variando globalmente apenas de 0,37 a 0,47; valores de Al^{IV} encontram-se entre 2,22 e 2,59 átomos por fórmula unitária, com correlação muito boa entre os parâmetros, e que as cloritas classificam-se como ripidolita e picnoclorita (Fig. 3).

Para os cálculos geotermométricos optou-se pela utilização do geotermômetro calibrado com cloritas que apresentam composição química similar à da clorita de Cipoeiro, o que é o caso da calibração de Kranidiotis & MacLean (1987). A amostra do nível 103m apresenta temperaturas no intervalo 296°-325°C, com moda e média bem definidas em 314°C. No nível 185m as temperaturas mostram valores ligeiramente mais espalhados, com média de 302° \pm 12°C e a maioria dos valores entre 290° e 305°C. A clorita do nível 201m gerou temperaturas, em sua maioria, no intervalo 295°-315°C, com média de 305° \pm 9°C.

Discussão

A uniformidade da composição química da clorita hidrotermal de Cipoeiro por mais de 100 metros de profundidade nos diferentes níveis mineralizados indica que o mineral atingiu equilíbrio com o fluido hidrotermal e que se formou aproximadamente no mesmo estágio nos diferentes níveis. A clorita do microtonalito revelou uma média de temperaturas ligeiramente mais elevada, mas não significativamente diferente (<13°C) do que as obtidas em amostras de tonalito nos níveis inferiores do depósito. Um valor médio de 305°C pode ser considerado como uma boa aproximação à temperatura de equilíbrio das clorita hidrotermais neste depósito. Este valor é muito similar ao de 319°C obtido por geotermometria isotópica utilizando o par quartzo-muscovita do nível 185m (Klein 2004). Essa temperatura da mineralização obtida pela combinação dos geotermômetros é compatível com a paragênese hidrotermal de fácies xisto verde, o que, associado às características geológicas permite definir Cipoeiro como um depósito orogênico mesozonal de ouro.

Contribuição ao projeto PRONEX/CNPq/UFGA (66.2103/1998).

Referências

- Klein E.L. 2004. *Evolução geológica pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luis e do Cinturão Gurupi, NE-Pará / NW-Maranhão, Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, 303 p.
- Klein E.L. 2005. Depósitos orogênicos de ouro do Cinturão Gurupi. In: SBG, I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, RS. Resumos (em CD-ROM).
- Klein E.L., Moura C.A.V., Krymsky R., Griffin W.L. 2005. The Gurupi belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*, **141**: 83-105.
- Kranidiotis P. & MacLean W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**: 1898-1911.
- Ribeiro J.W.A. 2002. *O arcabouço estrutural da região de Chega Tudo e Cedral, NW do Maranhão, com base em sensores geofísicos*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, Belém, 155 p.
- Torresini C. 2000. The Gurupi gold deposits (Cipoeiro and Chega Tudo), Gurupi Belt, Pará, Brazil; geology and mineralization. In: Sociedade Peruana de Geologia, International Gold Symposium, 4, Lima, Peru, Anals (em CD-ROM).

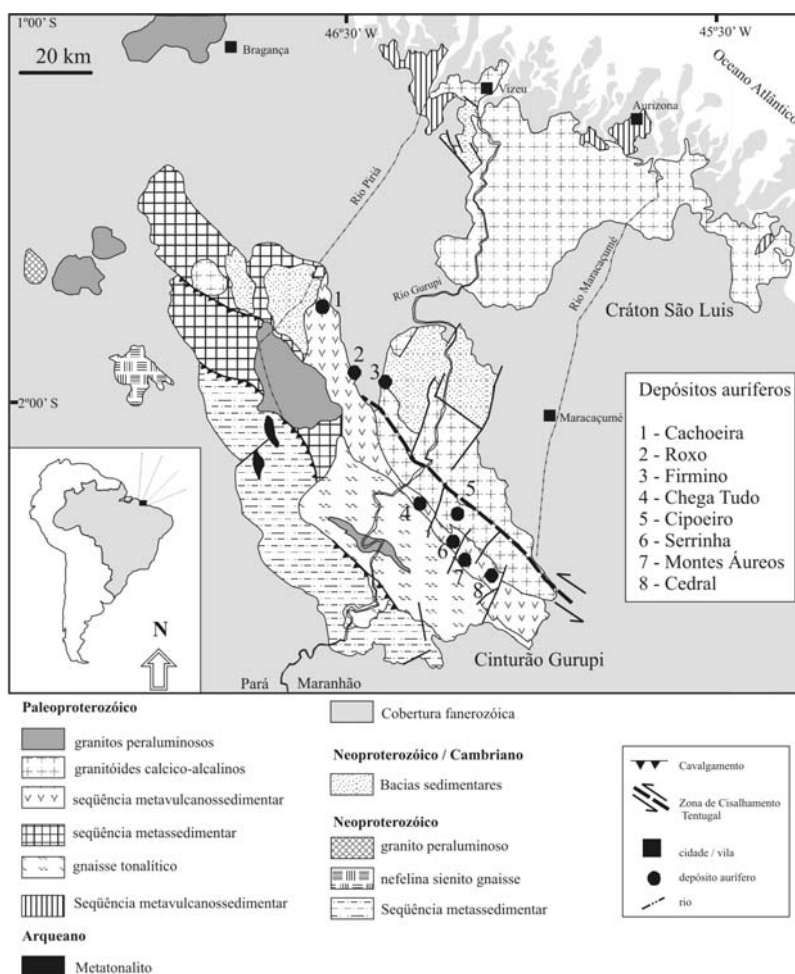


Fig. 1 - Mapa geológico simplificado da região do Gurupi, mostrando a localização de depósitos auríferos primários do Cinturão Gurupi.

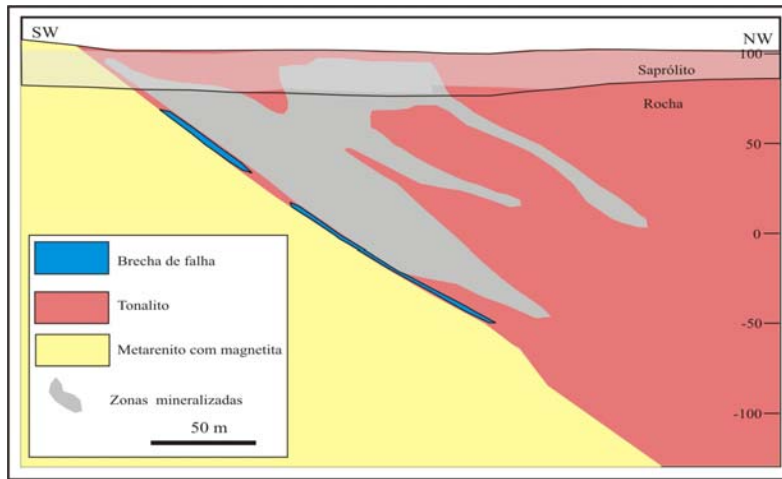


Fig. 2 – Seção geológica do depósito de Cipoeiro (segundo Torresini, 2000).

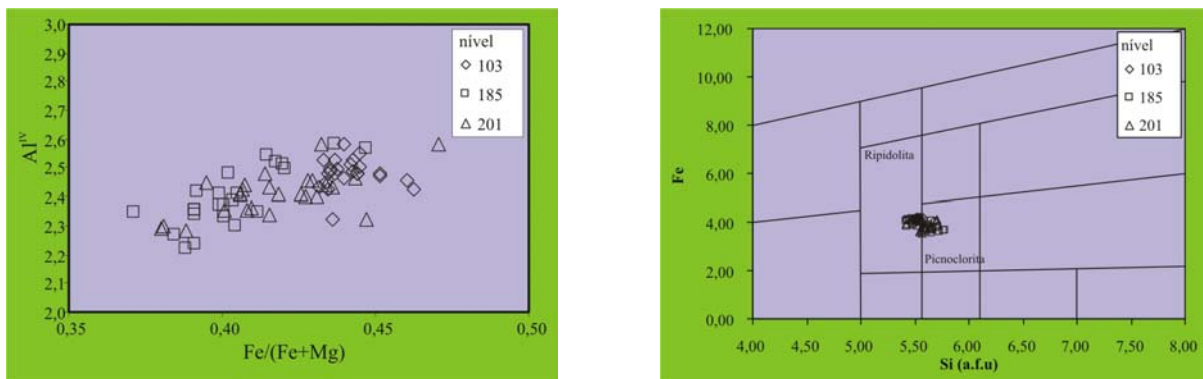


Fig. 3 – Diagramas mostrando a composição e relação entre parâmetros químicos da clorita e de classificação da clorita.

Tabela 1 – Fórmula estrutural da clorita hidrotermal do depósito Cipoeiro

cátion	nível 103			nível 185			nível 201		
	mín	máx	média	mín	máx	média	mín	máx	média
Si (a.p.f.u)	5,41	5,68	5,52	5,42	5,78	5,60	5,41	5,71	5,59
Al	4,68	5,15	5,00	4,53	5,22	4,84	4,70	5,29	4,96
Fe	4,02	4,22	4,13	3,55	4,12	3,82	3,59	4,30	3,89
Mn	0,08	0,10	0,09	0,03	0,07	0,06	0,04	0,08	0,07
Mg	4,84	5,48	5,23	5,11	6,00	5,63	4,84	5,87	5,42
Ca	0,00	0,03	0,01	0,00	0,09	0,02	0,00	0,02	0,01
Na	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00
Al ^{IV}	2,32	2,59	2,48	2,22	2,58	2,40	2,28	2,58	2,41
Al ^{VI}	2,25	2,73	2,51	2,19	2,65	2,44	2,30	2,86	2,55
Fe/(Fe+Mg)	0,43	0,46	0,44	0,37	0,45	0,40	0,38	0,47	0,42
Si/Al	1,05	1,19	1,11	1,04	1,25	1,16	1,02	1,20	1,13
Ca+Na+K	0,00	0,03	0,02	0,00	0,05	0,02	0,00	0,03	0,01
T (°C)*	296	325	314	282	324	302	289	327	305

*Calculado Segundo Kranidiotis & MacLean (1987)

ASPECTOS GEOLÓGICOS DO GARIMPO DE OURO DO MANDI CUMARÚ DO NORTE - SUL DO PARÁ

Edesio M. B. Macambira, Paulo dos S. F. Ricci, Evandro L. Klein

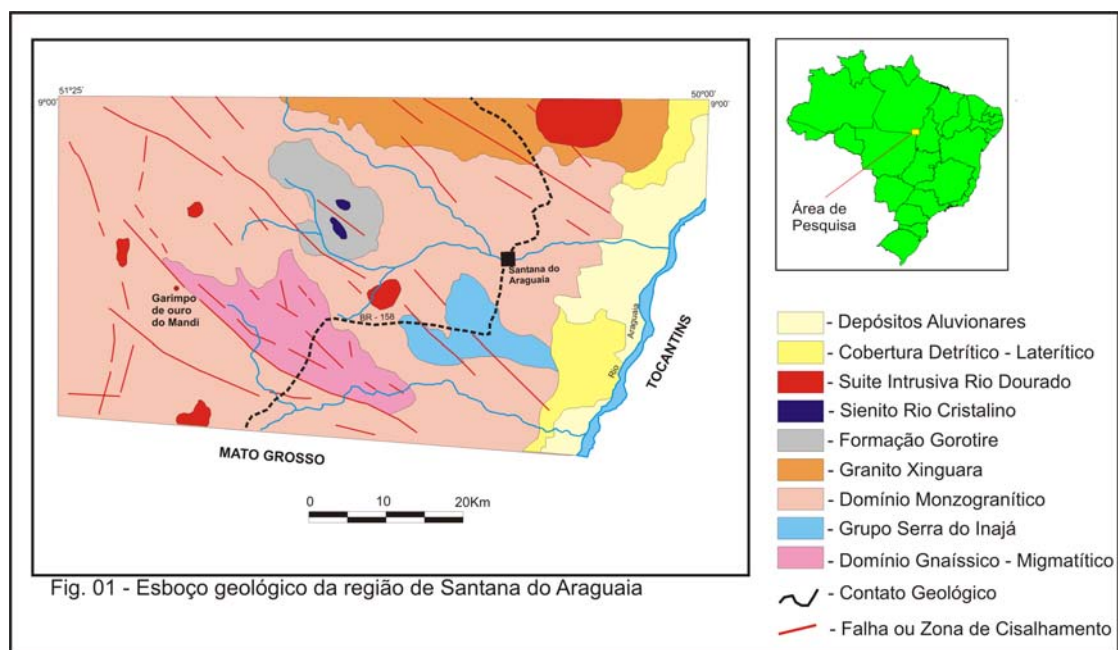
CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Superintendência de Belém
emacambira@be.cprm.gov.br, ricci@be.cprm.gov.br, eklein@be.cprm.gov.br

Introdução

A área garimpada do Mandi situa-se na bacia do igarapé homônimo, abrange cerca de 10 km² e está localizada na porção sul do município de Cumarú do Norte, no sul do Estado do Pará, próximo a fronteira com Mato Grosso (Fig. 1). Como ponto de referência considera-se o ponto 09°28'28" S/51°10'02" WGr, o qual representa o principal centro das atividades garimpeiras atuais.

Segundo garimpeiros, as primeiras notícias sobre a presença de ouro na região do Mandi ocorreram, no século passado, ao final da década de 70. No início da década seguinte, havia cerca de 3.000 garimpeiros. Este número tem decrescido até os dias de hoje, em decorrência do esgotamento das reservas superficiais de fácil extração e do declínio do preço do ouro. Recentemente o número de garimpeiros voltou a crescer, em decorrência do contínuo aumento do preço do ouro e, atualmente, existem cerca de 150 garimpeiros.

Este trabalho objetiva a apresentação dos principais elementos geológicos observados no Garimpo do Mandi, obtidos pelo Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará, em execução pela CPRM.



Aspectos Geológicos Regionais

Sob o ponto de vista geotectônico o garimpo do Mandi está localizado na porção sul do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria - sudeste do Cráton Amazônico (Fig.1). Predomina na área de estudo um conjunto de granitóides representados por rochas de tonalidades cinza, de granulação média e de aspecto isotrópico a incipientemente folheado, designados de monzogranitos, leucomonzogranitos e biotita monzogranitos; este conjunto está

sendo informalmente designado de Domínio Monzogranítico. Neste conjunto, apesar de predominarem os monzogranitos estão presentes vários granitóides, os quais poderão ser individualizados em mapeamentos mais detalhados. Associado ao Domínio Monzogranítico está presente uma faixa de rochas supracrustais constituída de quartzitos, xistos, filitos, ardósias, formação ferrífera bandada, rochas carbonáticas e metavulcânicas básicas. Este conjunto está sendo considerado como pertencente ao Grupo Serra do Inajá (Ianhez *et al* 1980) de idade mesoarqueana. Na porção sudoeste do Domínio Monzogranítico ocorre uma faixa de rochas gnáissicas e migmatíticas, classificadas como leucognaisse tonalítico, leucognaisse granodioríticos, biotita-granodiorito gnaisse e biotita-monzogranito gnaisse. Este conjunto está sendo informalmente designado de Domínio Gnáissico Migmatítico. No atual estágio da pesquisa não se pode determinar a natureza deste segmento podendo tratar-se de remanescente de um cinturão de cisalhamento ou de um terreno constituído por gnaisses ígneos.

Na borda norte da região em estudo ocorre o Granito Xinguara (2.865 ± 1 Ma.) representado por leucomonzogranitos, granodioritos e leucosienogranitos. A Suíte Intrusiva Rio Dourado (granitos, granodioritos e adamelitos) é a mais nova entre os granitóides (1.737 ± 50 Ma.), e apresenta-se na forma de pequenos corpos intrusivos no Granito Xinguara e no Domínio Monzogranítico.

Na porção noroeste da região de trabalho ocorre uma seqüência sedimentar, assentada sobre o Domínio Monzogranítico, litologicamente constituída de quartzo-arenitos, arcóseos, grauvacas e siltitos denominada de Formação Gorotire, de idade paleoproterozóica. Intrudido nesta unidade observa o Sienito Rio Cristalino, de idade paleoproterozóica, constituído por dois corpos representados por sienitos, quartzo-sienitos, dioritos, granitos e andesitos. Em diversos locais da área de trabalho são observados corpos gabróicos e diques de diabásio; estes últimos estão sendo admitidos como de idade mesozóica, enquanto que os primeiros ainda não possuem um posicionamento estratigráfico definido. Na porção oriental da região em estudo ocorrem duas faixas peneplanizadas que constituem uma Cobertura Detritico-Laterítica, de idade Terciária. Ao longo do Rio Araguaia estão presentes sedimentos argilo-siltico-arenosos, inconsolidados, representantes de uma extensa sedimentação quaternária. De uma maneira generalizada verifica-se, uma proeminente estruturação regional segundo NW-SE, representada por feixes de falhas e zonas de cisalhamento.

Geologia do Garimpo do Mandi

A atividade de extração de ouro iniciou com a garimpagem nos aluviões, nos coluviões, no fundo das drenagens (balsas). Entretanto, atualmente, os trabalhos são realizados nos filões e nos rejeitos de garimpagem. No garimpo ocorrem leucogranitos com duas micas e, subordinadamente, moscovita-granitos, ambos inequigranulares. Trata-se de microclina-granitos com textura granular-hipidiomórfica modificada para porfiroclástica (do tipo protomilonítica). São tipos deformados, porém, não foliados, com feições protocataclásticas (deformação frágil a frágil-dúctil) superpostas (cristais de microclina fraturados, vênulas preenchidas por sericita, plagioclásio com maclamento encurvado e moscovita com extinção fortemente ondulante). Os principais minerais são microclina (pertítica, com moderada triclinicidade e como cristais frescos ou fracamente argilizados), plagioclásio (fraca a fortemente sericitizado), quartzo (comumente formando extensos mosaicos granoblásticos ou matriz cominuída; e, subordinadamente, apresenta-se como grandes cristais exibindo subgrãos), biotita (comumente intercrescida ou alterada para moscovita) e moscovita (tanto como grandes cristais primários, ou, como mineral secundário, pseudomorfizando o plagioclásio ou também formada a partir da alteração da biotita). Os acessórios observados consistem apenas de opacos (raros cristais anédricos, disseminados ou

associados à biotita) e zircão. O principal produto secundário é a sericita, seguida de moscovita e minerais opacos.

Neste contexto granítico está encaixado um sistema de veios constituídos essencialmente de quartzo leitoso, cuja espessura é, geralmente, inferior a 1m, os quais estão predominantemente orientados segundo a direção N30°-50°E. A posição dos veios é subvertical e, às vezes, um mesmo veio mergulha para NW e SE. O ouro encontra-se disseminado no veio de quartzo em forma de diminutos grãos e também ao longo das fraturas. Associados ao ouro são observados minerais sulfetados, como a pirita, arsenopirita e calcopirita. O veio de quartzo normalmente é envolvido por uma rocha intemperizada. Neste contexto, pode-se distinguir, em contacto com o veio, um material de tonalidade avermelhada/amarronzada e de natureza argilo-ferruginosa, com espessura inferior a 5cm. Este material é capeado por uma camada areno-argilosa micácea, de tonalidade esbranquiçada/amarelada/amarronzada e espessura de 10 a 20cm. Em seguida, passa-se para a rocha fresca (leucogranito).

O garimpo nos filões é realizado através de cavas que geralmente possuem a largura de 3m, a extensão de poucas centenas de metros (<700m) e a profundidade de 10m. Com o aumento da profundidade, as cavas são substituídas por poços e galerias. Os poços geralmente atingem a profundidade de 30m e as galerias poucas dezenas de metros. Os veios de quartzo são britados, moídos e o produto é bateado e amalgamado. Durante os trabalhos de campo foram efetuadas estimativas preliminares dos teores dos veios de quartzo e obteve-se um valor médio de 30g/t.

Conclusões

As mineralizações primárias estão associadas a um sistema de filões encaixados em leucogranitos com duas micas. Este litótipo apresenta-se deformado, entretanto não exhibe foliação, o que pode ser sugestivo de um contexto tardi a pós-orogênico.

Os filões auríferos estão orientados preferencialmente segundo a NE-SW, concordando com a estruturação regional, representada por um sistema de falhas e fraturas. Estas, de natureza extensional, propiciaram a percolação intensa de fluidos hidrotermais, gerando alteração provavelmente dos tipos sericítica e caulínica. Associados aos grandes filões ocorrem enxames de filonetes, de posicionamento paralelo, oblíquo e perpendicular ao filão principal. O ouro apresenta-se disseminado no veio de quartzo em forma de milimétricos grãos e como “filmes” ao longo das fraturas e geralmente associado à fase sulfetada (pirita, calcopirita e arsenopirita).

No atual estágio da pesquisa ainda não se pode estabelecer o quadro genético do Garimpo do Mandi, entretanto baseado nos dados geológicos preliminares admite-se que possa ser enquadrado tanto no tipo de depósito associado à cúpula de granitóides que foram submetidos a um sistema de fraturamento/hidotermalismo como a depósitos de ouro orogênico estruturalmente controlado.

A importância geoeconômica do Garimpo do Mandi, além do seu potencial aurífero, reside no estabelecimento de um novo pólo aurífero, o qual amplia para sul a Província Aurífera da Serra do Inajá. Outro fato a ser considerado é que este garimpo descortina perspectivas para a prospecção de novos granitóides auríferos do tipo Mandi.

Referências Bibliográficas

Ianhez A.F., Souza A.M.S., Montalvão R.M.G. de. 1980. Geologia da seqüência vulcânossedimentar da Serra do Inajá – Santana do Araguaia. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 31. Camboriú – SC. *Anais*. 5: 2918-2928.

IDADES Pb-Pb DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DOS DEPÓSITOS AMAPARI (AMAPÁ), IGARAPÉ BAHIA (CARAJÁS) E MAMÃO (RIO MARIA), AMAZÔNIA ORIENTAL

Marco A. Galarza, Jean M. Lafon, Moacir J.B. Macambira

Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), CG-UFGA. antogt@ufpa.br

Introdução

O Cráton Amazônico é a maior entidade tectônica da América do Sul, tendo se estabilizado no final do Mesoproterozóico (Cordani *et al.* 1988). Os depósitos estudados localizam-se nas províncias Amazônia Central (depósitos Igarapé Bahia e Mamão, Província Mineral de Carajás) e Maroni-Itacaiúnas (depósito Amapari, região central do Amapá). A Província Amazônia Central constitui uma importante entidade tectônica composta por crosta continental arqueana, preservada das orogêneses proterozóicas. Contudo, foi cenário de expressivos eventos magmático-sedimentares paleoproterozóicos (Sato & Tassinari 1997, Tassinari & Macambira 1999). Na porção sudeste da Província Amazônia Central localiza-se a Província Mineral de Carajás, sendo uma das regiões melhor estudadas do Cráton Amazônico. Essa província é dividida nos segmentos crustais, conhecidos como os Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria e Inajá, ao sul, e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, ao norte. A Província Maroni-Itacaiúnas possui uma grande extensão ocorrendo desde a Venezuela até partes dos Estados do Pará, Amapá e Roraima, no Brasil (Cordani *et al.* 1979, Tassinari *et al.* 2000), sendo constituída por uma extensa crosta paleoproterozóica que teve sua evolução tectono-metamórfica principal durante a orogênese transamazônica, entre aproximadamente 2,26 e 1,95 Ga (Tassinari *et al.* 2000, Delor *et al.* 2003). Entretanto possui algumas relíquias de crosta arqueana retrabalhada como o Complexo Imataca na Venezuela ou o Bloco Amapá no Amapá e NW do Pará (Tassinari *et al.* 2000, Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* no prelo). Este trabalho apresenta novos dados isotópicos de Pb das mineralizações dos depósitos Amapari, Igarapé Bahia e Mamão.

Geologia dos Depósitos

O *depósito aurífero de Amapari*, descoberto pela AngloGold na porção norte do Bloco Amapá, está hospedado na Suíte Metamórfica Vila Nova, de idade paleoproterozóica, (2,26-2,16 Ga, McReath & Faraco 1997, Nogueira *et al.* 2000), e é constituído pelos Corpos Urucum e Taperebá. Essas unidades, assim como os corpos mineralizados, estão metamorfizados na fácies anfíbolito e intrudidos pelo leucogranito Amapari (1993±26 Ma, Borges *et al.* 2002). A mineralização primária, que está associada com uma zona de cisalhamento transcorrente de alto ângulo, estende-se por 7 km ao longo do cisalhamento e ocorre preferencialmente nos BIFs e xistos afetados por intensa alteração hidrotermal, principalmente silicificação, sulfetação e carbonatação (Melo *et al.* 2003), porém sem grandes veios de quartzo. O ouro está associado aos minerais sulfetados como pirrotita e pirita, enquanto que calcopirita, galena e marcasita ocorrem em quantidades menores. Idades Pb-Pb em pirrotita (dissolução total) de 2118±32 Ma (Corpo Urucum) e 2169±98 Ma (Corpo Taperebá) foram determinadas para esses corpos (Malato 2000, Barbosa 2002).

O *depósito aurífero de Igarapé Bahia* está encaixado em rochas do grupo homônimo constituído por seqüências vulcanossedimentares hidrotermalmente alteradas (Docegeo 1988). Na área do depósito, o Grupo Igarapé Bahia ocorre como uma pequena janela erosional dentro da Formação Águas Claras. A seqüência inferior consiste predominantemente de rochas metavulcânicas máficas intercaladas com formações ferríferas bandadas, enquanto que a superior é formada por rochas metassedimentares (metarritmitos, metassiltitos, metagrauvacas) interestratificadas com rochas metapiroclásticas intermediárias a félsicas (tufos de cristal, tufos laminados e, mais

localmente, tufos finos e lapilli tufos). Intercalações com metabasaltos são subordinadas na parte superior. Separando essas duas seqüências, ocorre uma zona de brechas hidrotermalmente alteradas, a qual, localmente mostra contatos gradacionais com as seqüências adjacentes. Datações Pb-Pb em monocristais de zircão de rocha metavulcânica e metapiroclástica forneceram idades de cristalização de 2745 ± 1 Ma e de 2747 ± 1 Ma (Pb-Pb em zircão, Galarza & Macambira 2002) respectivamente. Rochas englobadas na Formação Águas Claras repousam discordantemente sobre aquelas do Grupo Igarapé Bahia. Elas formam uma espessa seqüência de rochas siliciclásticas fracamente metamorizadas (quartzo arenitos), que são dominantes, e estão interacamadas com leitos conglomeráticos e, menos comumente, pelíticos. Falhamentos e/ou fraturamentos subseqüentes afetaram tanto as rochas do Grupo Igarapé Bahia como da Formação Águas Claras, permitindo a intrusão de numerosos diques dioríticos e gabróicos (Villas & Santos 2001), com direção dominante N-S. Cinco corpos de minério compõem o depósito Igarapé Bahia, sendo conhecidos como Corpo Acampamento Sul, Acampamento Norte, Furo Trinta, Central e Alemão.

O **depósito aurífero Mamão** está hospedado nas rochas da Formação Mamão no distrito Andorinhas, localizado no SE da Província Carajás (Faraco *et al.* 1996). Esse distrito consiste de uma seqüência greenstone (Supergrupo Andorinhas), constituída pelo Grupo Babaçu (metabasaltos, às vezes intercalados com BIFs e raramente com metandesitos e talco-xistos), subdividido nas formações Igarapé Encantado e Mamão, e pelo Grupo Lagoa Seca (metagrauvacas, metassiltitos e metaarenitos com intercalações de metaultramáficas, diques de dacitos e riódacitos), que engloba as formações Fazenda do Quincas e Recanto Azul. Em contato intrusivo com a seqüência metavulcano-sedimentar, há granitóides arqueanos como o Granodiorito Rio Maria e o Trondhjemito Mogno, bem como granitos paleo-proterozóicos. A Formação Mamão é composta por extensos derrames de metabasaltos intercalados com rochas sedimentares químicas predominantes, metatufos e talco-xistos. As rochas metavulcânicas máficas ocupam a porção basal e estão quase que totalmente intemperizadas. A parte superior da formação é constituída por rochas metassedimentares pelíticas (clorita-quartzo-sericita xistos) e químicas (metachert e BIF) (Docegeo 1988). As mineralizações tipo *lode* ocorrem em veios de quartzo e em rocha intensamente hidrotermalizadas, compostas por clorita/biotita, plagioclásio, carbonato, quartzo, pirita e ilmenita-leucoxênio (Docegeo 1988).

Geocronologia

A fim de definir a idade da mineralização e a natureza da sua fonte foram selecionadas amostras dos depósitos (Amapari, Igarapé Bahia e Mamão) para análise isotópica pelo método Pb-Pb (lixiviação e evaporação). As amostras foram coletadas de furos de sondagem de corpos de minério desses depósitos.

Depósito Amapari – Duas amostras de pirrotita (LM-62 e TF-50, Furo 186), hospedadas em veios de quartzo que cortam aos xistos do corpo Taperebá, foram coletadas para análises isotópicas Pb-Pb (Tabela 1). As análises isotópicas dos lixiviados da pirrotita LM-62 não mostraram praticamente nenhuma variação ($14,56 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 14,78$; $15,13 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 15,30$) fornecendo idade com altíssimo desvio, sem significado geológico. Os lixiviados da amostra de pirrotita TF-50, com variação isotópica maior ($15,38 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 18,97$; $15,36 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 15,84$), indicaram uma idade de 2114 ± 65 Ma (2σ) e MSWD = 1,1, quando lançados no diagrama uranogênico (Fig. 1a).

Depósito Igarapé Bahia – Partículas de ouro nativo contidas nas rochas encaixantes (metavulcânicas, gossans e brecha hidrotermal) do corpo Acampamento Sul foram utilizadas para análises de evaporação de Pb (Tabela 1). As partículas de ouro do depósito Igarapé Bahia apresentam razões isotópicas de Pb bastante radiogênicas com intervalos de valores de $18,34 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 165,45$; $15,56 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 43,66$. Esses dados lançados no diagrama ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ vs. ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (Fig. 1b), forneceram uma idade de 2744 ± 12 Ma (2σ) e MSWD = 11,5.

Depósito Mamão – Uma amostra de pirita (MA, Furo 16), hospedada em veio de quartzo que corta a rocha encaixante da Formação Mamão, foi coletada para análises isotópicas Pb-Pb (Tabela 1). As análises dos lixiviados da pirita indicaram valores pouco radiogênicos ($14,46 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 17,14$; $14,88 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 15,48$). Quando lançados no diagrama uranogênico (Fig. 1c), mesmo com a eliminação dos lixiviados (L4 e L6), forneceram uma idade com alto desvio (2971 ± 95 Ma, 2σ) com MSWD = 0,94.

Discussão dos Resultados e Conclusões

A idade da pirrotita do corpo Taperebá de 2115 ± 65 Ma é interpretada como a idade de formação do minério durante o metamorfismo e deformação regionais que afetaram a seqüência Vila Nova. Contudo, não se pode descartar que a idade possa representar um rejuvenescimento parcial provocado pela intrusão do Granito Amapari. Essa idade é similar, considerando os erros analíticos, com a idade obtida para o mesmo corpo de 2169 ± 98 Ma (Barbosa 2002) e com a idade obtida para o corpo Urucum de 2118 ± 32 Ma (Malato 2000).

A idade do ouro hospedado nas rochas encaixantes (metavulcânicas, brecha hidrotermal e gossan) do depósito Igarapé Bahia de 2744 ± 12 Ma é interpretada como a idade da mineralização primária desse depósito e, considerando os erros analíticos, é similar às idades das rochas encaixantes do Grupo Igarapé Bahia (metavulcânicas, 2745 ± 1 Ma; metapiroclásticas, 2747 ± 1 Ma, Galarza & Macambira 2002) e à do vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará (2759 ± 2 Ma, Machado *et al.* 1991).

A idade da pirita hospedada na Formação Mamão de 2971 ± 95 Ma pode ser interpretada como a idade de formação do minério do depósito Mamão. Essa idade é similar, dentro dos erros analíticos, às idades de 2979 ± 5 Ma, 2971 ± 18 Ma e $2904 +29/-21$ Ma das metavulcânicas félsicas e metagrauvas do Grupo Lagoa Seca (U-Pb em zircão, Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996). Também com as idades de 2970 ± 7 Ma das rochas máficas e ultramáficas do Complexo Serra Azul (U-Pb em zircão, Pimentel & Machado 1994) e 2988 ± 4 Ma dos metabasaltos do Grupo Serra do Inajá (Pb-Pb em zircão, Rolando & Macambira 2003). Considerando que as rochas do Grupo Babaçu tenham a mesma idade que as do Grupo Lagoa Seca, pode-se sugerir que a mineralização do depósito é contemporânea com as metavulcânicas da Formação Mamão (Grupo Babaçu), e que os greenstones do Grupo Babaçu sejam a fonte da mineralização. Descartam-se os granitos arqueanos como responsáveis pela mineralização do depósito Mamão, porém, eles podem ter perturbado isotopicamente os greenstones do Supergrupo Andorinhas.

Segundo o modelo de evolução de Stacey & Kramers (1977), os valores de μ (10,3 a 11,6) para esses depósitos sugerem que a mineralização evoluiu num ambiente continental. Em termos da assinatura isotópica de Pb, pode-se sugerir que a região de Carajás (Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas) é muito radiogênica comparada com as regiões de Rio Maria e Amapá.

Por fim, o método Pb-Pb, seja por lixiviação de sulfetos, seja por evaporação de ouro, se mostra com um método potente para determinação de idades confiáveis de mineralizações, usando minerais de difícil análise por outros geocronômetros.

Referências

- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guyana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*, **2-3-4**:83-100.
- Barbosa O.S. 2002. Estudo Isotópico do Depósito Aurífero do Distrito de Amapari, região central do Amapá: O alvo Taperebá. (Relatório Técnico-Científico). 10p. (Dados inéditos).
- Borges A.A.S., Lafon J.M., Villas R.N.N. 2002. Magmatismo tardi-transamazônico na Serra do Navio, região central do Amapá: Evidências geocronológicas. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, PB, *Anais de resumos*, p.435.
- Cordani U.G., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Kawashita K., Sato K. 1988. The growth of the Brazilian Shield. *Episodes*, **11(3)**:163-167.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. *In*: SGC, Cong. Geol. Chileno, 2, Arica, *Actas*, 4:137-148.

- Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Théveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500 000 scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, **2-3-4**:5-58.
- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, *Anexo aos Anais*, p.11-56.
- Faraco L.M.T., Carvalho A.J.M., Klein L.E. 1996. Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará. Folha Araguaia (SB.22). Nota explicativa. Belém. CPRM/SGB. 33p.
- Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3, SBG-NO, p.153-168.
- 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**: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.
- Malato M.B.T. 2000. Estudo Isotópico Pb-Pb do Depósito Aurífero do Distrito de Amapari, Região Central do Amapá: O alvo Urucum. (Relatório Técnico-Científico). 8p. (Dados inéditos).
- McReath I. & Faraco M.T.L. 1997. Sm/Nd and Rb/Sr systems in parts of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: South American Simp. Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, Brazil, *Actas*, p.194-196.
- Melo L.V., Villas R.N.N., Soares J.W., Faraco M.T.L. 2003. Geological setting and mineralizing fluids of the Amapari gold deposit, Amapá state, Brazil. *Géologie de la France*, **2-3-4**:243-255.
- Nogueira S.A.A., Bettencourt J.B., Tassinari C.C.G. 2000. Geochronology of the granitoid hosted Salamangone Gold: Deposit Lourenço District Amapá, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:261-264.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38, Camboriú, *Anais*, 2:390-391.
- Stacey J.S. & Kramer J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**:207-221.
- Rolando A.P. & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá Range area, SE of Amazonian Craton, Brazil, Based on zircon ages and Nd isotopes. In: South American Simp. Isotope Geology, 4, Salvador, Brazil. *Expanded Abstracts*, p.268-270, CD-ROM.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, North of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research* (no prelo).
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22(3)**:174-182.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt M.C., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31th, International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p.19-40.
- Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**:300-331.

Tabela 1 - Resultados isotópicos de Pb dos minérios dos depósitos Amapari, Igarapé Bahia e Mamão, Amazônia Oriental.

amostras	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
Depósito Amapari						
LM62-L1	14,563	0,014	15,127	0,020	34,070	0,056
LM62-L2	14,759	0,012	15,307	0,019	34,416	0,055
LM62-L3	14,884	0,012	15,343	0,019	34,503	0,057
LM62-L4	14,844	0,012	15,325	0,018	34,454	0,055
LM62-L5	14,782	0,014	15,304	0,021	34,409	0,064
Depósito Amapari						
TF50-L1	18,971	0,016	15,836	0,017	34,644	0,056
TF50-L2	18,410	0,015	15,749	0,017	34,538	0,056
TF50-L3	15,379	0,013	15,364	0,016	34,366	0,056
TF50-L4	16,390	0,014	15,485	0,017	34,588	0,057
TF50-L5	16,760	0,014	15,535	0,016	34,466	0,055
Depósito Igarapé Bahia						
AuGos	18,338	0,013	15,564	0,031	38,140	0,031
Au1200/3	19,137	0,008	15,745	0,023	38,197	0,032
AuSid	19,159	0,008	15,847	0,010	38,099	0,082
Au381 *	28,362	0,010	17,031	0,025	37,284	0,002
Au1200/2	102,616	0,031	31,756	0,045	46,816	0,025
Au1200/1	165,453	0,015	43,655	0,020	46,035	0,001
Depósito Mamão						
MA-L1	17,143	0,011	15,482	0,014	36,869	0,045
MA-L2	15,978	0,010	15,212	0,014	35,780	0,044
MA-L3	16,808	0,011	15,386	0,015	42,208	0,055
MA-L4 *	16,298	0,012	15,345	0,021	37,142	0,066
MA-L5	14,461	0,012	14,888	0,017	34,365	0,051
MA-L6 *	17,034	0,035	15,318	0,034	36,818	0,099

* Amostras eliminadas no cálculo da isócrona

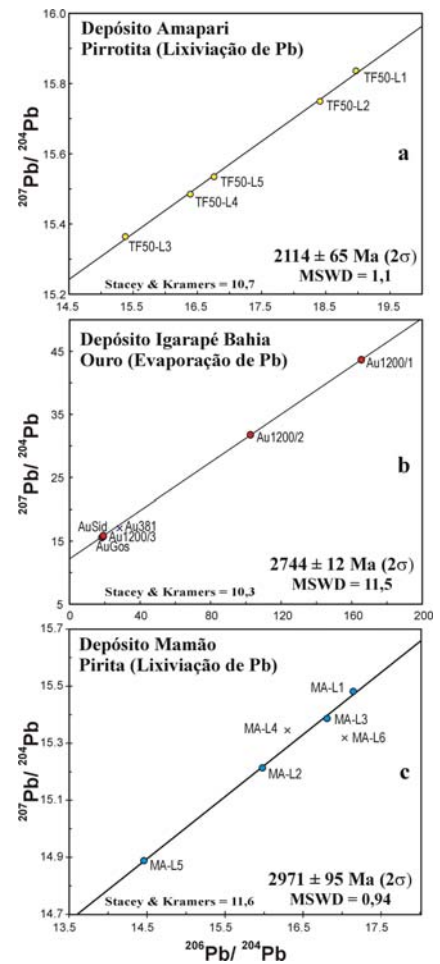


Figura 1 – Diagramas Pb-Pb para o minério dos depósitos auríferos de Amapari, Igarapé Bahia e Mamão.

HISTÓRICO E PERSPECTIVAS DA EXPLORAÇÃO DE HIDROCARBONETOS NA BACIA DO SOLIMÕES

Cleber F. Barata & Mário V. Caputo

CG/UFPA. cfbarata@ufpa.br, caputo@ufpa.br

A Bacia paleozóica do Solimões situa-se no interior da região norte do Brasil, Estado do Amazonas, entre os paralelos 2° e 8° sul e meridianos 62° e 72° W Gt, onde ocupa uma área sedimentar total de aproximadamente 948.600 km², dos quais, 450.000 km² correspondem à área prospectiva para hidrocarbonetos. Os limites geológicos da bacia são definidos pelo Arco de Iquitos a oeste, pelo Arco de Purus a leste, pelo Escudo das Guianas ao norte e pelo Escudo Brasil Central ao sul. O Arco de Carauari divide a bacia em duas sub-bacias, onde a porção oriental corresponde à sub-Bacia do Juruá e a porção ocidental à sub-Bacia do Jandiatuba.

As atividades exploratórias visando a descoberta de hidrocarbonetos na Bacia do Solimões, anteriormente denominada de Bacia do Alto Amazonas, desenvolveu-se a partir dos trabalhos iniciados em 1917, na região Amazônica, através dos órgãos: Serviço Geológico Mineralógico Brasileiro (SGMB), Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e Conselho Nacional do Petróleo (CNP). Com a criação da Petrobrás, em 1953, a exploração de hidrocarbonetos no Brasil ganhou considerável impulso ao assumir os encargos da exploração petrolífera no Brasil, esta empresa ampliou consideravelmente as atividades em todas as áreas sedimentares, em que o CNP vinha trabalhando.

A primeira investida exploratória da Petrobrás na Bacia do Solimões ocorreu entre 1957 e 1963, perfurando 16 poços estratigráficos ao longo das margens dos rios da região. Sem suporte em dados sísmicos confiáveis, os resultados foram negativos e a bacia foi considerada de baixa prospectividade; estes poços indicaram uma coluna sedimentar com uma espessura menor que 3.000 m, fortemente intercalada por soleiras de diabásio com espessura de aproximadamente 800 m. Mediante resultados pouco expressivos, no final da década de 60, as diversas atividades sofreram acentuada redução de investimentos. No período entre 1973 e 1985, houve uma retomada nas pesquisas exploratórias na bacia, marcada pela inovação do uso de helicópteros e melhorias na qualidade dos dados e processamentos sísmicos. Estas ferramentas foram de fundamental importância, pois as operações puderam então ser realizadas em áreas afastadas dos rios. Dessa campanha resultou, em 1978, a descoberta da Província gaseífera do Juruá, município de Tefé (MA), à cerca de 750 km à oeste de Manaus. Em 1983/84 foi descoberta a Província Gaseífera do Ipoca-Biá, a oeste da Província do Juruá.

O avanço das pesquisas mais a oeste de Ipoca-Biá mostraram que os reservatórios encontravam-se com baixa permoporosidade, sem condições de produzir hidrocarbonetos. Assim o objetivo exploratório passou a ser a região leste do Juruá, entre os Rios Tefé e Coari, onde o modelo exploratório, desenvolvido por Caputo (1985), previa que na parte oriental da bacia, no prolongamento estrutural, seguindo a direção N75°E, poderiam ocorrer estruturas com possibilidades de reter hidrocarbonetos em quantidades comerciais. Uma vez realizada a sísmica de detalhe na área, foi aprovada a perfuração do pioneiro RUC-1(Rio Urucu nº 1) que, concluído em outubro de 1986, revelou-se na primeira descoberta de óleo, gás e condensado, de caráter comercial, nas bacias paleozóicas brasileiras, constituindo-se num marco divisor na história da exploração de petróleo neste tipo de bacia. Esta descoberta modificou radicalmente a visão do paleozóico brasileiro e abriu novas perspectivas para exploração de hidrocarbonetos em toda a região Amazônica. Companhias estrangeiras sob contrato de risco com a Petrobrás, também participaram dessa campanha exploratória. No final dos anos 80,

um consórcio formado pelas empresas Pecten, Elf e Idemitsu executou um programa sísmico de reflexão de 1.988 km na região do rio Coari, a cerca de 120 km à nordeste da província do Urucu, e perfurou um poço pioneiro com 2.124 m de profundidade, mas sem sucesso.

Depois da descoberta do RUC-1 (Rio Urucu nº1), foram perfurados novos poços, resultando na descoberta de novos campos – LUC nº1 (Leste do Urucu), em 1987; Sudeste de Urucu, em 1988. Ainda em 1988 foi concluído o Poliduto Urucu-Solimões (óleo, GLP e C5+) de 275 km de extensão e 14 polegadas de diâmetro, conectando a Estação do Pólo Arara, instalada no campo do Urucu, ao terminal do Solimões, construído na localidade conhecida como Travessia, a 16 km da sede do município de Coari. Em 1989 foram descobertos os campos de Carapanaúba e Capiúba, um ano depois seria descoberto o campo Igarapé Marta. O conjunto desses campos passou a ser conhecido como Província Petrolífera do Urucu, que nessa ocasião produziu comercialmente 3.500 barris de petróleo por dia.

Em 1996 foram descobertos o Campo gaseífero do Copacá e a Província gaseífera de São Mateus, ambas em alinhamentos estruturais diferentes do Juruá. Após a quebra do monopólio, em 1997, foi criada a Agência Nacional do Petróleo (ANP), que em agosto de 1998, na Rodada Zero de licitações, ofertou os primeiros blocos à serem explorados na bacia. Nesta rodada a Petrobrás arrematou dois blocos (BSOL-1 e BSOL-3), onde foi dada a continuidade dos levantamentos sísmicos e perfuração de poços. No final de 2001 havia sido perfurado na Bacia do Solimões 156 poços exploratórios e 62 poços de desenvolvimento da produção. A bacia apresentava os seguintes dados de poços perfurados: profundidade média dos poços exploratórios de 2.480 m; profundidade média dos poços de desenvolvimento de 2.640 m; 1 poço pioneiro perfurado a cada 8.600 km² de área total da bacia; 1 poço exploratório perfurado a cada 6.100 km² de área total da bacia. Deve-se lembrar que a área sedimentar da bacia é muito maior que a área reconhecida para prospecção de hidrocarbonetos. Na Quarta Rodada de licitações, em junho de 2002, foram oferecidos dois blocos (BT-SOL-1 e BT-SOL-2), nesta ocasião a Petrobrás arrematou o bloco BT-SOL-1. Na Sétima Rodada de licitações, em janeiro de 2006 foram oferecidos 28 blocos exploratórios no setor SSOL-C, uma área total de 63.386 km². Nesta rodada a empresa argentina Oil M&S S.A, arrematou 21 blocos, a Petrobras ficou apenas com quatro blocos.

Todo o petróleo produzido na Bacia do Solimões provém da Província petrolífera do Urucu, sua produção média de petróleo é de 60 mil barris por dia (cerca de 4% da produção nacional), enquanto a de gás natural é de 9,5 milhões de m³/dia. Esses números fazem da província a segunda maior produção nacional em terra. A produção do Urucu abastece os Estados do Pará, Amazonas, Rondônia, Maranhão, Tocantins, Acre, Amapá e parte do Nordeste. A Petrobrás tem projetos, que certamente mudarão este quadro, a empresa planeja investir na interligação das províncias de Juruá e São Mateus às unidades de processamento de gás natural (UPGN) de Urucu, fazendo com que estas duas províncias venham contribuir na produção da bacia. A interligação de Juruá e São Mateus vai demandar uma rede de coleta com linhas de transferência de até 190 km de extensão. As duas províncias nunca foram desenvolvidas porque são reservas de gás não associado, com baixíssima incidência de óleo. A Província do Urucu se notabiliza por ter a maior reserva terrestre de gás natural (77,9 bilhões de m³), correspondente a 16% da reserva provada brasileira (465,5 bilhões de m³), de acordo com os dados da Petrobras.

Urucu também se destaca pelo óleo que produz, incolor, de alta qualidade, extraído com 48° API, chega aos 53° API em função da adição da nafta extraída do gás natural. Este óleo é mais leve dentre os óleos processados nas refinarias do país e é aproveitado especialmente na produção de gasolina, nafta, óleo diesel e GLP (gás liquefeito de petróleo-gás de cozinha). Em Urucu encontra-se instalada a maior Unidade de Processamento de Gás Natural do Brasil (UPGN), esta unidade tem capacidade de processar aproximadamente 10 milhões de metros cúbicos, produzindo cerca de 1.500 toneladas de GLP/dia, equivalentes a

155 mil botijões de 13 kg de gás. Esta produção abastece os Estados do Pará, Amazonas, Rondônia, Maranhão, Tocantins, Acre, Amapá e parte do Nordeste.

O projeto da rede de gasodutos da Petrobrás para Amazônia (Malha Norte), prevê a construção de um gasoduto de 279 km de extensão, 10 polegadas de diâmetro, capacidade 10 milhões de m³/dia, conectando Urucu a Coari. A previsão para o início das operações deste gasoduto é julho deste ano. Para levar o gás natural até Manaus, este mesmo projeto ambiciona construir um outro gasoduto de 397 km de extensão, 20 polegadas de diâmetro e capacidade de 7,5 milhões de m³/dia, conectando Coari à Manaus. A previsão para o início das operações deste gasoduto é dezembro, também, deste ano. O gasoduto Coari-Manaus prevê duas estações de compressão, no TSol e no município de Juaruna. O traçado atravessa e segue o Rio Solimões pela margem esquerda. Próximo a Manaus, o duto também cruzará o Rio Negro. O Coari-Manaus será interligado ao gasoduto Urucu-Coari, com 287 km e 18 polegadas de diâmetro, que hoje serve para escoar o GLP. Com a reconversão do duto para gás natural, será construída uma nova linha de menor diâmetro para transportar o produto.

Agradecimentos

À Agência Nacional do Petróleo (ANP) - Programa de Recursos Humanos para o Setor do Petróleo e Gás (PRH-06/UFPA); Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP).

Referências

- Campos, C.W.M. 1971. A exploração de petróleo no Brasil, sua filosofia e planejamento. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 25. São Paulo, Anais. São Paulo, 3: 03-14.
- Caputo, M.V. 1985. Origem do alinhamento estrutural do Juruá e do Arco de Iquitos. In: SBG, Simp.Geol. Amazônia, 2, Belém. Boletim de Resumos Expandidos, p. 242-251.
- Caputo, M.V., Rodrigues, R. & Vasconcelos, D.N.N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: Histórico e Atualização. In: Congr.Bras.Geol., 26. Belém, SBG. Anais, 3: 35-46.
- Moura, P. & Carneiro, F.O., 1976. Em busca do Petróleo brasileiro. (ed.) Rio de Janeiro, edit. Fundação Gorceix, Ouro Preto, MG, p.360
- Petrobras. 1998. Publicação especial: Conheça a produção de petróleo na Amazônia.
- Silva, O. B., 1987. *Análise da Bacia do Solimões (Revisão Estratigráfica, Magmatismo e Geoquímica)*. Ouro Preto, UFOP. Dissertação de mestrado, 177 p.
- Wanderley Filho, J.R & Eiras, J.F. (1999). De Nova Olinda a Uatumã: 46 anos de pesquisa petrolífera na Amazônia pela Petrobrás. In: Sim. Geol. Amazônia, 6, Manaus,. Boletim de Resumos., p.20-23

ESTUDO DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA E ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO AMAZONAS

Luciana C. Pereira & Mário V. Caputo

Universidade Federal do Pará. luca.c.p@gmail.com, caputo@ufpa.br

O estudo da evolução geológica das bacias sedimentares brasileiras é de grande interesse, pois propicia uma ferramenta importante na investigação dos processos e definições de possíveis áreas geradoras de recursos energéticos e minerais.

A Bacia Paleozóica do Amazonas, situada entre os escudos pré-cambrianos das Guianas (ao Norte) e Brasileiro (ao Sul) ocupa uma área de 480 mil Km² e teria iniciado a partir de um rifteamento precursor provocado pelo fechamento do Oceano Goiás (Caputo 1984), que resultou no Cinturão Paraguai-Araguaia. Essa compressão E-O formadora desse cinturão, teria causado uma distensão N-S no cráton amazônico que gerou a Bacia do Amazonas. Esta interpretação é corroborada pela presença de altos gravimétricos resultantes de massas densas e quentes intrusivas, que balizam o depocentro da bacia. Um aquecimento térmico, em ambiente distensivo, pode ter produzido um soerguimento inicial da litosfera, afinamento crustal, vulcanismo, seguidos por rifteamento, sedimentação e erosão. (Linsser, 1974; Caputo, 1984; Bahia e Abreu, 1985). O resfriamento térmico posterior da região teria causado subsidência e inrijecimento crustal, aumentando a resistência à deformações. A sobrecarga de sedimentos que se acumulavam na bacia amplificou a sua área além dos limites do rifte precursor (Beaumont & Sweeney 1978). As massas ultrabásicas do embasamento da bacia apresentam uma idade de 570 ± 70 Ma. (Caputo, inédito, Cunha et al. 1994) obtidas pelo método Sm/Nd. Nenhuma sondagem alcançou os sedimentos do rift precursor devido a grande profundidade dos supostos sedimentos no centro da bacia.

A carta estratigráfica da Bacia do Amazonas, apresentada sob o patrocínio da Petrobrás (Cunha et al. 1994), mostra que a coluna sedimentar foi subdividida em quatro seqüências separadas por discordâncias notáveis: Seqüência Ordoviciano-Siluriana, Seqüência Devoniana-Carbonífera, Seqüência Permo-Carbonífera e Seqüência Cretáceo-Terciária. Trabalhos paleontológicos de Loboziak et al. (1993) e de Grahn & Caputo (1994) mostram que existem discordâncias internas mais discretas em todas as seqüências consideradas.

A seqüência basal constituída pelo Grupo Trombetas (formações Autás Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru) iniciou-se no Neo-Ordoviciano e terminou no Eodevoniano com transgressões marinhas vindas de leste a partir do norte da África e estendeu-se até as margens do Alto Purus, limite oeste da Bacia do Amazonas (Caputo 1984). Esta seqüência apresenta muitas quebras erosivas, sugerindo mais variações do nível do mar do que pulsos orogênicos atuantes na bacia, pois um processo de subsidência tem duração de várias dezenas de milhões de anos, a não ser que eventos locais interrompam o processo, ao passo que o nível do mar varia em intervalos extremamente curtos em termos de tempo geológico.

A Seqüência Devoniana-Carbonífera (formações Maecuru, Ererê, Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro) é separada da seqüência inferior por uma discordância atribuída à orogenia Caledoniana por Cunha et al. (1994), que ocorreu entre as placas Laurentia (este do Canadá), Báltica (norte da Europa) e Avalônia (McKerrow et al. 2000), estando portanto este diastrofismo situado em continentes bem afastados do Continente Gondwana. Esta discordância não mostra angularidade sendo do tipo erosional subparalelo, o que indicaria uma regressão marinha, em vez de influência tectônica inibidora da sedimentação. Nesse tempo a bacia situava-se no interior da enorme placa Gondwana, bastante ríjida, longe de margens tectonicamente ativas onde se desenvolvem orogêneses. Esta discordância se correlaciona muito bem com um abaixamento global de segunda ordem do nível do mar (Miall 1997).

A discordância seguinte entre as seqüências devoniana-carbonífera e permocarbonífera (formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá) é atribuída à orogenia Eoherciniana (Cunha et al. 1994) que se desenvolveu no Neomississipiano e Pensilvaniano entre os continentes Laurásia (América do Norte e Europa) e Gondwana, ou seja, entre a região sul da Europa e leste dos Estados Unidos com o nordeste e norte da África (orogenia Aleghiana ou Apalachiana nos Estados Unidos), respectivamente (Prothero & Dott 2002). Esta orogenia se iniciou primeiro no sul da Europa e depois no leste dos Estados Unidos (Pensilvaniano).

A porção sul dos Estados Unidos colidiu com o norte da América do Sul (Orogenia Ouachita) no Pensilvaniano (McKerrow et al, 2000) sem interromper a sedimentação de mesma idade na Bacia do Amazonas (formação Nova Olinda), constituída por evaporitos, com cerca de 500m de halita, distribuída em várias camadas. A discordância intracarbonífera correlaciona-se com outro grande abaixamento do nível do mar, correspondendo a um ciclo sedimentar de segunda ordem (Sloss 1963, Miall 1997).

No limite Carbonífero-Permiano existe uma discordância entre as formações Nova Olinda e Andirá com um hiato de 21Ma (Matsuda et al. 2004) ainda não considerada na carta da bacia, mas atribuída à Orogenia Tardiherciniana, responsável pela consolidação final do Continente Pangea. Matsuda et al. (2004) propõem dividir esta seqüência permocarbonífera em duas: Pensilvaniana Média e Permiana.

É interessante notar que no lado oeste da América do Norte ocorreu a Orogenia Antleriana no Pensilvaniano e Permiano (Prothero & Dott 2002) que também poderia ser mencionada como influente na interrupção da sedimentação na Bacia do Amazonas, pois ambas atuaram simultaneamente. Durante o Permiano e o Triássico os mares epicontinentais se retiraram de grande parte das áreas continentais, devido ao maior abaixamento do nível do mar já registrado no Fanerozóico, deixando para trás, sedimentação continental, inclusive com a formação de vários desertos na Terra. A presença da Formação Andirá, de caráter continental, indica que após a interrupção da sedimentação continuou a subsidência da bacia no Permiano.

O término da sedimentação Paleozóica na Bacia do Amazonas foi atribuído à Orogenia Gondwanide (Cunha et al. 1994) localizada na margem do Oceano Pacífico do Continente Gondwana. Aparentemente, do Triássico ao Cretáceo teria cessado a subsidência da bacia, mas neste intervalo de tempo ocorreu o extenso magmatismo básico Penatecaua, de idades neotriássica e jurássica, com numerosas intrusões de soleiras de diabásio com espessura total superior a 500m. É presumido que a subsidência e sedimentação tenham continuado no Triássico como ocorreu na Bacia do Parnaíba, mas o aquecimento regional e a introdução de soleiras básicas na seção a partir do Neotriássico pode ter provocado soerguimento (epirogênese) da coluna sedimentar e conseqüentemente grande erosão de parte de sedimentos previamente depositados (Caputo 1984).

No leste da bacia, na região da atual Bacia do Marajó, desenvolveu-se um *hot spot*, relacionado à abertura do Oceano Atlântico Central, que soergueu toda a seção paleozóica previamente depositada, erodindo mais de 5.000 metros de sedimentos até o embasamento. A ombreira oeste do rift do Marajó, corresponde ao Arco de Gurupá, que atualmente limita a Bacia do Amazonas a leste. Na carta estratigráfica modificada foi colocada a situação onde o Terciário descansa sobre o embasamento na extremidade leste da carta.

Teriam ocorrido deformações das camadas de sal e de sedimentos da Formação Nova Olinda com a introdução do diabásio, com expulsão e mobilização das massas salíferas às proximidades das soleiras (Costa 2002).

A fissão do Continente Pangea e depois do Continente Gondwana, em função de aquecimento generalizado, fragilizou a Placa Sul-Americana que também por conter um continente menor ficou mais susceptível à deslocamentos laterais e deformações. O diastrofismo

Juruá bastante evidente na Bacia do Solimões apresenta alguma propagação na porção ocidental da Bacia do Amazonas, com cisalhamento mais atenuado.

A sobrecarga das soleiras de diabásio e o resfriamento regional teriam induzido nova fase de subsidência generalizada no Cretáceo, acumulando sedimentos continentais mesozóicos e cenozóicos da Formação Alter do Chão.

A evolução estrutural da Bacia do Amazonas no Cretáceo e no Terciário está intimamente relacionada aos movimentos tectônicos transpressivos e transtensivos que dominaram no interior da Placa Sul-Americana a partir de sua individualização, com a rotação para noroeste, à medida que o Oceano Atlântico se expande. Esta dinâmica incidiu nas bacias sedimentares da região norte do Brasil durante o Cenozóico, reativando as velhas linhas de fraqueza do embasamento que, mais uma vez, induziram a mobilização das camadas de sal. As feições halotectônicas, em forma de almofadas, mantém estreitas relações com os falhamentos transcorrentes cenozóicos atuantes nela (Costa 2002).

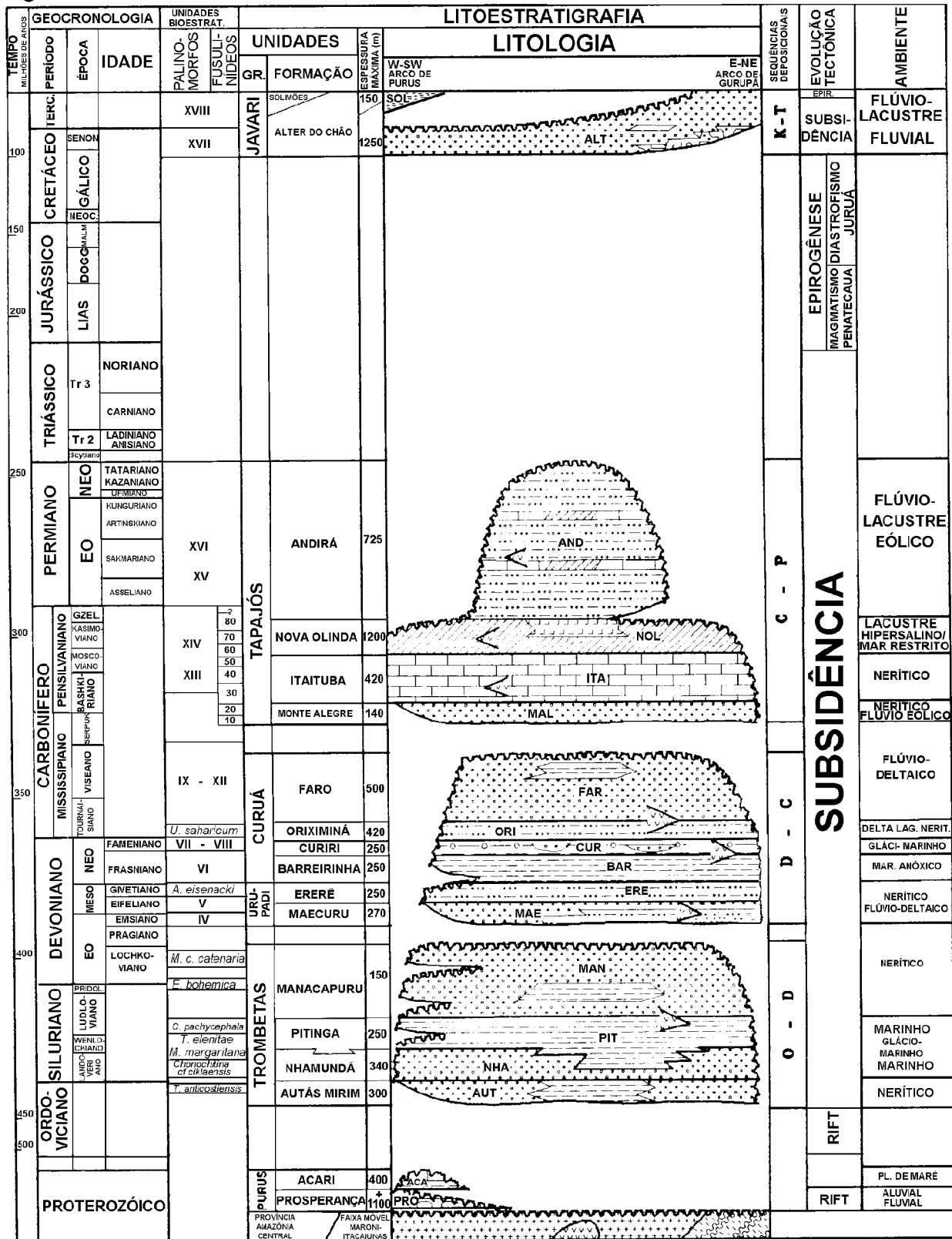
A denudação atual dos escudos Brasileiro e das Guianas liberando sedimentos para fora da região está causando soerguimento isostático generalizado, inclusive da área da Bacia do Amazonas.

Em função desta análise é proposto modificar na carta estratigráfica de Cunha et al. (1994) a coluna que trata da evolução tectônica da bacia, conforme as alterações, em anexo. Seria preferível colocar a curva eustática global ou local na carta estratigráfica do que correlacionar as discordâncias com orogenias alóctonas. Além disso, com os novos dados paleontológicos, torna-se necessário que a Petrobrás atualize a estratigrafia das bacias paleozóicas do norte do Brasil.

Bibliografia

- Almeida, F. F. M. 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. *In*: SBG, Cong. Brás. Geol., **23**, Salvador. *Anais*. p.46.
- Bahia, R.R & Abreu, F. de A.M. de 1985. O Rift do Amazonas - Sistema Aulacogênico na Plataforma Amazônica. *In*: SBG, Simp.Geol. Amazônia, 2. Belém. *Anais*., **1**: 222-241.
- Beaumont, C. & Sweeney, J.F. 1978. Graben Generation of Major Sedimentary Basins: *Tectonophysics*, **50**:19-23.
- Caputo, M. V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and Paleogeography of Northern basins of Brazil*. Tese de Doutorado, Santa Bárbara, Universidade da Califórnia, 583 p.
- Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho L.F.C., FEIJÓ, F. J. 1994. *Bacia do Amazonas*, Rio de Janeiro, *Bol. Geoc. Petrobrás* **8**(1), p. 47-55.
- Costa, A.R.A. 2002. *Tectônica Cenozóica e Movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas Relações com a Geodinâmica das Placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. Tese de Mestrado. CG/ UFPA.
- Grahn Y. & Caputo M.V. 1992. Early Silurian Glaciations in Brazil. *Elsevier Science Publishers B.V.*, Amsterdam. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, **99**: 9-15.
- Linsser, H 1974. *Interpretação das anomalias gravimétricas regionais na área Amazônica*. Rio de Janeiro. *Bol Tec. Da Petrobrás*. **17** (1), p. 3-15
- Loboziak S. L., Streel M., Caputo M. V. & Melo J. H. G.de 1993. *Middle Devonian to Lower Carboniferous Miospores from Selected Boreholes in Amazonas and Parnaíba Basins (Brazil) : Additional Data, Synthesis, and Correlation Docum.* Lab. Géol. Lyon, 125, p. 277-289, 5 fig.
- Matsuda, N.S., Dino, R & Wanderley Filho, J. R. 2004. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio- Permiano da Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrobrás*, **12**(2), p. 435-441.
- Miall, A. D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer Verlag.
- Prothero, D. R & Dott JR, R. H. 2002. *Evolution of the Earth*. Sexta Edição. McGraw Hill
- Sloss, L. L. 1963. Sequences in the Cratonic Interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, **74**.

CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO AMAZONAS



Modificado de Cunha et al 1994

PIROXENITO DE CUMINÁ (570 ± 70)

GLACIAÇÕES EOCARBONÍFERAS NAS BACIAS DO NORTE DO BRASIL

¹Mário V. Caputo, ²Maurice Streel, ³José H. G. de Melo, ⁴Luiz F. Vaz

1 Universidade Federal do Pará. caputo@ufpa.br

2 Université de Liège. maurice.streel@ulg.ac.be

3 Petrobras/Cenpes/Bpa. jhmelo@Petrobras.com.br

4 Themag. vaz@themag.com.br

A Formação Poti apresenta evidências de deposição glacial e periglacial em sua faixa de afloramentos na parte oeste da Bacia do Parnaíba, e também periglacial na porção sudeste da mesma.

Paiva (1937) propôs a denominação Poti para o intervalo 219-566m do poço nº 125 do D.N.P.M., perfurado próximo a cidade de Teresina, capital do Estado do Piauí e Campbell (1949) restringiu esta formação ao intervalo 219-423m daquele poço, com espessura de 204m.

A Formação Poti, com espessuras de cerca de 170m na faixa de afloramentos ocidental e até 320m no depocentro, é constituída de duas unidades superpostas, sendo a inferior formada por arenitos e raros conglomerados, e a superior predominantemente argilosa.

De acordo com Andrade (1968, 1972), que mapeou a formação na região a sudeste do Município de Itacajá, na parte oeste da bacia, a unidade inferior é composta por arenitos róseo-esbranquiçados, quartzosos e feldspáticos, micáceos, muito friáveis, variando granulometricamente de muito finos a médios, às vezes grosseiros, com grãos subarredondados, bem classificados. Apresentam estratificação cruzada de alto ângulo e grande variedade de matacões de quartzo e quartzito, gnaiss e granito disseminados na massa arenosa, além de ocasionais acunhamentos de conglomerados oligomícticos, com seixos subangulares e angulares, e raras intercalações de camadas silticas e argilosas. Esta unidade inclui na sua parte média um pacote de siltito e folhelho siltico róseo, micomícáceo, laminado, que passa lateralmente a arenito.

A unidade superior é formada por folhelhos e siltitos cinza-cremes, róseo-arroxeados, micáceos, calcíferos, fraturas conchoidais, ocasionais intercalações de calcário cinza-creme, róseo-arroxeadado, microcristalino, duro, e arenitos róseos, quartzosos, finos, a médios, subarredondados, às vezes calcíferos, micáceos com ocorrências locais de leitos conglomeráticos. Restos carbonizados de plantas ocorrem nos siltitos e folhelhos. Esse conjunto exhibe gradação lateral, na base e parte média da unidade superior, para diamictito róseo-arroxeadado, esverdeado, caracterizado por grãos de quartzo, seixos de micaxistos e de gnaiss dispersos numa matriz compacta siltico-argilosa, sem estratificação, maciça, blóquea, micácea, às vezes calcífera, com intercalações de arenito róseo-arroxeadado, muito fino, subangular, maciço e micáceo.

O contato com a Formação Longá, subjacente, aparenta ser concordante em afloramentos, mas na verdade consiste de uma discordância paralela detectada através de estudos palinológicos (Melo & Loboziak, 2000). Também discordante é o seu contato superior com a Formação Piauí, cujo conglomerado basal, em ocorrências locais, é constituído por grande quantidade de matacões de quartzo, quartzito e arenitos, sem orientação, imersos em uma matriz arenosa.

A presença de clastos, com relativa abundância, em arenitos e de diamictitos na faixa de afloramentos da Formação Poti, permite inferir que o Escudo Central Brasileiro foi a principal fonte dessas rochas.

Kegel (1954) datou a porção basal da formação como do Eocarbonífero baseado em várias espécies de moluscos do gênero *Edmondia*, e Dolianiti (1954) atribuiu o membro superior ao

Eocarbonífero em função da presença de macroflora dessa idade. Com base em esporomorfos, Müller (1962) considerou a formação como de idade mississipiana, Andrade & Daemon (1974) como Viseana, e Melo & Loboziak (2000) situaram-na na parte inferior e média do Neoviseano, correlacionando-a com o intervalo das palinozonas europeias *Perotrilites tessellatus*–*Schultzospora campyloptera* (TC) e *Raistrickia nigra*–*Triquitrites marginatus* (NM). Melo & Loboziak (2003) referem a Formação Poti à palinozona neoviseana Mag, por eles erigida na Bacia do Amazonas (Formação Faro). Iannuzzi & Pfefferkorn (2002) confirmam uma idade neoviseana a flora fóssil da Formação Poti (dominada por pteridospermas, com algumas licópsidas arbóreas e esfenópsidas associadas), a qual inserem no contexto do reino florístico Paraca. Este configurava um cinturão florístico de clima quente a temperado (entre 30°-60°S) com distribuição circum-gondwânica, que se desenvolveu num contexto não-glacial desde a América do Sul setentrional até a Austrália, entre o Neoviseano e o início do Serpukhoviano.

Testemunhos de poços rasos perfurados pela Themag para a construção de uma barragem no Rio Tocantins apresentaram arenitos, siltitos e diamictitos cinza escuros, semelhantes aos tilitos devonianos que ocorrem no topo da Formação Cabeças. Porém, a idade dos siltitos e diamictitos é viseana, de acordo com determinações palinológicas feitas por Maurice Strel (inédito), na Bélgica. É interessante observar que foram encontrados palinomorfos de vários andares do Devoniano, retrabalhados e extremamente bem conservados.

A litofácies e a macroflora terrestre sugerem um ambiente predominantemente continental a transicional (flúvio-deltaico) para a maior parte da Formação Poti nos afloramentos do oeste da bacia. Contudo, também ocorreram ingressões marinhas, caracterizadas por fácies tempestíticas na base e topo da formação (Della Fávera, 1990) e pela presença de bivalvíos marinhos do gênero *Edmondia* (Kegel, 1954), muito embora não se registrem palinomorfos marinhos nessa unidade, nem em seções síncronas nas bacias do Amazonas e do Solimões (Melo & Loboziak, 2003).

Em vista dessas informações, foi feita uma pesquisa para a obtenção de mais evidências sobre a presença de glaciações eocarboníferas no norte do Brasil. Isoladamente, as evidências não comprovam a glaciação, mas em conjunto são plenamente compatíveis com essa hipótese.

Kegel (1954) informa que a Formação Poti apresenta deformações sinsedimentares no membro inferior em muitas seções da bacia, as quais poderiam ter se originado pelo colapso de corpos arenosos quando camadas subjacentes de gelo derreteram. Ojeda e Bembom (1966) registram a presença de diques de arenito no membro superior, com 3 cm de espessura e 20m de comprimento, que podem ser interpretados tentativamente como originários de cunhas de gelo fósseis, preenchidas com areia após a sua fusão num ambiente periglacial. Della Fávera & Uliana (1979) descrevem um bloco de quartzito com 25 cm de diâmetro, associado a depósitos de suspensão na Formação Poti, sugerindo a deposição de seixos pingados em ambiente periglacial.

A interpretação paleoambiental da formação na sua área de afloramentos seria de um ambiente flúvio-glacial para os arenitos da unidade inferior. Os folhelhos intermediários dessa unidade teriam sido depositados em ambiente marinho raso.

Já na unidade superior os diamictitos seriam de origem glacial sobre lobos deltaicos. Os folhelhos do topo da unidade argilosa seriam depositados em ambiente pós-glacial, planície deltaica (pelitos e arenitos com fósseis vegetais associados) e marinho raso (folhelhos e tempestitos). A presença da macroflora de “tipo Paraca” na parte superior da Formação Poti é indicativa da melhoria climática (Iannuzzi & Pfefferkorn, 2002) que sucedeu os episódios glaciais eocarboníferos, e perdurou até o advento das primeiras glaciações neocarboníferas do Gondwana.

Uma implicação prática da presença de tilitos carboníferos e devonianos na região do Tocantins diz respeito à interpretação do rejeito das falhas nos mapas geológicos regionais, que

pode estar equivocada nos casos em que não se determinou se o afloramento de tilito, tomado como referência, está na Formação Cabeças ou Poti.

Na Bacia do Amazonas, a Formação Faro distribui-se no depocentro e flancos da bacia. Ela contém diamictitos próximo à sua base, no testemunho N^o 27 de poço MA-1-PA, os quais podem ser glaciogênicos, e apresentam a mesma idade que os da Formação Poti. A Formação Faro repousa discordantemente sobre a Formação Oriximiná, e é recoberta pela Formação Monte Alegre em discordância erosiva subparalela. Consiste da alternância entre dois espessos corpos de arenito e outros dois (mais delgados) de folhelho. O arenito basal é em geral de granulometria fina (localmente média a grosseira), branco acinzentado, com estratificação paralela a cruzada. A unidade seguinte é composta de folhelho cinza escuro a preto, carbonoso, laminado, piritoso com finas intercalações de arenito com granulometria fina, extremamente micáceo. Nesta unidade de folhelho inferior ocorre um diamictito cinza escuro, com clastos de areia, grânulos e seixos dispersos em uma matriz siltica-argilosa micácea. A próxima unidade consiste de arenito semelhante ao basal, e o folhelho superior é cinza escuro, carbonoso, piritoso com finas intercalações de siltito cinza e arenito fino. Tal como a sua equivalente na Bacia do Parnaíba, a Formação Faro contém grande quantidade de fragmentos de plantas carbonizadas bem como filmes de carvão. Porém, esses registros paleobotânicos limitam-se à subsuperfície da bacia e ainda carecem de estudos sistemáticos. A idade da Formação Faro é neoviseana (palinozona Mag = Zona *Cordylosporites magnidictyus*, equivalente às biozonas européias TC – NM), segundo Melo & Loboziak (2003), que ratificaram, com pequenas modificações, a datação neoviseana anterior de Loboziak *et al.* (1998). A Zona Mag corresponde ao “intervalo bioestratigráfico XII” do antigo zoneamento paleozóico da Petrobras (Daemon & Contreiras, 1971; Daemon, 1974).

Na Bacia do Solimões (Sub-Bacia de Jandiatuba) foram descritos diamictitos com grânulos e seixos de quartzo no topo da Formação Jandiatuba, na base do testemunho n^o 1 do poço (1-JD-1-AM). Aqui, Melo & Loboziak (2003) identificam uma associação palinoflorística de indubitável idade neoviseana (biozona Mag), que se estende, poço abaixo, desde a base do testemunho 1 (caixa 18/19, em 2185,25 m, logo abaixo da discordância neocarbonífera com a Formação Juruá) até o intervalo de amostras de calha entre 2208/2217 m, onde repousa em discordância sobre folhelhos neodevonianos atribuídos à mesma Formação Jandiatuba. Portanto, esta seção neoviseana está situada no mesmo intervalo bioestratigráfico das formações Poti e Faro (Melo & Loboziak, 2003). Seria muita coincidência se outro ambiente que não o glacial originasse diamictitos de mesma idade em regiões tão amplamente separadas. Cumpre salientar que há também extensos registros de diamictitos eocarboníferos na parte leste da Bacia do Solimões, na subsuperfície da Sub-bacia do Juruá (Membro Jaraqui da Formação Jandiatuba), porém de idade pouco mais antiga que os aqui discutidos (meso- a neotournaisiana, biozonas BP-PC, segundo Loboziak *et al.*, 1995). Abre-se, assim, a possibilidade da existência de pelo menos três pulsos glaciais sucessivos em bacias paleozóicas do Norte do Brasil, no intervalo de tempo geológico que se estende do Devoniano terminal (Neofameniano, “Struniano”) ao Neoviseano.

Aguiar (1971) considera os diamictitos da Bacia do Parnaíba como depositados por correntes de turbidez, embora nenhuma característica de turbidito tenha sido encontrada. A presença de matacões principalmente de quartzo e quartzito, afastados centenas de quilômetros do embasamento que os originou, sugere que eles foram transportados por jangadas de gelo através de corpos aquosos até o sítio deposicional.

Existe documentação de glaciações eocarboníferas gondwânicas também em outros países da América do Sul (Argentina, Bolívia e possivelmente Peru) e na África (Congo [Bloco Zambezi] e África do Sul) (Caputo, 1984). Entretanto, a presença desta idade glacial no Brasil é bem menos evidente que a neodevonianiana, pois a maior parte das formações que potencialmente a

registram está limitada à subsuperfície das Bacias do Amazonas e do Solimões. Apenas a Bacia do Parnaíba oferece condições para sua observação direta no campo.

Referências

- Aguiar, G. A. 1971. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: SBG, Com. Bras. Geol. 25 São Paulo Anais. Vol. 3 p. 113-122.
- Andrade, S. M. 1968. Geologia do Sudeste de Itacajá. Relatório interno da Petrobras Nº 293.
- Andrade, S. M. 1972. *Geologia do Sudeste de Itacajá, Bacia do Parnaíba (Estado de Goiás)*. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo. Escola de Engenharia de São Carlos. 87 p.
- Andrade, S. M. & Daemon, R. F., 1974. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). In: SBG, Congr. Bras. Geol. Porto Alegre. Anais. 28. p. 129-137
- Campbell, D. F. 1949. Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão Basin. Relatório interno da Petrobras nº 7.
- Caputo, M. V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. Tese de Doutorado. Universidade da Califórnia-Santa Barbara, CA, 583 p.
- Daemon, R.F., 1974. Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas e Parnaíba. Academia Brasileira de Ciências, Anais 46: 549-587.
- Daemon, R.F. & Contreiras, C.J.A., 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In. SBG Congr. Brasil. Geol.Ouro Preto, Anais. 25. p 79-88.
- Della Fávera, J.C., 1990. *Tempestitos da Bacia do Parnaíba*. Tese de doutorado. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2 vol.
- Della Fávera, J. C. & Uliana, M. A. 1979. Bacia do Maranhão – possibilidades de treinamento em facies e ambientes sedimentares. Relatório interno da Petrobras. S/N.
- Dolianiti, E. 1954. *A flora do Carbonífero Inferior de Terezina, Piauí*. DNPM. Div. Geol. Min., Bol. 148, 56 p.
- Iannuzzi, R. & Pfefferkorn, H.W., 2002. A pre-glacial, warm-temperate floral belt in Gondwana (Late Viséan, Early Carboniferous). *Palaios*, 17: 571-590.
- Kegel, F. 1954. Lamelibrânquios da Formação Poti (Carbonífero Inferior) do Piauí. DNPM. Div. Geol. Min., Notas preliminares e estudos, Bol. 88: 1-14.
- Loboziak, S., Melo, J.H.G., Quadros, L.P., Daemon, R.F., Barrilari, I.M.R. & Strel, M., 1995. Biocronoestratigrafia de miósporos do Devoniano Médio – Carbonífero Inferior das bacias do Solimões e Parnaíba (estado da arte). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67: 394-395 (Resumo das comunicações).
- Loboziak, S., Melo, J.H.G. & Strel, M., 1998. Reassessment of Viséan miospore biostratigraphy in the Amazon Basin, northern Brazil. *Rev. of Palaeobotany and Palynology*, 104: 143-155.
- Melo, J. H. G. & Loboziak, S. 2000. Viséan miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaíba Basin, Northern Brazil). *Rev. of Palaeobotany and Palynology*, 112: 147-165.
- Melo, J. H. G. & Loboziak, S. 2003. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Ver. of Palaeobotany and Palynology*, 124: 131-202
- Müller, H. 1962. Report on palynological results of samples examined from wells in Maranhão. Relatório Interno da Petrobras Nº 229. Petrobras/Setex/RPBA/Salvador.
- Ojeda, H. O. & Bembom, F. C. 1966. Mapeamento geológico em semidetalle da região do Sudeste de Riachão. Relatório interno da Petrobras, Belém, Pará.
- Paiva, G. de 1937. Estratigrafia da sondagem nº 125: Anexo Nº 6. Serviço Fomento Mineral, Bol 18, Rio de Janeiro., p. 107.

O DIABÁSIO DAS BACIAS PALEOZOÍCAS AMAZÔNICAS – MOCINHO OU VILÃO?

Joaquim R. Wanderley Filho, Walter A. S. Travassos, Daisy B. Alves

Petrobrás. jwand@petrobras.com.br, wtravassos@petrobras.com.br, daisy@petrobras.com.br

As bacias do Amazonas e Solimões (Fig.1) possuem intrudidas em seus sedimentos, aproximadamente de 180.000 km³ de diabásios, principalmente na forma de soleiras. A espessura máxima atravessada na Bacia do Amazonas foi de 915m num poço a leste do rio Tapajós e na Bacia do Solimões foi de 1038m no poço na região do Igarapé Teani. São constituídos essencialmente de plagioclásio, piroxênio, quartzo, biotita e hornblenda. Apresentam textura sub-ofítica dominante, e foram reunidos sob a denominação Episódio Penatecaua (Issler et al. 1974).

Vários trabalhos já foram feitos na tentativa de entender o comportamento, o mecanismo, a idade da intrusão e a variação na composição química dessas soleiras, (Caputo, 1984, Nunn e Ayres 1988, Linser, 1958, Ayres, 1984, Aires, 1985, Silva, 1987, Misuzaki et al. 1990, Wanderley Filho, 1991, Alves, 2000). Nota-se entretanto que o diabásio é muito uniforme na química e textura, diferenciam-se apenas no posicionamento dentro da seqüência clástica e química. Na Bacia do Solimões ela está essencialmente na seqüência química e na Bacia do Amazonas, em ambas.

Analisando-se os mapas de isólitais nota-se que há um certo controle em relação aos grandes altos estruturais edificados antes da intrusão das soleiras no Triássico. No Arco de Purus, por exemplo, há uma diminuição na espessura, enquanto que, no depocentro da bacia, há um forte espessamento. Francis (1982), estudando as feições ígneas no norte da Inglaterra, demonstrou que quando o diabásio ainda está fluido, ele migra mergulho abaixo, por gravidade, para o depocentro estrutural e, caso haja alguma mudança litológica e/ou estrutural, ele procura o caminho mais fácil para continuar o seu fluxo em direção à calha estrutural.

As soleiras da Bacia do Amazonas e Solimões foram analisadas quimicamente tanto por elementos maiores quanto por elementos menores, não se observa uma diferença significativa para poder se afirmar que são de fontes diferentes. Todas as soleiras têm a mesma composição. A única diferença notada foi com relação aos teores de Cr e Ni. Na soleira mais inferior da Bacia do Solimões assim como nas mais inferiores do Amazonas há um aumento significativo do teor com a profundidade, crescendo de 40ppm no topo, para 200ppm na base. Essa informação foi importante para explicar o salto de soleira que ocorre entre o campo de São Mateus e o do Urucu.

As terminações de soleiras e o tipo de rocha que elas intrudem, tem uma importância significativa quando se analisa uma bacia com interesse para petróleo. A terminação de uma soleira pode formar uma trapa, dependendo do mergulho regional das camadas. Essa feição pode ser observada tanto em afloramentos, como em seções sísmicas na Bacia do Parnaíba. Também, quando a soleira é intrudida próximo a uma rocha reservatório homogênea, ela pode provocar um forte fraturamento aumentando a permeabilidade da rocha, como por exemplo, no arenito da Fm Cabeças, em afloramento próximo à cidade de Picos (PI).

O fraturamento associado a soleiras de diabásio pode ser bom e também ruim. Na Bacia do Solimões, no campo do Rio Urucu, há um grande baixo estrutural no mapa sísmico, mas quando foi perfurado um poço no que seria um baixo, descobriu-se que na verdade era a continuação da

estrutura do referido campo e que os diabásios atravessados estavam muito fraturados, falseando a velocidade. Prinhzofer et al. (2002) estudando os gases nobres desse campo, verificaram que nesta área há um grande escape de gás, que pode também ter contribuído para a baixa velocidade intervalar da soleira.

Na Bacia do Amazonas foi descoberto o Campo de Gás do Rio Uatumã. A estrutura mapeada tem um falseamento estrutural, causada por um espessamento anômalo de diabásio.

Na Bacia do Solimões as soleiras são bastante uniformes, pode-se dividir em três corpos, o mais superior, o intermediário e o inferior. O posicionamento estrutural do corpo inferior está diretamente relacionado à presença de óleo ou gás. Quanto mais profundo, i.e., mais próximo das rochas geradoras e reservatórios, tem-se a presença do gás como os campos descobertos na região do rio Juruá, em 1978. Se a soleira é mais rasa, tem-se óleo e gás como os campos da Província do Rio Urucu descobertos em 1986.

Ainda na Bacia do Solimões, observa-se que os valores de vitrinita não seguem o padrão das demais bacias. Nas porções mais rasas, os valores são extremamente altos e decresce com a profundidade para em seguida crescerem novamente, indicando que a maior fonte de calor foi proveniente de uma fonte acima da geradora, no caso, as soleiras que entraram com temperaturas em torno de 1000°C. Como a bacia é muito rasa, dificilmente haveria calor suficiente para geração de óleo e gás.

O diabásio foi analisado também com relação à sua idade pelos métodos K/Ar e Ar/Ar para se tentar identificar a ordem de intrusão das soleiras (Fig.2). Essa informação seria utilizada na modelagem termal das bacias paleozóicas. O resultado foi negativo. Não se observou uma variação da idade com a profundidade e também o erro das análises comprometeu essa interpretação. Considerando-se apenas as idades Ar/Ar, pode-se sugerir que o evento ígneo foi de curta duração e com vários pulsos.

O diabásio, como mocinho, foi importante na geração de óleo e gás assim como no craqueamento de óleo nas duas bacias paleozóicas, pois sem ele não haveria calor suficiente. Foram importantes também, confundindo os intérpretes, sugerindo que eram estruturas, quando não passavam de saltos de soleira (Fig.3) ou espessamento anômalo (Fig.4). Foi vilão quando abriu estruturas e craqueou a maior parte do óleo da Bacia do Solimões. Continua sendo vilão, quando dificulta a penetração das ondas sísmicas o que implica em seções sísmicas de baixa qualidade. Atrapalha muito quando se faz a conversão tempo x profundidade, pois nunca se tem segurança da espessura real das soleiras quando se afasta dos poços de controle.

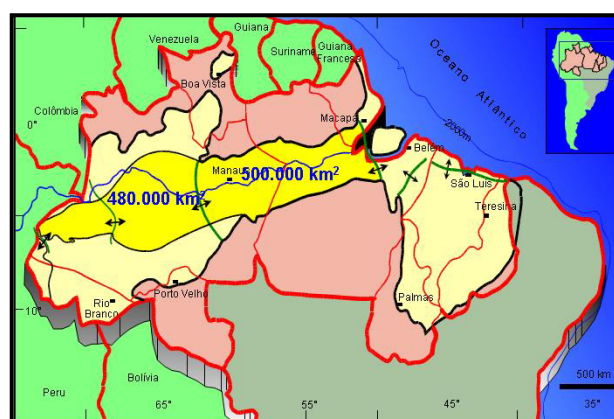


Figura 1. Mapa de localização das bacias do Solimões e Amazonas.

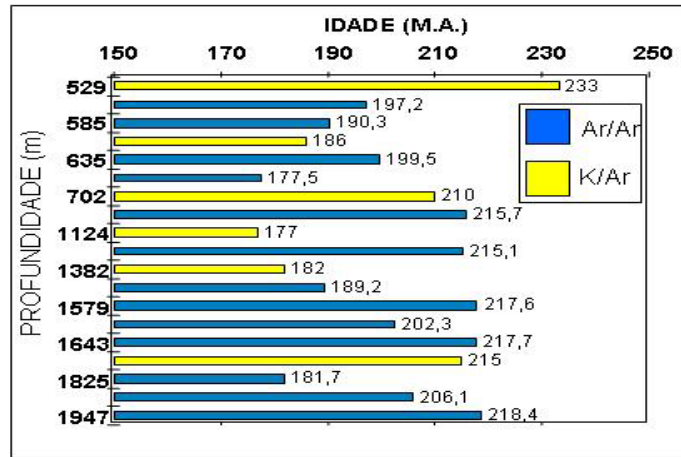


Figura 2. Gráfico profundidade *versus* idade das soleiras de diabásio na bacia do Solimões.

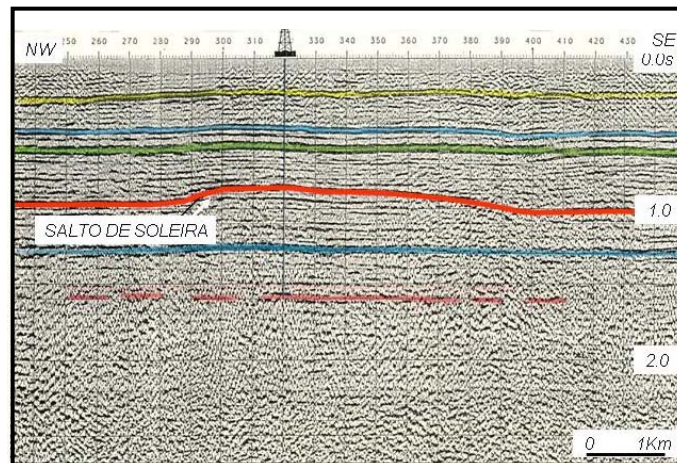


Figura 3. Seção sísmica ilustrando uma falsa estrutura.

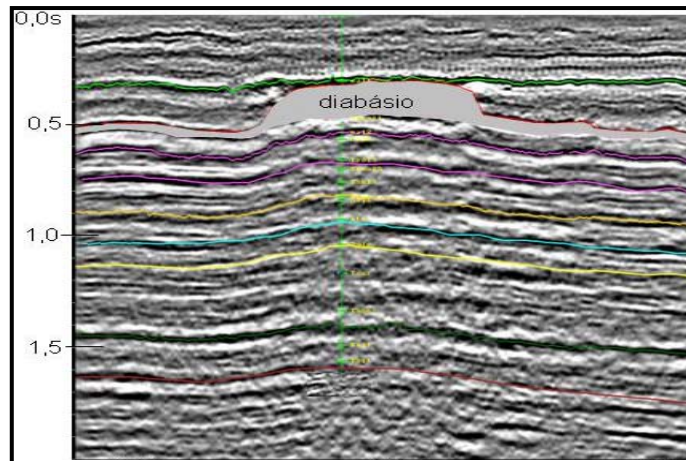


Figura 4. Seção sísmica com interpretação de espessamento anômalo de diabásio.

BIBLIOGRAFIA

- Alves, D.B., Eiras, J.F., Wanderley Filho, J.R. 2000. ICP-MS Melhora a correlação estratigráfica das soleiras de diabásio da bacia do Solimões. Rio Oil and Gás.
- ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F. De.; MONTALVÃO, R.M.G.De.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G. Da.; LIMA, M.I.C. 1974. Geologia da folha SA.22 Belém. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, DNPM.v.5, p.1-60.
- Aires, J.R. 1984. Estudo do vulcanismo básico da Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro. PETROBRAS / CENPES. 64P. (Rel. Interno).
- Aires, J.R. 1985. Evolução tectônica da Bacia do Baixo Amazonas, Brasil. Tese de Mestrado da Universidade Federal de Ouro Preto. 116.
- Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brasil. Santa Barbara, 583p. (Tese de doutorado da Universidade da Califórnia).
- Nunn, J. A. & Aires, J. R. 1988. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the Middle Amazon Basin, Brasil. Jour. Geoph. Research. 93:415-428.
- Francis, E. H. 1982. Emplacement mechanisms of Late Carboniferous tholeiite sills in northern Britain. Journal of the Geological Society of London, 139 (1): 1-20.
- Linsser, H. 1958. Interpretation of regional gravity anomalies in the Amazonas area. PETROBRAS/DEPEX. (Relatório Interno).
- Prinzhofer, A; Santos Neto, E.V., Battani, A, 2002. Natural tracing of the accumulated hydrocarbons of the solimões basin (Brazil): Noble gas isotopic tracing in natural gas. Petrobras/CENPES/DIVEX/CEGEQ.
- Mizusaki, A.M.P., Anjos, S.M.C, Wanderley Filho, J.R.,Silva, O.B.,Costa, M.G.F., Peres, M.P, Kawashita, K., 1990. Datação K/Ar de ilitas diagéticas. Bol. Geoc. Petrobrás. V.4,n.3,p.237-251. Rio de Janeiro.
- Silva, O. B. - 1987. Análise da Bacia do Solimões (Revisão litoestratigráfica, magmatismo e geoquímica). Ouro Preto : Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado.
- Wanderley Filho, J. R. 1991. Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 125p. (Dissertação de Mestrado).

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA IÇÁ – CENOZÓICO DA AMAZÔNIA OCIDENTAL

Pedro E. L. Bezerra¹ & Maurício da S. Borges²

¹Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. pedson@ibge.gov.br

²Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. mborges@ufpa.br

Introdução

A Bacia Içá representa uma bacia intracratônica do tipo depressão interior (IS) preenchida por rochas sedimentares plio-pleistocênicas da Formação Içá (Maia et al., 1977) desenvolvida sobre a bacia sedimentar do Solimões e sobre o Cráton Amazônico, e limitada por lineamentos regionais. Corresponde a totalidade da área sedimentar cenozóica exposta a oeste do meridiano de Manaus-AM (60° WGr) e a leste da região posicionada entre os meridianos 67 e 70° WGr. (Fig. 1). A sua evolução tectônica, objetivo desta discussão, tem vinculação com a movimentação de estruturas definidas no embasamento regeneradas de forma recorrente ao longo do tempo geológico num contexto de tectônica ressurgente. As principais estruturas antigas que se projetam para a área da Bacia Içá e estabelecem os seus limites são: 1) a noroeste, o Lineamento Tacutu pelo ramo de orientação NE-SW; 2) ao norte, o Lineamento Rio Branco, interpretado como uma ramificação do lineamento Tacutu na direção N-S, e que, no conjunto, compõem a Estrutura em Cunha ou Bacia do Rio Branco-Rio Negro (Bezerra, 2003); 3) a sudeste, o Lineamento Madeira também orientado NE-SW; 4) a leste o Arco de Purus; e 5) a oeste, Arco de Jutai (Fig. 1)

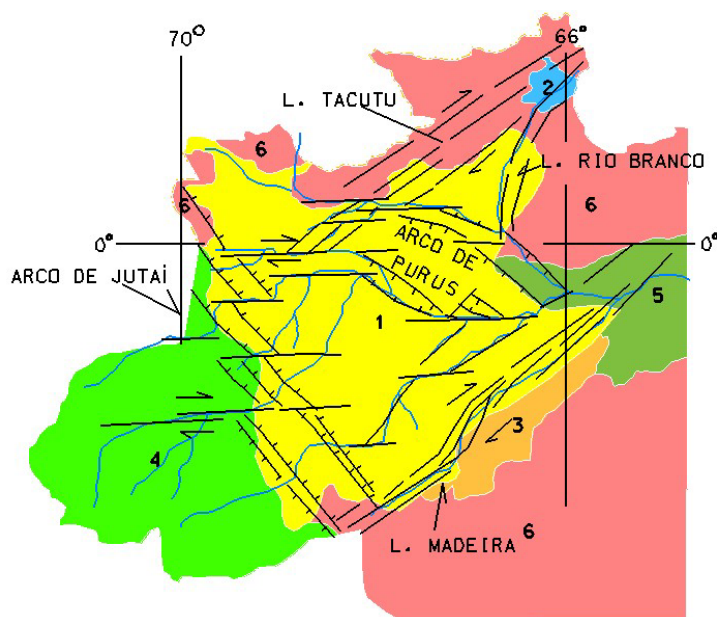


Figura 1 - Localização da Bacia Içá e os lineamentos regionais que influenciaram a sua evolução tectono-sedimentar. (1) Bacia Içá; (2) Bacia de Boa Vista; (3) Coberturas Det.-Lateríticas Neogênicas; (4) Bacia do Solimões; (5) Bacia do Amazonas; (6) Cráton Amazônico.

Evolução Tectônica Da Bacia Içá

No final do Mesozóico a configuração paleogeográfica da Amazônia Ocidental na área das coberturas sedimentares fanerozóicas mostrava a região do Arco de Purus como um grande divisor de águas a separar um sistema de drenagem que corria para leste, o Proto-

Amazonas, de um outro que se dirigia para oeste, o Proto-Solimões (com o curso invertido) em direção às bacias de antearco dos Andes Orientais. Durante o Paleógeno a área a oeste do Arco de Purus estava em subsidência do tipo flexural devido à sobrecarga decorrente do espessamento tectônico da faixa andina, associado à Orogênese Quechua. Nesta área subsidente acumularam-se até o Mioceno Superior as águas do “Lago Pebas”, um imenso sistema Lacustre, ou pantanoso, que cobria grande parte da Amazônia Ocidental e recebia sedimentação vinda dos Andes pelo lado oeste e de uma paleodrenagem amazônica pelo lado leste (o Proto-Solimões) (Fig. 2). No Brasil, a unidade litoestratigráfica representativa deste evento é a Formação Solimões, enquanto que, no Peru, é denominada de Formação Ramon/Pebas. A partir do Neógeno, o prosseguimento da subsidência ao longo dos depocentros das bacias de antearco, e o aumento da sobrecarga relacionada ao espessamento crustal dos Andes Orientais, provocou o soerguimento periférico (*flexural bulge*) desta zona deprimida. Paralelamente, o interior da placa Sul-Americana sujeita à distensão na borda leste e compressão na oeste começou a registrar os efeitos do regime neotectônico de natureza transcorrente cujo primeiro pulso cinemático ocorreu entre o Mioceno e o Plioceno, com eixo distensivo orientado NE-SW e o compressivo NW-SE, horizontais. As estruturas do Arco de Jutaí, submetidas a esta combinação de esforços, movimentaram-se como falhas normais com bloco alto à oeste, soerguendo os litotipos da Formação Solimões. O marco temporal deste evento é o topo desta formação, cuja idade atingiu, no máximo, o Plioceno Inferior (Maia et al., 1977; Latrubesse et al., 1994, Räsänen et al., 1998) a 8 Ma AP. Este processo ocasionou a inversão do sistema de drenagem desta região para leste e exposição dos sedimentos terciários da Formação Solimões à dissecação fluvial (Fig. 3). As águas invertidas vindas agora de oeste ficaram por um certo tempo confinadas em um sistema fluvial arreico limitado a oeste por blocos soerguidos pelas falhas normais reativadas do Arco de Jutaí, sob distensão frontal; a sul e sudeste por uma área soerguida ao longo do Lineamento Madeira, submetido a transpressão destal; a leste pela borda leste do Arco de Purus, sob distensão frontal, e a nordeste pelos relevos formados ao longo do ramo leste da estrutura em cunha do rio Branco-Rio Negro, sob transpressão sinistral. Iniciava-se assim o processo sedimentar que acumulou cerca de 600.000 km² de sedimentos plio-pleistocênicos da Formação Içá, e a própria evolução da Bacia Içá (Fig. 3). A movimentação das estruturas do Lineamento Tacutu, sujeitas a transpressão destal, deformou as unidades do preenchimento sedimentar da Bacia do Tacutu estabelecendo a ligação fluvial entre a Bacia Içá e a Bacia de Boa Vista e daí ao Oceano Atlântico pelo corredor formado ao longo dos *rift valleys* reativados do Tacutu e *North Savanna*. Este sistema de drenagem responde pela deposição das formações Içá e Boa Vista, no Brasil, e *North Savanna*, na Guiana durante o Plio-Pleistoceno. Paralelamente, diversas estruturas geradas ou reativadas durante este evento cinemático movimentaram-se segundo as direções principais E-W e NE-SW, estabelecendo-se ao longo delas os principais corredores de drenagem dirigidos para nordeste (Fig. 4 e 5a).

No final do Pleistoceno, após um breve período de quietude tectônica que propiciou o desenvolvimento da superfície de aplainamento Neopleistocênica, a região experimentou um segundo pulso cinemático do regime transcorrente neotectônico, desta feita de natureza transtensiva, o qual responde pela configuração do relevo e pelo desenho da rede de drenagem tal como se mostra atualmente. Foi durante este evento que se deu a ligação entre os sistemas de drenagem do Alto e o Baixo Amazonas, ou Solimões – Amazonas. As falhas do Lineamento Madeira passaram a apresentar rejeito normal-oblínquo destal, causando: (1) o rebaixamento da região posicionada a sudeste com a conseqüente inversão de drenagem da região de Rondônia e norte do Mato Grosso para norte; e (2) formação do rio Madeira e ligação de todo o seu sistema de drenagem com o rio Amazonas, e adaptação de seu curso às falhas mestras do lineamento (Fig. 5b). Os principais corredores de drenagem da Amazônia Ocidental, adaptados às falhas de direção NE-SW do primeiro pulso, foram capturados por

falhas de direção NW-SE e W com acentuada movimentação vertical constituindo dessa forma os cursos dos principais rios da região como o Solimões, o Purus, o Juruá e o Japurá (Fig. 5b). O rio Solimões, em todo o trecho entre a região da tríplice fronteira Brasil-Peru-Colômbia, até a foz do rio Juruá, mantém um direcionamento geral SW-NE, mas com várias quebras bruscas segundo alinhamentos de direção E-W. A partir deste ponto para jusante, o Solimões se ajusta a falhas normais adquirindo o direcionamento NW-SE, primeiro no graben de Mamirauá, e em seguida no de Codajás (Bezerra, 2003), até se juntar ao rio Purus, já na área de influência das estruturas do Lineamento Madeira, por onde segue adaptando sua planície à estrutura transtensiva de Manacapuru e superimpondo-se à falha normal de Manacapuru, que faz parte da borda leste do Arco de Purus. De Manacapuru para montante o rio Solimões e seu sucedâneo, a jusante de Manaus, o rio Amazonas, mantém seu caráter subsequente adaptado a falhas de rejeito normal-obliquo dextral de direção E-W, até a foz do rio Madeira. Ao norte, as falhas do Lineamento Tacutu movimentaram a cunha transtensiva do rio Branco com abatimento da zona interna, provocando a captura para sul das cabeceiras da rede de drenagem que seguia para o Atlântico, através do corredor do *rift* do Tacutu, formando o curso atual dos rios Uraricoera, Mucajá e Tacutu, e o próprio rio Branco.

Referências

- Bezerra, P.E.L. 2003. **Compartimentação tectônica do interflúvio Solimões – Negro**. Belém, Centro e Geociências, Universidade Federal do Pará, 235p. Tese (Doutorado em Geologia).
- Latrubesse, E.; Rancy, A.; Ramonell, C.G.; Souza Filho, J.P. de. 1994. A Formação Solimões: Uma formação do Mio-Plioceno da Amazônia Sul-Occidental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. **Boletim de Resumos Expandidos**. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, p.204-205.
- Maia, R.G.N.; Godoy, H. de O.; Yamaguti, H.S.; Moura, P.A.; Costa, F.S.F. da; Holanda, M.A.; Costa, J.A. 1977. **Projeto Carvão no Alto Solimões**; relatório final. Manaus, CPRM/DNPM, v.1, 142p.
- Räsänen, M.; Linna, A.; Irion, G.; Hernani, L.R.; Huanan, R.V.; Wesseling, F. 1998. Geologia e geoformas da área de Iquitos. In: KALLIOLA, S.F. & PAITÁN, S.F. Eds. **Geoecologia e desarrollo en la zona de Iquitos, Peru**. Turku, Turun Yliopisto, 544p. p.21- 95. il. (Turun Yliopiston Julkaisuja. Sarja A:114).

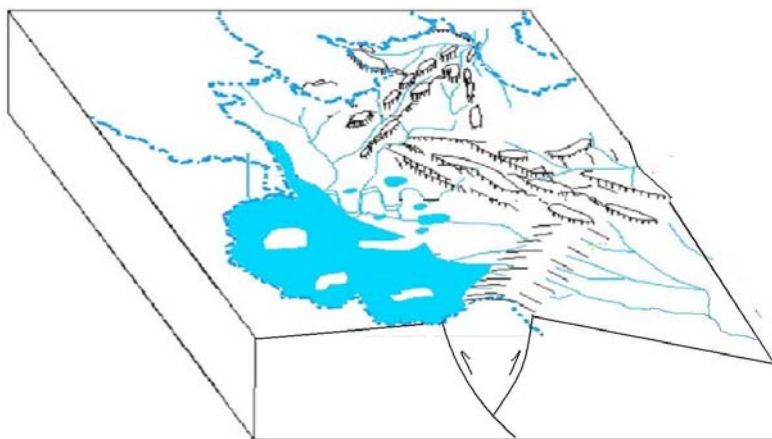


Figura 2 Provável paleogeografia do Terciário Inferior/ Médio até o final do Mioceno, na Amazônia Ocidental do Brasil. A área em azul mostra a provável configuração do lago Pebas/Solimões, que recebia de leste águas e sedimentos de uma paleodrenagem que corria para oeste, com cabeceiras nas vertentes do Arco de Purus que funcionava como um divisor de drenagens

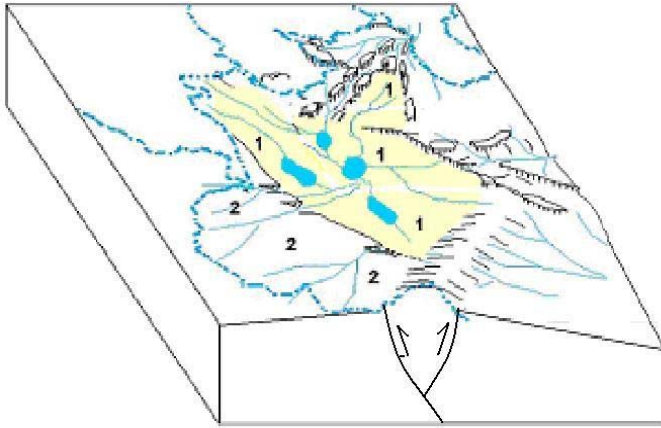


Figura 3 -Configuração paleogeográfica esquemática da Bacia Içá (1) logo após a inversão do sistema de drenagem da Amazônia Ocidental para leste, e inversão positiva da Bacia do Solimões (2). O soerguimento do Arco de Jutai devia limitar a sedimentação à oeste.

Figura 4 - Provável quadro paleogeo-gráfico do Terciário Superior – Pleistoceno na Amazônia Ocidental. Notar o sistema de drenagem dirigido para NE, em direção ao Lineamento Tacutu, com os canais principais adaptados à terminações de blocos basculados. Um outro sistema dirigido para sul-sudeste tinha suas cabeceiras ao longo do Lineamento Madeira (canto inferior direito do diagrama). O Arco de Purus permanecia como divisor de drenagem

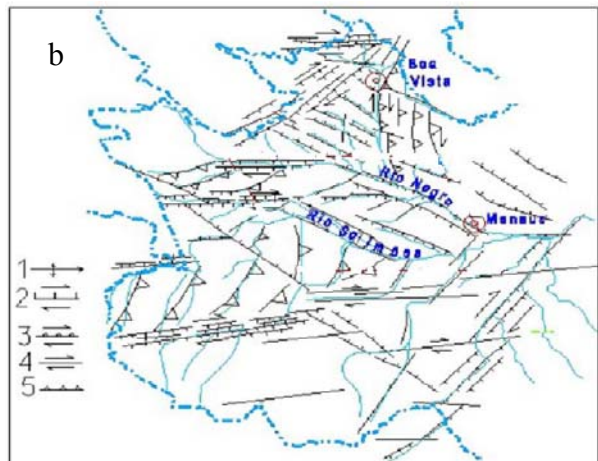
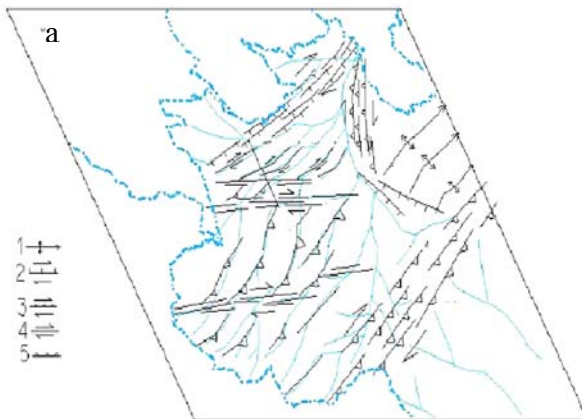
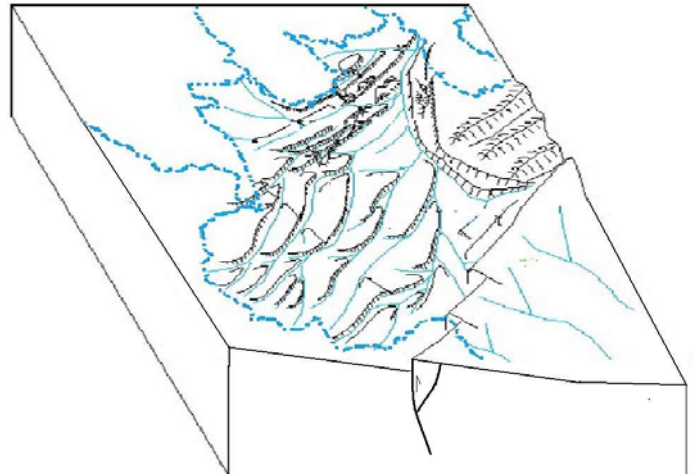


Figura 5 - Quadro estrutural do Terciário Superior-Pleistoceno (a) e Pleistoceno - Holoceno (b) na Amazônia Ocidental do Brasil (vista em mapa distorcido para comparação da figura 5 a com o diagrama da figura 4). As convenções são: (1) eixo de dobra; (2) falha transcorrente dextral com componente vertical normal; (3) falha transcorrente dextral com componente vertical inversa; (4) falha transcorrente dextral; (5) falha inversa.

MAPEAMENTO DOS ÍNDICES DE SENSIBILIDADE AMBIENTAL AO DERRAME DE ÓLEO NA COSTA DO NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ

Messiana B. M. Boulhosa & Pedro W. M. e Souza Filho

UFPA-CPGG-LAIT. messiana@ufpa.br, walfir@ufpa.br

Introdução

Acidentes como derramamentos de óleo durante atividades de transporte ou procedimentos irregulares de limpeza de reservatórios dos navios petroleiros apresentam riscos de poluição às regiões litorâneas. Há registro de vários casos de derramamentos de petróleo no litoral brasileiro nos últimos anos, apesar dos esforços por parte das indústrias petroleiras de aumentar a segurança e de desenvolver métodos, tanto preventivos, quanto corretivos. Assim um monitoramento ambiental de zonas costeiras é de vital importância para a conservação dos ecossistemas costeiros. Para tanto, é necessário o conhecimento pleno das diferentes características geomorfológicas deste ambiente assim como uma cartografia confiável.

Na costa nordeste do Pará (Figura 1), assim como ao longo de toda a costa norte do Brasil ocorre intenso fluxo de navios e balsas transportando petróleo e derivados, ameaçando os recursos naturais dessa região. Daí a necessidade de serem estabelecidas estratégias de prevenção e gestão dos impactos ambientais ao derrame de óleo para elaboração de planos de emergência.

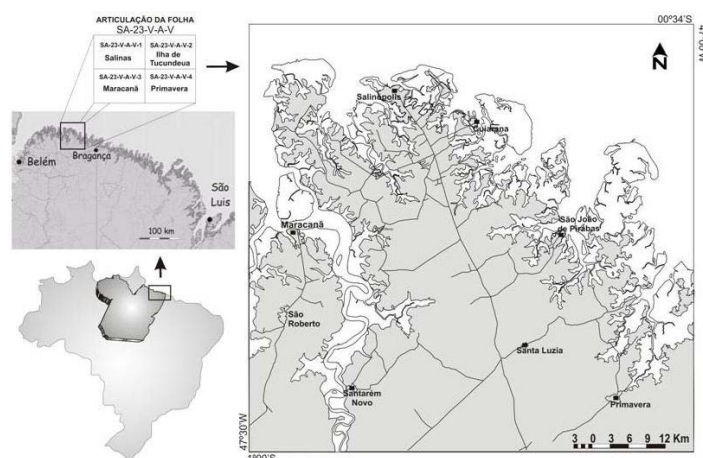


Figura 1: Localização da área de estudo

Este trabalho tem como objetivo delimitar os ambientes costeiros e áreas inundáveis, e gerar o mapa dos índices de sensibilidade ambiental ao derrame de óleo desta importante costa de manguezais. A abordagem metodológica envolveu o processamento digital de imagens Landsat ETM+7 e RADARSAT-1 e integração multi-sensores associados ao modelo digital de elevação do SRTM (*shuttle radar topographic mission*) e aos dados de campo em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), proporcionando assim uma análise integrada das características espectrais, geomorfológicas, altimétricas e sedimentológicas dos ambientes costeiros em base cartográfica georreferenciada.

Mapeamento Dos Ambientes Costeiros

A abordagem adotada neste trabalho segue as normas do sistema ITC (Van Zuidan 1991), no qual através das imagens é possível fazer um levantamento geomorfológico rápido e preciso da área, destacando suas formas, padrões, informações morfométricas e dados litológicos.

Nos produtos gerados a partir do processamento digital de imagens de sensores remotos, foi possível identificar e descrever diferentes ambientes costeiros, através da manipulação das informações espectrais, texturais e espaciais observadas.

Mapeamento dos Índices de Sensibilidade Ambiental (Isa)

O mapa de índice de sensibilidade ambiental gerado neste trabalho refere-se à sensibilidade da linha de costa (MMA 2002), que classifica as seções do litoral em habitats, de acordo com suas características geomorfológicas, sensibilidade a derramamentos de óleo, persistência natural de óleo e condições de limpeza / remoção. Esta classificação é baseada em um entendimento integrado do ambiente costeiro, incluindo as características geomorfológicas e as relações entre os processos físicos e o substrato, que produzem tipos específicos de linhas de costa e permitem prever padrões de comportamento do óleo derramado e de transporte de sedimentos. O conhecimento geomorfológico considera os seguintes fatores: grau de exposição à energia de ondas e marés; declividade do litoral; e tipo de substrato.

Portanto a partir do mapa dos ambientes costeiros gerado, foi possível elaboração dos mapas de índices de sensibilidades a derramamentos de óleo da costa em estudo.

A metodologia proposta pela NOAA (2002) é empregada com sucesso no mapeamento da sensibilidade ambiental a derramamento de óleo no mundo, porém as complexidade e peculiaridades da Região Amazônica, quanto a dinâmica dos processos ambientais envolvidos (sedimentares, geomorfológicos, oceanográficos e biológicos), além da fragilidade e importância desse rico ecossistema, requer a utilização de uma abordagem específica para região, que considere suas particularidades. Souza Filho *et al.* (2004) propuseram uma classificação de ISA para a zona costeira amazônica, que foi modificada da proposta criada pela NOAA (2002) e Petrobrás (2002), sendo esta metodologia foi seguida neste trabalho.

Resultados

De posse dos produtos gerados pelo processamento digital de imagens, informações de campo, e interpretação dos dados foi possível identificar os índices de sensibilidade ambiental (ISA) ao derramamento de óleo na área estudada, descritos a seguir.

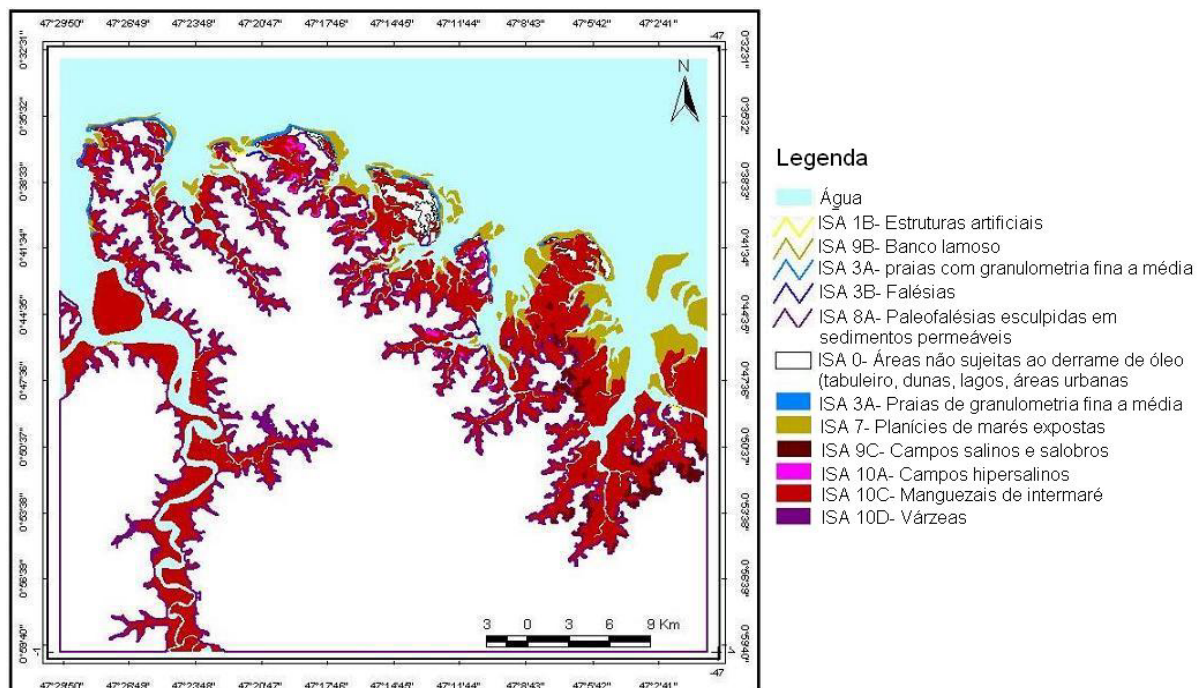


Figura 2: Mapa dos índices de sensibilidade ambiental ao derrame de óleo da costa nordeste do Pará

ISA	Características, comportamento do óleo e ações de resposta.
1B	<ul style="list-style-type: none"> • Muro de arrimo (estruturas artificiais sólidas em concreto ou madeira, construídas pelo homem com o objetivo de proteger áreas contra erosão pela ação de ondas e marés, ocorrem principalmente em áreas residenciais, turísticas e industriais). • Paredão artificial impermeável com superfície lisa exposta, declividade alta a média, exposição freqüente a ondas e/ou a fortes correntes de maré, possuindo uma tendência refletiva. • Não há penetração e nem permanência do óleo, e sua remoção tende a ser naturalmente pela ação das ondas e de maneira rápida.
3A	<ul style="list-style-type: none"> • Praias de areia fina, com face de baixa declividade (zona intermaré larga), região de uso recreacional e com intensa atividade socioeconômica. • Reflexão média das ondas permite remobilização freqüente dos sedimentos superficiais • Sedimentos bem selecionados e geralmente compactos (fundo duro) moderadamente permeáveis • Penetração do óleo inferior a 10 cm., havendo possibilidade de soterramento do óleo, após a fase erosiva. Geralmente a limpeza do óleo é necessária, sendo possível o tráfego de veículos.
3B	<ul style="list-style-type: none"> • Escarpas expostas com declives íngremes em areia (Falésias ativas) • Reflexão média das ondas e marés, com sedimentos semipermeáveis, bem selecionados e geralmente compactos, sujeitos a remobilização freqüente por ação das ondas e marés. • Penetração do óleo geralmente menor que 10 cm; mínima possibilidade de soterramento do óleo devido à lenta mobilidade da massa sedimentar. Geralmente a limpeza é necessária, sendo comumente possível o tráfego de veículos, o óleo pode se entranhar no material desmoronado, acumulado na base da escarpa, tornando a limpeza necessária na faixa da preamar.
7	<ul style="list-style-type: none"> • Planícies de marés expostas (barras arenosas longitudinais desenvolvidas, principalmente na foz dos canais de maré e de baías, corpos alongados paralelos à linha de costa). • Superfície de baixa declividade totalmente exposta durante a baixa-mar e submersa na preamar. • Penetração do óleo muito reduzida, e tende a ser transportado para a zona de alcance máximo da preamar ou levado ao longo da costa pelas correntes de maré. A limpeza é difícil devido à baixa trafegabilidade e à tendência de transferir o óleo para camadas mais profundas de sedimento através do pisoteio ou outras ações de resposta. O impacto na biota pode ser alto devido à exposição tóxica
8A	<ul style="list-style-type: none"> • Paleofalésias esculpidas em sedimentos permeáveis (Escarpas e taludes íngremes de areia, abrigados da ação das ondas e marés). • O óleo tende a recobrir a superfície afetada, persistindo por longo tempo devido à inexistência de hidrodinamismo capaz de efetuar a remoção. Limpeza freqüentemente necessária, tanto por razões estéticas, quanto pela baixa remoção natural, sendo muitas vezes difícil, devido à dificuldade de acesso. O impacto na biota pode ser alto devido à exposição tóxica
9B	<ul style="list-style-type: none"> • Bancos e planícies de marés lamosas vegetadas (Substrato lamoso, sub-horizontal, abrigado da ação das ondas com largura variando de poucos metros a extensão da ordem de quilômetros). • Penetração do óleo limitada pelos sedimentos saturados de água, sendo que o óleo é geralmente transportado até a linha de maré alta, podendo ocorrer penetração junto à linha de preamar. • A remoção natural ocorre de forma extremamente lenta e a limpeza torna-se quase impossível devido à dificuldade de locomoção no substrato mole e a dificuldade de acesso, sendo que qualquer esforço nesse sentido tende a introduzir o óleo nas camadas mais profundas.
9C	<ul style="list-style-type: none"> • Campos hipersalinos, situados na zona de inter-maré superior (Ambiente protegido da ação das ondas sofrendo influência das marés somente durante os períodos de marés de sizíguas). • Substrato plano, lamoso a arenoso com baixa permeabilidade. • Penetração do óleo limitada pelos sedimentos saturados em água, podendo este recobrir a vegetação nas zonas de supramarés. • Remoção natural se dá de forma extremamente lenta devido aos baixos níveis de energia e biodegradação (condição anaeróbica do substrato). O substrato mole e a dificuldade de acesso tornam a limpeza impraticável.
10A	<ul style="list-style-type: none"> • Campos salinos e salobros, zona pantanosa com vegetação adaptada (Ambiente protegido da ação das ondas sofrendo influência somente das marés somente durante os períodos de supramarés) • Substrato com declividade muito baixa, lamoso a arenoso. • Penetração do óleo limitada pelos sedimentos saturados em água, sendo possível a cobertura

	<p>direta da vegetação pelo óleo nas zonas intermarés.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Remoção natural se dá de forma extremamente lenta devido aos baixos níveis de energia e biodegradação (condição anaeróbica do substrato). O substrato mole e a dificuldade de acesso tornam a limpeza impraticável.
10C	<ul style="list-style-type: none"> • Manguezais de intermarés - Manguezais frontais e manguezais de estuários (zona salobra ou de água salgada, com vegetação adaptada ao meio salobro ou salino). • Ambiente formado em planícies de maré, caracterizado por uma zona com baixa declividade, sujeita a níveis de energia mais baixos. Sedimentos lamosos formando solos muito orgânicos • Região com grande importância ecológica, pela presença de recursos biológicos como plantas e animais sensíveis ao óleo, e econômica, em função de atividades de extração de caranguejos pela comunidade local. • Penetração do óleo muito limitada graças a presença dos sedimentos lamosos com baixa permeabilidade e saturados de água, porém a penetração do óleo pode ocorrer por entre as escavações feitas pelos organismos que habitam nos manguezais. O tempo de permanência do óleo é prolongado em função da menor ação de limpeza natural. O uso de equipamentos de limpeza ou proteção não é recomendado, devido baixa consistência do substrato, sendo que a limpeza deve ser feita apenas manualmente. O substrato mole e a dificuldade de acesso tornam a limpeza manual praticamente impraticável, pois um esforço nesse sentido tende a introduzir o óleo nas camadas mais profundas, agravando o dano.
10D	<ul style="list-style-type: none"> • Várzeas (terraços alagadiços formados em planícies aluviais ou estuarinas, possuindo ampla superfície de inundação, que permite o estabelecimento de rica comunidade biológica). • Substrato plano, arenoso a lamoso, com sedimentos saturados em água, com baixa permeabilidade, e baixa mobilidade. • A penetração de óleo é limitada, com possibilidade de cobertura direta da vegetação pelo óleo na zona intermarés, podendo sufocar os sistemas de raízes causando alto impacto na biota. A remoção natural ocorre de forma extremamente lenta, devido aos baixos níveis de energia. As dificuldades de acesso devido a grande densidade e diversidade de vegetação tornam a limpeza mecanizada impraticável. Assim, de maneira geral, não é possível a utilização de equipamentos de limpeza, admitindo-se apenas limpeza manual.

Conclusões

A utilização das tecnologias de sensoriamento remoto e SIG têm se revelado uma excelente combinação para o mapeamento dos ambientes costeiros e elaboração do mapa dos índices de sensibilidade ambiental, sendo este um importante segmento do sensoriamento remoto aplicado ao estudo de zonas costeiras, principalmente em áreas de difícil acesso ou com base cartográfica desatualizada ou inexistente, comum na Amazônia. O mapa gerado tem como principal aplicação fornecer subsídios para elaboração de planos de contingência.

Agradecimentos

À Petrobras S.A. pelo suporte financeiro ao projeto PIATAM mar e a todas as demais iniciativas decorrentes do mesmo.

Referências Bibliográficas

- MMA. 2002. Especificações e normas técnicas para a elaboração de cartas de sensibilidade ambiental para derramamentos de óleo (cartas SAO). Rio de Janeiro: MMA, 22p.
- NOAA. 2002. PETERSEN, J; MICHEL, J.; ZENGEL, S.; WHITE, M.; LORD, C.; PLANK, C, 2002. Environmental sensitivity index guidelines, NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration. Version 3.0. Seattle. NOAA Technical Memorandum NOS OR&A 11, 89p.
- Petrobrás. Petróleo Brasileiro S.A, 2002 – Manual Básico para Elaboração de Mapas de Sensibilidade Ambiental a Derrames de Óleo no Sistema Petrobras: Ambientes Costeiros e estuarinos. Rio de Janeiro, 134p.
- Souza Filho, P.W.M.; Miranda, F.P.; Beisl, C.H.; Almeida, E.F.; Gonçalves, F.D. 2004. Environmental sensitivity mapping for oil spill in the Amazon coast using remote sensing and GIS technology. *In: International geoscience and remote sensing symposium – IGARSS 2004, Anchorage, Alaska. Proceedings...* Anchorage: IEEE Geoscience and Remote Sensing, 2004.
- VAN ZUIDAM R. A. & VERSTAPPEN H. T, 1991. *The ITC system of Geomorphologic Survey*, 89p.

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO PARNAÍBA, QUAL É A INFLUÊNCIA DAS OROGENIAS?

Mário V. Caputo, Darlly Érica S. dos Reis, Cleber F. Barata, Luciana C. Pereira

CG/UFPA. caputo@ufpa.br, darlly_reis@yahoo.com.br, cfbarata@ufpa.br, c.p@gmail.com

A Bacia do Parnaíba tem supostamente a mesma idade correspondente ao período em que a plataforma Sul-Americana se tornou altamente estável, aproximadamente do Neoproterozóico ao Eopaleozóico (Almeida 1969), e teve sua origem ligada à abertura de riftes precursores, que se formaram após o Ciclo Brasileiro-Panafricano ao longo de reativações de linhas de fraqueza do embasamento. Processos erosivos aplainaram o substrato da bacia e um subsequente resfriamento generalizado provavelmente causou subsidência e enrijecimento crustal. A sobrecarga sedimentar aumentou a subsidência e ampliou a área da bacia (Beaumont & Sweeney 1978), a partir do Ordoviciano. Isto resultou em uma sedimentação com grande extensão territorial que ocupou o nordeste do Brasil e o norte da África, com vários depocentros, muitos dos quais individualizaram algumas bacias intracratônicas.

No Norte-Nordeste do Brasil, onde se estabeleceu a Bacia do Parnaíba, tais riftes precursores foram inicialmente preenchidos por sedimentos clásticos grosseiros com características continentais das formações Riachão e Mirador, posteriormente houve ampla sedimentação paleozóica que colmatou a bacia.

Segundo a carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, elaborada sob os auspícios da Petrobrás, a seção sedimentar foi dividida em cinco seqüências deposicionais, denominadas Siluriana, Devoniana, Permocarbonífera, Jurássica e Cretácea, separadas por discordâncias regionais atribuíveis a *eventos orogênicos de caráter global* (Góes et al. 1994, Góes & Feijó 1994). As lacunas estratigráficas entre as seqüências citadas foram consideradas por aqueles autores dentro da evolução tectônica da bacia como causadas por orogenias ocorridas em continentes e terrenos afastados da região.

A orogenia é um processo de formação de montanhas envolvendo fatores tectônicos, paleogeográficos e geocronológicos. Estes processos orogênicos ocorrem quando as placas tectônicas apresentam movimentos convergentes, isto é, há uma interação em seus limites, formando montanhas, magmatismo ácido, dobramentos, falhamentos e metamorfismo regional.

Tomemos, por exemplo, a orogenia Caledoniana estabelecida nas montanhas e morros do Norte da Inglaterra, País de Gales, Escócia, Irlanda e Noruega ocidental, que ocorreu durante o Siluriano e Devoniano entre 444 e 416 Ma, em função da colisão entre as placas da Laurentia (Ne da América do Norte), Báltica e Avalonia (a Sudeste e Este da geossutura), durante o desenvolvimento e fechamento do oceano Iapetus (McKerrow et al 2000). Como se observa esse evento diastrófico não é de caráter global e ocorreu entre continentes muito afastados do interior do continente Gondwana, onde apenas se desenvolvia subsidência diferencial com muitos depocentros em bacias intracratônicas, entre as quais a do Parnaíba.

A discordância existente na maior parte do Eodevoniano entre o Grupo Serra Grande (seqüência Siluriana da seção basal da Bacia do Parnaíba, composta pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós) e o Grupo Canindé (Itaim, Pimenteira, Cabeças, Longá e Potí), não apresenta caráter angular, apenas erosivo sub-paralelo, o que pode ser indicativo de um evento adiastrófico. A Seqüência Siluriana na bacia em discussão apresenta várias discontinuidades na Formação Jaicós (Grahm & Caputo 1994) há pouco identificadas, melhor atribuíveis à variações do nível do mar do que a tectonismo, cancelando a sedimentação na área. Quebras na sedimentação relativamente pequenas também ocorrem nas seqüências superiores ainda não registradas na carta da Bacia do Parnaíba, mas detectadas por estudos palinológicos recentes (Loboziak et al. 1993).

Neste intervalo de tempo entre os grupos Serra Grande e Canindé foi registrado um abaixamento global de segunda ordem do nível do mar (Sloss 1963, Miall 1997). Estes ciclos de segunda ordem, de caráter global, provavelmente resultam da abertura e fechamento de oceanos que finalizam com colisão continental, em determinadas regiões da Terra. Portanto, na coluna da evolução tectônica da carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba não deve ser invocada a atuação da Orogenia Caledoniana como responsável por um soerguimento que teria interrompido a sedimentação siluro-devoniana. Além disso, o Grupo Canindé que foi depositado em plena vigência da Orogenia Inuitiana do Norte do Canadá, no Devoniano e Mississippiano (Prothero & Dott 2002), continuou sua acumulação.

A tendência de subsidência em uma região é persistir por muitos milhões de anos, a não ser que causas tectônicas e magmáticas locais modifiquem esta situação, o que não se verifica nesta bacia durante o Paleozóico. No decorrer do tempo a litosfera atinge o equilíbrio térmico diminuindo a taxa de subsidência de uma região, que então se reduz a zero. Por outro lado, o nível do mar apresenta constantemente mudanças, variando por dezenas a centenas de metros e muito rapidamente, provocando conseqüentemente retração ou avanço do mar por milhares de quilômetros de distância, como é o caso da primeira transgressão marinha neo-ordoviciana que veio do Norte da África, até alcançar as bacias do Amazonas e do Parnaíba. No norte da África a transgressão se iniciou antes e terminou depois da que foi registrada no Brasil e mostra uma seção mais completa e contínua (Beuf et al. 1971).

A discordância entre os grupos Canindé e Balsas (formações Piauí, Pedra de Fogo, Mutuca e Sambaíba) foi atribuída à Orogenia Eohercyniana que se desenvolveu no Pensilvaniano durante o início da fusão do Continente Laurásia com o Continente Gondwana, ou seja, entre a região sul da Europa e leste dos Estados Unidos com o nordeste e norte da África, portanto, muito afastada da Bacia do Parnaíba. A orogenia ainda se propagou para o Sul dos Estados Unidos em conseqüência da colisão com o norte da América do Sul, também no Pensilvaniano (Orogenia Ouachita). No lado oeste da América do Norte ocorreu a Orogenia Antleriana no Pensilvaniano e Permiano, no norte do Canadá se desenvolveu a Orogenia Sonoma no Neopermiano, e entre Europa e Ásia ocorreu a Orogenia Uraliana no fim do Permiano (Prothero & Dott, 2002). O problema é que como foi descrito acima ocorreram várias orogenias, nem todas bem estudadas, em diversos locais como na Ásia, América do Norte, Europa, Austrália, Norte e Sul da África, Antártida e oeste da América do Sul durante o Permocarbonífero, mas não na parte leste e norte do Brasil.

No caso então da colisão do Leste da América do Norte com a África (Orogenia Aleghiana ou Apalachiana), a intensidade da deformação (dobramentos, cavalgamentos e falhas transcorrentes) diminui de Oeste para Leste e de Norte para o Centro-Norte da África, com discordâncias de baixo ângulo (McGregor 1996). Assim pode-se presumir que o restante da África e nordeste do Brasil permaneceram fora da influência desta Orogenia. Além do que pelas características estratigráficas e estruturais da seqüência sedimentar, como a ausência de discordâncias angulares, conclui-se que a bacia em questão neste período permaneceu tectonicamente estável.

Então, por que foi atribuída dentro de uma bacia intracratônica, como a Bacia do Parnaíba, uma discordância correlacionada a uma orogenia específica como a Eohercyniana que ocorreu no leste dos Estados Unidos e sul da Europa em colisão com a África, sem considerar outras orogenias atuantes neste mesmo período?.

Durante a colisão da América do Sul com o Sul da América do Norte (Orogenia Ouachita), no Pensilvaniano, a sedimentação continuou nas bacias do norte do Brasil, com acumulação de ciclotemas evaporíticos, mais indicativos de variações climáticas e do nível do mar do que influência tectônica. A presença de inúmeras camadas de calcário nas formações pensilvanianas é sugestiva de estabilidade ambiental (Caputo, 1985).

A discordância entre os grupos Balsas e Mearim é atribuída por Góes et al. (1994) e Góes & Feijó (1994) à ação da Orogenia Gonduanide. Esta orogenia se desenvolveu na margem Pan-Pacífica do Continente Gonduana entre aproximadamente 310 e 230 M.a. Entretanto, durante o Permiano e o Triássico os mares epicontinentais se retiraram de grande parte dos continentes devido ao maior abaixamento do nível do mar, já registrado no Fanerozóico, deixando para trás a sedimentação continental, inclusive com a formação de vários desertos na Terra. A subsidência ainda estava atuante na bacia durante a acumulação eólica da Formação Sambaíba (topo do Grupo Balsas), de idade eotriássica.

No fim do Triássico se iniciou um processo epirogenético em função do aquecimento geral da região, com esforços transtensivos precursores da fissão do Continente Pangea, e do Continente Gonduana em particular, com efusão de lavas basálticas típicas de distensão crustal. A seqüência seguinte formada pelo Grupo Mearim mostra reflexos da fragmentação desses continentes, desde o Triássico ao Cretáceo, com a formação de falhamentos, soleiras de diabásio e derrames de basalto intercalados com sedimentos do grupo, em três intervalos de tempo diferentes.

A unidade basal do grupo é a Formação Mosquito com cinco membros (Aguiar 1971). Da base para o topo: Basalto Inferior, Membro Macapá, Basalto Médio, Membro Tingui e Basalto Superior. Acima seguem as formações Pastos Bons (folhelho e arenito), Corda (arenito) e Sardinha (basalto).

A duração da atividade magmática persistiu muito mais do que nas outras bacias paleozóicas brasileiras; o basalto inferior (Triássico) estaria relacionado à abertura do Atlântico Norte, o segundo basalto (Jurássico) seria associado à abertura do Atlântico Equatorial ou Central e o terceiro (Cretáceo) à abertura do Atlântico Sul. O primeiro estágio não é registrado na Bacia do Paraná e o último estágio não foi identificado na Bacia do Amazonas (Caldasso & Hana 1978). Antes da fragmentação do Continente Gonduana houve soerguimento nas porções norte e nordeste da costa brasileira, com erosão dos sedimentos paleozóicos, até expor o embasamento nessas regiões e na ombreira do *graben* do Marajó, onde se estabeleceu um *hot spot* com expressivo soerguimento epirogênico (Caputo 1985).

A placa da América do Sul durante o desmembramento do Continente Pangea e do Continente Gonduana perdeu parte de sua rigididade e ficou fragilizada. O deslocamento transcorrente dextral do continente africano em relação ao sul-americano na margem norte brasileira ocasionou esforços transpressivos e transtensivos mesozóicos que ocasionaram subsidência e soerguimentos localizados, bem como falhamentos normais com alguns riftes e falhamentos reversos e dobras na seção paleozóica e eocretácea (Bacia de Barreirinhas).

No Cretáceo, a subsidência termo-mecânica nas porções noroeste e norte da bacia causou deposição das formações Codó/Grajaú no Aptiano e do Grupo Itapecuru no restante do Cretáceo e parte do Terciário.

A região do *Graben* do Marajó, à noroeste da bacia, sofreu a maior subsidência formando uma flexura até a área central da Bacia do Parnaíba, que ficou sem acumular sedimentos e exposta à erosão. Supõe-se que enquanto a Bacia do Marajó se aprofundava, a astenosfera sob o Marajó migrava centrifugamente, acarretando arqueamento periférico que inibiu a sedimentação mesozóica na faixa central da Bacia do Parnaíba. Bem ao sul desta bacia, sem a afluência de material astenosférico extra, ocorreu subsidência mesozóica e Cenozóica com a deposição das formações Areado e Urucua além dos limites dos sedimentos paleozóicos.

A evolução estrutural da Bacia do Parnaíba no Cretáceo e no Terciário está intimamente relacionada aos movimentos tectônicos que dominaram no interior da Placa Sul-Americana a partir de sua individualização, com a rotação da Placa Sul-americana para noroeste, à medida que o Oceano Atlântico expande. As velhas zonas de fraqueza sofreram e sofrem reativação e sua forte assinatura na morfologia do quadro neotectônico, configura um exemplo marcante de tectônica ressurgente.

Em função desta discussão é proposto modificar na carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba a coluna que trata da evolução tectônica conforme a carta, em anexo. Seria preferível colocar a curva eustática na carta estratigráfica do que correlacionar com orogenias alóctonas. Além disso com os novos dados paleontológicos acumulados torna-se necessário uma nova revisão da estratigrafia das bacias sedimentares brasileiras.

Agradecimentos

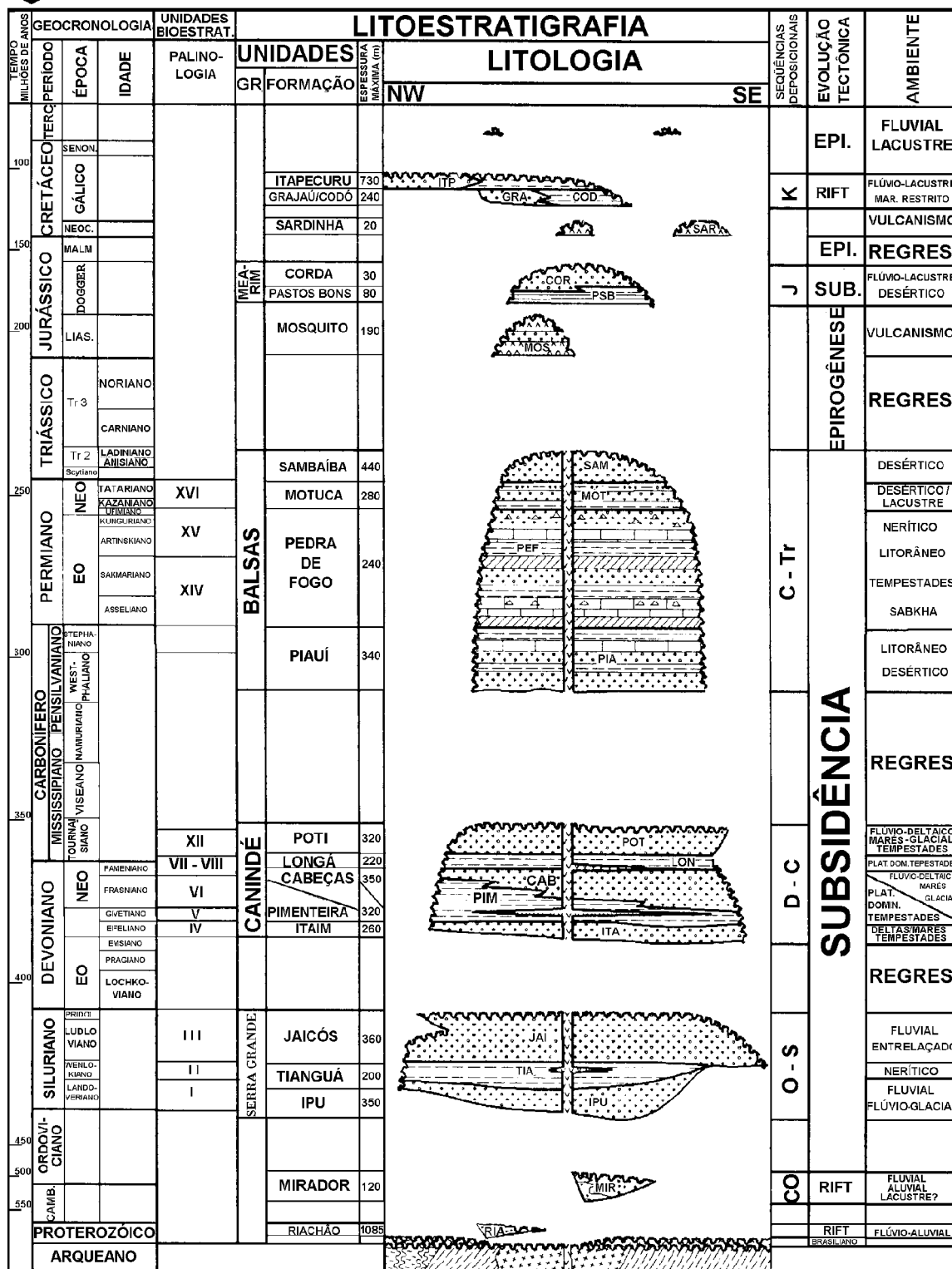
A Agência Nacional do Petróleo (ANP) - Programa de Recursos Humanos para o Setor do Petróleo e Gás (PRH-06/UFPA); Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP).

Referências

- Almeida, F. F. M. 1969. *Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23., Salvador. Anais. Salvador, SBG. p.46.
- Aguiar, G. A. 1971. *Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25., São Paulo, Anais V.3, p. 113-122.
- Beaumont, C. & Sweeney, J.F. 1978. *Graben Generation of Major Sedimentary Basins: Tectonophysics*, Vol. 50, p. T19-t23.
- Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O. P., Gariel, O. & Bennacef, A. 1971. *Lês grès Du Paleozóique Inférieur au Sahara Sédimentation et discontinuités, Évolution Structurale D'um Craton*: Institut Français du Petróle, Science et technique du Petrole, no. 18, 464p.
- Caldasso, A. L. Da S. & Hana, M. 1978. *Posicionamento estratigráfico das rochas básicas da Bacia do Parnaíba*. Sociedade Brasileira de Geologia, Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, V. 2, P. 567-581.
- Caputo, M. V. 1985. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and Paleogeography of Northern basins of Brazil*. Universidade da California, Santa Bárbara. Tese de doutorado.
- Góes, A.M. O., Travassos, W. A. & Nunes, K. C. 1994. *Projeto Parnaíba – Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias*. Belém, PETROBRÁS. Rel. interno.
- Góes A. M. O. & Feijó F. J. 1994. *Bacia do Parnaíba*. Bol. Geoc. Petrobrás v.8, p. 57-67. Rio de Janeiro.
- Grahn Y. & Caputo M.V. 1992. *Early Silurian Glaciations in Brazil*. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 99: p. 9-15.
- Loboziak S. L.; Streel M.; Caputo M. V. & Melo J. H. G.de 1993. *Middle Devonian to Lower Carboniferous Miospores from Selected Boreholes in Amazonas and Parnaíba Basins (Brazil) : Additional Data, Synthesis, and Correlation Docum. Lab. Géol. Lyon, n° 125, p. 277-289, 5 fig.*
- Mackerrow W. S., NIOCAILL C. M.& DEWEY J.F. 2000. *The Caledonian Orogene Redefined*. Journal of Geological Society, London, Vol. 157. pp. 1149-1154. Printed in Great Britain.
- Macgregor, D. S. 1996. *The hydrocarbon systems of North Africa. Marine and Petroleum Geology*, 13, 329-340.
- Miall, A. D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer Verlag.
- Prothero, D. R & Dott Jr, R. H. 2002. *Evolution of the Earth*. Sexta Edição. McGraw Hill.
- Sloss, L. L. 1963. *Sequences in the Cratonic Interior of North America*. Geological Society of America Bulletin, v. 74.



CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARNAÍBA



Modificada de Góes et al. 1994 e Góes e Feijó 1994

TAPAJÓS MINERAL: PRESENTE E FUTURO

¹Xafi S. Jorge João, ²José L. B. Rodrigues, ²Ediléia S. Pires

¹ Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. xafi@be.cprm.gov.br

² Departamento Nacional de Produção Mineral. jl Luizbastos@globo.com, edileiasoares_pires@yahoo.com.br

Resumo

A Região do Vale do Tapajós, centrada no interflúvio dos rios Tapajós e Jamanxim, incorpora uma área de cerca de 100.000km² sendo a mineralização de ouro a mais importante e significativa, cuja distribuição em escala pervasiva regionalizada, responde pela produção histórica de ouro desde 1958. Pela sua história e por sua produção ininterrupta, a Região do Vale do Tapajós, não tem recebido, paradoxalmente, das esferas de Governo, a importância que lhe é devida e a atenção que ela merece. Não obstante, esse paradoxo, pode-se afirmar que, regionalmente, o cenário presente reflete o quadro continuado do passado em que a base econômica continua centrada, predominantemente, na atividade minerária e de garimpagem, por força da vocação e da dotação mineral, instalada a nível regional e local. A extração mineral informal é uma atividade tradicional por quase 50 anos, e tem sua continuidade, envolvendo uma alta oscilação ocupacional humana e de produção que regula a dinâmica econômica, dependente no metal nobre que sofre a volatilidade de preço por sua cotação internacional. É sentida como efeito positivo, a entrada no cenário econômico da Região, da produção de calcário para cimento e para corretivo de solo, como um salto a mais no rumo do desenvolvimento local. A Região, contudo, apresenta um portfólio mineral, com a ocorrência de outros minerais demandando estudos adicionais para os seus possíveis aproveitamentos, como base para o desenvolvimento regional. Os trabalhos anteriores executados na Região têm demonstrado e denunciado a existência de um substrato rochoso caracterizado por uma alta fertilidade mineral, com destaque para a concentração de ouro o qual representa, o grande capital mineral da região, disponível para ser transformado em outras formas de capital, como o capital humano, o capital social e o capital físico, além, dos recursos financeiros gerados pelo valor de sua comercialização. Nesse sentido, podem-se considerar os recursos auríferos, como uma riqueza no conjunto do capital natural da Região, pela potencialidade de criar bem-estar, se esses recursos forem avaliados quantitativamente e economicamente, se forem desenvolvidos e minerados, de forma a proteger adequadamente, a qualidade ambiental e os padrões culturais e sociais das comunidades afetadas pela atividade minerária extrativa. No sentido econômico, a riqueza precisa ser criada, pelo fator mineração, uma atividade econômica e produtiva, de competência da iniciativa privada, a qual necessita de pré-requisitos para o desafio dessa criação da riqueza. Os pré-requisitos básicos podem ser fornecidos pelos Órgãos de Governo para o setor mineral, no cumprimento de suas missões institucionais de gerar informações e de poder de outorga. No paralelo, a comprovada atratividade mineral aurífera da Região pode ser visualizada e mensurada pela quantidade de áreas oneradas pela iniciativa privada do setor mineral. O atual conjunto de Requerimentos e de Títulos Minerários, na Região, demonstra o interesse da iniciativa privada e da população garimpeira, no substrato geológico e da confiança desses atores na potencialidade aurífera desse trato crustal, disponibilizada para ser transformada em riqueza. Atualmente, a Região renova a sua importância, por força da ascensão do preço do ouro no mercado internacional, dos altos custos operacionais das outras minas no mundo desenvolvido e do sucesso do modelo SERABI na Região, um empreendimento mineiro a partir de um garimpo, com as suas fases de extração e comercialização. No presente, é constatada a existência de várias empresas de mineração estrangeiras, estabelecidas na Região, operando a fase de exploração mineral, a partir de garimpos tradicionalmente conhecidos. Os investimentos de mais de 46

milhões de reais em 2005, já começaram a provocar incrementos de empregabilidade e maior circulação de renda, beneficiando a Região. A mais importante dessas empresas é a SERABI Mineração, pelo tempo presencial, pelos investimentos realizados, pela posse dos Direitos Minerários, pela mão-de-obra ocupacional e pelos resultados positivos alcançados. Nesse processo de retomada exploratória em ambiente primário filoneano, a SERABI Mineração, representa a única Empresa de Mineração em fase produtiva, exitosa a partir do desenvolvimento do garimpo do Palito, no Distrito do Jardim do Ouro, servindo de paradigma geológico e de animação para as outras várias empresas com projetos prospectivos e exploratórios para ouro implantados e em execução. A intensa atividade exploratória desencadeada pelas empresas, denuncia na Região do Vale do Tapajós, um novo importante ciclo do ouro, centrado nas mineralizações primárias, ou seja, nos depósitos filoneanos que se caracterizam por maiores volumes, mais altos teores, melhor controle espacial, menor variância na distribuição do ouro, lavra engenheirada, mineração organizada e investimentos mais consistentes e regulares. Esse novo ciclo do ouro vem se instalar no momento em que os depósitos secundários aluvionares atingem a fase de exaustão. Para que esse novo ciclo do ouro não se transforme num ciclo de oportunidades perdidas, é imperativo que seja dada à Região a importância que ela tem e a atenção que ela merece, mentalizando-se que o geodestino dessa região está vinculado ao setor mineral. Ao lado da Serabi Mineração, empreendimento mineiro aurífero, a Região do Vale do Tapajós hospeda um outro grande empreendimento mineiro e industrial, representado pela CAIMA (Companhia Agro Industrial de Monte Alegre S/A), no município de Itaituba e pertencente ao Grupo João Santos e constitui-se no maior investimento privado do município, possuindo uma reserva medida de calcário calcítico de 320 milhões de toneladas. Na Região do Tapajós, a Companhia Agro Industrial de Monte Alegre – CAIMA, possui ainda, um depósito de gipsita no Igarapé Pagão, com uma reserva de 2.000.000 (dois milhões) de toneladas, com teor de 32 a 40% de CaSO_4 . O futuro da Região tapajônica dependerá do vencedor do duelo desenvolvimento sustentável *versus* conservação, tendo em vista as diferentes conseqüências resultantes. Os municípios da Região tem discutido intensamente a proposta de criação de Unidades de Conservação pelo MMA ao lado da proposta de Zoneamento Ecológico-Econômico para o Estado do Pará, construindo-se, através da audiências públicas uma terceira proposta, atualmente em fase de discussão e compatibilização com os atores envolvidos. A rigor, pode-se afirmar que o futuro é incerto, e a manutenção dessa incerteza, gera expectativas desastrosas para os níveis de inversões financeiras na Região destinadas às atividades exploratórias para ouro, podendo provocar uma retirada indesejável das empresas, soterrando as expectativas de crescimento econômico e desenvolvimento social para um dos núcleos mais subdesenvolvidos do Estado e do País. Os autores deste trabalho internalizam a convicção de que o melhor geodestino da Região e de que a melhor forma de aliviar a pobreza de sua população, sem prejuízo de outras iniciativas, é um planejamento e um ordenamento territorial subsidiado pelo Projeto ZEE BR-163 Sustentável, um instrumento político e técnico, ainda, em execução por um conjunto de Órgãos Federais, coordenados pela ADA/MIN.

Referências

- Anuário Mineral Brasileiro 2004. Brasília-DF: DNPM, 2004.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM. Programa de Integração Mineral no Município de Itaituba-Pa. Belém: PRIMAZ/CPRM, 1996. 229p. il.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB_Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Geologia e Metalogênese. Relatório Integrado. Belém: CPRM/PLGB, 2001. CD-Rom.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/DNPM. Projeto ZEE BR-163 Sustentável. [em execução].

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS PARA USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL NOS DOMÍNIOS BAIXO NEGRO (DBN) E BAIXO SOLIMÕES (DBS) - AMAZONAS

Nelson J. Reis, Raimundo de J. G. D'Antona, Maria A. M. Maia, Sebastião F. Rosa, Daniel B. Nava

Serviço Geológico do Brasil – SUREG-Manaus. reis@ma.cprm.gov.br, gato@ma.cprm.gov.br, adelaide@ma.cprm.gov.br, sebastiao@ma.cprm.gov.br, danielnava@ma.cprm.gov.br

Introdução

A primeira informação sobre a utilização de minerais industriais para uso na construção civil da região de domínio fluvial Baixo Negro (DBN), Baixo Solimões (DBS) e Médio Amazonas (DMA) coube a Damiano *et al.* (1972). O estudo veio identificar extensivos depósitos de areia, afloramentos de rocha arenítica maciça, além de importantes sítios de argila. No início dos anos 80 a Amazônia esteve voltada à busca por fontes energéticas como a turfa, linhito e carvão, cujo levantamento efetuado por Reis & Figueiredo (1983) reuniu acervo geológico e de pesquisa para alvos sedimentares com conteúdo em turfa, tendo em vista o condicionamento e potencialidade das ocorrências. O Projeto Materiais de Construção na área Manacapuru – Iranduba – Manaus – Careiro da Várzea – Manaquiri – Careiro do Castanho (DBS) (D'Antona *et al.* 2006, no prelo, Figura) tem possibilitado para esta extensa região amazônica e de abrangência da Formação Alter do Chão (FAC), a distinção de quatro principais padrões morfológicos, que por sua vez, permitem definir diferentes níveis de dissecação do terreno. Estas compartimentações respondem pela dinâmica dos processos da neotectônica e evolução dos perfis de alteração desenvolvidos sobre a FAC, sendo responsáveis pela gênese de depósitos minerais como a argila para a cerâmica vermelha, caulinita para a cerâmica branca, piçarra para a pavimentação de estradas e rodovias, areia para a construção civil e uso industrial, além de rocha maciça como fonte alternativa de brita na construção civil. Somam-se ainda áreas holocênicas representadas por terraços antigos e aluviões que revelam potencialidade para argila com emprego na fabricação de telhas.

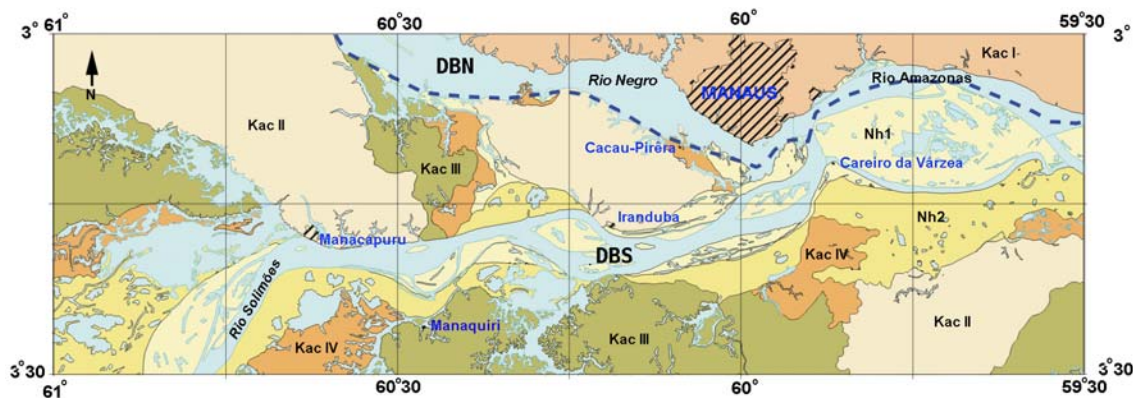


Figura – Principais morfounidades da Formação Alter do Chão (Kac I a IV) e holocênicas (Nh1 e 2) dos domínios Baixo Negro (DBN) e Baixo Solimões (DBS).

Geologia, Morfologia e Recursos Minerais

A FAC, principal unidade do DBN e DBS tem idade estabelecida por Price (1961) no Cretáceo Superior, cuja cronologia tem sido mencionada apenas para a região no entorno de Manaus. Este fato deve-se ao reconhecimento de um refletor sísmico no interior do pacote superior da FAC na região do Baixo Amazonas, apontado por Caputo *et al.* (1983) como de

provável idade ao Paleogeno. Contudo, na porção central da bacia, Dino *et al.* (1999) revelaram uma idade Aptiano/Albiano – Cenomaniano e em torno de 100 Ma.

No DBS e DBN, de norte para sul, a FAC torna-se topograficamente mais rebaixada, refletindo compartimentações morfológicas promovidas pela neotectônica. Altos e baixos controlados por falhamentos normais resultaram na dinâmica de formação de grábens e *horts*, a exemplo do descrito por Silva *et al.* (2003).

As diferentes situações morfológicas e geológicas reveladas pela FAC na área Manacapuru – Iranduba – Manaus – Careiro da Várzea – Manaquiri – Careiro-Castanho (DBS) são expressas neste estudo em termos de morfounidades Kac I a IV (Cretáceo Alter do Chão) e constituem forte registro dos processos de lateritização (intemperismo) e de movimentação de blocos pela neotectônica. Nesta região, a formação reúne quartzos arenitos róseos, arenitos arcoseanos pouco consolidados, arenitos caulínicos e caulins. Os arenitos arcoseanos apresentam-se mosqueados, esbranquiçados a arroxeados, quando sujeitos à alteração. Os arenitos exibem estratificações cruzadas acanaladas a tabulares, além de corpos maciços. Processos de lateritização vieram formar sobre a unidade possantes níveis de argila mosqueada e canga laterítica. Depósitos de areias são encontrados sobre uma fácies arenosa. Os arenitos caulínicos mantêm proximidade com os níveis de caulim e sugerem distintas fácies sedimentares da FAC.

A morfounidade Kac I possui ampla área no DBN, com destaque para a margem esquerda do rio Negro e área metropolitana de Manaus. Revela platôs com perfis sedimentares métricos onde as encostas configuram escarpas de falhas E-W. Da base para o topo tem-se quartzos arenitos, arenitos feldspáticos ou caulínicos que representam as principais fácies sedimentares da FAC, horizonte saprolítico, horizonte argiloso mosqueado, horizonte de crosta laterítica ferruginosa e ferro-aluminosa e finalmente latossolo amarelo. As linhas de pedra e crostas lateríticas assinalam cotas mais elevadas (Horbe *et al.* 2001). Na BR-174 (Manaus – Presidente Figueiredo) e AM-10 (Manaus – Itacoatiara) têm sido descritos depósitos de areia residual e pedogênica. Aqueles formacionais relacionados às litologias inalteradas da FAC encontram-se nessa morfounidade. Na região, apenas a fácies que representa o “Arenito Manaus” revela interesse à exploração de brita e pedra em bloco para uso na construção civil. Já os depósitos residuais ou de alteração expõem perfis com variada espessura, sendo responsáveis pela ocorrência de piçarra, argila, caulim e areia. Sua favorabilidade depende da situação topográfica e área-fonte.

A morfounidade Kac II tem principal área de ocorrência na região que compreende os municípios de Manacapuru e Iranduba e em longo trecho da AM-254 que dá acesso à Autazes. Ao primeiro, compreende toda área da sede municipal, estendendo-se para oeste até o lago Manacapuru e para norte, ao longo da rodovia AM-352 que interliga Manacapuru a Novo Airão (“Manairão”). Na proximidade de quartzos arenitos friáveis ou horizontes saprolíticos arenosos é comum o desenvolvimento de areais e cuja área de influência estende-se para o substrato em zonas de florestas abertas. Nos primeiros quilômetros da Manairão e em vários pontos da AM-70, no trecho entre Manacapuru e rio Ariaú aparecem grandes depósitos de areia. A vegetação de campina ou cerrado também responde pelas áreas arenosas. Horbe *et al.* (2003) têm descrito três principais horizontes para os depósitos arenosos da região, a que relacionam espodossolos a partir de processos de pedogênese desenvolvidos sobre horizontes saprolíticos ricos em quartzo e feldspato da FAC. Na região de Iranduba, a morfounidade Kac II estende-se do rio Ariaú até a proximidade de Cacaupirêra. Apresenta cortes em colinas e forma perfis de intemperismo com metros de espessura onde são comuns linhas de pedra. No igarapé Cachoeira aparecem areais e há registro de uma antiga área de exploração de brita desenvolvida sobre a fácies “Arenito Manaus”. Na AM-254 (Autazes) há grandes depósitos de alteração com perfis em areia saprolítica, horizonte argiloso mosqueado, horizonte aluminoso e crosta laterítica ferruginosa, além de linhas de

pedra e latossolo amarelo. Formam expressivos depósitos de piçarra, sendo que no Km 12 a areia vem sendo extraída de depósitos da fácies arenosa ou mesmo da areia saprolítica. A morfounidade Kac II caracteriza-se por um relevo moderadamente ondulado e cuja drenagem revela padrão dendrítico retangular a sub-retangular. Configura uma área em franca dissecação, onde é comum a presença de superfícies lateríticas geradoras de expressivos depósitos de piçarra, de areia, além de argila caulínica e caulim. Predominam no perfil de alteração sedimentos areno-argilosos variegados, amarelados a avermelhados em padrão mosqueado. Na margem direita do rio Negro pode aflorar a fácies arenítica silicificada ou arenosa friável, podendo respectivamente constituir zonas de favorabilidade à extração de brita e areia. Os areais têm sido explorados no entorno da sede municipal de Iranduba.

A morfounidade Kac III tem maior área de distribuição e reúne extenso trecho da BR-319 (Manaus – Porto Velho) onde a rodovia atravessa os municípios do Careiro do Castanho e Manaquiri. Encontra-se representada por interflúvios tabulares com leve sinuosidade e cuja morfologia mantém padrão de colinas a platôs rebaixados e onde a drenagem revela controle morfoestrutural e formação de lagos com padrão dendrítico. Representam áreas de terra firme. A região percorrida pela BR-319 é desprovida de cortes de estrada, cujo trecho invariavelmente encontra-se assentado em nível argiloso mosqueado, sendo incomum exposições de crosta laterítica e de piçarra, exceção verificada no Km 1 da AM-354 (Manaquiri) e Igarapé Calafati no Careiro do Castanho. Esta área registra potencialidade para argila com emprego na fabricação de tijolos a exemplo das olarias de Manaquiri e Careiro do Castanho. Na região do rio Ariaú as argilas que aparecem neste condicionamento morfológico têm participação direta no material cerâmico utilizado pelas Pólo Cerâmico Ariaú, no trecho da AM-70, no município de Manacapuru. Na região situada entre os lagos Cabaliana e Manacapuru e nos primeiros quilômetros da AM-254 (Autazes), esta morfounidade revela potencialidade para argila cerâmica vermelha. Na proximidade da sede municipal do Careiro do Castanho afloram ainda sedimentos siltosos acinzentados que repousam sobre argilas mosqueadas da Formação Alter do Chão. Este material sedimentar possui prévio histórico de extração e aproveitamento junto a material asfáltico para pavimentação de estradas. Trata-se de um sedimento extremamente silicoso (94% em sílica) e cujo resultado palinológico deste estudo indicou a presença de pólenes de angiospermas de idade cretácea. Ficou também descaracterizada qualquer associação com diatomitos.

A morfounidade Kac IV ganha importância na proximidade de áreas de planícies aluvionares holocênicas, quer sob a influência do rio Solimões, quer sob a influência da bacia de captação do rio Ariaú. As principais áreas encontram-se mapeadas no Pólo Cerâmico Ariaú, no município de Iranduba, ao longo da AM-054 (para a Colônia Boa Vista), em trecho da BR-319 e que inclui o Distrito de Araçá, e notadamente no Pólo Cerâmico Cacau-Pirêra onde tem expressão pelo grande número de olarias que utilizam a argila para a cerâmica vermelha. Revela uma morfologia de colinas suaves, em parte moldadas por alinhamentos de cristas métricas (montículos) representadas por argila mosqueada a arenosa. Formam áreas de baixios e nas épocas de chuvas configuram partes alagadiças. Onde as estradas a cortam, torna-se necessária a construção de aterros. Está representada por argilas variegadas, amareladas a avermelhadas, com intercalações sílticas e arenoargilosas resultantes de processo de lateritização da FAC. A crosta laterítica não é observada, podendo ter sido erodida ou não-formada. Contrapõe-se definitivamente aos depósitos quaternários mencionados por Soares *et al.* (2001) para a região de Cacau-Pirêra.

As planícies aluviais mais antigas (Nh2 – Neógeno holocênico) têm como principal característica morfológica a formação de barras em pontal e lagos interligados e de variada dimensão. Registra grandes extensões marginais ao curso dos principais rios ou em áreas com morfologia suave como aquela descrita para a morfounidade Kac IV. Reúnem siltes, argilas e areias marrom-acinzentadas ou cinza-esverdeadas, de ambiente redutor. As *aluviões recentes*

(Nh1) são encontradas às margens dos rios, igarapés, furos, paranás e ilhas fluviais. No DBN depositam-se em patamares da FAC e formam praias fluviais. Registram potencial para o acúmulo de areia, não sendo, contudo, exploradas. No DBS as aluviões reúnem predominantemente siltes, argilas e areias finas. Resultados palinológicos revelaram características de sedimentação neógena e de ambiente continental úmido. Constituem, além dos depósitos de canal no leito ativo, depósitos de barras de acreção lateral, por vezes, formando extensas ilhas com formação de lagos no seu interior. Depósitos do tipo diques marginais e planícies constituem as superfícies mais planas e baixas. Os lagos podem ter configuração alongada e estreita em acompanhamento aos diques marginais e/ou barras de acreção. A amplitude de desenvolvimento dos diques ou barras de acreção relaciona-se à migração lateral do canal e conseqüente formação de planícies de inundação por meio de depósitos de transbordamento que recobrem aqueles de canal previamente depositados. Esta unidade sedimentar holocênica é a única responsável pela fonte de argila na fabricação de telhas da região de Iranduba e cerâmica artesanal no município de Manaus. As argilas revelam maior propriedade plástica e refratária, sendo predominantemente caulínicas e com illita e esmectita subordinadas. Revelam ainda discreta presença de matéria orgânica.

Referências Bibliográficas

- D'Antona R. de J.G., Reis N.J., Maia M.A.M., Rosa S.F., Nava D.B., Araújo I. de B. 2006. *Projeto Materiais de Construção na Área Manacapuru – Iranduba – Manaus – Careiro da Várzea – Manaquiri – Careiro do Castanho (Domínio Baixo Solimões)*. CPRM, Manaus. Informe de Recursos Minerais, no prelo.
- Damião R.N., Souza M.M. de, Medeiros M.F. 1972. Projeto Argila Manaus. Relatório Final. DNPM/CPRM, Manaus, 4 v.
- Dino R., Silva O.B., Abrahão D. 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simp. Cretáceo do Brasil, 5, Rio Claro. *Boletim de Resumos*: 557-565.
- Horbe A.M.C., Nogueira A.C.R., Horbe M. A., Costa M.L., Suguio K. 2001. A lateritização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo – Balbina, nordeste do Amazonas. In: Contribuições à Geologia da Amazônia, 2. *Anais*: 148-176.
- Horbe A.M.C., Horbe M. A., Suguio K. 2003. Origem dos depósitos de Areias Brancas no Nordeste do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, 33 (1): 41-50.
- Reis N.J., Figueiredo, E.S. 1983. *Projeto Turfa do Médio Amazonas*. CPRM, Manaus, Amazonas. Relatório de Progresso, 123 p., il.
- Silva C.L., Crosta A.P., Morales N., Borges M.S., Costa S.S., Horbe A.M.C., Jimenez-Rueda J.R., Horbe M.A. 2003. Análise Morfotectônica da Região Sudoeste de Manaus por meio de Modelo Digital de Terreno. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 8, Belém, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- Soares, E.A.A., Silva, C.L., Nogueira, A.C.R., Suguio, K., Barros, D.S., Santos, W.H.D. 2001. Os depósitos quaternários na confluência dos rios Negro e Solimões, municípios de Iranduba e Manacapuru, Amazonas. In: SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém. *Anais*: 19 – 22

OCORRÊNCIA DE ARGILA EXPANSIVA NA PROXIMIDADE DE BOA VISTA – RORAIMA

¹Silvio R. L. Riker & ²Adriana M. C. Horbe

¹(CPRM). silvio_riker@ma.cprm.gov.br , ²(UFAM). ahorbe@ufam.edu.br

Introdução

O clima quente e úmido reinante nas regiões tropicais, é um dos fatores que facilitam o intemperismo. Quando esse fator exógeno se associa a fatores endógenos, em que o protólito é constituído de minerais mais susceptíveis à alteração, como no caso das rochas ígneas de composição básica, o intemperismo químico é acelerado e a esmectita, inicialmente formada, é sucessivamente transformada em caulinita. Esse intenso processo intempérico apresenta-se como fator impeditivo na formação de depósitos de argila expansiva na Amazônia, devido a lixiviação pronunciada dos metais alcalinos, alcalino-terrosos e sílica. Portanto, considera-se a descoberta de montmorilonita formada a partir dos basaltos intemperizados do Complexo Vulcânico Apoteri no estado de Roraima como de grande importância, haja vista abrir perspectivas para novas descobertas de argila expansiva em outros corpos de basaltos intemperizados que encontram-se associados ao hemigráben Tacutu, bem como em corpos de rochas básicas e/ou ultrabásicas que ocorrem em outras regiões da Amazônia.

Localização

A montmorilonita detectada foi caracterizada no furo F-22 que está localizado a 20 km a NNW de Boa Vista, capital do Estado de Roraima, folha NA.20-X-D. A área é de fácil acesso e é cortada pela BR-174 (Figura 1).

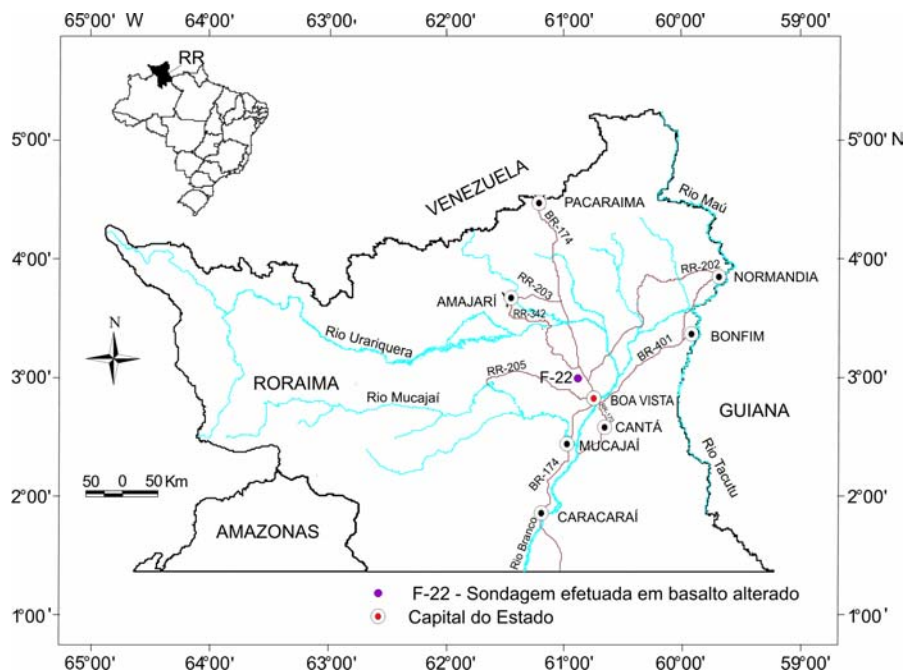


Figura 1 – Mapa de Localização

Caracterização da Argila Expansiva

No furo F-22 que atingiu a profundidade de 0,65m e que foi efetuado na zona intemperizada do corpo de basalto aflorante do Complexo Vulcânico Apoteri, de idade mesozóica, foi registrada a ocorrência de 2,0 cm de argila plástica e creme na base, correspondendo ao saprólito do basalto alterado. No restante do perfil a argila é plástica, cinza escura e associa-se com fragmentos de até 1,0 cm de diâmetro de crosta ferruginosa. Nesses materiais a fração pelítica (55,45%) predomina sobre a arenosa (44,55%) e a montmorilonita se destaca sobre a caulinita e illita aos quais se associam labradorita, calcita, quartzo, calcedônia, rutilo, ilmenita, magnetita, fragmentos de quartzo de veio e de crosta ferruginosa (Riker, 2005). Nas análises de DRX, a montmorilonita foi caracterizada no plano 001 em análise de amostra total, cuja reflexão ocorre em $5,68^{\circ} 2\theta$ que apresenta distância interplanar de 15,560Å (Figura 2 e Tabela 1). Em lâmina orientada, seca ao ar, essa reflexão ocorre em $5,77^{\circ} 2\theta$ e sua distância interplanar é de 15,301Å. Quando glicolada, a reflexão se desloca para $5,19^{\circ} 2\theta$ e a distância interplanar vai para 17,022Å. Com o aquecimento a 550°C , a reflexão ocorre em $9,33^{\circ} 2\theta$, a distância interplanar é de 9,475Å, superpondo-se à reflexão da illita. A presença da montmorilonita foi confirmada no plano 060, cuja reflexão é aberta, pronunciada e se verifica em $61,90^{\circ} 2\theta$, cuja distância interplanar é de 1,498Å. As análises de MEV mostram que a esmectita é maciça, apresenta textura crenulada (Figura 3), o que sugere origem autigênica e se assemelha, em parte, àquelas estudadas por Welton (1984). Na análise total SiO_2 (55,20%) e Al_2O_3 (12,50%) predominam seguidos de Fe_2O_3 (9,20%), CaO (2,50%), MnO (1,10%), MgO (0,97%), TiO_2 (0,95%), Na_2O (0,37%), K_2O (0,12%) e carbono orgânico (0,70%). Destacam-se Ba (574 ppm), Co (109 ppm) e B (77 ppm), seguidos de V (125 ppm), Cr (57 ppm), Cu (46 ppm), Sr (40 ppm), Ni (33 ppm), Zn (29 ppm), Y (18 ppm) e Sc (17 ppm). Sr, Pb, As, Sn e Mo estão próximos do limite de detecção. Nas análises de EDS (semi-quantitativas), (Figura 3), os teores de SiO_2 variam entre 54,44% e 37,05% e de Al_2O_3 entre 17,86% e 28,12% que se afastam um pouco da composição estequiométrica da montmorilonita (43,77% e 18,57%, respectivamente). Isso ocorre, provavelmente, em função dos teores de H_2O que não foram considerados nas análises de EDS.

Esses materiais foram caracterizados litologicamente como Fe-folhelhos, baseado na classificação de arenitos e folhelhos terrígenos pelo diagrama $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ de Herron (1988). Foram submetidos a novo ciclo intempérico, caracterizado pela movimentação vertical do Fe, com conseqüente precipitação de óxi-hidróxido de ferro, o que deu o aspecto variegado às argilas.

Considerações Finais

A montmorilonita detectada tem sua gênese relacionada com um substrato basáltico de idade Mesozoica que foi a fonte supridora de grande parte da SiO_2 , CaO, Na_2O e MgO desse argilomineral expansivo, aliado ao fato da presença de carbonato de cálcio que encontra-se nas fraturas das rochas vulcânicas. Considerando-se que todo o sódio presente na amostra analisada seja da montmorilonita, os cálculos estequiométricos indicam a existência aproximada de 32% de esmectita na amostra total.

Para a formação de um depósito dessa natureza em clima quente e úmido como o da Amazônia, acredita-se que o sítio geológico em apreço tenha tido sua drenagem dificultada, ficando o basalto em decomposição sob as águas de lixiviação com altas concentrações de sais solubilizados responsáveis pela formação de esmectita. Outra hipótese seria a existência de um clima seco reinante na região por ocasião da formação desse argilomineral.

Estudos mais aprofundados devem ser realizados nesse corpo de basalto alterado para melhor caracterizar e delimitar a possível existência de um depósito de argilomineral expansivo, haja vista que o tratamento químico de esmectita pode transformá-la em bentonita e, os estudos tecnológicos futuros, poderão indicar o aproveitamento dessas argilas também

em outras aplicações nobres, aliado ao fato que essa ocorrência encontra-se localizada em uma região de fácil acesso e escoamento.

Por fim, enfatiza-se, que o ambiente geológico de formação da esmectita de Boa Vista – RR relacionado a um substrato de composição basáltica, muito se assemelha aos dos jazimentos de bentonita de Boa Vista (PB) e Franca (SP), conforme estudos de Monte e Silva (1997).

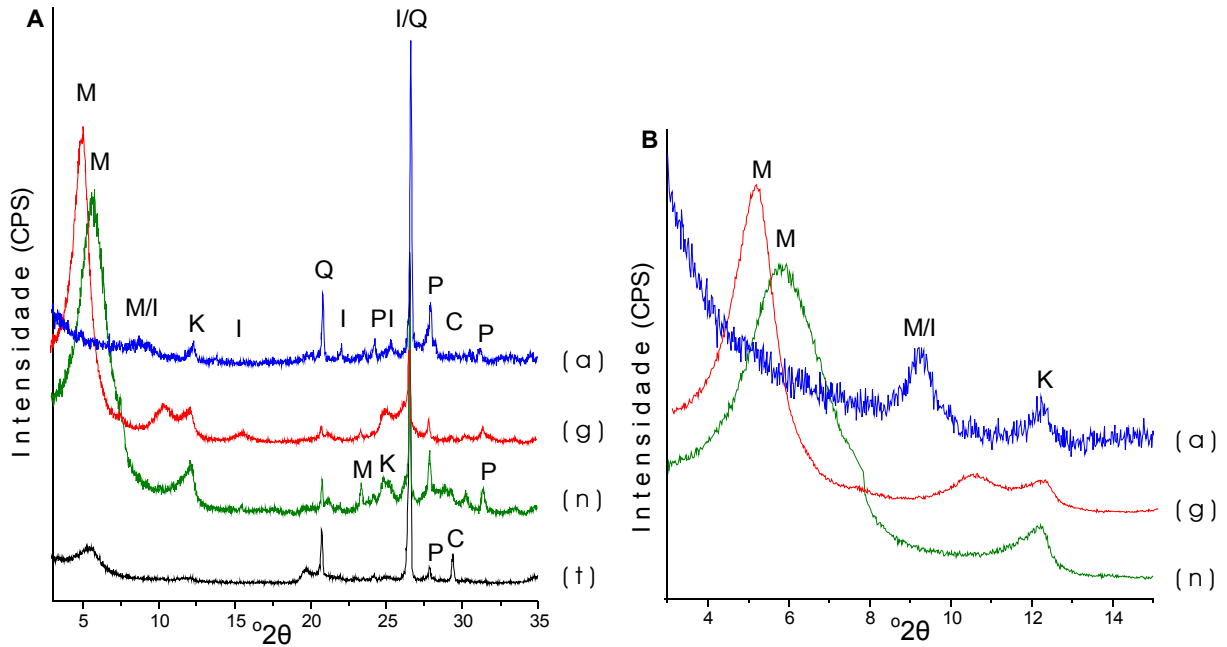


Figura 2 – Difractogramas da amostra SR-L-22 (Complexo Vulcânico Apoteri).

(t) – Amostra total; (n) – Lâmina orientada seca ao ar; (g) – Lâmina orientada glicolada; (a) – Lâmina orientada aquecida. M – montmorilonita; I – illita; K – caulinita; P – plagioclásio; C – calcita e Q – quartzo

Tabela 1 – Fases minerais e seus respectivos planos de reflexão referentes a Figura 2

Amostra	2θ	Mineral	hkl	Amostra Total (t)			Lâminas Orientadas									
				Seca ao ar (n)			Glicolada (g)			Aquecida (a)						
				2θ	d [Å]	I (%)	2θ	d [Å]	I (%)	2θ	d [Å]	I (%)	2θ	d [Å]	I (%)	
SR-L-22	Corrida Lenta (3° - 14°)	M	001	-	-	-	6,12	14,437	100	5,19	17,023	100	9,33	9,475	100	
		I	002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9,33	9,475	100	
		K	001	-	-	-	12,11	7,306	18	12,11	7,305	10	-	-	-	
	Corrida Normal (3° - 35°)	M	001	5,68	15,560	3	5,77	15,301	100	5,19	17,022	100	-	-	-	
			004	-	-	-	23,66	3,757	4	-	-	-	-	-	-	
		I	112	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22,11	4,017	5
			113	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24,31	3,658	5
		K	001	-	-	-	12,00	7,371	13	12,11	7,305	100	-	-	-	
			002	-	-	-	25,00	3,560	9	25,21	3,530	12	-	-	-	
		P	040	27,92	3,193	4	28,37	3,144	10	27,80	3,206	4	27,98	3,186	17	
			131	-	-	-	31,50	2,838	3	-	-	-	31,27	2,858	4	
		C	100	29,44	3,032	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		Q	100	20,83	4,261	13	20,94	4,239	5	21,00	4,228	3	20,90	4,246	21	
			101	26,62	3,346	100	26,53	3,357	20	26,43	3,370	20	26,68	3,339	100	

d [Å]: Distância interplanar; I: Intensidade; (-): Reflexão ausente

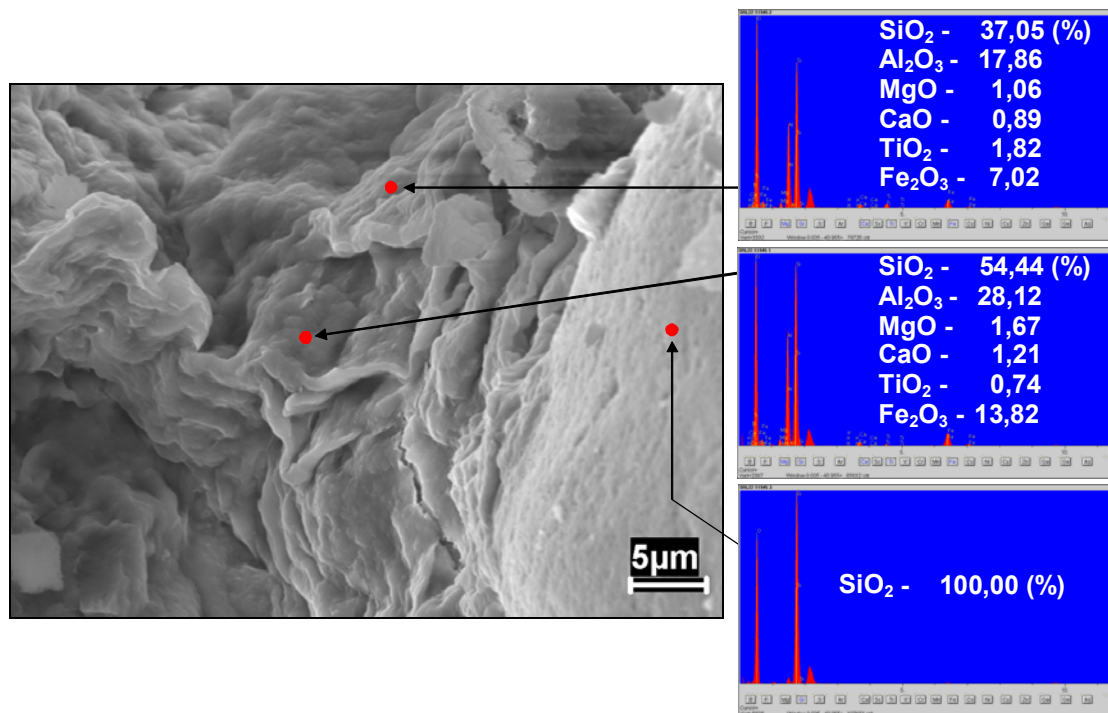


Figura 3 – Esmectita maciça e de textura crenulada com as respectivas análises de EDS (SR-L-22)

Referências

- Herron, M.M. 1988. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *Journal of Sedimentary Petrology*, Oklahoma, v. 58, n. 5, p. 820-829.
- Monte, E.D e Silva, R.B. 1997. Geologia da Bentonita e Atapulgita. Principais Depósitos Minerais do Brasil. DNPM/CPRM. Brasília, v.IV B, p. 147-153.
- Riker, S.R.L. 2005. Argilas da Região de Boa Vista – Roraima: Mineralogia, geoquímica e Aplicação Tecnológica. Dissertação de Mestrado em Geociências – Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 182p.
- Welton, J.E. 1984. SEM Petrology Atlas. Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 237p.

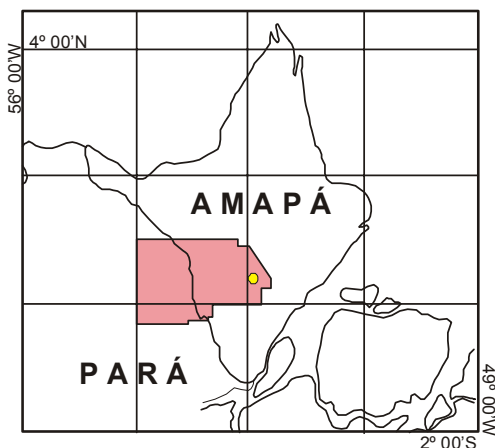
OCORRÊNCIA INÉDITA DE BAUXITA NO AMAPÁ

Nélio das G. de A. da M. Rezende

CPRM - Belém. nelio@be.cprm.gov.br

Introdução

Este registro inédito de concentração gibbsítica (bauxita) foi obtido na área do Projeto Promin-Renca que abrange parte dos estados do Amapá e Pará (Figura 1).



A ocorrência situa-se na porção leste da área desse Projeto, na bacia do rio Camaiopi do Vila Nova, nas coordenadas (0°20'51,8''N / 52°13'23,1''W). Trata-se de região de difícil acesso, localizada no terço superior daquele rio. Detalhes dessa localização podem ser observados nas figuras 2 e 3.

Fig. 1 – Situação do Projeto Promin-Renca (SBG/CPRM).

Contexto Geológico Local

De acordo com Ricci et al. (2001), a área do Promin-Renca compreende três terrenos tectonoestratigráficos, denominados Terreno Antigo Cupixi - Tartarugal Grande, Cinturão Jari e Orógeno Carecuru-Paru (Figura 2). A interpretação da geologia regional é fundamentada numa integração com dados de aerogeofísica. A área de interesse está inserida no domínio do Cinturão Jari. Na circunvizinhança da ocorrência há poucos pontos de controle de campo e o entorno da mineralização compreende rochas de médio a alto grau metamórficos, relacionadas aos complexos Guianense (exemplificadas nas estações NR-R-18, 19, 20, e 22) e Baixo Mapari (inferido a partir da integração geológico-geofísica). A presença do Complexo Baixo Mapari é duvidosa. A incursão ao local foi idealizada para investigar um contraste geofísico bem marcante, embora de pequena extensão regional. A ocorrência localiza-se em zona de anomalia negativa no mapa do canal de tório (Figura 3).

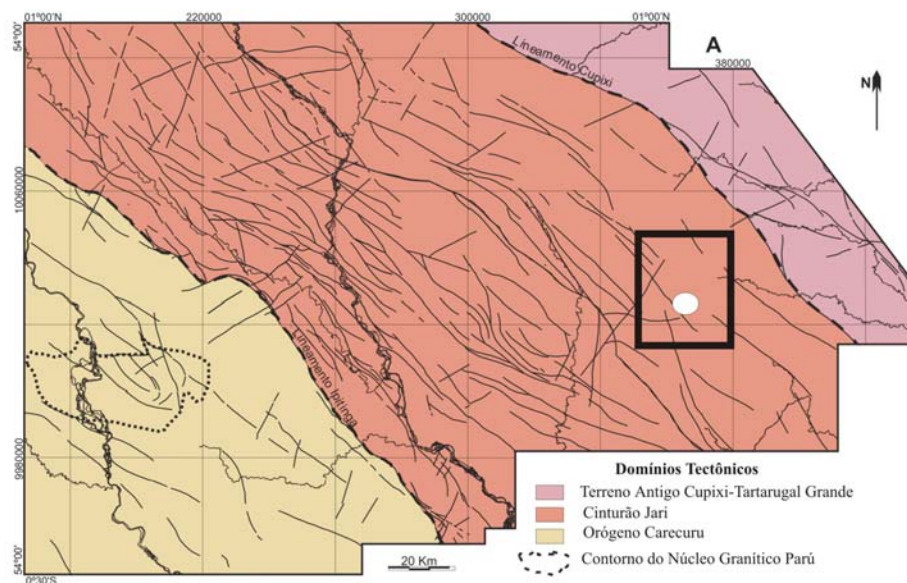


Figura 2

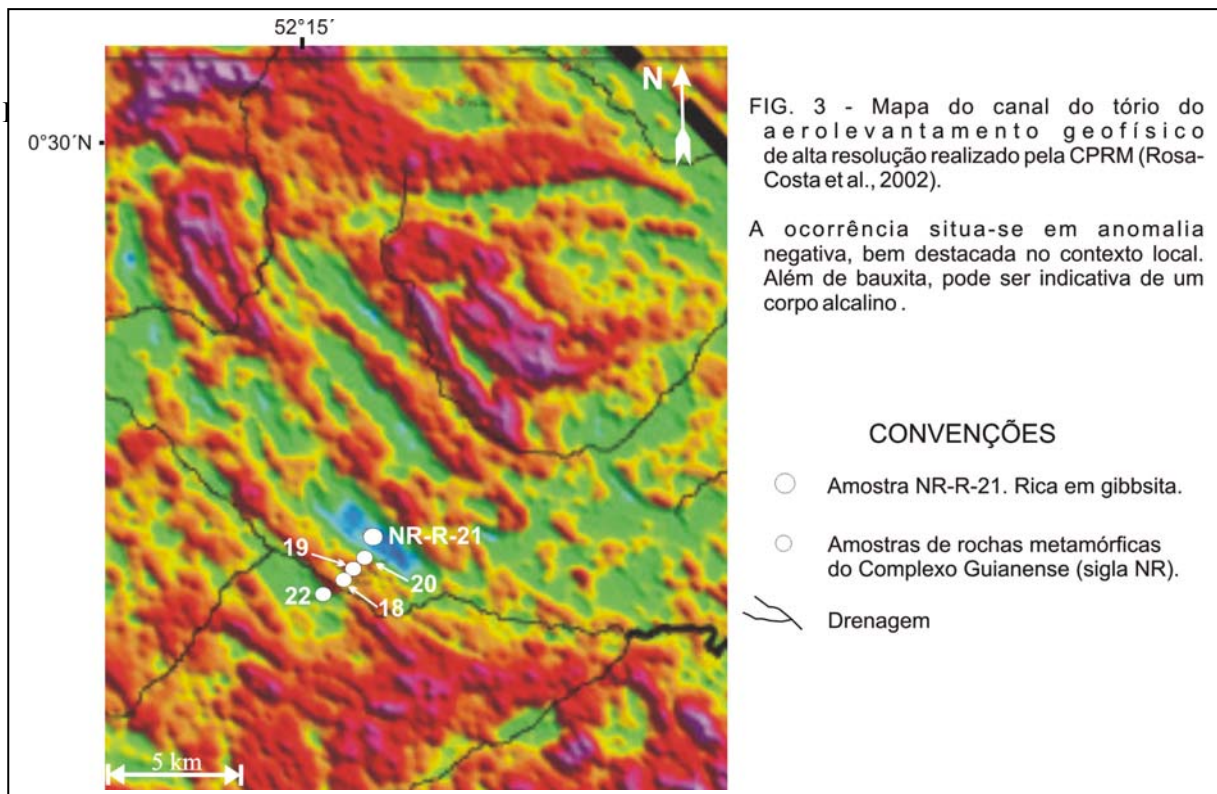


Figura 3

Em mosaicos de radar não há uma assinatura nítida do corpo mineralizado. Outras respostas aos produtos da aerogeofísica são mostradas na Figura 4, com registros de anomalias positivas nos mapas magnéticos.

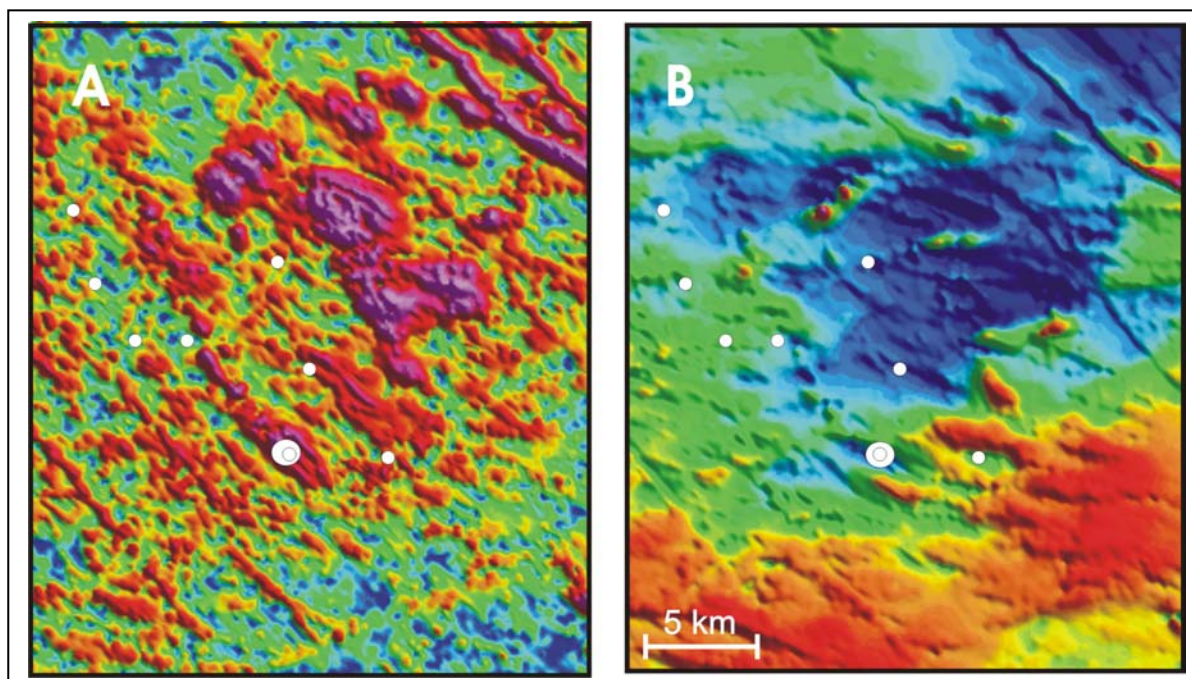


Figura 4 – Respostas do corpo mineralizado a outros produtos do levantamento aerogeofísico. A - mapa magnético de amplitude do sinal analítico e B – mapa de anomalia magnética: ambos revelam feição positiva. (Mapas seg. Rosa-Costa et al., 2002)

A Mineralização

O local é carente de afloramentos. Apenas blocos centimétricos a decimétricos foram registrados. Trata-se de amostra de rocha bem alterada, castanho-alaranjada e mosqueada de branco, com marcantes estruturas (foliação/estratificação?) paralelas, milimétricas (Figura 5). Possui baixa densidade e destaca-se pela presença de cavidades (*vugs*) bordadas por um arcabouço de mineral translúcido a vítreo, o qual engloba concentrações ferruginosas exibindo textura em colméia (*honeycomb*).

Análise mineralógica por difração de raios-x constatou que se trata de rocha riquíssima em gibbsita, com um pouco de quartzo e traços de hematita e goethita, caracterizando uma bauxita de elevada pureza.

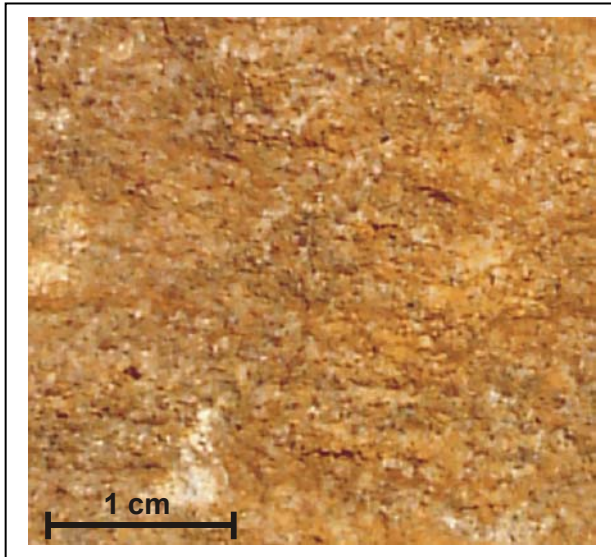
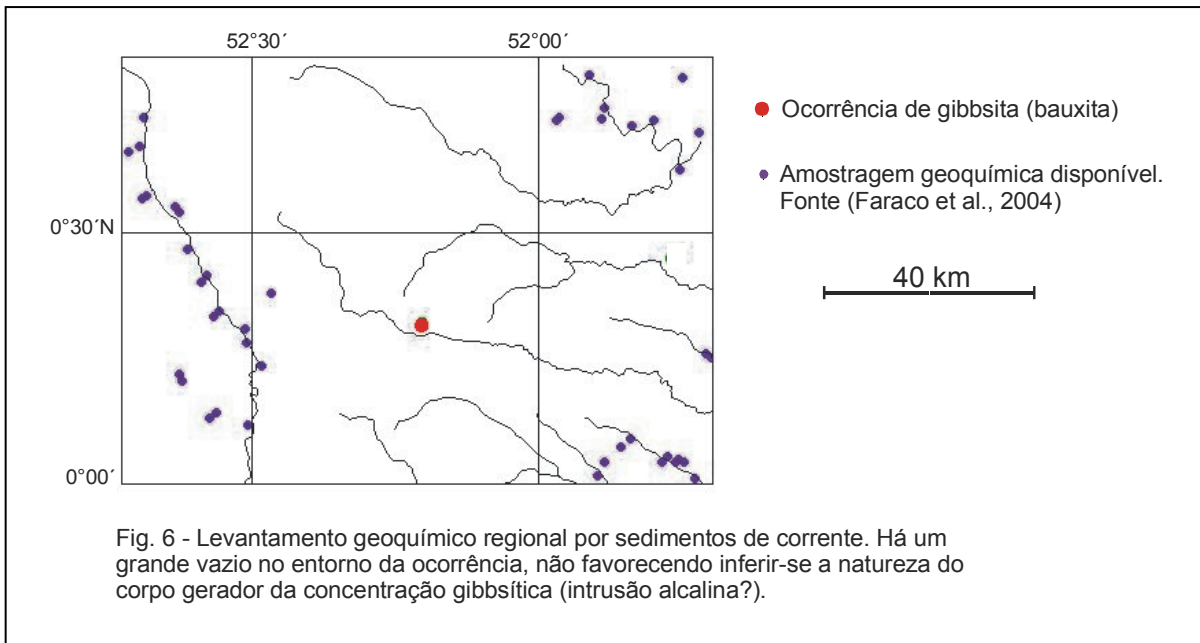


Figura 5 – Amostra algo intemperizada. Destaca-se a existência de vazios (provável registro de dissolução).

Os levantamentos geoquímicos regionais da CPRM, por meio de sedimentos de corrente (Figura 6), deixaram um grande vazio no entorno da ocorrência, não permitindo uma inferência mais concreta sobre a natureza da rocha primária. Aventa-se que a mineralização seja um produto de alteração supergênica de rocha alcalina.



Conclusões

1. Trata-se de uma ocorrência inédita na região. Além da riqueza em gibbsita, caracterizando uma bauxita de elevado teor, destacam-se as assinaturas geofísicas do corpo mineralizado: anomalia negativa no mapa do canal de tório e anomalia positiva no levantamento magnético.
2. A associação das assinaturas geofísicas é um importante critério prospectivo na busca por novas ocorrências na região.
3. Além da mineralização em si, a importância do registro deve-se à sua possível vinculação a corpos alcalinos que favoreceram o enriquecimento supergênico, pelo intemperismo no ambiente da floresta tropical.
4. A carência de dados geoquímicos por sedimentos de corrente na região de influência do jazimento dificulta inferir-se a natureza da rocha primária e seu potencial econômico.
5. Oportunamente serão realizadas análises químicas e mineralógicas complementares para melhor caracterização desse minério, bem como proceder-se-á a um refinamento na interpretação geofísica, integrada a outras imagens orbitais.
6. Convém destacar o interesse que o alumínio vem despertando no mercado internacional de metais.

Agradecimentos

São dirigidos aos geólogos José Maria de Azevedo Carvalho e Lúcia Travassos da Rosa Costa pelos comentários e sugestões. Ao Prof. Rômulo Angélica (UFPA), pela análise mineralógica por meio de difração de raios-x.

Referências Bibliográficas

- Faraco M.T.L., Marinho PAC, Costa EJS, Vale A.G. 2004. Folha NA.22 – Macapá e NB.22. 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. (eds.). Carta Geológica do Brasil do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Ricci P.S.F., Rosa-Costa L.T., Carvalho J.M.A., Klein E.L., Vasquez M.L., Macambira E.M.B., Vale A.G., Araújo O.J.B. 2001. *Projeto Província Mineral da RENCA e Distrito Mineral do Ipitinga. Geologia e Recursos Minerais*. Belém, CPRM, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos – Relatório Fase 1. 68p.
- Rosa-Costa L.T., Vale A.G., Silva A.M. 2002. *Integração de dados aerogeofísicos e imagens de sensores remotos como ferramenta para o mapeamento geológico na Região Amazônica: o exemplo do Projeto Promin-RENCA*. In: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: SBG-Núcleo Norte. 3:227-243.

SINÓPSE SOCIOECONÔMICA DO PRINCIPAL PÓLO CERÂMICO DO AMAZONAS – PÓLOS CACAU-PIRÊRA, IRANDUBA E ARIAÚ (PCIA)

¹Raimundo de J. G. D’Antona, ¹Nelson J. Reis, ²Ivens de B. Araújo, ¹Sebastião F. Rosa,
¹Daniel B. Nava

¹Serviço Geológico do Brasil – SUREG-Manaus. gato@ma.cprm.gov.br, reis@ma.cprm.gov.br,
sebastiao@ma.cprm.gov.br, danielnava@ma.cprm.gov.br

² Departamento de Economia – UFAM. ivensaraujo@zipmail.com.br

Introdução

O Subprograma Minerais para Construção Civil, do Programa de Recursos Minerais do Serviço Geológico do Brasil, objetiva a realização de pesquisa geológica para bens minerais com emprego na construção civil, na divulgação e acesso a bens minerais de consumo popular e que possam gerar emprego, renda, tributos e redução das desigualdades regionais.

O Projeto “Materiais de Construção na Área Manacapuru – Iranduba – Manaus – Careiro” (D’Antona *et al.* 2006) foi assim concebido com o propósito de realizar o diagnóstico técnico, econômico e gerencial do setor minero-cerâmico instalado naqueles municípios, tendo destaque Manacapuru e Iranduba (Figura).

A expansão demográfica e econômica da capital Manaus e entorno, sensível nas duas últimas décadas e o dinamismo da construção civil ensejado por este crescimento, vem exigindo do Serviço Geológico do Brasil – SGB a geração de informações atualizadas sobre as áreas de ocorrência de bens minerais que possam constituir fonte de matéria prima à aplicação nesse segmento, tais como a argila, areia, cascalho e brita. A necessidade de bens minerais, principalmente a argila para aplicação na cerâmica vermelha, na produção de tijolos e telhas, tem sido constatada por meio da atividade de um grande número de olarias concentradas em três principais pólos cerâmicos na proximidade da capital de Manaus: distrito de Cacau Pirêra, sede de Iranduba e rio Ariaú que juntos, formam um Arranjo Produtivo Local – APL.

O abastecimento dessas substâncias minerais ao atendimento do mercado da construção civil em Manaus começa a demonstrar comprometimento devida a expansão urbana em áreas com potencialidade mineral. Além do mais, as lavras desenvolvidas naqueles pólos sem a devida orientação dos órgãos responsáveis pela atividade, têm acarretado em preocupações ambientais.

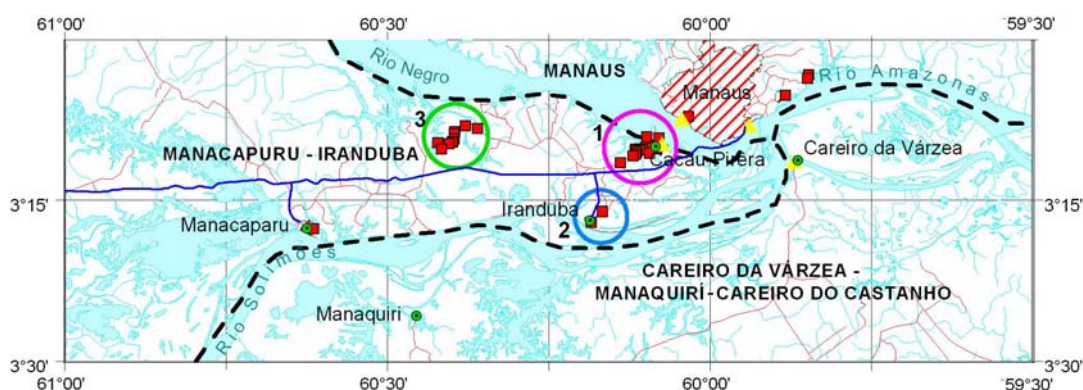


Figura – Pólos: 1 – Cacau-Pirêra; 2 – Iranduba e 3 – Ariaú. Olarias (vermelho) e portos fluviais (amarelo). A linha tracejada distingue as principais áreas municipais.

Pólo Cerâmico

O diagnóstico socioeconômico levantou informes de 27 olarias situadas no polígono Cacau-Pirêra – Iranduba - Ariaú, municípios de Iranduba e Manacapuru, sendo considerados dados de extração e beneficiamento da matéria prima argilosa, além do acompanhamento *in loco* das diversas etapas do processo de produção cerâmica. Foram ainda contemplados os aspectos de comercialização dos produtos cerâmicos e o principal mercado consumidor de Manaus, sendo detectados os principais entraves de produção das empresas que compõem o principal Pólo Cerâmico.

A região Manacapuru – Iranduba registra uma superfície de 9.544 km², superior ao Distrito Federal. Em 2003 registrou um PIB de apenas 283 milhões de reais, cuja dependência econômica volta-se ao setor de serviços pouco produtivos e oriundo de repasses de recursos federais às prefeituras, por se tratar de municípios com baixa arrecadação. A contribuição do setor de cerâmica vermelha participa em mais de 15% da formação do PIB da região. O transporte rodoviário é o principal meio empregado para o atendimento à logística industrial dessa região, contudo, o percurso Manaus – Cacau-Pirêra é apenas realizado por balsa pela hidrovia do rio Negro, tornando-se o principal entrave ao processo de transporte dos produtos cerâmicos da região.

No PCIA encontram-se instaladas 27 empresas cerâmicas e onde mais da metade está instalada no Pólo Cacau-Pirêra, na margem direita do rio Negro, frontal à sede municipal de Manaus. O segundo maior pólo cerâmico é aquele do Ariaú com 37% das empresas, e o menor deles, é aquele de Iranduba, contudo, o único pólo produtor de telhas do Estado.

O processo de produção empregado pelas indústrias cerâmicas do PCIA envolve seis principais fases sequenciais: 1 – extração; 2 – preparação; 3 – conformação; 4 – tratamento; 5 – acabamento e, 6 – expedição.

Extração de Argila - cerca de 70% das indústrias cerâmicas utilizam-se da argila de áreas marginais a rios ou igarapés. Durante o período chuvoso (dezembro a abril) a atividade extrativa é quase totalmente suspensa. São empregadas pás mecânicas e caminhões do tipo caçamba para seu transporte.

Preparação da Matéria-Prima - o “sazonamento” é a fase de preparação da matéria-prima e consiste na estocagem da argila a céu aberto. A exposição ao tempo melhora a plasticidade do material e auxilia na homogeneização e distribuição da umidade na massa argilosa. A estocagem volta-se ao período chuvoso quando os barreiros tornam-se alagados. A “homogeneização” é feita manualmente ou por meio de equipamentos próprios, de modo a se obter uma massa argilosa homogênea. Na região do PCIA, 85% das indústrias cerâmicas desenvolvem esse processo. A “mistura” é a combinação de dois ou mais tipos argilosos a fim de que o produto final apresente qualidade pós-queima, sendo efetuada por apenas 7% das indústrias cerâmicas. As argilas da mistura podem ser oriundas do mesmo barreiro ou de diferentes áreas, sendo que procedimentos analíticos são necessários ao auxílio na seleção dos melhores tipos à combinação.

Conformação - envolve três processos: extrusão, prensagem e torneamento. A “extrusão” consiste em compactar a massa argilosa em uma câmara simples (maromba simples) ou de alta pressão, equipada com sistema de “desaeração” (maromba à vácuo), contra um molde (boquilha) de formato do bloco cerâmico desejado. No PCIA a extrusão simples não é praticada por nenhuma indústria cerâmica, sendo empregada a extrusão à vácuo. A “prensagem” é uma atividade voltada à produção de telhas no que se refere a forma final do produto cerâmico, sendo praticada apenas pelas indústrias cerâmicas do Pólo de Iranduba, as quais são as únicas na produção de telhas do Estado. O “torneamento” por ser uma atividade básica da indústria cerâmica artesanal não é aplicado na região.

Tratamento Térmico - envolve dois processos: secagem e queima. A “secagem” leva à eliminação da água, sendo processada através do ar aquecido ou aeração natural. Objetiva

reduzir a umidade de extrusão dos produtos cerâmicos, que normalmente oscila entre 20 a 30% chegando até menos de 5%. A secagem por ar aquecido é realizada por 37% do PCIA, cujo restante cabe à secagem natural, esta, uma característica das micro-empresas. Na região são empregados vários tipos de fornos, do intermitente - caieira, abóbada e paulistinha, ao contínuo. No PCIA, 20% da produção é proveniente de fornos do tipo caieira, 54% dos tipos abóbada e paulistinha (chama reversível) e 26% de fornos tipo Hoffman (semi-contínuo e contínuo).

Acabamento - envolve dois principais procedimentos: inspeção e estocagem. A “inspeção” é realizada na saída do forno, onde o material com avarias diversas é rejeitado. A “estocagem” é feita em área de cobertura ou não, permanecendo aí até sua expedição. A indústria de cerâmica estrutural não estoca seus produtos acabados.

Expedição – o transporte é efetuado por meio de caminhões que se deslocam por vias rodoviárias e hidroviárias (balsas). As indústrias cerâmicas utilizam veículo próprio ou terceirizado (mais comum), sendo que no PCIA apenas as empresas de porte médio dispõem de sistema de entrega dos produtos acabados.

No PCIA o consumo de energia elétrica é elevado em razão do uso de equipamentos elétricos, estimando-se 4,88 milhões de kilowatts/hora anuais. No tratamento térmico e que envolve a queima, somente a biomassa de origem vegetal é utilizada como combustível. Apresenta variabilidade, quer no processo tradicional de emprego da lenha proveniente de floresta primária e/ou secundária, quer no emprego de alternativas como a serragem e cavaco oriundos de produtos de serrarias e materiais inservíveis de madeira. Na região, estima-se um consumo anual de 88.214,93 m³ desse material.

Conclusões

1 - no Amazonas os produtos cerâmicos restringem-se àqueles da cerâmica vermelha, cuja comercialização regular da produção volta-se praticamente à manufatura de blocos cerâmicos, telhas e produtos artesanais. O PCIA produz e comercializa regularmente blocos de vedação (tijolos de oito furos) e em menor proporção blocos estruturais;

2 - existe, porém, um mercado potencial para o desenvolvimento de produtos com maior valor agregado e *design* diferenciado, como telhas de ventilação, meias-telhas, telhas de acabamento, cumeeiras, dentre outros;

3 - as empresas de cerâmica vermelha do Amazonas, em sua maioria, configuram micros e pequenas empresas, que em geral, estão à margem dos avanços da modernização tanto tecnológica como administrativa. Entretanto, há empresas de porte médio com elevado grau de modernização;

4 - a maior parte das empresas do PCIA apresenta estrutura familiar, onde tanto os proprietários quanto os empregados exercem diversas funções. O conhecimento tecnológico nas micro e pequenas empresas passa de geração para geração, nem sempre permitindo algum aprimoramento e propiciando grande resistência às mudanças. Em geral, o controle de qualidade é precário, não existindo mão-de-obra qualificada nem o conhecimento de normas técnicas básicas, operando ainda com grande desperdício de energia. Como consequência, tem-se a fabricação de produtos cerâmicos de baixa qualidade. Naquelas empresas de porte médio é perceptível a busca pela maior produtividade e redução de custos.

5 - As empresas do PCIA empregam 553 pessoas, cuja maior parcela está no Pólo Cacau-Pirêra (45%) e a menor parcela no Pólo Ariaú (26%);

6 – o PCIA produz anualmente 115 milhões de peças cerâmicas entre tijolos e telhas, cuja maior produção é oriunda do Pólo Cacau-Pirêra (63%) em razão da proximidade do principal centro consumidor do Estado, a cidade de Manaus. A segunda maior produção ocorre no Pólo Ariaú (22%), e tal como o pólo anterior, produz apenas blocos cerâmicos. A menor produção

é proveniente do Pólo Iranduba, contudo, especializado na produção de telhas e estimada em 16 mil;

7 - a venda dos produtos cerâmicos provenientes do PCIA está isenta de impostos quando destinada à praça de Manaus, uma vez que toda aquisição de mercadorias não-produzidas na Zona Franca goza de incentivos fiscais como o Imposto sobre Produtos Industrializados - IPI e Imposto sobre Circulação de Mercadorias – ICMS. Além dos citados incentivos, o Governo Estadual restitui em até 55% do valor do ICMS os produtos que são vendidos para outras cidades;

8 - o pólo enfrenta vários entraves, sendo que, dentre os principais, estão a legalização da atividade mineira perante o IBAMA, DNPM e IPAAM e a deficiência em infraestrutura (travessia fluvial e equipamentos);

9 - em termos de mercado, o setor enfrenta forte concorrência com os produtos derivados do cimento (blocos e placas de concreto), cujo crescimento deve-se à ausência de controle de qualidade e uniformidade nesse segmento industrial, à fraca inovação dos produtos e baixo entrosamento com projetistas e outros elos da construção civil;

Cenário Provável

O crescimento populacional de Manaus, hoje a 8ª maior cidade do país e a 3ª maior em PIB (IBGE, 2003), têm levado a um crescente consumo de produtos minerais, notadamente aquele da cerâmica estrutural. Pode-se admitir, deste modo, um cenário crescente de produção do setor cerâmico e conseqüente melhoria na qualidade de seus produtos. Todavia, entraves de natureza estrutural como o ponto-terminal e deslocamento hidroviário bem como a baixa qualificação de recursos humanos, têm dificultado o crescimento do setor. Neste aspecto, é bastante provável que o pólo produtor continue com o mesmo ritmo de produção e enfrentando as mesmas dificuldades.

Referências Bibliográficas

D'Antona R. de J.G., Reis N.J., Maia M.A.M., Rosa S.F., Nava D.B., Araújo I. de B. 2006. *Projeto Materiais de Construção na Área Manacapuru – Iranduba – Manaus – Careiro da Várzea – Manaquiri – Careiro do Castanho (Domínio Baixo Solimões)*. CPRM, Manaus. Informe de Recursos Minerais, no prelo.



OCORRÊNCIA DE CALCÁRIO NA REGIÃO DE MARAPANIM, ABRANGÊNCIA DA ÁREA DO PROJETO ROCHAS CARBONÁTICAS DE MARAPANIM - CPRM

Jaime dos P. de O. Barbosa

CPRM/SGB – Serviço Geológico do Brasil. Superintendência de Belém. jpassos@be.cprm.gov.br

Localização

A área do projeto perfaz cerca de 2.000 km², englobando parte da região nordeste do estado do Pará. Estão inclusos neste domínio os municípios de Magalhães Barata, Marapanim e Curuçá, além de parte de São João da Ponta e Terra Alta.

Objetivo

O objetivo principal do projeto é o refinamento do conhecimento das ocorrências de calcário na região NE do Pará, visando à minimização dos riscos da fase exploratória, para uma possível aplicação como insumo agrícola. Tal fato é necessário em virtude de que esta região é completamente dependente da importação desse bem mineral, acarretando no aumento de seu valor comercial, podendo chegar a valores da ordem de R\$ 180,00/t.

Justificativa

O fato da região NE do Pará ser um pólo produtor de calcário voltado totalmente para a produção de cimento acaba por subjugar a utilização desta rocha para o seu aproveitamento como insumo agrícola. Assim, tornam-se necessários estudos mais detalhados para a caracterização do seu potencial agrícola com vistas ao atendimento da demanda local. Teores da ordem de 7,9% de MgO, obtidos em projetos anteriores, corroboram com este intuito.

Metodologia

Inclui-se nas atividades executadas preliminarmente, a análise de imagens de satélite recentes, o levantamento bibliográfico de relatórios, mapas de projetos anteriores, assim como de estudos realizados por outras instituições nesta região.

A etapa de campo foi priorizada na busca de novas ocorrências, e na confirmação daquelas referidas na literatura, com caracterização dos afloramentos e coleta de amostras para análise. Para tal, foi utilizada uma base cartográfica no modelo GIS, criada a partir do software Arc View 3.2, dentro da qual todos os dados de ocorrências, vilas, sedes municipais, estradas secundárias e ramais, localidades com abastecimento de água subterrânea etc., serão lançados e apresentados em CD-Rom, além do relatório em formato digital.

Geologia Local

Foram registrados 28 pontos de afloramentos, dos quais apenas dois se referem aos calcários da Formação Pirabas. Os demais são ocorrências de arenitos e argilitos do Grupo Barreiras/Sedimentos Pós-Barreiras e sedimentos arenosos inconsolidados de aluviões e dunas.

As ocorrências de calcário localizam-se nas localidades Mocooca e São Vicente. Em ambas tratam-se de calcário cinza a cinza-amarelado, fossilífero, e maciço. A ocorrência de Mocooca está localizada na região de abrangência da maré, ficando recoberto por completo durante a maré alta e distando cerca de 100 a 150 m das falésias da Formação Barreiras.

A ocorrência de São Vicente (Figura 1), já registrada desde o início da década de 70 pela CPRM, quando da execução do Projeto Materiais Industriais, situa-se à margem esquerda

do médio curso do rio Marapanim, numa área dominada por mangue e sob forte influência de maré.

O afloramento apresenta de 1,5 a 2 m de espessura (não foi possível observar o seu limite inferior) com extensão estimada de 500 m. Parece mostrar continuidade em direção ao continente, porém não sendo diagnosticado eventual mergulho. Por sobre este pacote existe um nível argiloso de cerca de 1 a 2m de espessura, característico das áreas de mangue.

Nesse local, o rio tem cerca de 200 m de largura e, em sua margem direita, não aflora rocha calcária.

As demais ocorrências registradas enquadram-se na categoria de materiais empregados na construção civil, ou seja, piçarra, pedra e areia. A extração destes materiais para utilização na pavimentação e sustentação das rodovias locais é intensa e, a aparente falta de fiscalização desta atividade, chama a atenção e reflete a necessidade de maior atuação do poder público fiscalizador na região.

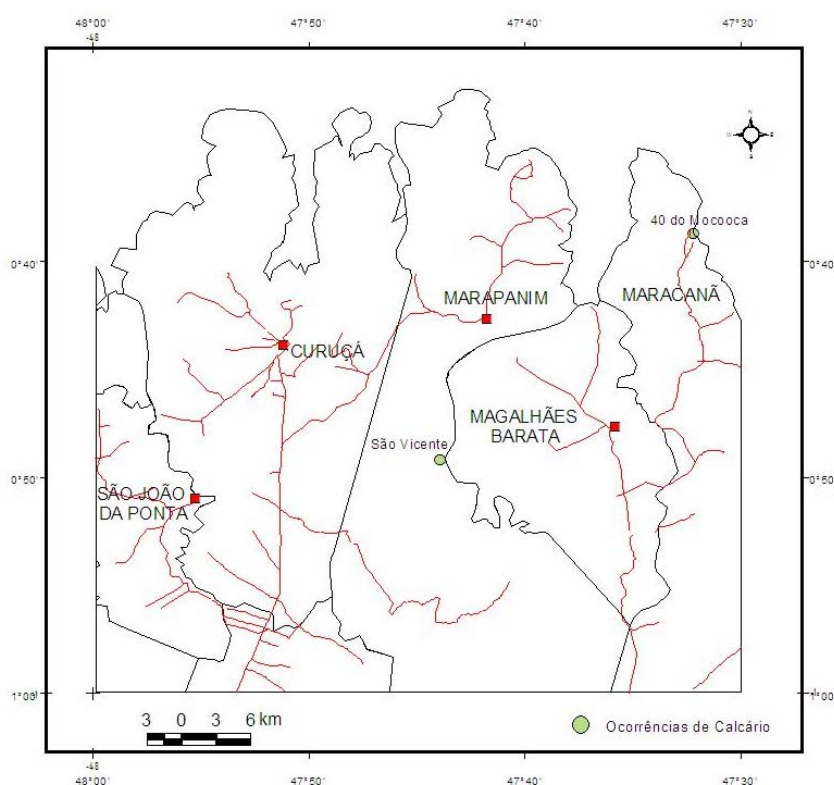


Figura 1 – Localização das ocorrências de calcário visitadas.

Análise Química

A análise da amostra 2309-JB-R-25, realizada no Laboratório de Análises Mineraias da CPRM – LAMIN, resultou nos valores listados na tabela 1, abaixo discriminada:

Substância	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	P.F.	FeO
Teor(%)	8,8	3,3	2,2	44,9	0,14	0,17	0,05	3,7	1,6	0,02	0,23	37,2	0,1
Método	COL.	AA	AA	AA	AA	AA	AA	VOLUM.	LECO	COLOR.	AA	GRAV	VOL.

Tabela 1 – Análise química da amostra 2309-JB-R-25

De acordo com a legislação brasileira (Portaria n.º 03, de 12 de junho de 1986 – Secretaria Nacional de Defesa Agropecuária), para serem comercializados, os corretivos agrícolas; neste caso particular, o calcário; devem ter no mínimo 38% de CaO+MgO, com PN (Poder de Neutralização) de pelo menos 67%. Desta forma a análise realizada demonstra que, preliminarmente, este calcário possui tais requisitos, com PN = 85,7% e CaO+MgO = 47,1% (ver cálculo abaixo).

$$PN = PN \text{ CaO} + PN \text{ MgO}$$

$$PN \text{ CaO} = 44,9 \% \times 1,79^* = 80,3\%$$

$$PN \text{ MgO} = 2,2\% \times 2,48^* = 5,4\%$$

$$PN = \mathbf{85,7\%}$$

$$\mathbf{CaO + MgO = 44,9\% + 2,2\% = 47,1\%}$$

* estes valores se referem respectivamente aos poderes de neutralização estimados para o óxido de Cálcio (1,79) e óxido de Magnésio (2,48). (Alcarde 1985, Volkswiess et al. 1992 in Rezende 2001)

Dados de Sondagem

Foram previstos cerca de 16 furos com trado motorizado, porém, foi realizado um total de 12 furos, com profundidades variantes de 10 a 5m, resultando num total de 88,56m perfurados com média de 7,38m/furo. A falta de acesso a alguns pontos previstos, assim como a passagem do trado pelo nível freático, foram responsáveis pela não execução de todos os furos previstos.

Variação Litológica

A variação litológica dos furos foi bastante limitada. Em termos gerais, primeiramente ocorre um horizonte rico em húmus, que grada para horizontes areno-argilosos amarelados e/ou esbranquiçados, os quais se intercalam e/ou gradam para horizontes argilo-arenosos e argilosos. Estes últimos geralmente constituem o nível do lençol freático. Níveis lateríticos também são comuns.

Conclusões e Recomendações

Em se considerando a existência e continuidade da ocorrência de calcário de São Vicente em direção à porção oeste da margem esquerda do médio curso do rio Marapanim, a mesma deve ser variável em sua espessura, assim como também é variável a espessura do capeamento sedimentar sobrejacente à mesma. É sabido que a Formação Pirabas apresenta algumas interdigitações com o Grupo Barreiras. Assim sendo, a ocorrência poderia ser vista como uma lente carbonática dentro do pacote sedimentar daquele grupo, deste modo, restrita ao local de ocorrência.

A utilização do trado motorizado se mostrou ineficiente para o objetivo almejado. Primeiramente pelo fato de que o capeamento do Grupo Barreiras (embora estando assentado em um terreno estável) apresenta comportamento variável em termos de espessura, o que para o alcance de perfuração do trado – máximo de 10,30m – já se torna um fator bastante limitante. Um segundo complicador é a ausência de revestimento durante a perfuração, de forma que, como os locais a serem perfurados respeitaram a cota de 20m; considerando as variações de poucos metros acima ou abaixo desta; quase todos os furos apresentavam drenagens em suas cercanias. Invariavelmente o lençol freático era alcançado ocorrendo desmoronamento e impedimento do avanço das manobras de recuperação.

Deste modo torna-se claro a necessidade da utilização de uma sonda rotativa do tipo Winkie, pois além de se descartar a possibilidade de desmoronamentos, a profundidade atingida de perfuração será muito além dos 10,30m alcançados pelo trado motorizado. Em associação à sonda rotativa podem ser realizadas sondagens elétricas verticais, observando-se o comportamento das rochas carbonáticas para este tipo de equipamento.

A extensão estimada de 500 m do corpo aflorante, com espessura superior a 2 m, realça o grau de importância e a necessidade de caracterização da “camada”, haja visto que recentemente na região nordeste do Pará, têm sido pesquisados depósitos de calcário, como o de Nova Canindé (SEICOM 2002), no município de Bragança, com reserva total da ordem de 12 milhões de toneladas (CaO 39,7% e MgO 1,1%); além do município de Quatipuru, com expectativa de reserva bem superior ao de Nova Canindé (*inform. pessoal*).

Referências

- Damasceno B. C., Souza A. N. 1973. Projeto Materiais Industriais. Relatório Final, V.1, Belém, CPRM.
- Rezende N.G.A.M. 2001. Insumos Minerais para Agricultura e Áreas Potenciais nos Estados do Pará e Amapá. In: Informe de Recursos Minerais, Belém, CPRM, 57 p., (Série Insumos Minerais para Agricultura 10).
- SEICOM 2002. A jazida de calcário de nova Canindé. Município de Bragança-Pará. Relatório Final de Pesquisa. DNPM n. 850.457/2000, CD-ROM.

O METACALCÁRIO DOLOMÍTICO DA CALPARÁ – SANTANA DO ARAGUAIA SUL DO PARÁ

¹Edesio M. B. Macambira & ²Samuel F. Setton

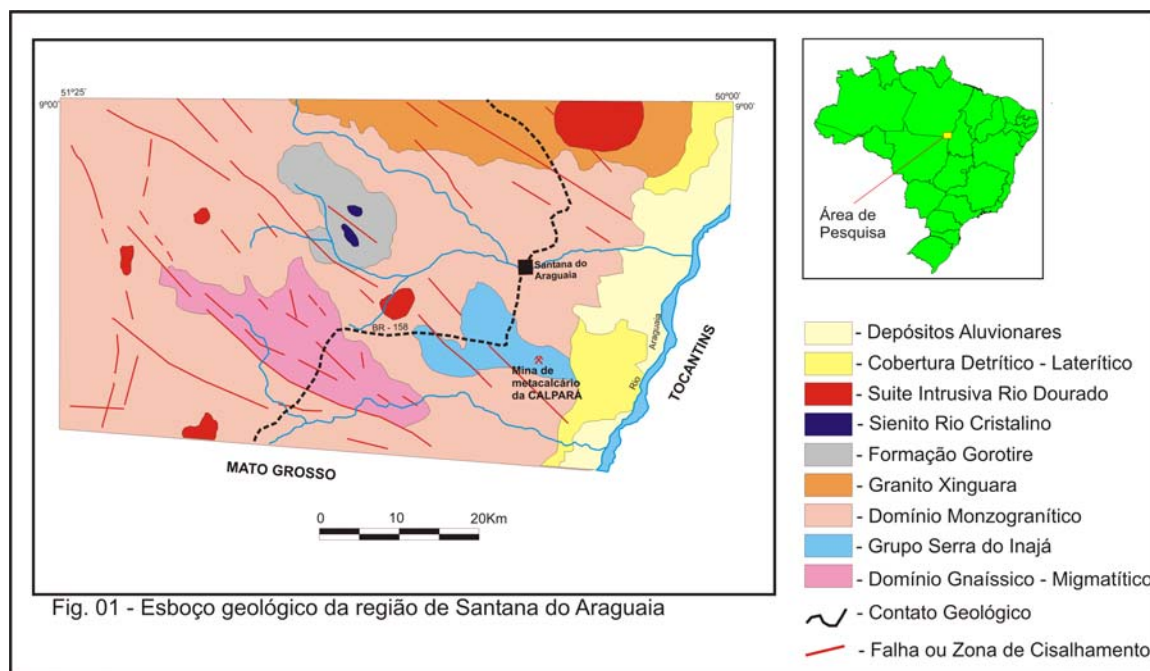
¹CPRM-Belém. emacambira@be.cprm.gov.br

²CALPARÁ. samuelsetton@yahoo.com.br

Introdução

A mina da CALPARÁ localiza-se no município de Santana do Araguaia, na região limítrofe do Pará com os estados do Tocantins e Mato Grosso ($9^{\circ}33'59''$ S/ $50^{\circ}21'49''$ WGr.) e, mais particularmente, situa-se nos domínios da Fazenda Santa Fé (Fig. 1). Segundo os moradores da região as primeiras notícias sobre a ocorrência de calcário datam de 1969. Desde então, várias empresas realizaram investigações preliminares nessa ocorrência: IDESP, Projeto RADAM, DOCEGEO e CPRM. Pesquisas em maior detalhe foram efetuadas pela PARAMINÉRIOS e pela primeira proprietária da mina a Companhia Agro Pastoral do Araguaia. No ano de 2002 esta companhia negociou o depósito com o Grupo Cabrera e foi criada a Exploração de Mina e Comércio de Calcário Ltda – CALPARÁ, que é a atual proprietária. As operações de lavra iniciaram em 2003.

Este trabalho baseia-se em parte dos resultados obtidos pelo Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará, em execução pela CPRM.



Aspectos Geológicos Regionais

Sob o ponto de vista geotectônico a mina de metacalcário está localizada na porção sul do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria - sudeste do Cráton Amazônico (Fig.1). Predomina na área de estudo um conjunto de granitóides representados por rochas de tonalidades cinza, de granulação média e de aspecto isotrópico a insipientemente folheado, designados de monzogranitos, leucomonzogranitos e biotita monzogranitos; este conjunto está sendo informalmente designado de Domínio Monzogranítico. Neste conjunto apesar de predominarem os monzogranitos estão presentes vários granitóides, os quais poderão ser

individualizados em mapeamentos mais detalhados. Associado ao Domínio Monzogranítico está presente uma faixa de rochas supracrustais constituída de quartzitos, xistos, filitos, ardósias, formação ferrífera bandada, rochas carbonáticas e metavulcânicas básicas. Este conjunto está sendo considerado como pertencente ao Grupo Serra do Inajá (Ianze *et al* 1980) de idade mesoarqueana. Na porção sudoeste do Domínio Monzogranítico ocorre uma faixa de rochas gnáissicas e migmatíticas, classificadas como leucognaisse tonalítico, leucognaisse granodioríticos, biotita-granodiorito gnaisse e biotita-monzogranito gnaisse. Este conjunto está sendo informalmente designado de Domínio Gnáissico Migmatítico. No atual estágio da pesquisa não se pode determinar a natureza deste segmento podendo tratar-se de remanescente de um cinturão de cisalhamento ou de um terreno constituído por gnaises ígneos (Pons *et al.* 1995).

Na borda norte da região em estudo ocorre o Granito Xinguara (2.865 ± 1 Ma.) representado por leucomonzogranitos, granodioritos e leucosienogranitos. A Suíte Intrusiva Rio Dourado (granitos, granodioritos e adamelitos) é a mais nova entre os granitóides (1.737 ± 50 Ma.), e apresenta-se na forma de pequenos corpos intrusivos no Granito Xinguara e no Domínio Monzogranítico.

Na porção noroeste da região de trabalho ocorre uma seqüência sedimentar, assentada sobre o Domínio Monzogranítico, litologicamente constituída de quartzo-arenitos, arcóseos, grauvacas e siltitos denominada de Formação Gorotire, de idade paleoproterozóica. Intrudido nesta unidade observa o Sienito Rio Cristalino, de idade paleoproterozóica, constituído por dois corpos representados por sienitos, quartzo-sienitos, dioritos, granitos e andesitos.

Em diversos locais da área de trabalho são observados corpos gabróicos e diques de diabásio; estes últimos estão sendo admitidos como de idade mesozóica, enquanto que os primeiros ainda não possuem um posicionamento estratigráfico definido. Na porção oriental da região em estudo ocorrem duas faixas peneplanizadas que constituem uma Cobertura Detritico-Laterítica, de idade Terciária. Ao longo do Rio Araguaia estão presentes sedimentos argilo-siltico-arenosos, inconsolidados, representantes de uma extensa sedimentação quaternária.

De uma maneira generalizada verifica-se, uma proeminente estruturação regional segundo NW-SE, representada por feixes de falhas e zonas de cisalhamento.

Geologia do Depósito

A mina de metacalcário da CALPARÁ localiza-se em uma colina com altura de 15m a 25m, com cerca de 600m de comprimento e uma largura de 70m a 200m. Apresenta uma forma alongada segundo a direção NE-SW. Baseado em dados de sondagens executadas pela Companhia Agro Pastoril do Araguaia a camada de metacalcário possui uma espessura superior a 35m.

A camada de metacalcário apresenta-se falhada, em razão do que sua direção varia de $N40^\circ - 80^\circ$ E. O mergulho oscila entre $20^\circ - 30^\circ$ para SE, entretanto alguns blocos apresentam mergulhos fortes ($50^\circ - 70^\circ$) para NW. As falhas estão orientadas principalmente segundo: $N10^\circ - 30^\circ$ W e $N75^\circ$ W. Estas exibem pequenos rejeitos (<30m) e são tidas como normais.

O metacalcário exhibe, predominantemente, as tonalidades cinza, esbranquiçada e amarelada, porém, a coloração cinza média é a mais abundante. Exibe uma granulação fina a muito fina, com uma estrutura laminar paralela a sub-paralela, de espessura milimétrica a centimétrica

Salienta-se a presença de níveis de metacalcário maciço. Alguns níveis apresentam evidências de recristalização; outros exibem uma foliação indicada pela orientação das micas. Em lâmina petrográfica observam-se cristais poligonizados, com >90% de carbonatos (Ca e Mg), organizados em uma textura granoblástica fina. Como minerais acessórios destacam-se a muscovita, sericita e clorita, que ocorrem como finas e pequenas palhetas, subédricas,

preferencialmente orientadas; o quartzo apresenta-se como cristais isolados ou agregados dispersos na massa carbonática; os minerais opacos ocorrem como milimétricas pontuações, dispersos na massa rochosa, representadas por sulfetos e óxidos-hidróxidos de Fe.

Intercalados na seqüência carbonática estão presentes níveis centimétricos de metassiltitos, que acompanham o acamadamento do metacalcário. Horizontes grafitosos e formação ferrífera bandada também intercalam-se nesta seqüência carbonatada (PARAMINÉRIOS). Essa seqüência assenta-se concordantemente sobre um conjunto de xistos.

Aspectos Tecnológicos

Os trabalhos de sondagem desenvolvidos pela Companhia Agro Pastoril do Araguaia permitiram calcular uma Reserva Medida de 234.679t e uma Inferida de 390.150t, o que fornece uma Reserva Total de 624.829t. Posteriormente, esta reserva foi ampliada e hoje apresenta uma Reserva Medida de cerca de 1.000.000t e uma Inferida de 2.000.000t (Sr. Enock Benedito Fernandes – Gerente da mina).

Comparando-se os resultados das análises químicas realizadas pela CPRM, PARAMINÉRIOS e Companhia Agro Pastoril do Araguaia pode-se estabelecer as características físico-químicas do metacalcário da CALPARÁ (Tab. 1).

PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS	VALOR MÁXIMO	VALOR MÍNIMO	FAIXA DE VALORES MAIS FREQUÊNTES
CaO (%)	37,40	18,94	28,00-31,00
MgO(%)	19,70	2,50	13,00-19,00
SiO ₂ (%)	56,15	2,50	4,00-10,00
Fe ₂ O ₃ (%)	2,70	0,18	0,40-1,00
Al ₂ O ₃ (%)	2,70	0,27	0,90-1,90
P ₂ O ₅ (%)	0,21	0,04	0,05-0,07
PN(%)	103,00	87,50	89,00-96,00
PF(%)	44,49	17,66	40,00-44,00
Densidade(g/cm ³)	2,84	2,75	2,78-2,80

Tabela 1 – Características físico-químicas do metacalcário da CALPARÁ

Com essas especificações pode ser enquadrado como Calcário Dolomítico (Ministério da Agricultura – Decreto N° 75583 de 09.04.95). Desta maneira, pode ser utilizado principalmente como corretivo de solos, e em segundo plano na cerâmica, siderurgia, perfumaria e na fabricação de tintas e vernizes (Minérios de Pernambuco, 1987).

O metacalcário da CALPARÁ está sendo britado, moído e vendido, como corretivo de solo, para os agricultores e os pecuaristas da região vizinha ao depósito.

Considerações e Conclusões

Com relação ao posicionamento geotectônico, a mina está nos domínios do Terreno Granito-Greenstone do Rio Maria, visto que, a camada de metacalcário está associada a metamorfitos (clorita xisto, sericita xisto e meta-siltitos) pertencentes ao Grupo Serra do Inajá. Salienta-se o ineditismo da presença de camadas de metacalcário nos *greenstone belts* da porção sul do Cráton Amazônico. Como a camada de metacalcário está associada às rochas do Grupo Serra do Inajá de idade mesoarqueana (Faraco *et al*, 2004), admite-se que esta também seja a idade do metacalcário.

As características da estratificação plano-paralela, a fina granulometria do metacalcário e a ausência de material argiloso são sugestivos de que calcário depositou-se em um ambiente marinho. A ausência nos afloramentos de marcas de onda e estruturas de corais sugere que não se tratava de um mar raso. Esta afirmação está de acordo com os estudos de

Cameron & Baumann 1972 (*in*: Condie 1981), para os quais, a sedimentação dos carbonatos em bacias de *greenstone belt* está principalmente confinada a bacias oceânicas profundas. A centimétrica espessura dos estratos e os níveis de siltitos intercalados no metacalcário sugerem uma periódica mudança nas condições deposicionais.

A análise petrográfica demonstra que as micas (muscovita, sericita e clorita) ocorrem em palhetas de semelhante tamanho (~0,3mm) e hábito (subédrico) e dispostas preferencialmente de maneira unidirecional. Portanto, as micas não são detriticas, logo sua origem está relacionada ao próprio metacalcário. Neste caso, a origem das micas está relacionado às transformações das impurezas argilosas, existentes na seqüência carbonática, através de um processo metamórfico que atingiu o calcário. O carbonato que constitui o metacalcário da CALPARÁ é a calcita espática a qual normalmente está relacionada à presença de evento metamórfico. Portanto, a presença de micas e da calcita espática é indicativa de que a camada de metacalcário foi submetida a um evento metamórfico de baixo grau (xisto verde baixo).

A mina de metacalcário da CALPARÁ ocupa uma posição geográfica de estratégica importância econômica, visto que se situa em uma região de crescente atividade agrícola e distante dos grandes centros fornecedores. Outro fato a salientar é que o metacalcário apresenta os mais altos teores de MgO (13%-19%), entre as minas da Amazônia. Em razão do exposto, o Governo do Pará considera, esta mina, como integrante de um dos cinco pólos de calcário para corretivo de solo do Estado. Sendo assim, a produção de pó calcário irá abastecer parte do consumo da região sul da rodovia PA-150 e o extremo sudeste do Pará, que apresenta uma demanda potencial de 2.742.495t (SEICOM, 1996).

Com relação à reserva de metacalcário, embora seja pequena, acredita-se que a mesma ainda pode ser ampliada. Necessita-se, portanto, de estudos geofísicos (eletro-magnético) e de sondagens para determinar o comportamento da camada de metacalcário em subsuperfície. Estes estudos deverão ser acompanhados de estudos de viabilidade, visto que a estratégica posição geográfica-econômica do metacalcário permite a lavra em maiores profundidades do que se poderia esperar para regiões próximas aos centros fornecedores.

Merece ainda ser considerado, que a mina de metacalcário situa-se em uma das regiões de mais baixo nível de conhecimento geológico-metalogenético, do Estado do Pará. Sabe-se ainda, segundo moradores da região, que outras ocorrências de calcário são conhecidas na região de Santana do Araguaia. Apesar de o panorama geológico dessa região não ser favorável para armazenar grandes jazimentos de calcário, reconhece-se que as unidades estratigráficas do Grupo Serra do Inajá e do Cinturão Araguaia são indicadas para a prospecção mineral visando a descoberta de novos depósitos de calcário.

Referências Bibliográficas

- Condie K.C. 1981. Archean Greenstone Belt. Amsterdam. Elsevier. (Developments in Precambrian Geology 3). 434p.
- Faraco M.T.L et al.2004. Folha SC.22 – Tocantins. *In*: C. Schobbenhaus, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Brasília.
- Ianhez A.F., Souza A.M.S., Montalvão R.M.G. de. 1980. Geologia da seqüência vulcânossedimentar da Serra do Inajá – Santana do Araguaia. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 31. Camboriú – SC. *Anais*. 5: 2918-2928.
- Minérios de Pernambuco S/A, 1987 – Calcários de Pernambuco – rochas para fins industriais. Relatório Interno. Recife – Pernambuco.
- PARAMINÉRIOS. Companhia de Mineração do Pará. Programa Insumos Minerais para Agricultura. Alvo Redenção. Relatório de Pesquisa. PARAMINÉRIOS/SEICOM
- Pons J., Barbey P., Dupuis D., Léger J.M. 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Precambrian Research*, 70: 281-301.
- SEICOM, 1996 – Viabilidade para a Implantação de Unidades Moageiras de Calcário e Fosfato do Pará – Governo do Pará – SEICOM Relatório Interno. Belém – Pará. 29p.

OCORRÊNCIA DO ARENITO MANAUS NOS SEDIMENTOS DE VÁRZEA DO RIO SOLIMÕES

Miguel M. de Souza

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM/ Manaus-AM. miguel@ma.cprm.gov.br

Resumo

O arenito Manaus constitui níveis litificados com cimento silicoso/ferruginoso intercalados nos sedimentos terciários da formação Alter do Chão. Em Manaus, este arenito é a principal fonte de britas usadas em construções civis. Suas mais exploradas ocorrências são encontradas, sobretudo, ao longo das margens do rio Negro sob a cidade de Manaus e em suas proximidades. A confirmação da notícia de ocorrências encobertas pelos sedimentos de várzea na margem direita do rio Solimões, foram confirmadas e documentadas em maio de 1999. Nas épocas dos picos das cheias do rio Solimões, tais afloramentos tornam-se submersos. Suas melhores exposições ocorrem nos meses de vazante (outubro/novembro/dezembro). Dadas as suas pequenas dimensões, tais ocorrências não podem ser cogitadas de exploração como material de construção.

Abstract

The Manaus sandstone constitutes levels hardened with siliceous/ferruginous cement intercalated in the tertiary sediments of the Alter do Chão formation. In Manaus, this sandstone is the main source of used broken stones in civil constructions. Its more explored occurrences they are found, over all, to long of the edges of the Negro river under the city of Manaus and in its neighborhoods. The confirmation of the notice of occurrences hidden for the recent sediments in the right edge of the river Solimões, had been confirmed and registered in May of 1999. At the time of the peaks of the full ones of the river Solimões, such outcrops become submerged. Its better expositions occur in the ebb tide months (october/november/december). Given its small dimensions, such occurrences cannot be cogitated of exploration as material of construction.

Localização

A ocorrência relatada, está localizada a 9km SE da cidade de Manaus, no município do Careiro da Várzea, à margem esquerda do igarapé Bindá afluente do rio Solimões pela margem direita, com acesso unicamente fluvial, conforme dados de GPS abaixo:

Arenito Manaus no ig. Bindá S 03° 14' 19,4" W 59° 53' 03,6"

Foz do igarapé Bindá S 03° 14' 22,5" W 59° 53' 37,1"

Do porto do Careiro para a foz do ig. Bindá: N271° - 2.800m

Da foz do ig. Bindá para o afloramento: N 85° - 1.040m

Geologia Local

Os arenitos, siltitos e argilitos (Albuquerque, O. R. 1922), constituem a Formação Manaus (arenito Manaus) de idade Plio-Pleistocênica. Constituindo camadas horizontais com espessura contínua (Souza, M. M. de, 1974) de até 21 metros apresentando fácies locais de natureza silicosa ou argilosa. Contém estratificação cruzada e coloração vermelha ou roxa que torna-se branca quando submetida à ação das águas ácidas locais, perdendo assim a sua coerência.

Coube a Kistler P. (1954) a introdução da denominação formação Alter do Chão.

O Projeto Argila Manaus (Damião, R. N. 1972) da CPRM, numa área de 12.000 km² nos arredores da cidade de Manaus, mostraram que os sedimentos aí aflorantes, são de idade cenozóica sendo que as litologias Pliocênicas são representadas pela Formação Alter do Chão que é constituída de sedimentos areno-argilosos lateríticos inconsolidados e pelo Arenito Manaus que é formado por siltitos, argilitos e arenito propriamente dito.

Os depósitos de várzea (Souza, M. M. de, 1972) constituídos por sedimentos argilosos e siltico-argilosos são encontrados constituindo as ilhas e as margens dos rios Amazonas e Solimões. Trata-se de depósitos de finas camadas de argilas, siltes e minerais micáceos ocorrendo também areias de granulação muito fina. As argilas apresentam uma coloração cinza ou azulada e as análises por difração de Raios X revelaram tratar-se de caulinita contendo juntamente montmorilonita com traços de vermiculita e clorita, além de minerais menos freqüentes, tais como feldspato e boemita.

A formação Solimões ocorre, ao sul das terras banhadas pelo igarapé Bindá, sobrepondo-se à formação Alter do Chão, sendo constituída predominantemente por argilas de cor cinza, intercaladas por finos níveis de silte e raros níveis de areia muito fina.

Detalhes da Ocorrência

Rocha de cor amarelo-esbranquiçado com manchas de cor amarelo ocre e pontos de cores brancas e vermelhas.

Sua textura não apresenta orientação. Não tem outras estruturas visíveis, além dos bancos de arenito e apresenta-se apenas a 1m acima da água, nesta época do ano, com o rio cheio, (11/05/1999) com uma cota de 28,15m, constitui um grande lageiro, forma oval alongada com cinquenta metros por vinte metros. Podemos ver depois, na época da seca (18/11/1999, que trata-se de grande afloramento ao longo do igarapé, com uma extensão de aproximadamente 200m, constituindo numerosos blocos e matacões.

Esta rocha, quando inalterada, apresenta coloração vermelha, em função da presença predominante de cimento ferruginoso remanescente da época da deposição em ambiente flúvio-continental altamente oxidante, o qual não permitiu a preservação de fósseis. A presença das águas ácidas ocasiona a lixiviação do Fe e a conseqüente coloração amarela ou branca.

Composição mineralógica: Quartzo, minerais opacos, Zircão, algumas concreções silicosas, cimento silicoso e ou ferruginoso. Classificação: Arenito. Os grãos de quartzo são sub-angulares, angulares e arredondados, com diâmetros de até 2mm.

A presença deste afloramento neste local onde predomina a ocorrência de sedimentos recentes de várzea é explicada pela presença da linha de falha de Educandos/São Raimundo que define as falésias da cidade de Manaus. Deste modo, o arenito se constitui na mesma rocha sedimentar que ocorre na ponta montante da ilha do Marapatá, no rio Negro, a jusante da cidade de Manaus.

As litologias circundantes são constituídas por sedimentos de várzea atual onde predominam argilas, siltitos e areias muito finas.

Considerações Finais

O propósito desta publicação prende-se ao fato de serem desconhecidas, nesta região, outras ocorrências do arenito Manaus em meio aos depósitos detríticos atuais do rio Solimões. As outras inúmeras ocorrências estão distribuídas em permeio aos sedimentos arenoargilosos terciários da formação Alter do Chão.

Considerando-se ser este o único tipo de rocha litificada ocorrente num raio de 100km em torno de Manaus, levando-se em conta o usual costume do sua utilização como material de construção e sabendo-se das suas reduzidas dimensões, faz-se necessária uma contínua

vigilância para que este afloramento não desapareça aos golpes de marreta num espaço de tempo inferior a um mês de exploração.

Referências Bibliográficas

- Albuquerque, O.R. 1922. Reconhecimento dos vales do Amazonas. DNPM, Bol. Serv. Geol. Min., Rio de Janeiro, 3 ;1-84
- Damião, R.N., Souza, M. M. De, Medeiros, M. De F. 1972. *Projeto argila de Manaus*. Manaus: DNPM/CPRM, 65p. (Relatório final).
- Kistrler, P. 1954. Historical resume of the Amazon Basin. BRASIL, PETROBRAS, Relat. Inédito, Belém, nº 104-a.
- Souza, M. M. de, 1972. Contribuição ao estudo sedimentológico da região de Manaus. Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Belém-PA.
- Souza, M. M. de, 1974. Perfil geológico da BR-174 (Manaus-Boa Vista) no trecho: Manaus – Serra do Abonari. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre-Rs.

CARACTERIZAÇÃO DAS ARGILAS QUATERNÁRIAS PARA UTILIZAÇÃO EM CERÂMICA VERMELHA - PÓLO-OLEIRO DE IRANDUBA E MANACAPURU - AM

¹Aroldo F.Aragão, ²Horbe A. M. C., ³Campelo N. S., ⁴Gert R. W

¹Pós-Graduação em Geociências, UFAM. aragao@ufam.edu.br

²Departamento de Geociências da UFAM. ahorbe@ufam.edu.br

³Departamento de Transporte da FT-UFAM. ncampelo@ufam.edu.br

⁴DNPM, Manaus. gertrw@yahoo.com

Introdução

Os depósitos argilosos quaternários encontrados ao longo da rodovia estadual Manuel Urbano (AM-010) que interliga os municípios de Iranduba a Manacapuru-AM, são explorados pela indústria da cerâmica vermelha do pólo oleiro desses dois municípios. A região localiza-se na porção sudoeste da capital amazonense, no baixo curso do rio Negro na confluência com o rio Solimões e são interligados por um eixo hidroviário constituído por balsas e motores regionais (Fig. 1). Nas localidades do Cacau-Pirera e áreas próximas à cidade de Iranduba estes depósitos argilosos mensuram segundo Gert et al. (2000) 35.993 toneladas e que alcançam até 60m de profundidade segundo Campelo *et al.* (2005). Gouvêa (2001) e Damião (1972) associam a ocorrência das argilas da região a velocidade de escoamento das águas dos rios Negro e Solimões, ao pH e também ao regime de cheia que favorece a floculação e precipitação das argilas trazidas em suspensão. Com o intuito de caracterizar os depósitos argilosos da região, este trabalho apresenta os resultados das análises físicas, mineralógicas, químicas e tecnológicas. Vale ressaltar que este trabalho dá subsídios à pesquisa de argilas calcinadas para uso como base de pavimento e como agregados graúdos de concretos estruturais.

Materiais e Métodos

As amostras dos depósitos argilosos foram coletadas em 19 furos de trado e 6 furos de sonda realizados pela Universidade Federal do Amazonas e o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) As áreas escolhidas para o estudo encontram-se na localidade do Cacau-Pirera (área 1), na cidade de Iranduba (área 2) e nas proximidades do Paraná do Ariá (área 3) (Fig. 1). Após as descrições texturais e de cor as amostras foram secas homogeneizadas manualmente e quarteadas. As análises granulométricas foram feitas pela técnica da pipetagem adaptada da lei de Stokes (Mathieu & Pieltain 1997), que obtém as frações areia, silte e argila. Foram realizadas também análises mineralógicas do material total e na fração argila (lâmina) no laboratório de Difração de Raios-X, do Departamento de Geociências da UFAM, utilizando o difratômetro Shimadzu modelo XRD 6000, com tubo $\text{CuK}\alpha$.

Para as análises químicas dos óxidos maiores totais foi utilizada abertura alcalina. O SiO_2 e PF (Perda ao fogo) determinou-se por gravimetria; Al_2O_3 por tritimetria, Fe_2O_3 , TiO_2 e P_2O_3 por colorimetria, Na_2O , K_2O , CaO e MgO por abertura ácida com espectrometria de absorção atômica de. Os elementos traços Ba, Be, Cd, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Sc, Sr, Zn, Zr, Y, Co, Pb, V, Bi, Sm, W, La, B e Mn, foram analisadas por ICP, Ag, As e Sb por absorção atômica a partir da geração de vapor a frio. Todas as análises foram feitas no laboratório da Lakefield Geosol Ltda com exceção de carbono (C) e FeO, que foram analisadas no laboratório de Geoquímica da Universidade Federal do Amazonas.

Os ensaios cerâmicos estão em andamento na Faculdade de Tecnologia da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), possuindo no momento os resultados dos

índices de Atterberg, seguindo os padrões da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT).

Geologia

A área de estudo está inserida na bacia do Amazonas no baixo curso do rio Negro. Pertence ao Planalto Dissecado Rio Trombetas – Rio Negro, com idade neopleistocênica (Radambrasil, 1978). A Formação Alter do Chão de idade Cretáceo Superior (Dino *et al.*, 1999) é a única unidade realmente descrita na área, além de ter grande expressão areal. No topo dessa unidade encontram-se extensas crostas lateríticas e latossolo amarelo, análogos aos descritos por Fernandes Filho *et al.* (1997) e Horbe *et al.* (2001). Os sedimentos aluvionares quaternários ocorrem nas planícies de inundação e várzeas da área, apresentam horizontes de coloração cinza-esbranquiçada com tons avermelhados e são ricos em matéria orgânica, geralmente mosqueada com estrutura maciça. O contato entre os depósitos aluvionares quaternários e os sedimentos silicificados da Formação Alter do Chão é brusco.

Características Granulométricas e Mineralógicas

No Cacau-Pirera foram identificadas três grupos (Figura 1a), no primeiro o material é mais argiloso entre 50% a 70% de argila, 25% a 45% de silte e areia em até 30%. Outro conjunto de amostras foi identificado pelo predomínio da fração silte que variou entre 50% a 60%, argila entre 40% a 50% e com até 15% de areia e no último conjunto as amostras apresentaram maior quantidade de material arenoso entre 35% e 55%, argila entre 35% e 55% e silte com 15% a 25%, a cor da maioria dessas amostras apresenta aspecto mosqueado. Em Iranduba, foi estudado um perfil e sua distribuição granulométrica é mais homogênea e variou entre 60% e 70% de argila, 20% a 30% de silte e areia entre 5% e 15% (Figura 1b), a cor das amostras variou entre cinza a cinza-avermelhado. No Paraná do Ariaú foram estudados quatro furos, com forte predomínio da fração argila entre 50% e 70%, seguido de silte entre 25% e 40% e areia entre 5% e 25% (Figura 1c).

No Cacau-Pirera a caulinita é o argilomineral mais abundante seguido por quartzo, illita, muscovita, nontronita, goethita, montmorillonita e beidelita, ocorrem ainda em baixos teores pirofilita e paragonita. Em Iranduba a distribuição mineralógica compreende a nontronita, seguida por caulinita, quartzo, illita, goethita e paragonita. No Ariaú a caulinita predomina e é seguida por quartzo, nontronita, montmorillonita, illita, goethita e paragonita. Em todas as amostras analisadas na difração de raios-X, não foi possível determinar o índice de Hinckley das caulinitas, o que indica alto grau de desordem estrutural (mal cristalizadas).

Características Químicas Óxidos Maiores

Na região de estudo o SiO_2 e o Al_2O_3 são os elementos mais abundantes, seguido por Fe_2O_3 , perda ao fogo (PF), carbono (C), TiO_2 , álcalis, FeO e MnO. Os depósitos do Cacau-Pirera se diferenciam pela maior abundância de Al_2O_3 (10,6%-24,7%), TiO_2 (0,82%-1,5%) e PF (4,1%-9,22%), especialmente no topo dos perfis e pelos mais baixos teores de álcalis, Fe_2O_3 , P_2O_5 , MnO e FeO. Iranduba caracteriza-se pelo predomínio de Fe_2O_3 (6,2%-6,7%), P_2O_5 (0,16%-0,22%), FeO (0,43%-1,0%) e C (0,81%-2,60%) na base dos furos, enquanto SiO_2 e PF são os mais baixos. No Ariaú SiO_2 (67%-83,6%) apresenta o maior teor, principalmente no topo dos furos, enquanto Al_2O_3 e TiO_2 os menores teores. Elementos Traços Ag, Bi, Mo, Sb, Sn e W nas três localidades em estudo apresentaram teores próximos ou abaixo do limite de detecção. As, Be, Cd, La, Mn, Pb, Y e Zn, em algumas amostras, estão acima da média crustal os demais estão abaixo. Na região de Cacau-Pirera foi identificado como elementos predominantes La (11 a 69 ppm) e Y (6,1 a 68 ppm), em Iranduba o Cd (4,3 ppm), Co (13 ppm), Cr (20 ppm), Cu (23 ppm), Li (16 ppm), Mn (1000 ppm), Ni (18 ppm), Sr (29 ppm), Zn (73 ppm) e Zr (73 ppm), enquanto são mais elevados no Ariaú Ba (14 a 147

ppm) e Be (1,3 a 3,8 ppm) tem maior concentração. As, Pb, Sc e V com teores similares nas três áreas.

Características Tecnológicas

Os ensaios de limite de plasticidade, limite de liquidez e o índice de plasticidade (Índices de Atterberg), foram realizados, visando o aproveitamento econômico dos depósitos argilosos. Os ensaios determinaram valores médios entre 22% e 39% em Cacau-Pirera, 30% em Iranduba e 44% no Ariaú, que classifica as amostras estudadas em altamente plásticas, sabendo que só este parâmetro não determina a qualidade e uso do material na indústria da cerâmica vermelha, os estudos estão avançando para caracterização completa do material.

Conclusão

A região apresenta grande disponibilidade de argilas quaternárias sub-atuais, predominantemente caulínicas o que favorece a sua extração para fabrico da cerâmica vermelha.

Os depósitos em Cacau-Pirera e Ariaú com maior proporção de SiO₂ e álcalis permitem somente a fabricação de tijolo, especialmente no primeiro, pois a sua heterogeneidade de cor em função dos manchamentos provocados pelo Fe que geram cerâmica de menor qualidade comercial. Contudo, os teores mais elevados em SiO₂ facilitam em parte a vitrificação. Em Iranduba a mineralogia caulínica, a presença de nontronita e os teores mais elevados de álcalis, além do material ter cor homogênea (cinza-escuro a cinza-avermelhado) favorece a fabricação de telhas. O Índice de Atterberg revelou alta plasticidade de todas as amostras analisadas o que causa maior quantidade de água na sua conformação podendo retardar o processo de secagem e gerar defeitos nas peças queimadas.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao DNPM-Manaus, CPRM-Manaus, pelas amostras cedidas e pelas análises químicas assim como a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado do Amazonas (FAPEAM) pelo apoio financeiro na concessão de bolsa de mestrado ao 1º autor.

Referências

- Campelo *et al.*. 2005. Elaboração do Estudo de viabilidade técnica, econômica e comercial.
- Damião et all.. 1972. Projeto Argila Manaus – Convênio DNPM – CPRM. p. 44.
- Dino *et al.*. 1999. Simp. Sobre o Cretáceo do Brasil and Simp. Sobre el Cretácico de América del sur. p. 557-65.
- Fernandes Filho *et al.* 1997. Geociências, 16: 9-33.
- Gert et all.. 2000. Projeto Argila - Relatório do DNPM, Manaus. p. 23.
- Gouvêa 2001. A exploração de minerais aplicados à construção civil na região metropolitana de Manaus e alguns aspectos ambientais. p. 27.
- Horbe *et al.*. 2001. Contribuições a Geologia da Amazônia 2: 148-176.
- Mathieu C. & Pieltain F., 1997. Analyse Physique Des Sols – Méthodes choisies – p. 38 – 50.
- Radambrasil, 1978. Levantamento de Recursos Naturais. Folha AS.20 – Manaus. DNPM. v.19:747.

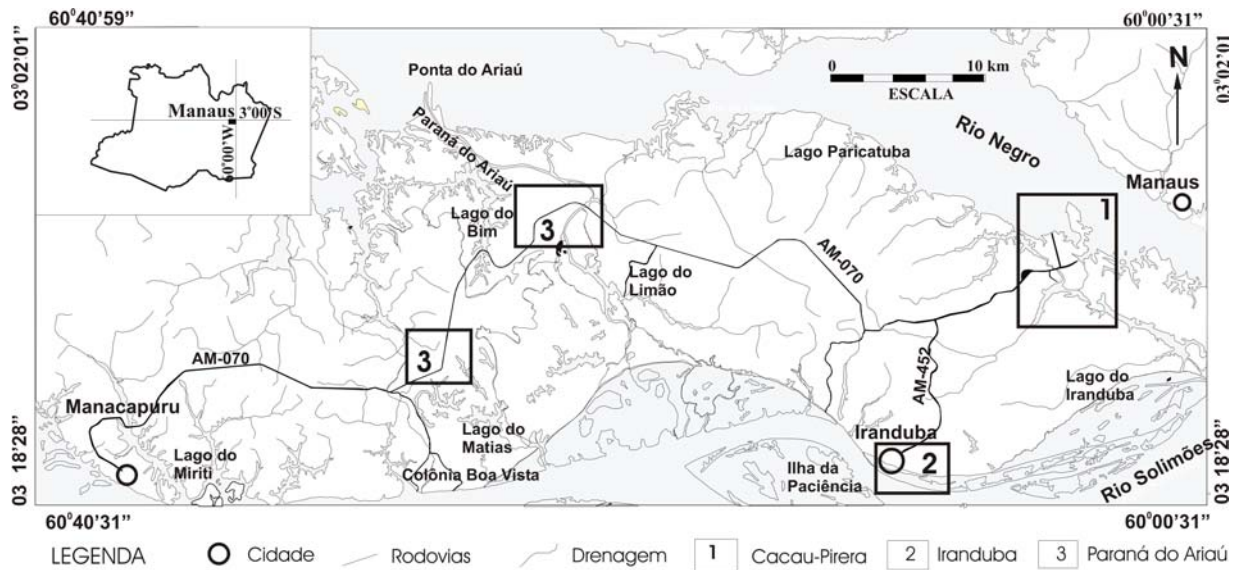


Figura 1. Mapa de localização das áreas de estudo.

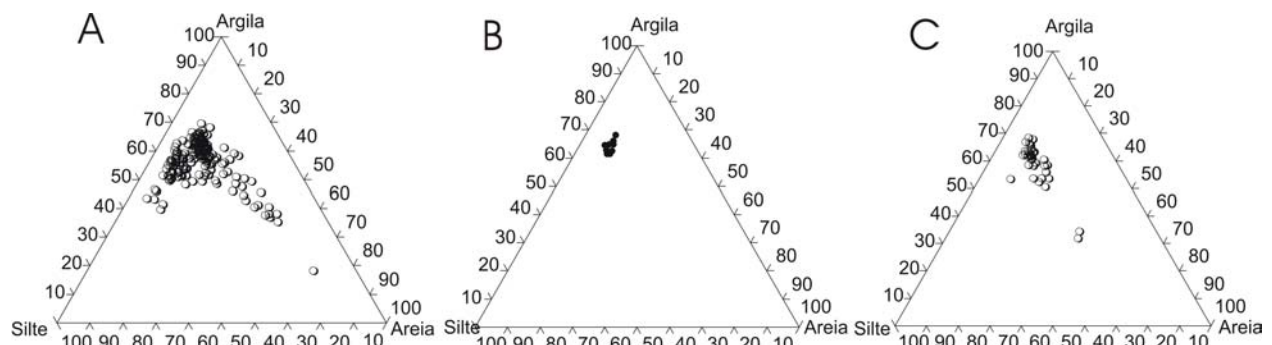


Figura 2. Distribuição granulométrica dos sedimentos: (A) Cacau-Pirera, (B) Iranduba e (C) Ariáú.

Tabela 1. Composição química dos sedimentos estudados.

	Amostra	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	MgO %	CaO %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	Na ₂ O %	K ₂ O %	MnO %	P.F. %	C %
Cacau-Pirera	CRS-0,27	67,70	18,20	4,50	0,14	0,29	< 0,01	0,93	0,028	< 0,10	0,84	< 0,01	7,35	2,11
	CRS-2,60	75,10	15,90	2,70	0,14	0,28	< 0,01	0,88	0,03	< 0,10	0,90	0,01	5,69	1,98
	CRS-3,50	72,90	15,10	5,20	0,29	0,22	< 0,01	1,10	0,043	< 0,10	0,90	0,02	5,59	0,87
	CSA1-0,70	63,40	21,70	3,80	0,14	0,45	< 0,01	1,30	0,044	< 0,10	0,73	0,01	9,05	3,02
	CSA1-2,60	70,10	18,40	2,50	0,14	0,31	< 0,01	1,20	0,022	0,10	0,62	0,01	6,86	0,70
	CSA1-3,00	57,90	24,70	5,50	0,14	0,96	0,03	0,97	0,059	0,27	1,70	0,01	8,91	1,44
	CSA1-5,40	61,80	23,10	4,80	0,14	0,66	< 0,01	1,50	0,082	< 0,10	0,49	0,02	9,22	1,08
CSA1-7,40	82,50	10,60	2,00	0,14	0,38	0,02	0,82	0,049	< 0,10	0,55	0,01	4,10	1,03	
Iranduba	F1-2,00	66,00	16,10	6,20	0,43	1,50	1,10	0,90	0,160	1,40	2,00	0,13	5,42	1,62
	F1-6,50	63,50	17,40	6,40	0,86	1,60	1,10	0,90	0,180	1,20	2,20	0,10	---	2,62
	F1-8,00	64,10	17,10	6,70	1,00	1,50	1,10	0,93	0,220	1,40	2,10	0,14	5,81	2,82
Ariáú	F4-3,50	70,70	14,40	5,00	0,14	0,96	0,50	0,75	0,079	0,53	1,70	0,04	5,60	1,33
	F4-4,50	83,60	8,40	2,10	0,14	0,34	0,13	0,80	0,022	< 0,10	0,39	0,02	3,94	1,68
	F4-6,00	68,10	15,30	5,90	0,14	0,60	0,11	0,90	0,035	0,18	1,00	0,02	6,95	1,44
	F4-9,50	71,00	14,80	3,80	0,43	1,10	0,46	0,89	0,089	0,92	2,00	0,03	5,28	2,22
	F4-10,50	71,10	15,20	3,70	0,57	1,10	0,50	0,87	0,095	1,10	2,10	0,03	5,04	2,6
	CV-0,10	80,00	7,40	2,80	0,72	0,29	0,05	0,95	0,053	< 0,10	0,36	< 0,01	8,29	---
	CV-1,10	69,40	17,10	5,60	0,14	0,39	0,02	0,97	0,047	< 0,10	1,30	0,02	6,08	1,44
	CV-4,80	72,20	14,30	5,50	0,14	0,64	0,01	0,79	0,058	< 0,1	1,10	0,01	5,25	0,81
CV-7,40	67,00	17,00	6,50	0,29	1,10	0,26	0,92	0,120	0,28	2,00	0,04	6,18	0,81	

OS DISTRITOS MINEIROS DO ESTADO DO PARÁ

José L. B. Rodrigues¹, José M. de A. Carvalho², Xafi da S. J. João²

¹DNPM-Departamento Nacional de Produção Mineral. jluiz@globo.com

²CPRM-Serviço Geológico do Brasil. xafi@bc.cprm.gov.br

Este trabalho mostra as regiões que contêm mineralizações conhecidas no Estado do Pará, às quais se atribui o “status” de **Distrito Mineiro (DM)**, sem a conotação de subdivisão de Província Metalogenética, nem de explotabilidade. Os DM's foram delimitados em função da concentração de jazimentos minerais e da densidade de títulos de direitos minerários. Para cada DM foi elaborada uma base geológica simplificada contendo a localização e o “status” (ocorrência, garimpo, depósito ou mina) das mineralizações. São apresentadas as reservas de minérios/teores e a tipologia de cada jazimento; além da produção, valor da comercialização, tributos e encargos, em cada DM. Também foi elaborado estudo sobre a situação legal do subsolo, quantificando-se o número de áreas oneradas pelo setor mineral. Finaliza-se com abordagens sobre a economia mineral do Estado do Pará. As fontes de informação para este trabalho, foram: relatórios do DNPM, relatórios de Empresas de Mineração, relatórios da CPRM, publicações diversas e informações verbais de técnicos de Empresas, de Mineração.

No total, constituem 16 DM'S (Fig.1), sendo nove potenciais (Tab.1) e sete produtivos (Tab.2). Os DM's e seus respectivos domínios geológicos, sob o conhecimento atual, são: **Nordeste do Pará-Grande Belém e Gurupi**, compreendem o cráton São Luiz, cinturão Gurupi e as bacias Bragança-Viseu e Marajó; **Paragominas-Capim**, situa-se nas bacias do Marajó e Grajaú; **Araguaia-Tocantins**, no cinturão Araguaia e fração da bacia do Parnaíba; **Carajás**, no terreno gnáissico-“greenstone”-granitóide de Carajás; **Rio Maria e Inajá**, no domínio granito-greenstone de Rio Maria; **São Feliz do Xingu**, nos domínios Carajás e Rio Maria; **Iriri-Curua**, sobre associações vulcano-plutônicas; **Tapajós**, no orógeno Tapajós; **Itaituba e Placas-Uruará**, na bacia do Amazonas; **Três Palmeiras**, no terreno Bacajá (possíveis arcos magmáticos com intenso retrabalhamento); **Trombetas-Jurutí**, na bacia do Amazonas; **Monte Alegre**, no orógeno Carecuru-Paru e bacia do Amazonas e **Almeirim-Ipitanga**, no cinturão Jarí, orógeno Carecuru-Paru e bacia do Amazonas



Figura 1



Figura 2

DM	Au	Cr	Ni	P ₂ O ₅	Sn	Si O ₂	Ti O ₂	WO ₃	Baux.	Calç.
Gurupi	70x10 ⁵			51x10 ⁵						
Arag.Tocant		2000	12x10 ⁶			64x10 ⁶		50x10 ³		58x10 ⁶
R. Maria	30x10 ⁵									30x10 ⁵
Inajá	ga		12x10 ⁶		81x10 ⁶					
S. F. Xingu	626									17x10 ⁸
Iriri-Curua				20x10 ⁷			50x10 ⁸			20x10 ⁶
Pla.-Uruará										
M. Alegre										
Alm. Ipitin.	ga								87x10 ⁶	

Tabela 1 – Distritos Mineiros – Reservas de minério (t). ga: intensa garimpagem

O Estado do Pará precisa ser conhecido geologicamente, pois contém diversificados ambientes geológicos, indicativo de um amplo espectro de potencialidade metalogenética. Para isto, urge uma estratégia de cobertura aerogeofísica, para dar prosseguimento aos levantamentos geológicos e continuidade ao processo de geração de jazidas; além de fornecer conhecimento de seu subsolo, para domínio, controle e gerenciamento pelos brasileiros e paraenses de suas riquezas reais e potenciais. O pré-requisito para esse conhecimento é o levantamento geofísico (em malha adequada a uma resolução compatível com a atratividade exploratória), complementado pelo mapeamento geológico e reconhecimento geoquímico, no terreno.

O histórico dos indicadores econômicos, com destaque para a participação do setor mineral no PIB, da receita tributária e na pauta de exportações, mostra o Estado do Pará como tendo uma economia, predominantemente, vinculada à sua ampla base de recursos minerais reais. Nesse contexto, é ampla a participação da CVRD na produção e comercialização de ferro, manganês, cobre, ouro, bauxita e caulim, além de alumina e alumínio. E, a contar com a produção, em breve, de níquel do Vermelho (DM Carajás) e do Onça-Puma (DM S. Félix do Xingu), e de bauxita (DM's Paragominas-Capim e Trombetas-Jurutí); além da intensa pesquisa realizada (ou em fase exploratória) pela CVRD, no Distrito Cupro-aurífero de Carajás, com resultados positivos a nível de depósitos/alvos, o Estado do Pará, a curto-médio prazo, atingirá o topo do "ranking" mineral nacional, contribuindo fortemente para a economia brasileira.

Contudo, por decorrência de políticas nacionais, o Pará tem assistido a uma declinante arrecadação tributária, relativa ao ICMS e ao IOF (embora com uma crescente evolução da CFEM), sem políticas compensatórias para o Estado. Em paralelo, a vocação mineral paraense continua atraindo inversões financeiras, carreando para o Estado, nos últimos quatro anos, mais da metade do total dos investimentos em pesquisa mineral no Brasil, centradas principalmente no DM Carajás e dirigidas, sobretudo à pesquisa de cobre e ouro.

É inegável a contribuição da mineração para o crescimento econômico e para o desenvolvimento social em bases sustentáveis, particularmente, nos municípios onde a atividade minerária, produtiva e organizada, tem suas operações, contribuindo para o incremento do IDH, como ocorrem em Parauapebas, Oriximiná e Barcarena. De qualquer forma, a ocupação pela mineração organizada é vantajosa; pois possibilita o controle da poluição ambiental, a circulação de renda e geração de empregos (diretos e indiretos); bem como ocupa espaço favorável ao combate do narcotráfico, do contrabando e da grilagem de terras.

A história, as características e a importância da mineração paraense denunciam que, além de ser a atividade econômica mais destacada do Estado, possui a função e o suporte para um projeto global de economia. Para isso, necessita desenvolver uma dinâmica econômica própria, deixando de ser apenas parte da estratégia nacional. Urge, no Estado do Pará, discutir e formular uma política mineral inserida numa política pública estadual, internalizando os desdobramentos positivos de sua condição futura, de maior estado minerador do país. Uma política mineral estadual, objetivando desconcentrar, espacialmente, a sua produção de apenas alguns municípios e, ao mesmo tempo, objetivando a diversificação dos atuais e tradicionais bens minerais produzidos. Insumos minerais para a agricultura, para a indústria de construção civil e gemas são alguns desafios a serem enfrentados pelo executivo estadual, através de uma política mais agressiva e mais dirigida aos pequenos, aos médios e aos artesãos empreendedores do setor mineral.

A pequena expressão da indústria de transformação mineral paraense é consequência do modelo mineral implantado no Estado, tradicionalmente, um mero extrator de bens minerais primários, destinado a gerar divisas para o país, sem maiores preocupações com o desenvolvimento estadual.

O grande desafio paraense reside na sua débil capacitação instalada em pesquisa, desenvolvimento, inovação, ciência, tecnologia e recursos humanos, demandando um esforço para a superação dessas limitações, o qual passa pela criação de um Fundo Amazônico de C&T&I e RH do Estado do Pará, atuando em rede com o Fundo Amazônico, na forma como proposta pela FIEPA (agosto/2001), relativo ao Fundo Setorial Mineral do MCT.

A agregação de valor econômico, via verticalização mineral, implica em linhas gerais, nos desafios da indústria em maximizar a sua performance com relação aos fatores competitivos que estão sob seu controle direto, como produtividade e inovação, e no desafio governamental de assegurar a existência de um clima de negócio favorável, acoplado à oferta de uma adequada infra-estrutura. Merecem destaque, no cenário da verticalização mineral paraense, as ações já implantadas pelo executivo estadual, com relação ao binômio ouro-gemas, refletidas no Pólo Joalheiro do Estado do Pará. O Estado possui chances reais de ingressar no mercado, como um grande produtor de jóias de ouro, por ser o maior produtor nacional desse bem mineral (3.752 Kg, com valor de comercialização de R\$111.927.493,00, em 2005) e por possuir um grande potencial para a produção de gemas. Contudo, vários fatores limitantes para a industrialização do ouro e das gemas necessitam ser superados, com destaque para a elevada carga tributária existente.

Um desafio, não enfrentado, relaciona-se aos micro e pequenos empreendimentos oleiro-cerâmicos e outros, que apresentam problemas de qualidade e produtividade, cuja reorganização tecnológica e gerencial é fundamental para o surgimento de pequenos negócios.

A economia paraense está dinamizada e fortemente vinculada ao aproveitamento da sua ampla base de recursos minerais, denunciando, contudo, um baixo e incipiente nível de verticalização e integração técnica, raramente atingindo o setor terciário da economia e, quando acontece, é, normalmente, de baixo valor agregado.

Políticas públicas dirigidas ao Estado do Pará o impõem um modelo mineral meramente extrator e exportador de bens minerais primários, cuja comercialização tem participação desprezível nas arrecadações tributárias estadual, não obstante a forte contribuição do setor mineral para o PIB e para a estrutura das exportações paraenses, o que denuncia o Estado como tendo uma economia mineral dominante, porém sem atrelamento aos princípios da autosustentabilidade.

Dist. Mineiro	Bem Mineral	Reserva (MT)	Produção (t)	Valor Comercializado (R\$)		IOF (R\$)	ICMS apurado (R\$)	CFEM apurado (R\$)	Município
				M. Externo	M. Interno				
Carajás (CVRD)	Mn (CVRD)	31	2.797.301	300.303.765	68.726.219	0	2.164.727	7.927.049	Paraup.+Marabá
	Cu (CVRD)	1 BT	403.000	679.468.000	91.423.000	0	9.661.000	14.783.000	Canaã dos Carajás
	Fe (CVRD)	17 BT	72.468.000	3.263.728.000	525.077.000	0	61.727.000	55.759.000	Parauapebas
S. Felix do Xingu	Ni (CVRD)	44	0	0	0	0	0	0	Canaã dos Carajás
	Ni (CVRD)	100	0	0	0	0	0	0	S.F. Xingu-Parauap. Água Azul do Norte
	Bauxita (MRN)	1,1 BT	16.750.000	512.000.000	512.000.000	0	18.513.820	2.049.568	Oriximiná
Trombetas-Juruti	Bauxita (ALCOA)	450-600	0	0	0	0	0	0	Jurutí
	Calcário (CAIMA)	320	356.418	0	3.613.266	0	223.424	49.471	Itaituba
Itaituba	Bauxita (CVRD)	750	0	0	0	0	0	0	Paragominas
	Caulim (IRCC,CVRD)	163	1.418.123	408.404.812	31.577.401	0	3.497.593	8.634.122	Ipixuna do Pará
NE/PA - Grande Belém	Calcário (CIBRASA)	150	505.253	0	19.114.588	0	3.713.936	37.293	Capanema
	Água Mineral		154 ML						Belém Benevides Ananindeua
Três Palmeiras Tapajós	Au	39 t	294 Kg	0	8.568.987	85.689	0	0	Altamira
	Au	200 t *	3.042 Kg	0	98.707.512	987.075	562.427,**	23.759**	Itaituba/Santarém

Tabela 2 – Distritos Mineiros Produtivos - Dados da economia mineral, ano base 2005. Fonte: DNPM/RF/Empresas.

IOF: Relativo à comercialização do Ouro.

* estimada pelas empresas; ** oriundo de empresa

RECURSOS MINERAIS DA ÁREA DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUFRAMA-AM

Marco A. Horbe¹, Marco A. de Oliveira¹, Adriana M. C. Horbe², Nereu Heidrich³, Marcelo Pinto⁴

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Superintendência de Manaus. mhorbe@ma.cprm.gov.br

² Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas

³ DNPM, Manaus

⁴ MAPEX

Introdução

A geologia da área do DAS pode ser considerada como “simples”, algo monótona, comparativamente a outras áreas da Amazônia, onde a complexidade é normalmente bem maior. Afloram na região três grandes unidades geológicas sedimentares, constituídas pelo Grupo Trombetas (formações Nhamundá e Manacapuru), Formações Alter do Chão e as Aluviões recentes, todas elas apresentando apenas pequenas variações nos tipos de rochas que as compõe. Dessas unidades maiores, o grande destaque é a Formação Alter do Chão, que abrange cerca de 90% da área do DAS. Em consequência de se ter na área do DAS uma geologia “simples”, pouco complexa, o leque de recursos minerais (identificados e potenciais) também é reduzido. Os principais recursos minerais presentes na área do DAS são os depósitos de “areais” (areias espodossólicas), as “pedreiras” de “arenito Manaus” (a fácies silicificada da Formação Alter do Chão) e o caulim, todos eles materiais associados à Formação Alter do Chão e, à exceção do arenito Manaus, formado por processos diagenéticos, geneticamente relacionados aos processos de lateritização que afetaram a região. Em relação à argila, não há olarias instaladas na área, sendo a demanda estabelecida pelo crescimento da área urbana de Rio Preto da Eva suprida por produtos advindos de Itacoatiara.

Agregados para a Construção Civil

Os depósitos de areias e o “arenito Manaus” tem sido historicamente utilizados como insumos para a construção civil na cidade de Manaus e sua periferia. Apesar do descontrole quanto ao volume de exploração desses bens, no geral realizada de forma irregular e clandestina, o DNPM/ 8º Distrito estima um consumo anual desses agregados em torno de 1.000.000 m³ para a brita e de 1.500.00 m³ para a areia.

Areia - Depósitos de areia branca (areias espodossólicas) ocorrem em situações específicas onde o perfil laterítico foi truncado no horizonte saprolítico, sendo sua gênese relacionada à iluviação da matéria orgânica e consequente dissolução de caulinita e corrosão do quartzo e, assim, resultando na diferenciação progressiva de horizontes em típico processo de podzolização e geração de Espodossolos (Horbe *et al*, 2003).

Mais de 150 áreas de areais foram identificadas na abrangência da região do DAS. A somatória dessas áreas perfaz um total de cerca de 4.000 ha. Considerando-se uma espessura lavrável de 2 m, o volume total dos areais alcança a cifra de 80 milhões de metros cúbicos. A exploração das jazidas de areias espodossólicas é um cenário de conflitos que necessita ser administrado desde já. Se, por um lado, é ambientalmente desaconselhável a sua exploração, visto que os diagnósticos comprovam serem as suas áreas de ocorrência (campinaranas) ecossistemas muito vulneráveis, por outro viés, o crescimento de Manaus irá necessitar desse insumo, visto a exaustão das jazidas no seu entorno imediato. Por ser um recurso mineral de baixo valor agregado, é necessário que seja produzido próximo ao mercado consumidor, não existindo, no cenário atual, outra área-fonte viável que não a região do DAS.

Brita e Pedra Bloco

A utilização da “pedra arenito Manaus” para a produção dos agregados “pedra bloco” e “brita” tem como fonte os níveis silicificados, vermelhos e compactos, dos arenitos síltico-argilosos que constituem a fácies “arenito Manaus” da Formação Alter do Chão. Como esta unidade litológica é marcada por uma grande descontinuidade lateral e vertical (forma de bolsões ou lentes), sua ocorrência é bastante pontual e aleatória. Os afloramentos do “arenito Manaus” estão normalmente condicionados a locais onde a atuação conjugada de processos tectônicos e o subsequente processo de erosão diferencial deu origem a sua exposição, normalmente formando áreas de cachoeiras ou corredeiras.

Manaus tem atualmente um consumo anual de cerca de 1.000.000 m³ de brita e a matéria-prima para esse tipo de agregado grosso tem basicamente quatro fontes: os granitóides do distrito de Moura, município de Barcelos (distante cerca de 300 km a montante de Manaus); as rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã, cujas “pedreiras” exploradas (em Presidente Figueiredo) distam 150 km da capital; a fácies “Arenito Manaus” da Formação Alter do Chão; e o seixo oriundo principalmente do rio Japurá, no alto Solimões. Estimativas aproximadas, segundo DNPM e dados obtidos junto ao comércio local, indicam que, na composição do consumo atual total, Moura participa com 5%, Presidente Figueiredo com 20%, a “pedra Arenito Manaus” 30% e o seixo com 45%. Pelos dados obtidos junto ao Sindicato da Indústria da Construção Civil do Amazonas – SINDUSCON-AM e no comércio local, o preço médio do metro cúbico da brita oscila atualmente na faixa de R\$ 55,00 a R\$ 65,00 para os materiais provindos de Presidente Figueiredo e da fonte “arenito Manaus” e em torno de R\$ 40,00 para o metro cúbico do seixo. Por representarem a fonte mais próxima para a produção de “pedra bloco” e “brita”, os afloramentos do “arenito Manaus” têm sido historicamente explorados no entorno da cidade de Manaus e também nas vizinhanças de Rio Preto da Eva.

Como na região de Manaus as jazidas das matérias-prima de agregados para a construção civil (areia e pedra) estão praticamente esgotadas, tem aumentado a pressão para a exploração desses materiais nas áreas periféricas, notadamente ao longo da BR 174 e da AM 010. Assim, a intensificação na exploração tanto da areia como do “Arenito Manaus” nos domínios da área do DAS configura-se como um cenário praticamente irreversível, exigindo do poder público (DNPM, IPAAM, SEFAZ e municípios) uma ação integrada para um aproveitamento responsável desses recursos finitos. A implantação de um plano diretor de mineração viria a constituir numa ferramenta eficaz para conduzir a questão.

Caulim

O caulim talvez seja o bem mineral de uso mais diversificado pela civilização atual, com usos atuais envolvendo: indústria de papel, como revestimento (*coating*) ou material de preenchimento (*filler*); indústria de cerâmica branca, refratários, tinta, borracha, plástico, cimento, inseticida, indústria farmacêutica, de higiene e de cosméticos, produtos alimentícios, fertilizantes, abrasivo, defensivo agrícola, vidro, ração, catalisador, absorvente, gesso, detergente, etc. Apesar de sua ampla utilização em diversos setores industriais, sua maior aplicação é na indústria do papel, que consome cerca de 45% do produto mundial (DNPM, Sumário Mineral 2004), sendo 32% para revestimento “*coating*” e 13% para carga “*filler*”. O Brasil é hoje um expoente mundial para a *commodity* caulim, tendo produzido (dados de 2003) 5,2 milhões (11%) das 45 milhões produzidas globalmente. As reservas nacionais de caulim atingem cerca de **7 trilhões de toneladas**, colocando o Brasil como um dos principais *players* futuros desse bem mineral. Segundo dados do Sumário Mineral/DNPM – 2004, a Amazônia responde por **95,6%** da produção brasileira. Os maiores produtores nacionais são a Imerys Rio Capim Caulim S/A,

empresa francesa com mina situada no Rio Capim, no Estado do Pará, que participou com a maior fatia do mercado de 38,5%; a Caulim da Amazônia – CADAM, situada no Estado do Amapá, que respondeu, em 2003, por 35,8% da produção brasileira; e a Pará Pigmentos S/A, com uma quantidade próxima a 450 mil t/ano.

As ocorrências de caulim situadas ao norte de Manaus nas proximidades do traçado da rodovia BR-174, aproximadamente entre os quilômetros 30 e 60, são conhecidas desde o Projeto Argila Manaus desenvolvido pela CPRM na década de 70 (Damião *et al.* 1972). Somente na década de 90 sua potencialidade em termos de reserva foi definida, pela Mineração Horboy Clays. Os trabalhos de pesquisa se desenvolveram no período compreendido entre as fases de concessão dos alvarás de pesquisa em 1989 e o final do ano de 1999, quando foram emitidas as 30 portarias de lavra que totalizam aproximadamente 30 mil hectares. Participaram destes trabalhos, por acordos de transferência de direitos minerários, a ECC (English China Clay) e a RTZ. As reservas medidas somam **1.924.332.431 t**, as indicadas **1.218.520.362 t** e as inferidas **262.649.178 t**, totalizando **3.405.501.971 t**, representando 47% das reservas brasileiras, estimadas em mais de 7 bilhões de toneladas. Uma reavaliação posterior dessas reservas levou a caracterização de 3 grandes depósitos de caulim de alta qualidade para cobertura de papel (tipo *coating*), de extrema competitividade no mercado internacional. A excelência de qualidade desse produto deve-se ao grande percentual de frações finas, excelente índice de alvura, cor de queima e plasticidade. Dados de Pinto (1999) indicam reservas de 72 Mt desses produtos de excelente qualidade, com alvura *premium* e *superpremium*. Segundo informações mais recentes (Pinto, *com. pessoal*), há boa chance dessa reserva ser da ordem de 100 Mt.

Os caulins são resultantes da formação da caulinita a partir da alteração de silicatos de alumínio, particularmente dos feldspatos, podendo ocorrer em dois tipos de depósitos: primário ou residual e secundário. Na Amazônia, todas as reservas importantes de caulim são depósitos primários intempéricos, estando os mesmos associados a rochas sedimentares paleógenas constituídas por arenitos feldspáticos que foram intemperizados e lateritizados, com os feldspatos transformados em caulinita por reações de hidrólise. O processo intempérico regional estabelecido na Amazônia no Paleógeno levou à formação de perfis constituídos por horizontes saprolíticos, mosqueados e crosta laterítica, a partir da lixiviação da maioria dos componentes solúveis da rocha-mãe e acúmulo de quartzo, caulinita e óxi-hidróxidos de ferro. Desses horizontes, o mais espesso é o saprolítico, que pode alcançar vários metros, dependendo da sua reatividade e grau de compactação da rocha. Conseqüentemente, é este o horizonte que acumula maior quantidade de caulinita, quando derivado de arenitos feldspáticos, enquanto os óxi-hidróxidos de ferro concentram-se para o topo, especialmente na crosta laterítica, e o quartzo tem tendência a diminuir nessa direção devido à sua crescente dissolução.

O caulim na região do DAS está associado à Formação Alter do Chão, unidade pertencente ao topo da bacia Amazonas. Tem composição quartzosa caulínica, eventualmente silicificada, de coloração esbranquiçada a rosada gradando para avermelhada na base. Os estudos até agora desenvolvidos associam o caulim a unidade superior da Formação Alter do Chão. Tem até 30 m de espessura e se caracteriza por uma sucessão de arenitos médios a grossos com grãos angulosos a subarredondados caulínicos e pelitos maciços organizados em ciclos granodecrescente ascendente de até 2,5 m de espessura. Os pelitos apresentam teor médio de 45% de SiO₂, 38% de Al₂O₃ e menos de 1% de Fe₂O₃ e TiO₂, o que indica caulinita de alta pureza enquanto os arenitos podem ser constituídos por até 92% de SiO₂.

Considerando-se que a Amazônia é a nova fronteira mundial deste produto e que os depósitos de caulim da área do DAS estão entre os melhores da região (e do mundo), com certeza não há de faltar *players* interessados na exploração dessas reservas. Ao Estado de modo geral compete fomentar e promover ações para atrair os investimentos necessários ao desenvolvimento de um projeto de tal envergadura.

Além do cenário de *business* que esses depósitos poderão vir a gerar, o restante das reservas cubadas na área do DAS (entre 2 e 3,5 bilhões de toneladas), sem computar-se as reservas geológicas, poderão vir a ser exploradas para outros fins de utilização. Os dados disponíveis sobre a jazida e as características físico-químicas do material indicam possibilidades de serem exploradas com a finalidade de uso na indústria cerâmica branca (porcelana, grês e faiança) e de revestimento (azulejos, ladrilhos e pastilhas). Nesse cenário, a região poderia vir a transformar-se num Pólo Minerado-Cerâmico, com perspectivas de geração de dezenas de milhares de empregos. A perspectiva de criação de um pólo minerado-cerâmico na área do Distrito é, evidentemente, apenas uma das peças na projeção de alternativas de cenários futuros para a região, elaboradas pelo presente projeto de zoneamento ecológico econômico e de ordenamento territorial. Necessário se faz a realização de um diagnóstico mais detalhado e específico sobre as propriedades físico-químicas dos caulins e argilas caulínicas que compõem as reservas atualmente identificadas. Fundamental, porém, é uma ampla avaliação mercadológica, que irá balizar a escala de extensão da cadeia produtiva prevista e o seu grau de verticalização.

Nos dois cenários projetados para a exploração do caulim abre-se a perspectiva para a solução de um dos mais sérios conflitos legais e ambientais que ocorrem na região, que é o da exploração dos areiais para uso na construção civil. A exploração do caulim geraria, como sub-produto, areia quartzosa, que poderia vir a substituir, e com muita folga, a atual fonte dessa matéria-prima, visto que as proporções de quartzo nesses depósitos são da ordem de 20 a 50%.

Referências Bibliográficas

- Damião *et al.* 1972. *Projeto Argila Manaus*. CPRM/Manaus. *Relatório Final*.
- DNPM. Sumário Mineral 2004. www.dnpm.gov.br.
- Horbe, A.M.C.; Horbe, M.A. 2005. Linhas de Pedra na região nordeste do Amazonas. *Contribuições à Geologia da Amazônia* 4 (no prelo).
- Pinto, M. 1999. *Caulim de alta qualidade na região de Manaus*. In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 6, Anais, p. 61-64.

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE PERFILES LATERÍTICOS DE NÍQUEL DEL YACIMIENTO PUNTA GORDA, MOA, HOLGUÍN, CUBA

¹ Arturo R. Purón, ² Rômulo S. Angélica

¹ Departamento de Geología del ISMM. Moa, Holguín, Cuba. arojasp2003@yahoo.es.

² Departamento de Petrología y Geoquímica, Centro de Geociencia da Universidade Federal de Pará, Belém

Resumen

Se caracterizan mineralógicamente dos perfiles lateríticos del yacimiento Punta Gorda, empleando técnicas de Difracción de Rayos – X (DRX), Ensayos Térmicos (ATD, TG, DTG), Espectroscopía Infrarroja (IR) y Microcopía Electrónica de Barrido (MEB). Mediante lo cual se pudo establecer las características mineralógicas de dos perfiles (L-48 y M-47) con diferente grado de madurez, los cuales poseen contenidos significativos de cobalto y manganeso, siendo perspectivas para estudios futuros de estos metales. Para los horizontes lateríticos de la mena oxidada, la goethita es la fase mineralógica principal presente en estas cortezas, existiendo además de forma secundaria la hematita, maghemita, cromita, y gibbsita, en tanto en los horizontes de la mena silicatada, las fases de serpentina: lizardita es la principal, junto con algunos piroxenos: enstatita, y olivinos: forsterita. Para el perfil maduro se detectan contenidos más elevados de Al, donde la fase de gibbsita está bien definida. Es significativo la presencia de augita-Al en la roca madre de uno de estos perfiles, asociado a la formación de esmectita tipo nontronita.

Introducción

Al nordeste de la parte oriental de la isla de Cuba existe un amplio campo mineral según depósitos residuales de Ni y Co, formados a partir de un extenso macizo de rocas básicas y ultrabásicas pertenecientes al macizo ofiolítico Moa-Baracoa (Proenza et. al., 1998), al que se le calcula una extensión de 170 Km, con un ancho de 10 a 12 Km. Entre los principales depósitos lateríticos de níquel se encuentra el yacimiento Punta Gorda, que cubre un área de aproximadamente 6,5 km², actualmente en explotación por el estado cubano empleando proceso de lixiviación carbonato amoniacal, conocido como proceso CARON, obteniéndose como producto final óxido de níquel. En la problemática de la metalurgia del níquel en Cuba existe la necesidad de conocer la composición mineralógica de los distintos horizontes que forman las cortezas ferroniquelíferas de la región de Moa, pues a partir de ahí se podrá profundizar en las fases minerales portadoras de Ni y Co, los cuales son metales muy importantes en el proceso metalúrgico cubano actual. Sobre la mineralogía de estas cortezas se han publicado interesantes trabajos (Lavaut, 1998; Oliveira, 2001; Rojas Puro, et. al., 2005), donde se exponen las principales características mineralógicas de la corteza ferroniquelífera cubana, aunque resulta útil valorar actualmente la materia prima mineral que se suministra a la industria. Como una parte básica inicial en el conocimiento de los minerales presentes en estos depósitos lateríticos resulta necesario establecer la asociación mineralógica presente en los diferentes niveles de la corteza de intemperismo, de ahí la necesidad de una caracterización mineralógica de dos perfiles típicos de unos de los yacimientos más importantes de la minería del níquel en Cuba, como es el yacimiento de Punta Gorda de la región de Moa.

El presente trabajo pretende caracterizar mineralógicamente dos perfiles lateríticos (L-48 y M-47) del yacimiento Punta Gorda, los cuales poseen contenidos de Mn y Co interesantes, lo que permitirá conocer las principales fases minerales para cada uno de los

horizontes de la corteza ferroniquelífera de estos perfiles y poder establecer, en trabajos posteriores, la asociación mineralógica asociada a las fases de óxidos de Mn.

Materiales y Metodos

En la presente investigación se emplearon muestras de dos perfiles lateríticos L-48 y M-47 del yacimiento Punta Gorda, representativas de los principales horizontes que componen la corteza de intemperismo del yacimiento según: Concreciones ferruginosas (escombro); Ocre (se encuentra la mena niquelífera); Serpentinitas alteradas (serpentinita niquelífera, saprolita); Serpentinitas duras (roca madre).

La separación granulométrica se realizó mediante la tamización por vía húmeda. En tanto en los análisis químicos se empleó principalmente Fluorescencia de Rayos – X, con un espectrómetro secuencial de Florescencia de Rayos X, Phillips PW 1480 utilizando radiación de rayos x con Rn tipo PW2182/00, con un régimen de 3000w y 100Kv al vacío con colimador fino. La Microscopía óptica ordinaria, empleando un microscopio binocular, tipo TECHNIVAL, modelo AXIOLAB POL de la CARL ZEISS, valorándose las características físicas más sobresalientes de las muestras. La Difracción de Rayos – X, según método policristalino, utilizando el difractor de la marca PHILIPS, modelo PW 3710 BASED, con radiación de $\lambda\text{CuK}\alpha 1$. El proceso de lectura e interpretación de los difractogramas se empleó los softwares APD (PHILIPS) y además se utilizó el Xpert HighScore 1b. 2002, con la base de datos de la ICDD (Internacional Center for Diffraction Data) de 1998. Las Técnicas de Ensayos Térmicos (ATD, TG, DTG, T) se ejecutaron con el equipamiento según modelo PL - STA Thermal Science con analizador térmico simultáneo STA 1000/1500, de la Stanton Rederoff Ltd. Velocidad de calentamiento de 20 °C/minuto, temperatura inicial y final variando de 25 °C a 1100 °C, respectivamente. En las Técnicas de Espectroscopía Infrarroja (IR) las muestras fueron preparadas con bromuro de potasio (KBr) como dispersante. Se empleó el espectrofotómetro modelo 1760 X FT-IR, de la Perkin Elmer, con registros de banda espectral de 4 000 a 400 cm^{-1} , con mediciones de cada 4 cm^{-1} . Los datos fueron obtenidos y procesados por el software Spectrum FT-IR 2.0, de la Perkin Elmer.

Discusión de los Resultados

Composición Granulométrica

La granulometría de los materiales lateríticos provenientes de las cortezas de intemperismo de la región de Moa, a la que pertenece el yacimiento Punta Gorda, se caracterizan por ser predominantemente de grano fino (- 0.045 mm), tanto en el horizonte de ocre como en la concreciones ferruginosas, representando esta fracción fina de un 50 a un 55 % en peso de la muestra. La fracción granulométrica f.4 (- 0.417 + 0.074 mm) constituye la segunda fracción de importancia en estos horizontes lateríticos (Rojas Purón, et. al., 2005). En el material serpentinitico alterado, conocido como saprolita, las fracciones predominantes son las finas menores de 0.045 mm y las gruesas mayores de 1.6 mm, representando ambas el 60 % en peso de la muestra, (Rojas Purón, et. al., 2005). La fracción medianamente gruesa, entre 0.074 y 0.041 mm, constituye la tercera fracción en importancia en este material. La diferencia granulométrica principal entre el material laterítico de la coraza ferruginosa y los ocre se detecta en las partículas mayores de 0.83 mm, pues las partículas que se encuentran por debajo de este valor en ambos materiales tienen un comportamiento granulométrico parecido. Entre el material laterítico y el serpentinitico las diferencias principales se localizan en las clases granulométricas más finas (menores de 0.045 mm) y en las más gruesas (mayores de 0.83 mm). La clase

granulométrica f.4 (-0.417 + 0.074 mm) ocupa el segundo lugar en importancia en la composición granulométrica del material laterítico.

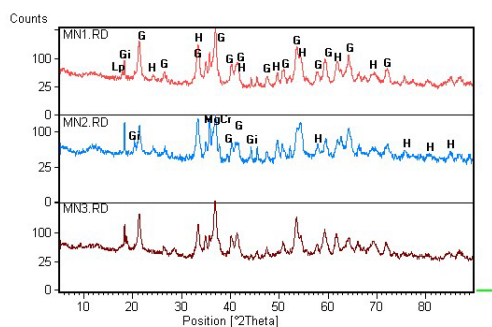
Composición Química

La composición química por horizontes para cada uno de los perfiles en estudio, L-48 y M-47, evidencian materiales lateríticos esencialmente ferrosos con contenidos significativos de aluminio, siendo muy notable los elevados contenidos de Mn y Co, sobre todo en el perfil L-48, donde llega a alcanzar, de forma puntual y con cierta difusión, hasta un 14 % en la zona de ocre medio (Rojas Purón et. al., 2005). Para este perfil L-48 los contenidos de Co tienden a concentrarse en los horizontes de ocre medio y ocre inferior, donde el horizonte de serpentinita alterada alcanza valores de 0.05 de CoO, resultando muy significativo para estos depósitos tales contenidos de estos microelementos. En este perfil son elevados los contenidos de Ni hacia la parte inferior del perfil, donde incluso para el horizonte de serpentinita fresca, tal vez se encuentra parcialmente alterada posee un NiO de 2.62 %. Es notable dado su contenido de Co y Mn el horizonte de ocre medio, resultando conveniente valorar su composición química. Este ocre medio es un material ferroso, con un contenido de Al₂O₃ relativamente alto, aunque los mayores valores de este metal, en este perfil lo alcanza en los horizontes superiores, en el ocre superior llega a ser de hasta un 19 %. Algunos investigadores ya han reportados la presencia de Al en muestras de Mn y Co en material lateríticos de suelos o cortezas (Manceau et. al., 2002). El perfil M-47, con menos desarrollo de los horizontes de ocres, o tal vez, la toma de muestras haya sido más bien en horizontes que no alcanzaron la capa de concreciones ferruginosa propiamente dicha, pues el contenido de NiO de 1.52 %, no se corresponde para este horizonte, sin embargo se observa un elevado contenido de MnO en todos los ocres desde el superior que es el de mayor contenido hasta el inferior. El Co se eleva en los ocres superior (Rojas Purón et. al., 2005). El ocre superior de este perfil es rico en Mn, Co y Ni, aunque aquí el Al no se encuentra en cantidades tan significativas como en el perfil L-48. Para este perfil si se observa un ligero incremento de SiO₂ con relación al perfil L-48, tal vez compensando el menor contenido de Al. Se sigue observando para el horizonte enriquecido en Mn y Co un buen contenido de Ni, lo que evidencia que la forma de migración de estos metales en el ambiente hipergénico es parecida (Rojas Purón et. al., 2005).

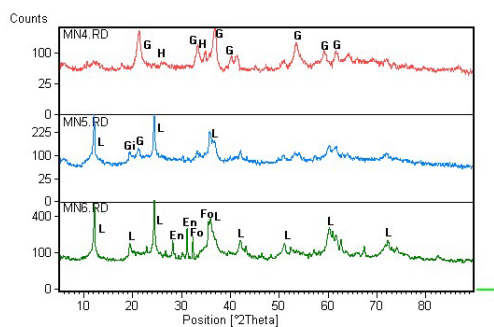
Composición Mineralógica de los Perfiles Lateríticos

Al valorar la composición mineralógica de los perfiles lateríticos L-48 y M-47, figura 1, se observa para los horizontes superiores, que los óxidos de Fe: goethite, hematite y maghemite, son las fases minerales predominantes, con ciertas cantidades del oxihidróxido de Al: gibbsite, y la cromita (Mg cromita), ya para la parte inferior, abundan las fases silicatadas de Mg, lizardita, enstatita y olivinos (forsterita). Algunos aspectos de interés son los contenidos de Mn elevados en estos perfiles, en los cuales se determinó la fase de litioforita. Para el perfil maduro se detectan contenidos más elevados de Al, donde la fase de gibbsite está bien definida. Es significativo la presencia de augita-Al en la roca madre de uno de estos perfiles, asociado a la formación de esmectita tipo nontronita.

Perfil L-48

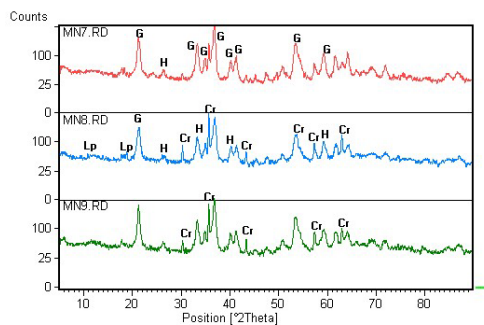


A

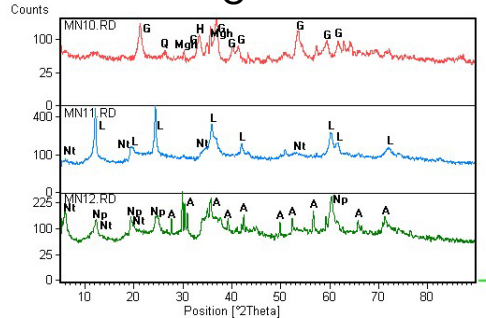


B

Perfil M-47



C



D

Figura 1. Mineralogía, según Difractometría de Rayos - X, por horizonte de los perfiles L-48 y M-47 del yacimiento Punta Gorda. A y C: muestras de los horizontes superiores. B y D: muestras de los horizontes inferiores. Minerales: G: goethita; H: hematita; Gi: gibbsita; Lp: litioforita; MgCr: Mgcromita. L: lizardita; En: enstatita; Fo: forsterita. Nt: nontronita; Np: nepouita. A: augita-Al.

Referencia Bibliográfica

- Almaguer, A. 1989: Mineralogía y Geoquímica de las cortezas de intemperismo de las rocas ultramáficas de la prov. Holguin. Trabajo de Disertación para la obtención a Doctor en Ciencias Geológicas. C.I.C.T. de la A.C. de Cuba.
- Lavaut Copa, W. 1998.: Tendencias geológicas del intemperismo de las rocas ultramáficas en Cuba oriental. revista Minería y Geología. Vol. 15. pp 9-16.
- Manceau A., Tamura N., Marcus M.A., MacDowell A.A., Celestre R.S., Sublett R.E., Sposito G., Padmore H.A. 2002: Deciphering Ni sequestration in soil ferromanganese nodules by combining X-ray fluorescence, absorption and diffraction at micrometer scales of resolution. *American Mineralogist*, 87, 1494-1499.
- Oliveira S.M. Barros, de Moya Partiti C. S., Enzweiler J. 2001: Ochreous laterite: a nickel ore from Punta Gorda, Cuba. *Journal of South American Earth Science*. 14. Pp307-317.
- Proenza, J; Melgarejo, J. C.; Gervilla, F; Lavaut, W; Rodríguez, G. 1998: Cromititas podiformes en la faja ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). *Acta Geológica Hispánica*, V 33.
- Rojas Puron, A; Orozco, G; Vera, O; Arderí, A. 2005: Caracterización mineralógica de los perfiles lateríticos del yacimiento Punta Gorda. I CONVENCIÓN CUBANA DE CIENCIAS DE LA TIERRA. La Habana, abril 2005. ISSN 0258 5979.

PRESENCIA DE FASES DE ÓXIDOS DE Mn EN PERFILES LATERÍTICOS DE NÍQUEL DEL YACIMIENTO PUNTA GORDA, MOA, HOLGUÍN, CUBA

¹Arturo R. Purón, ²Rômulo S. Angélica, ¹Gerardo O. Melgar

¹Departamento de Geología del ISMM. Moa, Holguín, Cuba. arojasp2003@yahoo.es

²Departamento de Petrología y Geoquímica, Centro de Geociencia da Universidade Federal de Pará, Belém

Resumen

Para las cortezas de intemperismo ferroniquelíferas del yacimiento Punta Gorda de la región de Moa, Cuba se logró determinar los sectores enriquecidos en Co y Mn, en los cuales se realizaron las determinaciones mineralógicas empleando técnicas Microscopía Óptica Elemental, Difracción de Rayos – X (DRX), Espectroscopía Infraroja (IR) y Microscopía Electrónica (MEB). Los análisis químicos fueron realizados a muestras totales y fracciones de muestras según Fluorescencia de Rayos – X (FRX) y Espectroscopía de Absorción Atómica. Se pudo establecer que el manganeso y el cobalto tienden a concentrarse en la fracción granulométrica (- 0,83 + 0,074 mm) del material laterítico, donde es significativa la presencia de las fases minerales de Mn. Los óxidos de Fe: goethita y hematita, además de las espinelas cromíferas están presentes en esta fracción. Resultó novedoso la determinación de las fases de Mn: lithioforita presente en las fracciones enriquecidas de Mn y Co, como una de las fases portadoras de Co principales, aunque está por definir la fuente primaria para este metal en estos depósitos cubanos. Se evidenció la paragénesis de la gibbsita con los óxidos de Fe, principalmente goethita y maghemita, lo que reafirma la necesidad de la entrada de Al en los oxihidróxidos de Fe para que puedan captar Ni y Co entre otros metales en este proceso avanzado de intemperismo.

Introducción

En la problemática de la metalurgia del níquel en Cuba existe la necesidad de definir las fases minerales portadoras de Co en los perfiles lateríticos, en particular en las cortezas ferroniquelíferas de la región de Moa. Se debe considerar, además que el cobalto posee un valor económico superior al del níquel por lo que su inversión reporta una notable ganancia con relación al elemento Ni, por tanto es obvio entender que la metalurgia necesita conocer con mayor rigor la forma de presencia y el grado de retención del Co en las fases minerales portadoras. Existen estudios mineralógicos de los depósitos lateríticos de níquel cubano (Rojas Purón, 2001; Oliveira et al., 2001), que muestran con bastante confiabilidad las fases minerales portadoras de níquel en estos depósitos lateríticos, así tenemos que el Ni está asociado con los óxidos de Fe: goethita en la mena oxidada y para la mena silicatada son los minerales del grupo de la serpentina: antigorita y lizardita, además de esmectitas. Sin embargo los trabajos mineralógicos y geoquímicos (Oliveira S.M.B, 1990) encaminados a establecer la distribución y forma de presentarse del Ni y Co en la materia prima laterítica posee un desigual nivel cognoscitivo respecto a la forma mineralógica en que se encuentra el el cobalto con respecto al níquel. Para el níquel existe una mayor precisión tanto en su forma mineralógica como distribución según los distintos horizontes que componen los perfiles Lateríticos (Schellmann, 1978, Rojas Purón, 2001; De Carvalho e Silva et. al., 1995, Beukes et. al., 2000, De Carvalho et. al., 2002). No resultando así para el cobalto, el cual se conoce mucho menos tanto de sus formas mineralógicas particulares, como la dificultad que entraña su caracterización, dada la baja cristalinidad que poseen las fases minerales portadoras de este metal (Manceau et. al., 1987; Chukhrov et. al., 1989). Luego se evidencia la necesidad de definir las fases minerales portadoras de Co en los perfiles lateríticos, sobre todo en los cubanos, donde sólo los trabajos Voskresenskaya & Cordeiro (1986) para el yacimiento

Levisa, Nicaro, Holguín y Sobol (1968) en la región de Moa, iniciaron estudios de estas fases de Mn en perfiles lateríticos sin llegar a establecer fases minerales definidas para el Mn y su asociación al cobalto, dejando abierto el estudio de estas fases de óxidos de Mn, tratadas en muchos casos como asbolanas o asbolitas, portadoras de Co. El presente trabajo pretende identificar y caracterizar mineralógicamente los óxidos de Mn presentes en los horizontes lateríticos del yacimiento Punta Gorda en Moa, los cuales son portadores de Co y Ni en estas menas oxidadas.

Materiales y Metodos

Se emplearon muestras de dos perfiles lateríticos L-48 y M-47 del yacimiento Punta Gorda, seleccionándose las fracciones granulométricas enriquecidas en Mn. En los análisis químicos se empleó principalmente Fluorescencia de Rayos – X, con un espectrómetro secuencial de Florescencia de Rayos X, Phillips PW 1480. La Microscopía óptica ordinaria, empleando un microscopio binocular, tipo TECHNIVAL, modelo AXIOLAB POL de la CARL ZEISS. La Difracción de Rayos – X, según método policristalino, un difractor PHILIPS, modelo PW 3710 BASED, con radiación de $\lambda\text{CuK}\alpha 1$. Las Técnicas de Ensayos Térmicos (ATD, TG, DTG, T) se ejecutaron con un PL - STA Thermal Science, con velocidad de calentamiento de 20 °C/minuto, temperatura inicial y final variando de 25 °C a 1100 °C. En las Técnicas de Espectroscopía Infrarroja (IR) se empleó el espectrofotómetro modelo 1760 X FT-IR, de la Perkin Elmer, con banda espectral de 4 000 a 400 cm^{-1} , procesados con con el Spectrum FT-IR 2.0, de la Perkin Elmer.

Discusión de los Resultados

Valorando los resultados de Difractometría de Rayos – X se pudo contactar que existe para cada uno de los perfiles contenidos de Mn y Co elevados, en el caso del perfil L-48, se localiza en el horizonte de ocre medio (OM), (Rojas Purón et. al., 2005), en forma de una mancha negra algo difusa, dispersa, representada por la muestra Mn3, la cual está compuesta por goethita, como fase principal, destacándose además la presencia de la fase de óxido de Mn: litioforita que alcanza hasta un 5 %, existe además gibbsita en un 11 %, algo de hematita, cromitas y cuarzo. En el perfil M-47 los contenidos mayores de Mn y Co se encuentran en el horizonte de ocre superior (OS), (Rojas Purón et. al., 2005), aunque sólo se aprecia con un ligero incremento de la coloración amarillo parduzca y algunas porciones de material negro en la muestra Mn8. Esta muestra se diferencia de Mn3 por el bajo contenido de gibbsita, en tanto son más elevados los minerales magnéticos: maghemita y magnetita, la litioforita alcanza el 2,74 %. Las curvas de ATD, figura 1, exponen un significativo pico endotérmico próximo a los 500 °C atribuible a los procesos de oxidación de la fase de manganeso presente en estas muestras, Mn3 y Mn8, ya detectado por Voskresenskaya, y Cordeiro, (1986). La clase granulométrica más enriquecidas fue la menor de 0,83 mm y mayor de 0,074 mm, además resultaron de interés las menores de 0,074 y mayor de 0,044 mm, al valorar los difractogramas de las distintas fracciones, figura 2, para estas muestras Mn3 y Mn8, se detecta la fase de oxihidróxido de Mn litioforita, $(\text{Al, Li, Co})\text{Mn}^{+4}\text{O}_2(\text{OH})_2$ en ambas muestras, cuyos reflejos difractométricos son: 9,42 $\text{A}^\circ(70)$; 4,712 $\text{A}^\circ(100)$; 2,37 $\text{A}^\circ(24)$. La cual puede ser portadora de cobalto, ya detectada por Manceau et. al., 1987, en Nueva Caledonia. Esta fase se encuentra en paragénesis con al goethita y la gibbsita, esto último mejor manifestado en el perfil maduro L-48, lo que puede ser índice de la necesidad de la presencia del aluminio en la formación y estabilidad de estas fases de Mn, las cuales se caracterizan por su baja cristalinidad y carácter entremezclado físicamente.

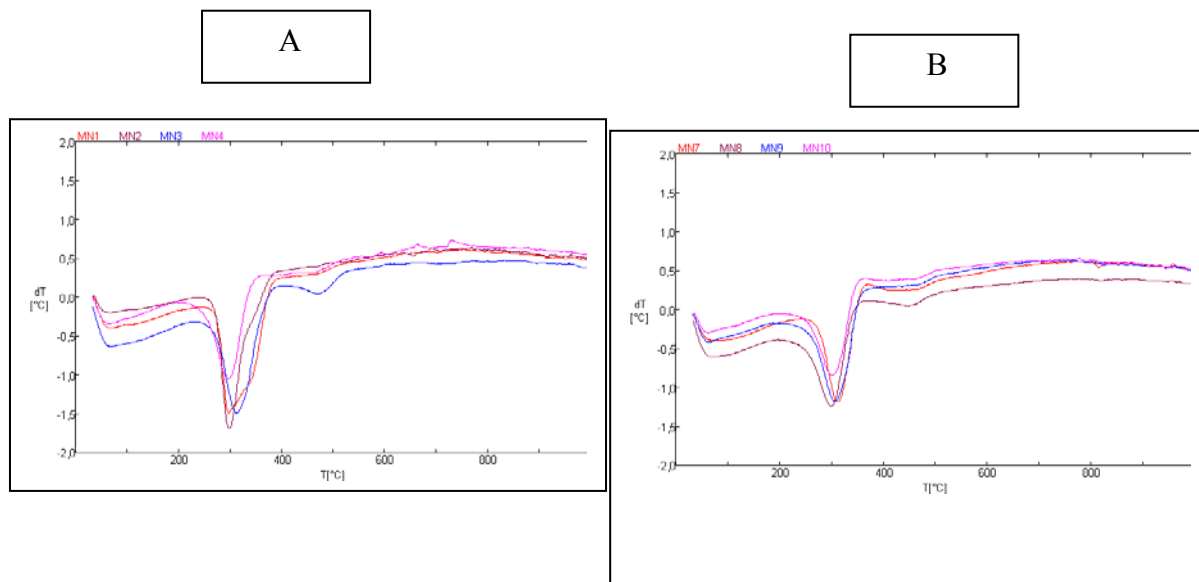
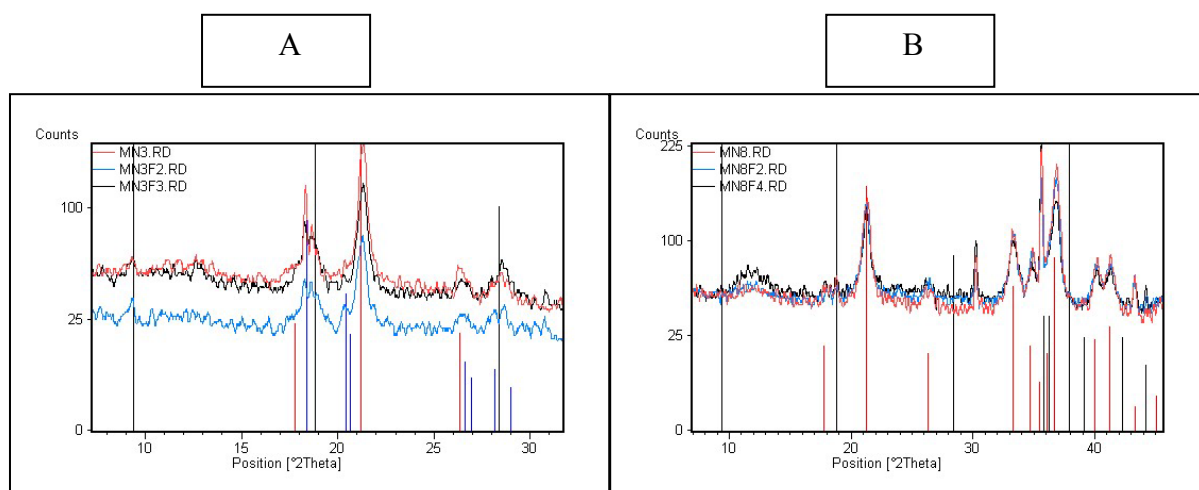


Figura 1. Termogramas de las muestras de lateritas para los perfiles L-48, el A, y M-47, el B, del yacimiento Punta Gorda.



Minerales: goethita: línea roja; litioforita: línea negra; gibbsita: línea azul.

Minerales: goethita: línea roja; litioforita: línea negra.

Figura 2. Difractogramas de las muestras enriquecidas en óxidos de Mn: litioforita, Mn3, para perfil L-48 (A) y Mn8 para perfil M-47 (B), del yacimiento Punta Gorda.

Conclusiones

- Existen fases minerales de óxidos de Mn, confirmadamente: litioforita y asbolana, y se estima la presencia de todorokita, birnesita y pirolusita, aún no confirmadas estas últimas.
- Se detecta una paragénesis propia para la formación y existencia de los óxidos de Mn: goethita-gibbsita-litioforita.
- Los óxidos de Mn son de baja cristalinidad y se presentan físicamente de forma entremezclada con otras fases minerales, principalmente con los óxidos de Fe.
- Se necesita elaborar la filiación genética relacionada con los óxidos de Mn, según la mineralogía existente en los perfiles lateríticos de Punta Gorda, Moa, Holguín.
- A partir de la paragénesis existente, se necesita elaborar el cuadro de las condiciones fisico-químicas de formación de esta asociación mineralógica.
- Se precisa conocer la forma y grado de retención del Coy el Ni en el material laterítico. (aplicando técnicas de disolución selectiva)

Referencia Bibliográfica

- Beukes, J. P., Giesekke, E. W., Elliot, W. (2000): Nickel retention by goethite and hematite. *Minerals Engineering*. Vol. 13. No. 14-15. pp 1573-1579.
- Chukhrov, F. P., Gorshkov, V. A., Drits, V. A. (1989): *Supergenic manganese Hydrous oxides*. 208 p. Nauka. Moscow.
- Da Silva E. F., De Oliveira S. M. B.; Fonseca E.C. (2000): Extracción química selectiva secuencial sobre el estudio de la distribución del Co, Cr, Zn y Ni en muestras del yacimiento Punta Gorda. *Geochimica Brasiliensis*. 14. 1. pp 41-50.
- Manceau A, Llorca S, Calas G. (1987) : Cristal chemistry of Co and Ni in lithiophorite and asbolane from New Caledonia. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, London, 51 (1): 105-113.
- De Carvalho e Silva, M. L M., Oliveira S. M. B (1995): As fases portadoras de níquel do minerio laterítico de níquel do vermelho, Serra dos Carajas (PA). *Revista Brasileira de Geociencias*. Vol. 25. pp. 69-78.
- Oliveira S.M. Barros, de Moya Partiti C. S., Enzweiler J. (2001): Ochreous laterite: a nickel ore from Punta Gorda, Cuba, by Oliveira et. al. *Journal of South American Earth Science*. 14. Pp307-317.
- Oliveira S.M.B. (1990): Estado actual de conocimiento de los minerales lateríticos de Ni en Brasil y el Mundo. *Rev. IG, Sao Paulo*, 11(2), 49-57, jul-dez.
- Rojas Puron, A.L. (2001): Evidencia a favor de que la goethita es la principal portadora de níquel en los horizontes lateríticos de las cortezas ferroniquelíferas. *revista Minería y Geología*. Vol. XVIII. No. 3 - 4. pp 21-31.
- Rojas Puron, A; Orozco, G; Vera, O; Arderí, A. (2005): Caracterización mineralógica de los perfiles lateríticos del yacimiento Punta Gorda. *I CONVENCION CUBANA DE CIENCIAS DE LA TIERRA*. La Habana, abril 2005. ISSN 0258 5979.
- Schellmann W. (1978) : Behaviour of Nickel, Cobalt and Chromium in ferruginous lateritic Nickel Ores. *Bulletin du B.R.G.M. section 2, No.3*.
- Sobol S.I. (1968): Composición de la lateritas de Moa y su influencia sobre los procesos de lixiviación de minerales por ácidos sulfúrico en autoclaves. *rev. tecnológica* No. 5 y 6..
- Voskresenskaya, N, Cordeiro, C (1986): Hallazgo de Elizabetinskita en las formaciones ocosas de la corteza de intemperismo del yacimiento Levisa, Holguin. *revista Minería y Geología* 3/86. pp 53-62.

JARINA: O MARFIM DAS BIOJÓIAS DA AMAZÔNIA

¹Marcondes L. da Costa, ²Helmut Hohn, ³Suyanne F. S. Rodrigues

¹CG/UFPa e CNPq. mlc@ufpa.br

²Autônomo. hh@amazon.com

³CG/UFPa. suyanneflavia@hotmail.com

Introdução

Jarina é o nome da semente da palmeira de igual nome, a *Phytelephas macrocarpa* (Phyto = planta e elephas = elefante), encontrada no sudoeste e oeste da região amazônica, estendendo-se além das fronteiras brasileiras. Esta semente, em especial a sua amêndoa, que há muito tempo chama atenção por suas propriedades físicas similares a do marfim, é conhecida há mais de um século como marfim vegetal, hoje defendida como substituto à altura do marfim animal. Sobre a produção na Amazônia ainda no início do século XX assim reporta Andrade (1937): “*O Juruá já atingiu a exportação de 100.000 kgs, anualmente. Se o transporte fosse fácil, a exportação poderia subir a mais de 1.000.000 kgs. O rio Envira, sobretudo, é privilegiado em matéria de jarina*”. A jarina era na época empregada no fabrico de botões, que foi suprimida pelo plástico logo após seu surgimento, no Brasil a última fábrica fechou nos anos 70. Por outro lado a jarina em países vizinhos, como Peru, Colômbia e Equador, é empregada na produção de artefatos diversos e bijuterias, geralmente, bem aceitas no mercado internacional, por conta do fino acabamento. A jarina sempre foi apreciada pelos povos dos barrancos de rios, devido a sua palha resistente utilizada em coberturas, seus frutos como alimento e quando secos para o fabrico de carvão, sendo aplicado nos interiores de painéis de barro para lubrificá-los, um precursor do teflon. A palmeira também fornece palmito.

Nos anos 80, a jarina começa a ressurgir com a perspicácia de artistas isolados, situados Acre, Amazonas e Rondônia, a bom exemplo o ourives César Farias, em Rio Branco, Acre, que começa a procurar nas sementes e madeiras a combinação ideal com o metal nobre. Nos anos 90, o primeiro autor, participando do programa de implantação do Pólo Joalheiro do Pará, e após ter organizado cursos de especialização em gemologia na UFPa, onde as sementes em bijuterias, incluindo a jarina, foram temas de monografias, apresentando e ressaltando o seu potencial gemológico e apelo ecológico. Contudo, pode-se afirmar que a jarina precisou de apenas de 8 anos para sair de sua aparente dormência de pouca importância (a semente apresenta elevada dormência natural), e retomar o seu lugar, agora um produto mais nobre, como uma gema orgânica e com uso terapêutico.

A Palmeira

A palmeira jarina apresenta a seguinte taxonomia: **Família:** *Palmae*; **Subfamília:** *Phytelephantoidae*; **Gênero:** *Phytelephas*; **Espécie:** *Phytelephas macrocarpa* Ruiz & Pavon. Ressalta-se que a espécie tem os seguintes sinônimos: *Elephantusia macrocarpa* Ruiz & Pavon, Willd, *Phytelephas microcarpa* Ruiz & Pavon, *Yarina microcarpa* Ruiz & Pavon, O. F. Cook.

A *Phytelephas macrocarpa* tem nas terras do Estado do Acre as seguintes características botânicas e ecológicas, na descrição de Ferreira (2006):

“*Estipe: solitário ou raramente cespitoso; subterrâneo ou aéreo com até 1.5 m de comprimento levemente inclinado, com cicatrizes foliares salientes, coberto com bainhas de folhas persistentes no ápice, às vezes envolvidas por fibras finas. Folhas: 14 a 17; pecíolo e bainha com 1.4 m de comprimento, a bainha fibrosa; raque 4.19 a 4.2 de comprimento; 57ou 58 pinas lineares em cada lado da folha, mais ou menos arranjadas e dispostas em um mesmo plano. Inflorescência: fortemente dimorfa; inflorescência estaminada e pistilada*”

intrafoliar. Flores estaminads sésseis, densamente arranjadas na raque; sépalas e pétalas reduzidas em obscuras bractéolas. Frutos: com até 9 cm de comprimento, formando uma massa mais ou menos globosa no ápice da raque; 4 a 6 vezes angulosos- obdeltóide, com a superfície apical lenhosa. Sementes: várias por frutos”.

A jarina (Figura 1) é uma palmeira de porte pequeno, alcançando até 5 metros de altura, acaule ou de caule curto, tronco grosso com numerosas raízes adventícias e flores de forte perfume (www.gta.org.br/jarina.htm). Os frutos drupáceos contêm até 9 sementes. O crescimento da palmeira jarina é lento, e uma árvore que apresente tronco de dois metros de altura, tem pelo menos de 35 a 40 anos de idade. É comum encontrar indivíduos com mais de 100 anos de idade. É possível que os exemplares da praça Plácido de Castro, em Rio Branco-AC, com tronco acima de 1 m tenham mais de 30 anos. A germinação ocorre em 3 ou 4 anos. O autor conseguiu a germinação com um ano. A frutificação ocorre a partir do sétimo ano, mas o autor conseguiu no quinto ano, em Rio Branco.



Figura 1 Palmeira jarina, Rio Branco-Ac.



Figura 2 Biojóias confeccionadas em jarina e açai. Florestar, Acre.

Distribuição Geográfica e Ambiente Geológico

A palmeira jarina é endêmica do sudoeste e oeste da Amazônia. No Brasil é encontrada nos estados de Rondônia, Acre e Amazonas, e também na Bolívia, Peru, Colômbia e principalmente no Equador, chegando a América Central. Em terras brasileiras a jarina desenvolve-se espontaneamente nas planícies de inundação, principalmente as mais antigas, nos vales dos rios de água branca, destacando-se os rios Purus e Juruá e seus afluentes. Formam verdadeiro gregarismo, conhecido como jarinal. As planícies são formadas por sedimentos silto-argilosos, constituídos além de quartzo de minerais de argila 2:1 (esmectitas, illitas e micas brancas), feldspatos, onde se encontram muitos troncos vegetais semipreservados. São sedimentos que além de SiO_2 e Al_2O_3 contêm valores significativos de metais alcalinos e alcalinos terrosos; são pouco ácidos e ricos em macro e micronutrientes. Também se desenvolvem ao longo de encostas de vales úmidos. São solos tipo Argissolos e Cambissolos eutróficos. É uma palmeira umbrófila, e nestas planícies está associada com o mulateiro, *Calycophyllum spruceanum*, típico deste ambiente, bambus entre outras espécies arbóreas e de palmas. Embora plantada em outras regiões do Brasil, a jarina não conseguiu se desenvolver adequadamente.

A Semente e a Amêndoa: o Marfim Vegetal

A palmeira frutifica uma vez ao ano, desenvolvendo de 6 a 8 cachos, que atingem o tamanho de uma cabeça humana adulta e chegam a pesar 10 kg. Os cachos de jarina tipo Acre são formados por até 9 frutos (ouriços), os quais contêm em média 3 a 4 sementes. A semente tem um tegumento (casca) composta por três camadas, sendo a mais interior fortemente fixada a amêndoa, e em geral preservada pelos artesãos, pois permite desenvolver belos trabalhos. A semente com casca têm forma triangulóide, com três vezes anguloso-obdeltóide, com superfície apical abaulada. A amêndoa guarda esta morfologia, embora tenda a maior arredondamento. O núcleo normalmente é oco. O comprimento varia de 48.5 a 80 mm, a espessura maior de 43 a 87,7 mm e a menor de 38.7 a 83 mm. A massa oscila entre 10 e 20 g, normalmente de 14 a 18 g, e perda de massa por desidratação de 1 a 4,5 %. Quando sem casca as sementes pesam de 10 a 14 g. A perda de massa por desidratação não causa danos, como retração e fissuramento, na amêndoa.

Na jarina o embrião ou amêndoa ocupa praticamente todo o interior da semente, que é um albúmem (endosperma) córneo, de constituição a hemicelulose (polímero de pentoses), geralmente encontrada na terceira camada celular do endosperma. A cavidade central é irregular, ligeiramente trapezoedróide. Esta retração parece ficar restrita a parte interior da amêndoa. A massa da semente madura (endosperma) é de cor branca com brilho característico muito semelhante ao marfim obtido de animais. A amêndoa é conhecida internacionalmente como *ivory nut* (inglês), *tagua nut* ou *tagua* (em áreas de influência norte-americanas), *corozo* (em áreas de influência britânicas), *Steinnuss* (alemão), *binroji* (japonês) e *coquilla, nuez de tagua* ou *yarina* (espanhol).

Características Físicas e Químicas

A amêndoa tem a cor branca marfínica, leitosa, o brilho sedoso do marfim, a dureza mediana, igual índice de refração, densidade, no entanto mais baixa, não quebradiça, mas sensível ao calor e a certos fungos e insetos, principalmente a partir da cavidade central. Ao contrário do marfim animal se deixa tingir facilmente. É formada de hemicelulose (um carboidrato muito resistente, $C_6H_{10}O_5$), segundo análises de IV, amorfo, enquanto o animal por fosfatos e carbonatos de cálcio e magnésio, parcialmente cristalinos. Fluoresce levemente em tom azul violáceo.

A amêndoa é formada por finas camadas concêntricas interrompidas apenas na região de influência do hilo. São camadas sub-milimétricas, alternando quase maciças com fibrosas, mais espessas. No todo a amêndoa é fibro-radial e as fibras perfeitamente delineáveis em imagens de MEV. Embora a amêndoa seja amorfa a difração de raios x, apresenta cristaltos de aluminossilicatos de Ca-K identificados por MEV/SED. A semente no geral tem a SiO_2 como o principal componente inorgânico, com vestígios de Al e P.

Melhoramento

Da mesma forma como muitos minerais de gema e gemas orgânicas a amêndoa de jarina, já incluída como gema orgânica, se deixa modificar, principalmente em sua coloração, através tingimento com corantes sintéticos e naturais, cozimento e/ou imersão em óleos, e através da ação térmica, como pirógrafo e aquecimento, e ainda através de amadurecimento controlado e envelhecimento, graças a sua microporosidade. As tonalidades obtidas não mascaram a natureza marfínica da jarina e tem tido grande aceitação do público consumidor.

Coleta e Beneficiamento

A coleta é feita na mata no período de janeiro a junho, tanto do chão ou pela retirada dos cachos. O beneficiamento consiste de secagem da semente ao sol ou mesmo em estufa. Em seguida faz-se o lixamento para remoção da casca interna, conforme o desejo do cliente, e posteriormente o polimento. As sementes para uso em biojóias são então furadas e quando requisitadas, são tingidas. As amêndoas também são beneficiadas em fatias (*slabs*), cascalho

e canutilhos ou tubinhos, que recebem lixamento e polimento, e conforme as necessidades do cliente, o tingimento.

Principais Produtos

A amêndoa da jarina tem encontrado ampla aplicação em biojóias, mini-esculturas e adereços em geral. Sendo a mais expressiva atualmente as biojóias (colares, pulseiras, brincos e anéis) (Figura 2). Ela é combinada com outras sementes como açaí, paxiúba e paxiubinha, madeiras, e mais recentemente com prata e ouro. A combinação com minerais tem tido sucesso, mesmo sabendo da sua sobrevida mais curta. No Equador e outros países vizinhos e da América Central a jarina é empregada principalmente em mini-esculturas, retratando animais da fauna regional. São trabalhos com grande aceitação no mercado internacional. No Brasil, as biojóias com jarina estão se desenvolvendo rapidamente no Estado do Pará (Pólo Joalheiro), no Amazonas (ofertada em *shopping centers* e no aeroporto internacional) e no Acre, onde está bastante efervescente, e se enquadrando no discurso de florestania e desenvolvimento sustentável.

Conclusões

A jarina deve ser vista como uma gema orgânica, genuinamente da região Amazônica, estendendo-se além das fronteiras brasileiras. Seria rara, como são as gemas inorgânicas e mesmo orgânicas tão somente por ser apenas típica desta região, a sua única “jazida”, mas que pode ser, certamente cultivada, correspondendo no mundo de gemas minerais como “sintetizada”. Suas jóias são bonitas, acessíveis, mas infelizmente não tem vida longa. Sua natureza endêmica mostra forte relação com as planícies de inundação de rios de água branca, com sedimentos fluviais imaturos e férteis, a do sudoeste da Amazônia, como o Acre, com influência das terras andinas.

A cadeia produtiva é grande e a agregação de valor é enorme, gerando os disparates de distribuição de renda, ficando a pobreza ainda com os povos coletores. Uma semente coletada sai no campo ao custo de R\$ 0,02 e um pequeno chaveiro entalhado em uma única semente é comercializado em Rio Branco a R\$ 17,00, ou seja, 42.500 % de agregação de valor.

A jarina é provavelmente a semente mais nobre da Amazônia para uso em biojóias. Sua exploração se enquadra aparentemente na política de desenvolvimento sustentável, entra como um substituto adequado ao marfim animal, auxiliando a inibir o comércio destes materiais. No entanto a exploração em larga escala da semente da jarina, sem um acompanhamento de manejo e mesmo de cultivo, pode trazer danos incalculáveis à reprodução e continuidade dos jarinais, cujo ambiente geológico é muito efêmero, restrito e frágil. Uma política de incentivos para o desenvolvimento de novos produtos, de conservação (longevidade) da jarina, e de combinação desta com pedras e gemas, poderá criar uma cadeia produtiva de alta qualidade e grande diferencial humano e de design, criando e projetando uma verdadeira atividade nobre da Amazônia.

Agradecimentos

Ao Basa pelo primeiro apoio financeiro, ao Pólo Joalheiro que se lançou com um programa de incentivo a jóias na Amazônia, a Florestar (Família Profetto) em Rio Branco-AC, um dos pioneiros na região, a Comufloor, a NaturArte de Socorro Freias, a César Faria, ourives pioneiro, a Concebida, que nos falou de jarina, a Marcolino, Lilia, Alexandre Neto, Alexandre Junior e Khaterine, nossos primeiros guias aos jarinais.

Referências

- Andrade, O. 1937. *Amazônia, esboço histórico, geographia physica, geographia humana e ethnographia do rio Juruá*. Maceió, Offina. Graphica. Da Casa Ramalho. 160.
- Farias, C. 2005. *A Peleja do Zé Jarina e técnicas de produção de biojóias em sementes da Amazônia*. Rio Branco. Fundação Elias Mansour, 2005. 43p.il.

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DOS PERFIS BAUXÍTICOS DA MINA DO PITINGA – NORDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS

Sanclever F. Peixoto¹ Adriana M. C. Horbe¹, Maurício Prado², José M. T. M. Ferron²

¹Programa de Pós-graduação em Geociências, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas. sancleverp@ufam.edu.br, ahorbe@ufam.edu.br

²Mineração Taboca S/A – Grupo Paranapanema. mauricio_geo@yahoo.com.br, jmaximino@mtaboca.com.br

Introdução

A região bauxítica do Pitinga está localizada a 250 km ao norte da Manaus e sempre foi conhecida pelo grande potencial de estanho como cassiterita. A região consiste de rochas vulcânicas ácidas (Grupo Iricoumé) intrudidas por cinco corpos graníticos, dos quais três estão mineralizados em estanho, e rochas sedimentares (Fm. Urupi) (Horbe *et al.* 1991; Costi *et al.* 2000). Os primeiros trabalhos de mapeamento geológico na região foram executados pela CPRM/DNPM (Araújo Neto & Moreira 1976; Radambrasil 1978; Veiga Jr. *et al.* 1979). Foram realizados também trabalhos voltados à pesquisa de metais raros (Sn, Zr, Th, Nb, Y e ETR) associados tanto a mineralização primária como supergênica (Horbe *et al.* 1991, 1997), Costi *et al.* (2000), Lenharo *et al.* (2003) dentre outros. O primeiro trabalho de caracterização geológica, geoquímica e de avaliação das potencialidades econômicas das bauxitas do Pitinga foi realizado por Costa *et al.* (1988), posteriormente, Horbe & Costa (1999) também mencionam a presença de horizontes bauxíticos na região. A retomada da pesquisa nesse tema possibilitou que fosse feita nova caracterização textural, estrutural, mineralógica e geoquímica de dois perfis lateríticos desenvolvidos sobre rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iricoumé e graníticas do Maciço Água Boa.

Material e Métodos

Foram coletadas 31 amostras a cada metro em dois perfis lateríticos (P1 e P2). Após secas, quarteadas e pulverizadas, selecionou-se 14 amostras representativas para análise química e mineralógica. As análises químicas foram realizadas pela Acme Analytical Laboratories LTD, Canadá. SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P.F. foram analisados por ICP-ES. Enquanto o Cu, Mn, Mo, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, Se, Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ga, Ta, Th, U, V, W, Zr e Y foram analisados por ICP-MS, ambos após fusão com LiBO₂. Para análise do Au, Ag, As, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl e Zn a abertura das amostras foi feita com água-régia (HNO₃ + HCl concentrados). As análises mineralógicas de amostra total foram feitas por difratometria de raios-X no Laboratório de Difração de Raios-X do DEGEO na Universidade Federal do Amazonas – UFAM.

Estrutura e Mineralogia do P1

Este perfil com 13 m de espessura, é composto de quatro horizontes (da base para o topo): saprólito, crosta (fácies: aluminosa, alumino-ferruginosa, ferro-aluminosa e aluminosa), desmantelado e solo, desenvolvidos sobre as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.

O *saprólito* (3 m) é formado de material areno-argiloso avermelhado com porções argilosas mais esbranquiçadas, tem foliação incipiente marcada pelo alinhamento de minerais ferruginosos e boa porosidade. Os minerais predominantes são gibbsita (53 %), caulinita (34 %) e hematita + goethita (11 %). O anatásio ocorre em 2 % e o quartzo não atinge 1 %. A *crosta laterítica* (6 m) é constituída de quatro fácies: a *fácies Al* é avermelhada a marrom com porções protonodulares, tem grande número de *alteromorfos*, inclusive zonados, que podem

ter resultado da substituição do feldspato. A gibbsita freqüentemente está geminada e é o mineral dominante (86 %), enquanto o teor de hematita + goethita é relativamente baixo (9 %). A *fácies Al-Fe* tem textura protonodular, a gibbsita diminuiu (69 %) e hematita + goethita aumentou (25 %) em relação à *fácies Al*. A *fácies Fe-Al* também tem textura protonodular, é cavernosa e tem coloração avermelhada. É a *fácies* onde os teores de hematita + goethita (48 %) e caulinita (10 %) são mais elevados, enquanto os de gibbsita (39 %) mais baixos. Na porção superior a crosta é novamente *aluminosa*, maciça e tem textura protopisolítica a pisolítica. Os pisólitos hematíticos são arredondados, enquanto os gibbsíticos angulosos, ambos têm até 4 cm de diâmetro, diminuem de tamanho em direção ao topo do horizonte e estão envolvidos por plasma gibbsítico rosado. É a *fácies* onde o teor de gibbsita é mais alto (87 %) e o de hematita + goethita mais baixo (3 %) (Fig. 1a). O *horizonte desmantelado* (1,5 m) é formado por blocos decimétricos da crosta pisolítica, similar a *fácies Al* do topo da crosta, e por pisólitos angulosos a sub-arredondados, hematíticos, avermelhados e gibbsíticos amarelo-esbranquiçados isolados com menos de 3 cm de diâmetro, envolvidos por matriz argilosa friável amarela-avermelhada. Os teores de gibbsita nos pisólitos (65 %) e na matriz (66 %) são similares, enquanto o de caulinita é mais elevado nos pisólitos (31 %) do que na matriz (15 %). A hematita + goethita é menor nos pisólitos (1 %) e maior na matriz (13 %). O *solo* (2,5 m) tem estrutura maciça, textura argilo-arenosa, é friável e tem cor amarelada. A gibbsita é o mineral predominante (68 %), enquanto os teores da caulinita (11 %) e hematita + goethita (14 %) assemelham-se aos da matriz do horizonte desmantelado. Na crosta o anatásio não ultrapassa 1 %, na matriz do horizonte desmantelado e no solo o teor é de 4 %. O quartzo tem menos de 1 % em todo o perfil.

Estrutura e Mineralogia do P2

Este perfil tem 14 m de espessura e também é composto de quatro horizontes (da base para o topo): saprólito, crosta (*fácies* aluminosa, ferro-aluminosa a alumino-ferruginosa e aluminosa), desmantelado e solo, desenvolvidos sobre as rochas graníticas do Maciço Água Boa.

O *saprólito* (1,5 m) é formado de fragmentos da rocha-mãe intemperizada envolvidos por matriz friável argilo-arenosa rósea-avermelhada. A caulinita (52 %) e a gibbsita (39 %) são os minerais que predominam além de hematita + goethita (7 %), quartzo (2 %) e anatásio (<1 %). A *crosta laterítica* (5 m) é formada por quatro *fácies*: a *fácies Al* tem estrutura maciça, é bastante porosa, com tubos e canais preenchidos por argila caulínica, é vermelha-amarelada e têm textura protonodular. Mineralogicamente é formada de gibbsita (66 %), caulinita (18 %) e hematita + goethita (14 %), enquanto quartzo e anatásio ocorrem abaixo de 1 %. A *fácies Fe-Al a Al-Fe* é vermelha escura, tem textura protonodular, estrutura maciça e porosa. Predominam hematita + goethita (47 %), gibbsita (38 %) e caulinita (13 %). No topo da crosta a *fácies Al* tem textura nodular, estrutura maciça e cor amarela-avermelhada a rosada. Os nódulos são, predominantemente, gibbsíticos, alongados, amarelo-esbranquiçados com até 1 cm de comprimento, enquanto os hematíticos têm forma subarredondada, medem até 3 cm de diâmetro e ambos estão envolvidos por plasma gibbsítico rosa. No *horizonte desmantelado* (2 m) ocorrem nódulos hematíticos e gibbsíticos coalescentes que formam concreções inferiores a 15 cm. Nas concreções predomina gibbsita (75 %), mas ocorrem ainda caulinita (17 %) e hematita + goethita (6 %), enquanto na matriz predomina caulinita (79 %) e gibbsita não atinge 10 %. O *solo* mede 5,5 m de espessura e seu contato com a crosta é gradacional, com desaparecimento das concreções Al em direção ao topo do perfil. Mineralogicamente é muito semelhante à matriz do horizonte desmantelado quanto aos conteúdos de caulinita (77 %), gibbsita (9 %) e hematita + goethita (8 %). O teor de quartzo diminui de 2 % no saprólito para <1 % nos demais horizontes enquanto o de anatásio aumenta de <1 % no saprólito e na *fácies Al* da base para 2 % nos demais horizontes do perfil. Não há

diferença nos teores de quartzo (<1 %) e anatásio (2 %) nas concreções e matriz do horizonte desmantelado e no solo.

Geoquímica do P1

Os elementos maiores mais abundantes no perfil são Al_2O_3 (29,27 – 59,88 %) e Fe_2O_3 (1,14 - 47,55 %). Os teores mais elevados de Al_2O_3 foram verificados nas fácies Al do topo (59,88 %) e da base (57,8 %) da crosta. Por outro lado, o teor mais baixo de Al_2O_3 ocorre na fácies Fe-Al (29,3 %). Comportamento semelhante é mostrado pela P.F. (17,4 – 31,3 %) devido ser o segundo constituinte da gibbsita. Os teores de P.F. mais elevados ocorrem nas fácies aluminosas do topo (31,3 %) e da base (30 %). O Fe_2O_3 domina na fácies Fe-Al (47,55 %) e é mais baixo na fácies Al (3,4 %) situada no topo do perfil e nos fragmentos do horizonte desmantelado (1,1 %). O SiO_2 é mais elevado no saprólito (15,8 %) e mais baixo na base da crosta aluminosa (1,5 %). O TiO_2 aumenta, progressivamente, em direção ao topo e alcança teor mais elevado na matriz do horizonte desmantelado (3,54 %) e no solo (3,62 %), enquanto o mais baixo está na crosta Fe-Al (0,9 %). O CaO, Na_2O , MgO e K_2O estão abaixo ou muito próximos do limite de detecção do método analítico (< 0,04 %) em ambos os perfis. Com relação aos teores de Al_2O_3 (14,73 %), Fe_2O_3 (3,31 %), P.F (0,5 %) e SiO_2 (71,27 %) na rocha-mãe, o perfil mostra que Al_2O_3 , Fe_2O_3 e P.F aumentaram, respectivamente, cerca de 4, 14 e 60 vezes na crosta enquanto o SiO_2 diminui 45 vezes.

Os elementos-traço (ET) que aumentam de teor em relação à média crustal são: Zr, Th, Nb, Ga, Hf, Y, V, Sn, Sc, W, Ta, U e Hg. O Ba, Sr, Mn, Zn, Co, Ni, Rb e Au diminuem enquanto Pb, V, As, Mo, Cu e Sb variam nos horizontes em torno da média crustal. Os ET mais abundantes, em ordem decrescente, são Zr, Ba, Nb, Ga, Th, Hf, Y, V, Sr e Mn. O teor de Zr varia entre 634 ppm nas concreções aluminosas do horizonte desmantelado e 3757 ppm no solo. O Ba e Sr têm distribuição semelhante entre si, diminuem do saprólito (1402; 208 ppm, respectivamente) para o topo da crosta (55; 29 ppm, respectivamente) e aumentam em direção ao solo (156; 76 ppm). Os teores mais elevados de Nb, Ga, Y, Hf e Th ocorrem no solo e na matriz do horizonte desmantelado. O Zr, Th, Nb, Ga, Hf e Y têm a mesma distribuição ao longo do perfil, ou seja, mantêm teores similares no saprólito e na crosta, diminuem nas concreções e voltam a aumentar na matriz do horizonte desmantelado e no solo.

O Sn, Sc, W, Pb, Ta e U praticamente não variam na crosta, exceto na fácies Fe-Al, onde Pb, Sc, U, W são mais elevados e Sn e Ta praticamente não variam. O W, Sb, Ta e Hg (13; 13; 11 e 0,31 ppm, respectivamente) são elementos que apesar dos baixos teores são bem mais altos que à média crustal (1; 0,1; 0,45 e 0,02 ppm). O V, As, Mo, Cu, Sb aumentam do saprólito para a crosta, onde atingem os teores mais elevados na fácies Fe-Al, diminuem nas concreções Al o que indica associação com o Fe e tornam a aumentar na matriz do horizonte desmantelado e no solo. O Mn, Zn, Co e Ni diminuem do saprólito para a crosta, sendo que Zn e Ni são mais altos na fácies Fe-Al e no solo, o Mn na matriz do horizonte desmantelado e no solo, enquanto o Rb, Hg e Au têm distribuição diferenciada dos demais. O Rb diminui em direção à crosta e aumenta no solo, enquanto Au e Hg distribuem-se de maneira inversa.

Geoquímica do P2

Assim como no perfil 1, Al_2O_3 (29,57 – 55,65 %) e Fe_2O_3 (6,24 – 46,96 %) são os constituintes mais abundantes. Os teores mais elevados de Al_2O_3 e P.F., constituintes essenciais da gibbsita, ocorrem nas concreções que formam o horizonte desmantelado (55,7; 29,4 %, respectivamente) e na fácies Al (50,4; 27 %) da base do perfil, enquanto os mais baixos estão na fácies Fe-Al a Al (29,6 %). Os teores mais baixos de SiO_2 estão na crosta (5,45 – 8,42 %) e nas concreções do horizonte desmantelado (7,84 %) enquanto os mais altos no solo (35,9 %) e no saprólito (24,3 %). TiO_2 aumenta da crosta (0,27 – 0,32 %) para o solo

(1,78 %). Em comparação aos teores de Al_2O_3 (12,53 %), Fe_2O_3 (1,85 %), P.F. (0,93 %) e SiO_2 (75,01 %) (Lenharo *et al.* 2003) na rocha-mãe, o do perfil mostra que Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P.F. e SiO_2 aumentaram na rocha-mãe, o perfil mostra que Al_2O_3 , Fe_2O_3 e P.F. aumentaram, respectivamente, cerca de 4, 25 e 30 vezes na crosta enquanto o SiO_2 diminuiu 10 vezes.

Os elementos-traço que aumentam de teor em relação à média crustal são: Zr, Th, Nb, Ga, Hf, Sn, Y, W, Ta, e U. Por outro lado V, Mn, Pb, Sc, Zn, Cu, Sr, Ba, Rb e Ni diminuem, enquanto As, Mo, Hg, Sb e Au variam em torno da média crustal. O Zr, Nb, Th, Ga, Hf, Sn, Y, V, Ta, W e U são os mais abundantes e, exceto V, têm a mesma distribuição ao longo do perfil, ou seja, diminuem do saprólito para a crosta e alcançam os maiores teores no solo. Th é mais abundante no solo, mas também ocorre em teores elevados na crosta Fe-Al e na matriz do horizonte desmantelado. O V, Mn, Sc, Pb, Zn e Cu aumentam do saprólito em direção a crosta, especialmente V, Pb e Cu que apresenta os teores mais altos na fácies Fe-Al a Al, devido à associação com o Fe, enquanto para o Mn, Sc e Zn os mais altos estão no solo. As, Mo, Hg, Sb e Au assemelham-se ao grupo anterior, contudo diminuem mais acentuadamente para o solo. O Sr, Ba, Rb e Ni não têm variação acentuada no perfil, contudo apresentam tendência a se concentrarem no solo. O Co está abaixo do limite de detecção (<0,5 ppm). O Sr, Ba, Rb e Ni praticamente não variam de teor no saprólito e na crosta, entretanto aumento na matriz do horizonte desmantelado e no solo. O Mn, Pb, Sc, Zn e Cu diminuem no saprólito, aumentam na crosta, principalmente na fácies Fe-Al a Al, volta a diminuir nas concreções Al do horizonte desmantelado e aumenta na matriz desse horizonte e no solo. O As, Mo, Hg, Sb e Au têm distribuição semelhante entre si, ou seja, aumentam em direção a crosta, principalmente na fácies Fe-Al a Al em seguida diminuem em direção ao solo.

Conclusões

As bauxitas da região do Pitinga foram originadas pela intensa lateritização das rochas ígneas ácidas: vulcânicas e graníticas. Esse processo, que pode ter iniciado no Terciário e perdurou até o Mioceno, proveu a Amazônia com a formação de inúmeros depósitos lateríticos correlacionáveis em função de suas semelhanças texturais, estruturais, morfológicas, mineralógicas e químicas (Costa *et al.* 1988). Em conformidade com o referido autor, vários fatores favoreceram a formação desses expressivos horizontes bauxíticos, sobretudo a mineralogia e a química das rochas-mães.

Com base nos resultados químicos obtidos e nas especificações de bauxitas refratárias, as crostas de ambos os perfis são viáveis economicamente. Contudo a fácies Al da base e do topo da crosta do perfil 1, formada a partir das rochas vulcânicas é de melhor qualidade do que sobre a os granitos, tanto no que diz respeito à espessura dos horizontes quanto aos teores de Al_2O_3 e de impurezas, dentre elas o SiO_2 que é notadamente mais baixo no P1.

Os ET como Zr, Ba, Y, Sr, V e Sc são maiores no perfil sobre as vulcânicas (P1), por outro lado, Nb, Ga, Th, Sn, W, Ta, As, Sb e Au são maiores no perfil derivado dos granitos (P2), enquanto Hf, Mn, Pb, U, Ni, Mo, Cu, Co e Hg são equivalentes nos dois perfis. Em relação à distribuição no perfil 1, Ba, Sr, Rb e Mn se concentram no saprólito e na base da crosta. O V, Pb, Ta, As, Mo, Cu, Sb, Hg e Au ocorrem em teores mais altos na fácies Fe-Al enquanto Zr, Nb, Ga, Y, Hf, Th, Sn, Sc, W, Ta, U e Ni na matriz do horizonte desmantelado e no solo. No perfil 2, Mo, As, V, Pb, Co, Hg, Sb e Au concentram-se na crosta, sobretudo na fácies Fe-Al, enquanto Zr, Ba, Nb, Ga, Y, Hf, Sr, Mn, Sn, Sc, W, Ta, U, Zn, Rb, Ni e Cu na matriz do horizonte desmantelado e no solo.

Referências

- Araújo Neto, H. & Moreira, H.L. 1976. *Projeto estanho do Abonari*. Relatório Final, DNPM/CPRM, Manaus, vol. 2.
- Costa, M.L.; Horbe, M.A.; Horbe, A.M.C.; Teixeira, J.T.; Costa, W.A.M. 1988. In: Congr. Bras. Geologia, 35, Belém, Resumos..., Belém, Pará, SBG, Núcleo Norte, v.1, p.22-26.

- Costi, H.T.; Dall'agnol, R. Moura, C.A.V. 2000. *Inter. Geol. Rev.* 43:832-849.
- Horbe, A.M.C. & Costa, M. L. 1997. *Acad. Bras. Ciências.* 69 (2). pb. 194-210.
- Horbe, A.M.C. & Costa, M.L. 1999. *Jour. Geochem. Explor.*, v. 66, p.339-351.
- Horbe, M.A.; Horbe, A.M.C.; Costi, H.T.; Teixeira, J.T. 1991. *Jour. Geochem. Explor.*, v. 40, p.227-249.
- Lenharo, S.R.L.; Pollard, P.J.; Born, H. 2003. Elsevier (*Lithos*), 66: 37-61.
- RADAMBRASIL, 1978. Folha SA.20-Manaus. *DNPM.* Vol. 18, 747p.
- Veiga Junior, J.P; Nunes,A.C.B.; Fernandes, A.S.; Amaral, J.E.; Pessoa, M.R.; Cruz, S.A. 1979. Relatório Final, DNPM/CPRM, Manaus, 7 vol.

CARACTERIZAÇÃO DA CAULINITA DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO E SEUS PRODUTOS LATERÍTICOS.

Déborah N. C. Monteiro¹ & Adriana M. C. Horbe²

¹Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas. deborah_collyer@yahoo.com.br

²Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas. ahorbe@ufam.edu.br

Introdução

A região Amazônica possui muitas riquezas minerais, especialmente importantes depósitos de caulim de excelente qualidade, utilizados em vários ramos industriais. Entre os diversos usos do caulim destacam-se a fabricação de louças, porcelanas, papéis, plásticos, entre outros. A área de estudo onde ocorre sedimentos da Formação Alter do Chão é uma importante fonte de caulim industrial (Moraes, *et. al.* 1997). A lateritização dessa unidade levou a formação dos horizontes saprolítico, mosqueado, crosta ferruginosa, linhas de pedras e solo (Horbe, *et. al.* 2001; Fernandes Filho, *et.al.* 1997). A formação de cada um desses horizontes pressupõe modificações mineralógicas e químicas em relação ao sotoposto. Como a caulinita está presente em todos os horizontes buscou-se com o estudo cristalográfico e morfológico desse argilomineral verificar quais as variações nas suas características ao longo dos horizontes do perfil laterítico da Formação Alter do Chão. Nesse estudo foram utilizadas técnicas de difração de raios-X, espectroscopia de absorção no infravermelho e microscopia eletrônica de varredura.

Materiais e Método

Foram coletadas 15 amostras de um afloramento localizado em Manaus e 20 amostras do km 12 da rodovia AM-240 ambos da Formação Alter do Chão, e denominados de Nova Era e AM-240, respectivamente.

A Formação Alter do Chão é constituída por material arenoso intercalado por lentes argilosas avermelhadas que tornam-se brancas para o topo, apresenta granulometria areia média a grossa granodrecrescente, tem estratificações cruzadas e plano-paralelas de pequeno porte, clastos de argila, areia preenchendo póros e grãos de quartzo de até um 1 cm de diâmetro. Apresenta moldes de raízes, preservados por oxi-hidróxidos de Fe. Sobre este material foi desenvolvido o perfil laterítico, estruturado da base para o topo pelos horizontes: *Saprolítico* (2,0m de espessura) está em contato direto com a rocha-mãe e ainda preserva algumas características da mesma, é constituído por sedimentos areno-argilosos, granulometria fina a média com coloração esbranquiçada-avermelhada e estratificação plano-paralela. *Mosqueado* (3,0m de espessura) é formado por material areno-argiloso de granulometria areia fina a média, de coloração esbranquiçada a rosa-avermelhada no topo. Essa coloração segundo Costa, *et.al.* 1991 é causada pelo manchamento provocado pelo Fe. O perfil também apresenta duas linhas de pedra, denominadas de linhas de pedra 1 e 2. A *linha de pedra 2/Lp2* (0,5m de espessura) localiza-se logo acima do horizonte mosqueado é constituída por matriz argilo-arenosa de granulometria fina a média, friável e tem coloração alaranjada enquanto as concreções ferruginosas são alongadas a subangulosas com até 50 mm de diâmetro. *Horizonte intermediário* (1,0m de espessura) está disposto entre as duas linhas de pedra e é formado por material argiloso e tem cor ocre. Na *Linha de Pedra 1/Lp1* (0,8m de espessura) a matriz é argilo-arenosa, friável, tem coloração avermelhada e as concreções de Fe apresentam fragmentos arredondados de tamanhos entre 1 e 20 mm de diâmetro. O solo (2,0m de espessura) situa-se a cima da linha de pedra 1, é composto por material argilo-arenoso friável e tem coloração alaranjada e presença de raízes.

O perfil da AM-240, km 12 é constituído de crosta ferruginosa e solo (Horbe *et. al.* 2001). A crosta possui espessura aproximada de 1 m é formada por blocos de dimensões

métricas e contornos irregulares, tem coloração avermelhada e textura maciça, formada por grãos de quartzo de tamanho fino a médio e material marrom avermelhado endurecido constituído de hematita e goethita. As fraturas e fissuras estão preenchidas por material caulínítico friável. O solo apresenta espessura aproximada de 5m é constituído de material argilo-arenoso de granulometria fina a média, com coloração amarela a avermelhada, essencialmente caulínítico com gibbsita e quartzo subordinado, ocorrem nódulos ferruginosos esparsos com menos de 0,5cm de diâmetro.

As amostras coletadas depois de descritas macroscopicamente foram secas a temperatura ambiente, quarteadas e submetidas aos procedimentos descritos a seguir: Foi separada a fração argila ($<2\mu\text{m}$) pelo método da pipetagem. O material obtido foi colocado em uma lâmina de vidro, seco em temperatura ambiente e submetido à análise de difração de raios-X. As leituras foram feitas em um difratômetro *Shimadzu XRD 6000* com filtro de Cu e campo de varredura entre 5 a $60^{\circ}2\theta$. Para o cálculo do índice de cristalinidade da caulinita (*Hinckley, 1963 in Carrol, 1970*), as amostras foram analisadas novamente no intervalo 18 a $24^{\circ}2\theta$, na velocidade de $0,002^{\circ}2\theta/\text{minuto}$. Na análise de espectroscopia de absorção no infravermelho foi utilizada $0,5$ a 3mg de amostra total mais $150\text{-}200\text{mg}$ de brometo de potássio sólido prensada a $700\text{kg}/\text{cm}^2$ durante um minuto. Utilizou-se um interferométrico por transformada de Fourier (FT-IR) da *Perkin Elmer*, Modelo *Spectrum 2000*, com voltagem $220\text{-}240\text{ V}$ e $0,8\text{ A}$. As análises de microscopia eletrônica de varredura - MEV foram realizadas em um equipamento eletrônico LEO modelo *1450VP*, do Museu Paraense Emílio Goeldi.

Resultados e Discussões

A análise difratométrica de raios X das amostras do perfil Nova Era, identificou a caulinita como mineral mais abundante na fração $<0,02\text{mm}$, seguida do quartzo e hematita. A caulinita dos sedimentos da Formação Alter do Chão, do saprólito e do mosqueado apresenta reflexões bem definidas e afiladas sendo a $12,2$ e $24,7^{\circ}2\theta$ de maior intensidade (Fig. 1A), e em $19,9$ e $21,2^{\circ}2\theta$ utilizadas no cálculo do índice de cristalinidade (Ich) apresentam-se menos intensas. O Ich com média de $1,3$ indica que a caulinita desses horizontes possuem alta cristalinidade (Fig. 1B) segundo a classificação de *Hinckley* possuem alta cristalinidade. As amostras da matriz da linha de pedra, do material argilo-arenoso intercalado e do solo também apresentaram as reflexões $12,2$ e $24,7^{\circ}2\theta$ da caulinita afiladas e de alta intensidade, contudo as reflexões $19,9$ e $21,2^{\circ}2\theta$ são abauladas e assimétricas, e não permitiu calcular o índice de *Hinckley* o que indica que possuem baixa cristalinidade (Fig. 1C).

Os difratogramas das amostras da matriz, da crosta ferruginosa e solo do perfil da AM-240, km 12 indicaram que os principais minerais encontrados são: o quartzo, caulinita e gibbsita, além de hematita na crosta. Na matriz da crosta e no solo a caulinita é o mineral mais abundante com reflexões $12,4$ e $24,8^{\circ}2\theta$ afiladas e de alta intensidade, enquanto que nos fragmentos ferruginosos as reflexões $35,5^{\circ}2\theta$ da hematita foram mais intensos que nos outros horizontes. Não foi possível calcular o índice de *Hinckley* da caulinita nesses horizontes, pois as reflexões que ocorrem no intervalo de 18 a $24^{\circ}2\theta$ estão mal definidos, e portanto podem ser classificadas como tendo baixa cristalinidade (Fig. 1D).

Na análise de microscopia eletrônica de varredura (MEV), a caulinita dos sedimentos da Formação Alter do Chão e do saprólito apresentam estruturas em acordeon, similares as caulinitas neoformadas estudadas por *Welton, et al. (1984)*. Também ocorrem placas isoladas, hexagonais de até $2\mu\text{m}$ de diâmetro que diminuem para $1\mu\text{m}$ no saprólito. No solo as placas são menores ($<1\mu\text{m}$ de diâmetro) com bordas arredondadas a angulosas, segundo *Keller, (1978)* caulinitas com esse tipo de morfologia sugerem origem detrítica (Fig. 1E). Na matriz da crosta ferruginosa e no solo do perfil da AM-240, km 12 a caulinita é similar ao topo do

perfil da Nova Era (Fig. 1F). Portanto o solo pode ter contribuição alóctone nesses perfis como sugere a presença de linha de pedra tida como de origem residual (Horbe, *et.al.* 2005).

Nas análises de espectroscopia de absorção no infravermelho as amostras dos sedimentos da Formação Alter do Chão e do perfil laterítico da área de estudo apresentaram s três picos afilados situados à cerca de 3697 e 3620 cm^{-1} , característicos das vibrações O-H da caulinita. A banda 3620 cm^{-1} é a que apresenta menor intensidade. Ocorrem ainda, bandas muito intensas na região 1200 – 900 cm^{-1} características das vibrações de tensão Si-O e Al-OH desse mineral, assim em 540 e 475 cm^{-1} . Na região 1100 a 600 cm^{-1} há bandas de pouca intensidade das vibrações Si-O, característico do quartzo (Fig. 1G). Da base para o topo do perfil observa-se que as bandas diminuem de intensidade, refletindo a diminuição no grau de cristalinidade, observadas pelo cálculo do Ich.

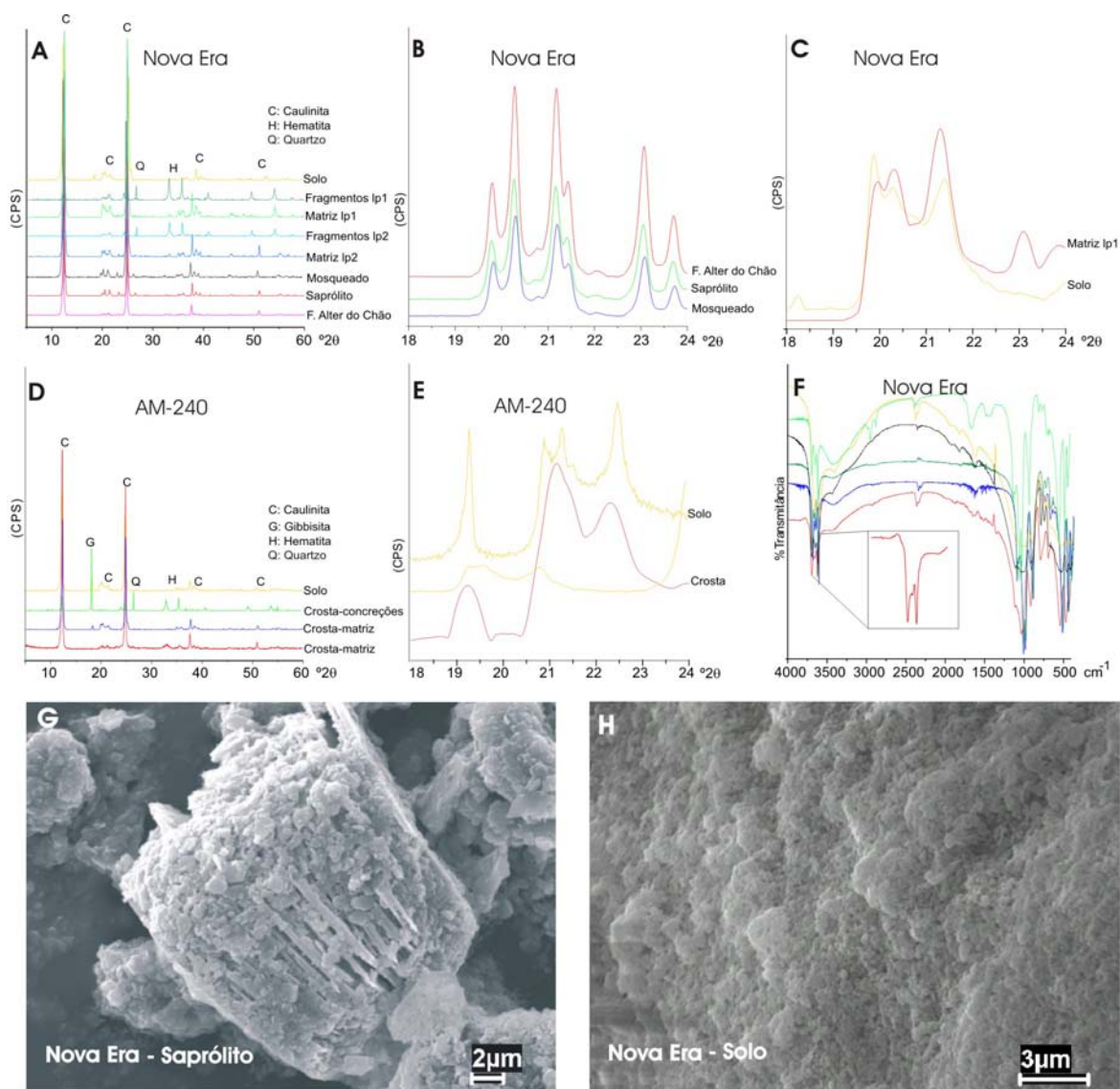


Figura 1: A-Difratogramas do perfil Nova Era, B- Detalhe das reflexões da caulinita entre 18 e 24°2θ usadas no cálculo do Ich dos sedimentos da Formação Alter do Chão, saprólito e mosqueado, C- Detalhe das reflexões da caulinita entre 18 e 24°2θ usadas no cálculo do Ich da matriz da Lp1 e do solo, D- Difratogramas do perfil da AM-240, E- Detalhe das reflexões da caulinita entre 18 e 24°2θ usadas no cálculo do Ich da crosta e do solo, F- Espectros de infravermelho do perfil Nova Era, G e H- Análises de MEV da caulinita do saprólito e do solo do perfil Nova Era, respectivamente.

Referências Bibliográficas

- Costa, M.L. – 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, vol. 21(2), junho/1991. p-146-160.
- Fernandes Filho, L.A.; Costa, M.L.; Costa, J.B.S. - 1997.Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus-Am. Geociências, São Paulo, vol. 16(1), p. 9-35.
- Hinckley (1963) in Carrol, D. 1970. Clay minerals: A guide to their X-ray identification. USA. The Geological Society of America, p. 7-10.
- Horbe, A.M.C.; Horbe, M.A. – 2005. Linhas de pedra da região nordeste do Amazonas. In: Contribuições a geologia da Amazônia, vol. 4. Manaus.
- Horbe, A.M.C.; Nogueira, A.C.R.; Horbe, M.A.; Costa, M.L.; Suguio, K. 2001. A lateritização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo Balbina, nordeste do Amazonas. In: Contribuições a geologia da Amazônia, vol. 2. Manaus. SBG, Núcleo Norte, 2001. VI Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus. 1999, p. 145-176.
- Keller, W.D. – 1978. Classification os kaolins exemplified by their textures in San Electron Micrographs. Clays and Clay Minerals, v. 26, n.1, p.1-20.
- Moraes, E.L.; Costa, M.L. – 1997. Caulim de Manaus-Itacoatiara: Aspectos Mineralógicos e Geoquímico. Geociências, São Paulo, vol. 16(1), p.35-54..
- Welton, J.E – 1984 SEM Petrology Atlas. Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists. p-237.

THE USE OF MANGANESE FOR PRODUCTION OF SPECIAL CALCIUM ALUMINATE CEMENTS (MANGANESE CEMENTS)

¹Herbert Pöllmann, ²Marcondes L. da Costa, ²Rômulo S. Angélica

¹University of Halle/Saale, Germany, ²Universidade Federal do Pará
herbert.poellmann@geo.uni-halle.de, mlc@ufpa.br , angelica@ufpa.br

Introduction

Cement is still used world-wide in increasing amounts and is a prosperous branch of industry. New demands for cements are increasing quality, the use of secondary raw materials and alternative fuels. The production of new cement types also can be an interesting topic. Manganese additions to cements were not studied in detail in the past. Besides other uses, no use as a component in HAC (High Alumina Cements) applications was described (Harben et al., 1998). The manganese containing CaMn_2O_4 (Marokite) is the related structure to monocalciumaluminate ($\text{CaO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3$) which is the dominant phase in HAC (Sourie & Glasser, 1991; Füllmann, 1997; Walenta, 1997, Harben et al., 1998; Scrivener & Capmas, 1998; Motzet, 1999). Marokite crystallizes in a distorted spinel structure and is therefore not a hydraulic mineral. The addition of manganese oxides to the raw meal leads to the formation of a new type of highly reactive HAC (Peacor et al., 1985; Pöllmann, 2001; Pöllmann & Oberste-Padtberg, 2001).

Depending on the raw materials and the temperature applied, the new formed phases are solid solutions of manganese with the primary minerals of a HAC, like CA and C_4AF but also Ca-manganates and different Ca-Al-Si-Fe-Mn-oxides with varying stoichiometry are formed.

The hydration of these primary minerals leads to different new hydrates partially also incorporating manganese in their crystal lattices. Solid solution series of manganese brownmillerites were described by (Sourie & Glasser, 1991; Motzet & Pöllmann, 1991; Pöllmann & Oberste-Padtberg, 2001).

In this study it is shown how manganese influences the properties of cement. The synthesis of a new cement (manganese cement) is shown. Different sources of manganese are used, including brazilian manganese ores.

Materials and Methods

The sample preparation was made by mixing calciumcarbonate, manganese oxide and aluminum oxide \pm iron oxide in different proportions – these mixtures were carefully homogenized and sintered at temperatures between 1150 and 1350° C with varying times (2h-30h).The range of compositions of these mixtures is shown in Figure1. Pt- and Al_2O_3 -crucibles were used for the sinter procedure.

The sintered products were afterwards crushed and investigated by X-ray powder diffractometry to determine the phase compositions. New compounds were described and their properties determined. X-ray powder data of new phases were measured and their crystallographic data established. The powdered samples were tested by calorimetry to determine the hydraulicity (Bayoux et al., 1988; Pöllmann et al., 1991). Special samples were also investigated by scanning electron microscopy to demonstrate differences in microstructure and phase formation.

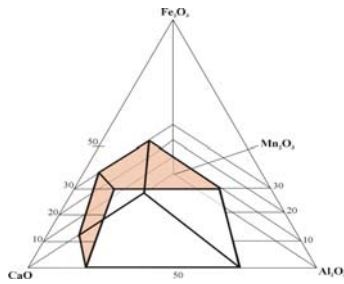


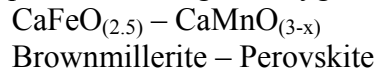
Figure 1 – Tetrahedron CaO – Al₂O₃ – Mn₂O₃ – Fe₂O₃ with the region of hydraulic manganese-containing mixtures including classic HAC

Results

Depending on the mineralogical compositions different hydraulic compositions are formed. It is highly important to avoid compositions with high amounts of Calcium manganates with perovskite or spinel structure type, because these phases are only poorly hydraulic. It was necessary to determine X-ray powder data of pure phases to establish identification possibilities in cementitious systems. The following phases were obtained and characterized:

1. C(A,Mn)
2. C₄(A,F,Mn)₂
3. Spinel
4. CaMnO_(3-x) (Marokite CaMn₂O₄ and True spinels with Fe and Mn)

The relationship between Brownmillerite and Perovskite structure type can be explained by the following equation showing the oxygen deficiency in Brownmillerite.



The typical microstructure of a sintered sample is shown in figure 2, whereas figure 3 shows well crystallized perovskite crystals. The hydraulicity of perovskite containing sintered samples is drastically decreased. Manganese is also incorporated in different calcium aluminates and calcium aluminium iron phases with brownmillerite structure. The solid solution of monocalciumaluminate can be given by:

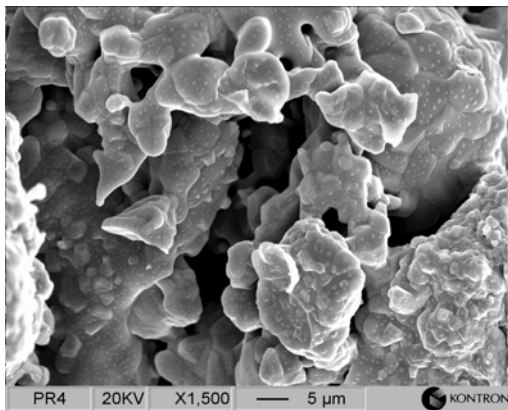
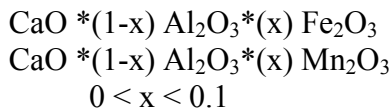


Figure 2 – SEM micrograph of sintered manganese cement

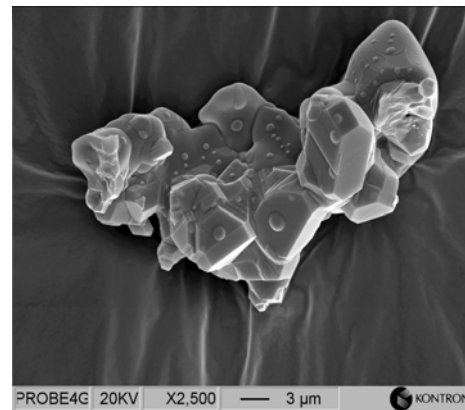


Figure 3 – SEM-micrograph of sintered sample showing especially non-hydraulic perovskite

Special investigations to the phase formation in pure C₂F-C₂Mn-C₂A (Brownmillerite)-system including manganese were performed to establish stability areas of phases (Figure 4).

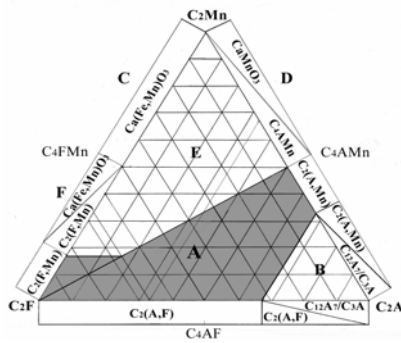
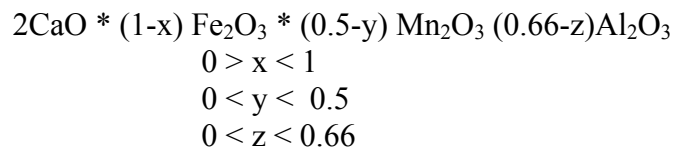


Figure 4 – Phase relations in the pseudoternary diagram $C_2F - "C_2A" - C_2Mn$

The dark area is characterized by ternary solid solutions of the brownmillerite structure, whereas in the other fields different other phases coexist – some of these are not hydraulic in any case. In area A, only solid solutions of brownmillerite are crystallizing with varying contents of iron, manganese and aluminum. In area B, brownmillerite and $C_{12}A_7$ and C_3A are coexisting. Area E can be characterized by the coexistence of brownmillerites and coexisting perovskites and marokite, depending on the amount of manganese present. On the rims of the triangle the phases and their amounts are given schematically. The complex phase relations are in constant further progress of investigation, but it is already obvious, that there are upper limits of the addition of manganese at approximately 50 % to the mixtures to obtain a useful hydraulic clinker and also to control the oxidation of the sintering conditions. The crystallization of inert phases can be avoided. The solid solution of brownmillerite can be given by:



The hydraulic behavior of manganese containing cements with different contents of manganese is shown by heat flow calorimetric measurements (Figures 5, 6, 7 and 8), but also the strength development of mortars using manganese containing cements was investigated.

The clinkers were ground and investigated by heat flow calorimetry. As it can be seen from Figures 2 and 3, depending on the ratios, different grades of hydraulicity occur, depending on the phase assemblage formed. In presence of Iron incorporation in manganese-containing cements the sintering temperatures are enlowered drastically to less than 1100°C. Due to these reduced temperatures optimized clinkers can be produced. Less energy is necessary to sinter these clinkers.

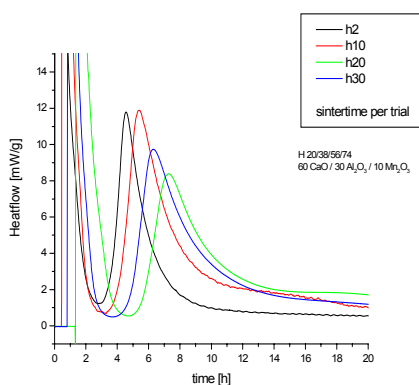


Figure 5 – Calorimetric curves of sintered products with chemical composition $60CaO/30Al_2O_3/10Mn_2O_3$

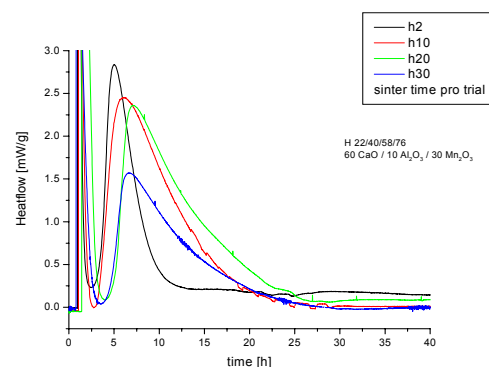


Figure 6 – Calorimetric curves of sintered products with chemical composition $30CaO/50Al_2O_3/20Mn_2O_3$

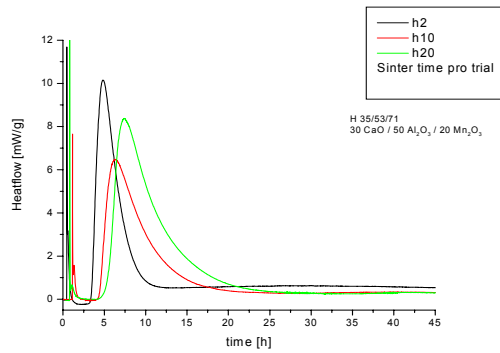


Figure 7 – Calorimetric curves of sintered products with chemical composition $40\text{CaO}/50\text{Al}_2\text{O}_3/10\text{Mn}_2\text{O}_3$

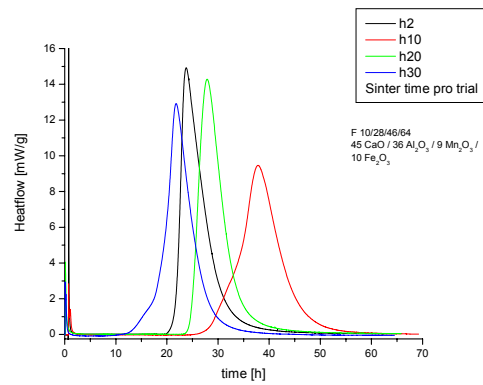


Figure 8 – Calorimetric curves of sintered products with chemical composition $45\text{CaO}/36\text{Al}_2\text{O}_3/9\text{Mn}_2\text{O}_3/10\text{Fe}_2\text{O}_3$

Summary and Conclusion

The advantages of manganese for production of HAC's can be summarized as follows :

- Enlowered sintering temperatures ($100^{\circ}\text{C} - 300^{\circ}\text{C}$) (due to high amounts(20-30%) of manganese present) own phases are formed – (no additional fluxes were used)
- Use of widely available and cheap raw materials
- High strength development
- High early strength development
- Weathering stability
- High water bonding capacity due to phase formation with high water bonding capacities
- Complex use of this cement in construction industry possible due to good strength development
- Use of this cement in environmental applications for immobilization of soluble manganese salts to form insoluble hydrates
- High chemical resistance, low leaching rates
- Workability at low temperatures possible due to high heat evolution
- Admixtures control of hydraulic properties in applications possible similar to HAC

New raw materials (low manganese ores) and secondary resources (manganese slags and fines) will be used for clinker production to further decrease production costs. Also the production of manganese cement in small scale technical furnaces will be investigated. The use of special ores from brazilian manganese ores will be demonstrated.

Acknowledgements

Special thanks are due to ICDD and BMBF/CNPq (Brazil-Germany International Cooperation Project – MANKAO, 490.084/2004-4 “*Aproveitamento do manganês, resíduos de manganês e pozolanas (metacaulinita) da região amazônica para a produção de cimentos especiais e suas aplicações*”) for providing financial help.

POTENCIAL DE APLICAÇÕES INDUSTRIAIS DE CAULINS, REJEITOS DE CAULINS E PRODUTOS DE TRANSFORMAÇÃO DA REGIÃO AMAZÔNICA

¹Rômulo S. Angélica, ¹Marcondes L. da Costa, ²Roberto de F. Neves, ³Herbert Pöllmann, ⁴Vanda P. Lemos, ¹Thomas Scheller, ¹Márcio S. Barata, ²Marlice Martelli, ¹Bruno S. Carneiro

¹Centro de Geociências, UFPA. angelica@ufpa.br

²Centro Tecnológico, UFPA

³Halle Universität, Alemanha

⁴Centro de Ciências Exatas e Naturais, UFPA

Introdução

Na região Amazônica estão localizadas as maiores reservas brasileiras de caulim de alta alvura, para a indústria de pigmentos (cobertura de papel). O destaque é para a região do Rio Capim, NE do Estado do Pará – já mundialmente conhecido como distrito Caulínico do Capim – com duas importantes minas em operação desde 1996 (PPSA e IRCC) e que engloba ainda outros depósitos de caulim e jazidas de bauxitas. A segunda região importante é a do Rio Jarí, na fronteira dos estados do Pará e Amapá, com uma grande empresa em produção desde os anos 70. Vem crescendo de importância as ocorrências próximas a cidade de Manaus-AM, mas que ainda não se encontram em produção. As reservas de caulim da Amazônia correspondem a mais de 90% das reservas brasileiras, sendo que do volume produzido, cerca de 98% foi destinado ao mercado externo.

O beneficiamento deste caulim produz grandes volumes de rejeitos constituídos, principalmente, de caulinita, depositados em bacias que ocupam extensas áreas e representam um delicado passivo ambiental para as empresas e para a sociedade.

Diversos estudos vêm sendo realizados em uma parceria de professores, pesquisadores e estudantes de diferentes níveis (graduação, mestrado e doutorado), de três Centros da UFPA (Geociências, Exatas e Naturais e Tecnológico), visando o aproveitamento desses rejeitos *in natura* ou após tratamento térmico ou químico e mostram uma ampla gama de aplicações. Os recursos para o desenvolvimento desses trabalhos têm vindo de diversas fontes, mas principalmente do CNPq, através de dois projetos do Edital Universal, e do FUNTEC-SECTAM, do governo do Estado do Pará. Vale ainda citar um importante acordo de cooperação internacional Brasil (CNPq) – Alemanha (DLR/BMBF).

O objetivo deste artigo é apresentar uma síntese dos trabalhos acadêmicos-científicos realizados e em andamento, com a finalidade de divulgar os mesmos e estimular empreendimentos privados para a utilização e aproveitamento desses rejeitos.

Os Rejeitos, a Questão Ambiental e Estudos de Aplicação

As inúmeras indústrias instaladas no Estado do Pará, sejam as de beneficiamento ou de transformação, em razão do elevado volume de produção, são responsáveis pela geração de significativas quantidades de resíduos que são lançados e depositados no meio ambiente. Essa prática constitui-se, obviamente, em um risco ambiental, quando não são tomadas as devidas precauções por parte da empresa geradora do resíduo, além do desperdício de energia e matéria-prima, uma vez que muitos destes resíduos incorporam grande conteúdo energético e, normalmente, são ricos em compostos inorgânicos valiosos, como óxidos de silício, alumínio, ferro, cálcio e sulfatos, que os habilitam a serem utilizados como matéria prima pelas indústrias cerâmica, de cimento, gesso e para a fabricação de insumos destinados à Construção Civil.

Apesar do desperdício no âmbito local, de modo geral, a Construção Civil já é o setor da economia que emprega o maior volume de resíduos reciclados. Segundo este autor, este é

um mercado atrativo para reciclagem secundária de resíduos porque existe em qualquer região do mundo, seus componentes não necessitam de grandes sofisticações técnicas e consome grandes quantidades de materiais. Um exemplo bem sucedido do uso de resíduos na Construção Civil pode ser observado nas indústrias cimenteiras. Nestas, a incorporação de pozolanas (cinza volante, sílica ativa e cinza de casca de arroz) e materiais cimentícios (escória de alto forno) oriundos de subprodutos industriais e agrícolas, permite que sejam produzidos cimentos sem que haja a utilização de boa parte da matéria-prima (principalmente o calcário), possibilitando não somente uma economia neste insumo com também uma substancial redução no consumo de energia.

No Estado do Pará, existem muitos resíduos da atividade mineral que pelas suas características físicas, químicas e mineralógicas poderiam vir a ser utilizados com sucesso não só pela construção civil, mas também na indústria de refratários e de cerâmica avançada. É o caso do resíduo do processo de beneficiamento do caulim destinado à cobertura de papel.

O caulim é um mineral amplamente utilizado por diversos setores industriais, cabendo destacar o de papel, que consome cerca de 47% da produção mundial, sendo 33% para revestimento ou cobertura (*coating*) e 14% para carga (*filler*). No Estado do Pará existem três empresas de beneficiamento de caulim, sendo que uma delas possui parte das instalações localizadas no Estado do Amapá. Estas três empresas têm suas produções voltadas para o caulim tipo *coating*, sendo responsáveis por mais de 88% da produção nacional de caulim beneficiado e por 93% das exportações brasileiras.

No processo de beneficiamento do caulim são gerados dois tipos de resíduos, de altíssima qualidade, que são lançados em lagoas de sedimentação (Figura 1).

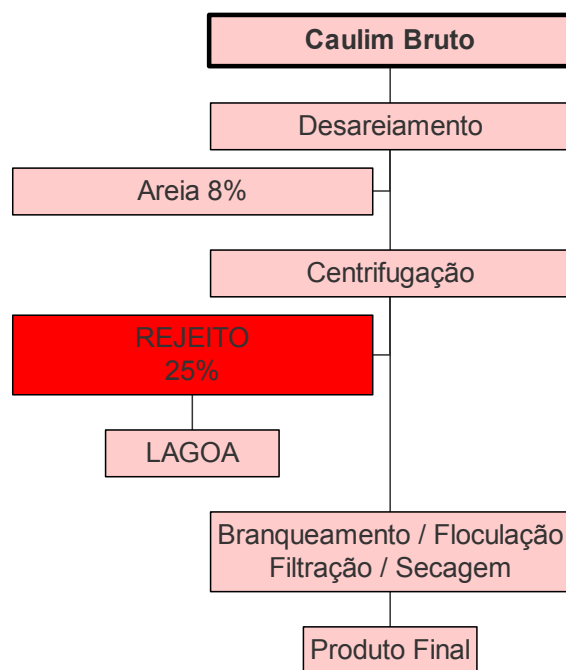


Figura 1 – Fluxograma simplificado do processamento de caulim para a indústria de cobertura de papel

O primeiro resíduo é constituído basicamente por quartzo, proveniente da etapa de desareamento, cujo volume gerado não é tão expressivo diante da extração do minério, cerca de 8%. O segundo resíduo, entretanto, procedente das etapas da centrifugação, separação magnética, branqueamento e filtragem, é constituído, essencialmente, de caulinita, com baixa granulometria, e ainda elevada alvura, sob a forma de partículas que não foram totalmente

dispersas durante o processamento, além de traços de óxidos e hidróxidos de Fe e Ti. Em função da quantidade resultante ser significativa, em torno de 25% da produção bruta, é que se configura como um problema. Contudo, mais de ordem financeira do que ambiental, uma vez que o resíduo em si não é tóxico. Todavia, sua deposição se torna onerosa porque é realizada em lagoas ou bacias de sedimentação que ocupam uma grande extensão, requerem permanentes obras de movimentação de terra e grandes áreas para suas construções e representam um delicado passivo ambiental para as empresas e para a sociedade.

No Estado do Pará, a quantidade depositada do resíduo caulínico pelas três empresas até o ano de 2000 foi de aproximadamente 4,15 milhões de toneladas, sendo que esta situação tende a se agravar porque há grandes perspectivas de crescimento da produção de caulim por parte dessas.

Em razão da magnitude do problema, nos últimos anos, algumas dessas indústrias de beneficiamento vêm mostrando interesse em investigar as possíveis potencialidades de aplicação dos seus resíduos, através da realização de convênios com diversas universidades, inclusive com a Universidade Federal do Pará – UFPA. Diversos estudos já estão sendo realizados, envolvendo uma verdadeira integração multidisciplinar e interinstitucional, visando o aproveitamento desses rejeitos.

Trabalhos Concluídos e em Andamento

Os trabalhos realizados ou em andamento, especialmente aqueles na forma de dissertações de mestrado ou teses de doutorado, a maioria desenvolvida no Curso de Pós-Graduação em geologia e Geoquímica – CPGG, do Centro de Geociências da UFPA, estão apresentados na Tabela 1.

Agradecimentos

Diversos projetos tem apoiado os estudos aqui realizados, com destaque para os seguintes:

- PROJETO: *"O Caulim da Amazônia: da mina ao rejeito mineral"*, CNPq, Edital Universal, 01/2002, Processo 471723/2003-7, executado entre 07/10/2003 e 08/03/2005;
- PROJETO: *"Aplicação de resíduos de caulim da região amazônica para a produção de refratários e utilização em fornos na indústria de cerâmica vermelha"*, CNPq, Edital Universal, 19/2004, Processo 472252/2004-6, iniciado em setembro de 2005.
- PROJETO: MANKAO – *"Aproveitamento do manganês, resíduos de managanês e pozolanas (metacaulinita) da região amazônica para a produção de cimentos especiais e suas aplicações"*, Projeto de Cooperação Internacional Brasil (CNPq) e Alemanha (DLR), Processo 490.084/2004-4.

Tabela 1 – Alguns trabalhos de mestrado e doutorado sobre aplicações de rejeitos de caulim.

Título do Trabalho	Autor	Nível	Ano de Conclusão
Caracterização geológica, mineralógica, química e física do caulim da mina da RCC - Rio Capim Caulim (PA)	Daniel José Lima de Souza	M.Sc.	2000
Aproveitamento do rejeito de caulim na produção de alumina para cerâmica e sílica de baixa granulometria	Sílvia Maria P. Flores	Dr.	2000
Caracterização mineralógica, geoquímica e avaliação das propriedades cerâmicas do caulim <i>flint</i> da região do Rio Capim, Pará	Bruno Santana Carneiro	M.Sc.	2003
Estudo do aproveitamento do resíduo do beneficiamento de caulim como matéria prima na produção de pozolanas para cimentos compostos e pozolânicos*	Jefferson Maia Lima	M.Sc.	2004
Implementação da Calorimetria de Fluxo (<i>Heat-Flow Calorimetry</i>) na mineralogia: Aplicações em materiais cimentícios e aditivos minerais	Dayane Izabelita S. Lacerda	M.Sc.	2004
Produção de tijolos refratários a partir de rejeitos do beneficiamento de caulim e do processo Bayer	Marlice Cruz Martelli	Dr.	2006
Rejeito caulínico procedente do beneficiamento das indústrias de caulim e avaliação de seu aproveitamento como matéria-prima na fabricação de adições minerais altamente reativas para cimento portland	Márcio Santos Barata	Dr.	2006

* Desenvolvido no Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil da UFPA

O USO DA LAMA VERMELHA NA PRODUÇÃO DE PIGMENTOS POZOLÂNICOS PARA CONCRETOS E ARGAMASSAS DE CIMENTO PORTLAND

Márcio S. Barata, Fádía S. S. Lima, Rômulo S. Angélica

Universidade Federal do Pará. msb@amazon.com.br, fadia@ufpa.br, angelica@ufpa.br

Introdução

A lama vermelha (LV) é um resíduo que vem causando crescente preocupação ambiental por causa de suas características e pela magnitude do volume gerado. Para cada tonelada de alumina produzida, praticamente outra tonelada de LV é gerada. Do ponto de vista técnico, as características químicas e mineralógicas da LV impõem dificuldades a sua utilização em razão da variedade de minerais presentes. Contudo, o aspecto mais negativo de suas características é a causticidade. Por esta razão, hoje em dia a LV somente pode ser armazenada em lagoas de sedimentação.

Devido aos elevados custos das lagoas, muitas tentativas têm sido feitas com intuito de aproveitar a LV ao invés de simplesmente depositá-la. Uma das potenciais aplicações industriais da LV poderia vir a ser na fabricação de um pigmento inorgânico natural com comportamento pozolânico para concreto e argamassa coloridos (Pera et al, 1997).

A diversidade de minerais constituintes da LV proporciona as condições ideais para a fabricação do **pigmento pozolânico**, com características bastante peculiares em relação aos pigmentos convencionais. Os óxidos e hidróxidos de alumínio presentes desenvolvem comportamento pozolânico quando a LV é calcinada entre 600° e 800°C, e os ferrosos são responsáveis pela pigmentação vermelha.

O pigmento pozolânico, além da pigmentação, possibilitaria o aumento da resistência e da durabilidade. Outro benefício inerente ao uso de materiais pozolânicos seria a redução da eflorescência, que é o principal problema quando se utilizam pigmentos inorgânicos em produtos a base de cimento Portland.

O problema do uso da LV da ALUNORTE como matéria prima para o pigmento pozolânico seria seu alto teor de hidróxido de sódio solúvel, o que acarretaria na lixiviação desta base muito danosa ao meio ambiente e à saúde humana. Neste estudo são mostrados os efeitos da LV em algumas propriedades dos pigmentos produzidos, assim como das modificações ocorridas quando da incorporação de uma caulinita, com vistas à imobilização do sódio através das reações de sinterização.

Materiais e Métodos

As matérias primas empregadas para a produção dos pigmentos pozolânicos foram a LV da ALUNORTE e o resíduo do beneficiamento do caulim (RBC), proveniente da Pará Pigmentos SA. Este último, constituído por uma caulinita bem cristalizada, extremamente fina, de alvura elevada e com área superficial específica entre 8 e 12 m²/g. Foram estudados dois pigmentos, um proveniente da calcinação da LV a 850° C (LV85), outro da queima a 900° C da mistura de 70% de LV e 30% de RBC (LC73), ambos moídos por 1 hora em moinho de bolas.

A composição mineralógica das matérias primas e dos pigmentos foi determinada por difração de raio-x (DRX). A microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi empregada para analisar as diferenças na micromorfologia das partículas dos diferentes pigmentos.

A determinação do teor de sódio solúvel consistiu basicamente na quantificação por absorção atômica de uma solução aquosa de 1g de material e 250ml de água deionizada, filtrada após 144h de repouso. A reatividade dos pigmentos pozolânicos foi avaliada pelo método prescrito

na NBR 5751(1992), que emprega argamassas de hidróxido de cálcio, pozolana, areia e água. O material é considerado pozolânico quando os valores e resistência à compressão dos corpos-de-prova cilíndricos (5x10cm) de argamassas atingirem o mínimo de 6MPa.

Resultados

A Figura 1 mostra os difratogramas de raio-x da LV “in natura” e dos pigmentos LV85 e LC73. A LV é constituída por uma série de minerais, tendo como principais os óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, como a hematita, goethita e gibbsita, além de minerais traços como quartzo, anatásio e sodalita. Quando a LV é calcinada a 850 C, a gibbsita desaparece, dando origem a uma alumina amorfa, responsável pelo caráter pozolânico. A goethita se transforma em hematita, intensificando a cor vermelha do material (Figura 2).

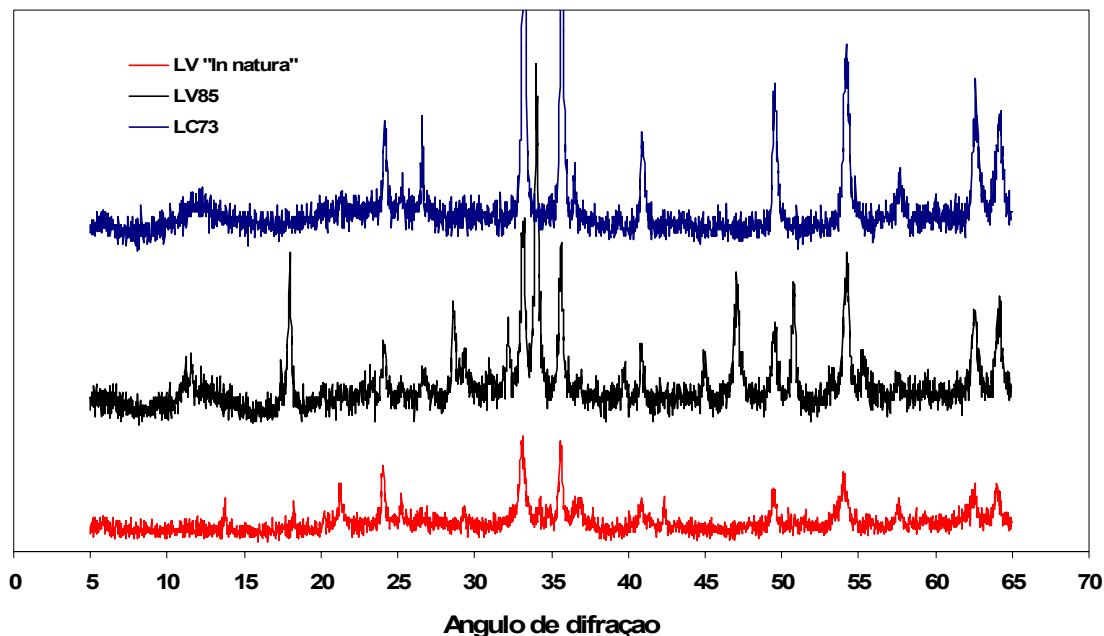


Figura 1 – Difratograma de raio-x da LV “in natura” e do pigmento LC73.

No pigmento LC73, o mineral predominante é a hematita, em virtude da composição original da LV e da transformação da goethita, além de traços de quartzo e caulinita residual. Há também fases amorfas como a metacaulinita e a alumina proveniente da destruição da gibbsita, que são responsáveis pelo caráter pozolânico do material.



Figura 2 – As diferenças de cor da Lama vermelha “in natura” e calcinada a 850°C.

As microscopias eletrônicas da LV e do RBC, ambos “in natura”, e dos pigmentos LV85 e LC73 são apresentadas nas Figuras 3 a 6. Agregados de partículas esféricas muito finas de hidróxidos e óxidos de ferro predominam na LV “in natura”. A caulinita do RBC possui granulometria mais grossa que a LV “in natura”, com a presença de “booklets”. A calcinação a 850C não provocou qualquer alteração na granulometria e na morfologia das partículas da LV. A micromorfologia das partículas do pigmento LC73 é marcada pela heterogeneidade, com agregados de hematita e partículas pseudo-hexagonais de metacaulinita.

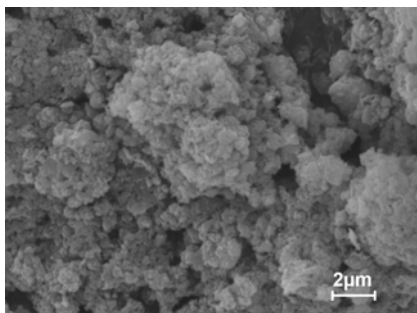


Figura 3 – MEV da LV “in natura”

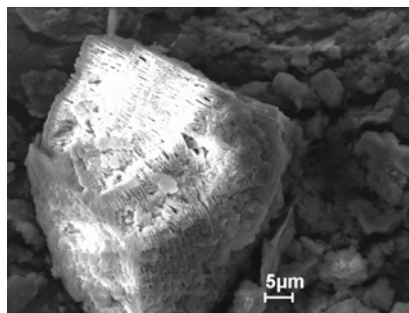


Figura 4 – MEV do RBC

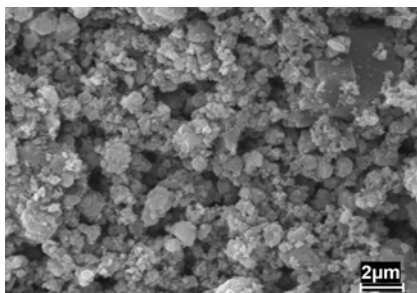


Figura 5 – MEV da LV85

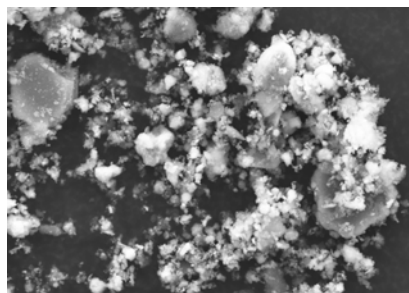


Figura 6 – MEV do pigmento LC73

Os teores de sódio solúvel das matérias-primas e dos pigmentos LV85 e LC73 são mostrados na Tabela 1. O teor de sódio solúvel da LV *in natura* é bastante elevado, assim como o do pigmento produzido a partir da sua calcinação a 850 C. Neste pigmento, o sódio solúvel repercutiu de forma extremamente negativa, haja vista a formação e crescimento de cristais de carbonato de sódio hidratado a partir dos poros das argamassas, mostrados nas Figuras 7 e 8.

Por esta razão, a LV não pode vir a ser empregada como matéria-prima para a fabricação do pigmento, a menos que seja adicionado outro mineral que possa reduzir a solubilidade do sódio.

Isto somente foi possível através da incorporação do RBC à LV para a produção do pigmento LC73, que apresentou uma solubilidade bastante reduzida, indicando que a imobilização do sódio presente na LV “in natura” somente ocorreu por causa das reações de sinterização dos aluminossilicatos do RBC com o sódio solúvel, dando origem a fases amorfas que não puderam ser identificadas na DRX (Lima, 2006).

Tabela 01 – Valores de sódio solúvel e da atividade pozolânica.

Amostras	Teor de sódio solúvel (%)	Resistência à compressão (MPa)
LV <i>in natura</i>	1,23	-
RBC in natura	0,11	-
LV85	1,19	0,50
LC73	0,29	4,50

Na Tabela 01 também são mostrados os resultados de resistência à compressão das argamassas moldadas com os pigmentos e o hidróxido de cálcio. A resistência média dos corpos-de-prova das argamassas com o pigmento LV85 foi desprezível, muito abaixo do valor especificado de 6MPa. A quantidade de gibbsita presente na LV “in natura” não se mostrou suficiente para proporcionar uma atividade pozolânica satisfatória quando da calcinação.

As argamassas de cal com o pigmento LC73 não chegaram a atingir o valor mínimo de 6MPa, a resistência média obtida foi de 4,5 MPa. Na interpretação “ipsis literis” da norma, o pigmento LC73 não seria considerado pozolânico, todavia, em termos práticos não se pode desprezar este efeito pozolânico, pelo contrário, o mesmo pode ser bastante significativo, principalmente se comparado com o pigmento inorgânico convencional, que é totalmente inerte com o hidróxido de cálcio.



Figura 7 – Crescimento dos cristais de carbonato de sódio hidratado



Figura 8 – Detalhe da morfologia dos cristais de carbonato de sódio hidratado.

Conclusões

A produção de pigmentos a partir do emprego da LV somente é viável tecnicamente através da incorporação de algum mineral que possibilite reações de sinterização, permitindo assim a imobilização do sódio solúvel, uma vez que a quantidade de gibbsita presente na LV, não fora suficientemente adequada para conferir propriedades pozolânicas que reduziram a solubilidade do sódio. Neste trabalho foi incorporado à LV uma caulinita de elevada pureza e alvura.

A possibilidade de produção de um pigmento, a partir de misturas de LV e do RBC, com características especiais como, por exemplo, a atividade pozolânica, traz uma série de perspectivas positivas pelo fato de poderem ser incorporados em maiores quantidades, reduzindo o consumo de cimento sem que haja perda de resistência à compressão, além de reduzir ou eliminar a eflorescência, principal patologia que ocorre em concretos e argamassas coloridas – todas características inerentes ao uso de uma pozolana. O material é bastante promissor e demanda uma vasta gama de pesquisas complementares para avaliar sua real potencialidade de utilização.

Referências

- Lima, F.S.S. 2006. A utilização da lama vermelha e do resíduo do beneficiamento do caulim na produção de pigmentos pozolânicos. Belém, 2005. Dissertação de mestrado (em andamento), Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal do Pará.
- Pera, J.; Boumaza, R.; Ambroise, J. 1997. Development of a pozzolanic pigment from red mud. *Cement and Concrete Research*, 27 (10): 1513-1522.

INTEMPERISMO E LONGEVIDADE DO AZULEJO HISTÓRICO DE ORIGEM ALEMÃ EM EDIFICAÇÕES DE BELÉM

Thais A. B. C. Sanjad, Marcondes L. da Costa, Rosildo S. Paiva

UFPA. thais@ufpa.br, mlc@ufpa.br, rpaiva@ufpa.br

Introdução

A relação familiar e cultural do Brasil com Portugal influenciou o costume de sempre escrever e ressaltar os azulejos portugueses, importantes para ambas as culturas, introduzidos no Brasil no século XVII. Azulejos de outros países europeus que chegaram durante o século XIX, merecem referência, pela sua beleza e qualidade, refletindo a tecnologia dos produtores da época como Alemanha e Inglaterra. Na Amazônia esses materiais nobres chegaram à época do *boom* do látex, que promoveu o desenvolvimento urbano-cultural, denominado de *Belle Epoque*. Os azulejos foram muito utilizados no exterior das edificações de Belém a partir da metade do século XIX, mas no interior esta data recua até o século XVII. Ao contrário dos azulejos no interior das edificações, as primeiras observações mostram que esses azulejos possuem diferentes alterações intempéricas. Diante disto o presente trabalho procurou estudar a longevidade e a suscetibilidade dos azulejos europeus assentados em prédios históricos de Belém, cujo clima quente e úmido favorece a ação do intemperismo tropical amazônico. Estudos dessa natureza, envolvendo a investigação da degradação de monumentos históricos, têm sido realizados em diversos países, inclusive Brasil (Fitzner *et al.* 2003; Schwarz *et al.* 2003; Oliveira, 2001; Malhoa, 2001). No entanto, trabalhos desta natureza, na Amazônia, estão apenas iniciando.

O Palacete Pinho

Foi construído por Camilo de Amorim em 1897 para ser a residência do comerciante Antônio José de Pinho. Pertence à fachada do Palacete Pinho dois belos exemplares de azulejos de baixo-relevo (figura 1) provenientes da fábrica alemã Villeroy & Boch, produzidos no final do século XIX e início do XX. Na parte inferior da sua fachada existem azulejos portugueses do mesmo período, provenientes do Porto. Após algumas décadas de abandono, o Palacete Pinho, que em 2004 estava em fase final de restauração, voltou ao estado de abandono. Apesar da Villeroy & Boch continuar a sua produção de grande aceitação mercadológica, foram usadas réplicas brasileiras dos azulejos para completar a fachada.



Figura 1: Palacete Pinho e seus azulejos alemães.

Materiais e Métodos

Para a realização deste estudo foi selecionado o Palacete Pinho, prédio tombado IPHAN. Depois de feita a cartografia dos azulejos, tentando distinguir os diferentes graus de degradação intempérica, foram coletadas amostras dos azulejos alemães da fachada, e os produtos de alteração existentes. Após a descrição mesoscópica dos fragmentos foi feita a identificação das fases cristalinas por DRX, método do pó. Para suporte à DRX, à

caracterização da degradação biológica e à composição química do vidrado, foi utilizado ainda o MEV/SED. Análises químicas semi-quantitativas foram realizadas com MEV/SED a partir de seções polidas. A porosidade acessível do biscoito dos azulejos foi calculada pela medição de absorção total em água. As espessuras foram medidas no microscópio ótico.

Alterações Identificadas

As principais alterações identificadas nos azulejos são: craquelê no vidrado, manchas escuras entre o vidrado e o biscoito e pátinas de deposição de partículas sólidas sobre o vidrado. O craquelê pode ter sido formado durante a produção do azulejo, mas algumas das microfissuras podem ter sido originadas pelas variações térmicas sobre o azulejo exposto ao clima. O mapeamento mostra que a área mais alterada está situada na fachada mais externa da edificação, mais susceptível às intempéries (chuva, insolação e poluição da rua), indicada pela maior frequência de manchas escuras e pátina. Nesta fachada os azulejos portugueses que se encontram na parte mais inferior estão mais deteriorados com grande perda do vidrado.

Caracterização Física

Os azulejos estudados são quadrados de 13,5 cm de lado. A espessura do vidrado varia entre 0,04 e 0,2mm e do biscoito entre 1,10 e 1,12 cm. Têm superfície lisa com baixos relevos que delimitam o desenho da decoração, e se identifica claramente a presença de craquelê. Análises em microscopia eletrônica permitiram visualizar pequenos espaços circulares no vidrado, possivelmente devido à formação de bolhas de ar durante a queima do azulejo e verificar que o craquelê atravessa a seção transversal do vidrado até o biscoito. Apresentaram cerca de 11,50% de absorção total em água, baixo quando comparado com resultados encontrados por Sanjad (2002) para azulejos do século XVI (42%) e do XVII (23%).

Caracterização Mineralógica

O biscoito dos azulejos alemães é constituído basicamente por quartzo, mullita e cristobalita, cujas fases indicam uma matéria-prima com ausência ou com quantidades mínimas de carbonatos, pois não apresentam minerais provenientes de reações entre argilominerais, sílica (quartzo) e carbonatos. Acredita-se que a temperatura de queima tenha sido superior a 1200° C, a qual segundo Santos (1989) forma mullita e cristobalita a partir da caulinita, que pode ter sido o principal constituinte mineral da pasta cerâmica destes azulejos.

Apesar do alto *background* dos difratogramas dos vidrados, que mostra o domínio de fases amorfas, ainda foi possível identificar a presença de quartzo e cassiterita. Em pontos de análises de MEV/SED foi constatada a presença de fosfatos de cálcio, que por estarem em pequenas quantidades não foram identificados na DRX, e aqui interpretados como apatita (figura 2). Segundo Fagundes (1997), o fosfato de cálcio (cinza de ossos) é um componente de pastas de porcelana de osso. Eventualmente está presente na composição de pastas cerâmicas ou vidrados, mas não se teve notícia sobre sua utilização em azulejos antigos. Micro-áreas constituídas de cassiterita também foram observadas com MEV/SED (figura 3). SnO₂ era adicionado como base dos vidrados opacos, além de PbO e SiO₂.

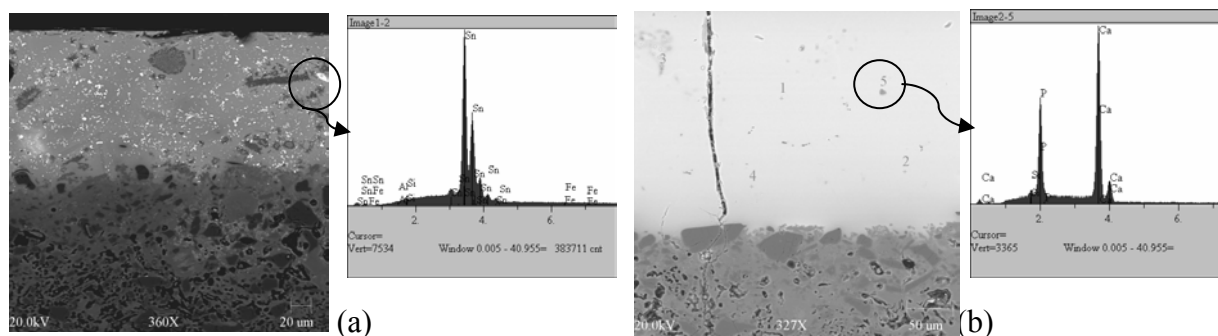


Figura 2: Imagem e espectro obtidos com MEV/SED mostrando pequenos fragmentos (a) de cassiterita e (b) de apatita no vidrado.

A pátina sobre o vidrado é constituída de quartzo, caulinita e calcita. O alto *background* dos difratogramas de raios x sugere ainda a presença de material amorfo. Os materiais geológicos da região de Belém, constituídos por solos e sedimentos, são formados principalmente por quartzo e caulinita. Por sua vez a calcita pode estar representando os resíduos de cimento deixados pelas sucessivas intervenções de construção, cuja disponibilidade de cálcio em presença de CO₂, favoreceu sua formação.

Caracterização Química

Análises químicas semi-quantitativas obtidas por MEV/EDS para os biscoitos mostram Si, Al, O, K, Na, Ca, Mg, Fe, Ti como elementos principais, que correspondem a maioria dos minerais identificados, como quartzo, cristobalita e mullita, que são minerais apenas de Si, Al e O. Portanto K, Na, Ca, Mg, Fe e Ti devem fazer parte da composição de fases amorfas. Na zona de interface entre o vidrado e o biscoito, além destes elementos acima, foi encontrado Pb, que também deve estar como fase amorfa, já que não foi identificado como fase cristalina nos difratogramas de raios x.

Essas mesmas análises mostram que o vidrado é constituído, em ordem decrescente de abundancia, principalmente de Si, Pb, Al, Ca e K. Não foram observadas variações expressivas destes elementos entre as diferentes colorações da decoração dos azulejos. Fagundes (1997) explica que o Si, na forma de sílica, tem diferentes funções dentro da formação dos vidrados. Acredita-se que tenha sido usado como material base do vidro, pois a análise semi-quantitativa indicou a presença deste elemento em maior quantidade que os demais. O Pb, segundo Fagundes (1997), é mais utilizado como fundente, possível de ser atribuído no caso dos azulejos alemães.

Estanho foi identificado somente nas colorações opacas dos azulejos (cinza, azul e laranja). É conhecido como opacificante (Ramos *et al.* 2002; Figueiredo, 2003), assim como o Zn. As análises feitas nas diferentes cores da decoração identificaram os seguintes elementos como cromóforos: Co para o azul, Zn para o verde; Fe para laranja e amarelo. A presença de Al, Ca, K e Na no vidrado, indica que os feldspatos cálcicos e sódico-potássicos foram empregados como fundentes.

Microrganismos

As manchas escuras encontradas entre o vidrado e o biscoito são provocadas pela presença de microrganismos pertencentes às divisões *Cyanophyta* e *Bacillariophyta*: *Chroococcus*, *Cyanosarcina*, *Scytonema* e *Navícula*. Torraca (1988) explica que é comum a presença de algas em alvenarias em regiões de clima tropical. *Bacillariophytas* já foram identificadas em edificações de regiões de clima tropical (Caneva *et al.* 1991).

Estes microrganismos adentram o azulejo através do craquelê existente no vidrado, se localizando somente nas cores transparentes. Nas áreas das cores opacas não existem manchas escuras, devido à necessidade de luminosidade para as atividades vitais destes microrganismos, que juntamente com umidade e alguns nutrientes como silicatos, favorecem o desenvolvimento das algas. O desenvolvimento de microorganismos dificulta o processo de secagem dos azulejos o que favorece a aderência de novas partículas ao substrato e o desenvolvimento de novos microrganismos e organismos superiores.

Conclusões

Os azulejos alemães do Palacete Pinho apresentam um baixo nível de alteração. Apesar da presença de craquelê no vidrado que favorece a proliferação de microrganismos na interface vidrado/biscoito, aparentemente não foram observadas grandes alterações na composição dos azulejos. Tal situação está diretamente relacionada com as características mineralógicas e físicas dos azulejos alemães, visto que os azulejos portugueses também

existentes no Palacete Pinho possuem outra composição mineralógica, maior percentual de absorção de água e suas alterações são mais visíveis que as dos azulejos alemães. O fato dos azulejos portugueses terem contato com o solo, pois estão assentados na parte inferior da fachada, pode agilizar esta alteração em função da umidade ascendente.

Três características que podem estar influenciando na insignificante perda de vidrado dos azulejos alemães: (1) a presença de uma interface onde ocorre uma mistura do vidrado no biscoito, dificultando o descolamento do mesmo; (2) a existência de cassiterita no vidrado, podendo ser favorável à sua conservação, pois é um mineral resistente ao intemperismo tropical; e (3) a localização dos azulejos em áreas mais elevadas na fachada, que segundo Schwarz *et al.* (2003) influencia no ritmo e tipo de deterioração da mesma.

Os resultados aqui apresentados mostram de uma maneira geral, que os azulejos alemães existentes no Palacete Pinho, depois de mais de um século expostos às ações do clima tropical, resistem ainda ao intemperismo químico e biológico, visualmente se sobrepondo aos outros azulejos de mesmo período, como os azulejos portugueses. Estes comportamentos distintos poderiam ser explorados nos novos revestimentos cerâmicos aplicados nos prédios atuais construídos e em construção na cidade.

Agradecimentos

À CAPES e ao CNPq pela bolsa de doutorado concedida à primeira autora. Ao CNPq pelo apoio financeiro ao segundo autor (projeto de pesquisa, processo nº 471109/3). À FUMBEL pela autorização para trabalhar no Palacete Pinho. À ESTACON pelo suporte na coleta de amostras. Ao professor Rômulo Angélica pelas prestimosas sugestões.

Referências

- Caneva, G; Nugari, M. P. & Salvatori, O. (1991) *Biology in the conservation of works of art*. Roma: ICCROM, 182p.
- Fagundes, A. (1997). *Manual prático de introdução à cerâmica*. Lisboa: Caminho, 394p.
- Figueiredo, M. O. (2003) Estudo e caracterização de materiais cerâmicos culturais: o paradigma azulejar. In: *Azulejo nº 8/11, 2000-2003*, Museu Nacional do Azulejo, Lisboa.
- Malhoa, M. (2001) A importância do diagnóstico. In: Dias, M. C. V. L. (Ed). *Patrimônio azulejar brasileiro – aspectos históricos e de conservação*. Brasília: Ministério da Cultura, p.111 – 125.
- Oliveira, M. M. (2001) Materiais de revestimentos aplicados na conservação de azulejos. In: Dias, M. C. V. L. (Ed). *Patrimônio azulejar brasileiro – aspectos históricos e de conservação*. Brasília: Ministério da Cultura, p. 141 – 163.
- Ramos, S. S.; Reig, F. B.; Adelantado, J. V. G.; Marco, D. J. Y.; Carbó, A. D. (2002). Study and dating of medieval ceramic tiles by analysis of enamels with atomic absorption spectroscopy, X-ray fluorescence and electron probe microanalysis. *Spectrochimica Acta Part, B* 57: 689 – 700.
- Sanjad, T. A. B. C. (2002). *Patologias e Conservação de azulejos: estudo tecnológico de conservação e restauração com azulejos dos séculos XVI, XVII e XIX pertencentes às cidades de Belém e Salvador*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Arquitetura, UFBA, 207 p.
- Schwarz, H.; Freyburg, S.; Mottner, P.; Stadlbauer, E. (2003) Conservation and restoration of glazed architectural ceramics in northern Germany. In: *El Estudio y la conservación de la cerámica decorada em arquitectura*. Roma, ICCROM, p.38 – 41.
- Santos, P. de S. (1989) *Ciência e tecnologia de argilas*. São Paulo: Edgar Blucher, vol. 1, 408p.
- Torraca, G (1988) *Porous building materials*. Roma: ICCROM, 149p.

CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E SEDIMENTOLÓGICA DA CAVERNA REFÚGIO DO MARUAGA, REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO, AMAZONAS

¹Hozerlan P. Lima, ¹Afonso C. R. Nogueira, ²Roberto V. L. Pinheiro

¹DEGEO - Universidade Federal do Amazonas. hozerlanlima@yahoo.com.br, anogueira@ufam.edu.br

²Centro de Ciências UFPA. vizeu@ufpa.br

Introdução

As cavernas da região de Presidente Figueiredo são feições desenvolvidas em quartzarenitos e registram os processos pseudocársticos ocorridos desde o final do Neógeno, no nordeste do Amazonas. O estudo destas feições subterrâneas envolve o entendimento de processos de dissolução e erosão, bem como, os das variações ambientais e climáticas da região. A caverna Refúgio do Maruaga, enfoque desta pesquisa, destaca-se pelas suas dimensões com salões e corredores atingindo mais de 400 m de extensão, orientados principalmente na direção NW. O trabalho constou do reconhecimento e descrição das morfologias pseudocársticas químicas e interpretação de sedimentos do interior da caverna. Estas informações permitiram esboçar em parte a sua história evolutiva, incluindo-a na sucessão de eventos que marcaram o início do Quaternário.

A Caverna Refúgio do Maruaga (CrM)

Aspectos Geológicos e Geomorfológicos

A CRM está situada entre as cotas 180 e 200 m, na borda de um platô, o qual encontra-se recoberto por latossolo argiloso amarelo. A caverna é desenvolvida em quartzarenitos do Grupo Trombetas, pertencentes à Formação Nhamundá do Siluriano inferior. Os arenitos da parede da caverna apresentam granulação fina a média, são cimentados por sílica e secundariamente por argilo-mineral. As estruturas principais nestes arenitos são camadas tabulares com estratificação plana e estratificação cruzada tabular com segregação de areia grossa nos *foresets*, além de acamamento maciço.

Os lineamentos estruturais da região de entorno da caverna mostram-se orientados segundo a direção NW-SE e NE-SW, que coincidem com a direção geral dos lineamentos encontrados na região da borda norte da Bacia do Amazonas.

Morfologias

A caverna do Maruaga apresenta dimensões variáveis, com largura e altura média de 10 m enquanto que sua extensão total, considerando-se as galerias principais e secundárias, é de aproximadamente 400 m (Cruz & Jácomo 1985). A Maruaga exhibe feições pseudocársticas como teto em forma de abóbada, e está desenvolvida preferencialmente ao longo de uma fratura na direção N20°-30°W. As fraturas orientadas segundo NE favoreceram o desenvolvimento de galerias e salões secundários, bem como feições cilíndricas em forma de funil ou *pipes* com diâmetro em torno de 1 m (Karmann 1985) (Figura 1A).

O movimento turbilhonar da água pelas fraturas, no decorrer do tempo geológico, é o mecanismo responsável pelas morfologias pseudocársticas. Estas feições foram formadas quando a caverna era um único conduto, onde a água que percolava a rocha (rica em ácido carbônico) proporcionava a dissolução do cimento e o desmonte mecânico da parede através do movimento do lençol freático. Seguindo as fraturas orientadas para NW, as formas estáveis geradas gradativamente foram as tipo abóbada. Com o soerguimento da área, a CRM foi elevada para a transição entre o ambiente freático e vadoso. As paredes tornaram-se friáveis e desmoronaram ampliando assim as formas abobadadas da caverna. A presença dos *pipes* instalados nos planos de falha e fratura sugere que, nestas formas cilíndricas, havia antigamente um fluxo turbulento (redemoinho) que concentrava o deslocamento da água de

superfície para a subsuperfície, através destes planos de fraqueza. Estes condutos subterrâneos contribuíram com o progressivo movimento da água originando assim, as galerias e salões da caverna.

Estruturas de Dissolução e Precipitação Química

Crostras de ferro dispostas na forma de finas películas, parcialmente erodidas, recobrem paralelamente o teto e as paredes da caverna. Da mesma forma, óxidos e hidróxidos de ferro são comumente encontrados nos planos de acamamento da rocha, e na forma de concreções formadas a partir da concentração de ferro nos espaços intergranulares do arenito com diâmetro médio de 0,5 cm. Estruturas de dissolução química apresentam-se como pequenos orifícios no arenito, centimétricas de coloração esbranquiçada e escura, denominadas de caixa de ovos (Figura 1B), saboneteiras (Figura 1C) e favo de mel (Figura 1D).

Estruturas de dissolução e precipitação originaram-se pelo movimento da água nos planos de fratura, estratificação e nos poros do arenito. A presença do ferro sugere que este elemento, antes disperso no arenito, concentrou-se posteriormente nos planos de fraqueza da rocha (falhas, acamamentos e poros) com o movimento da água. As estruturas de dissolução química foram desenvolvidas pelo gotejamento ou pelo movimento circular da água nos poros do arenito. A erosão diferencial de camadas de arenito, preferencialmente aquelas com estratificação cruzada associado com a dissolução da sílica, gerou as estruturas de dissolução na CRM.

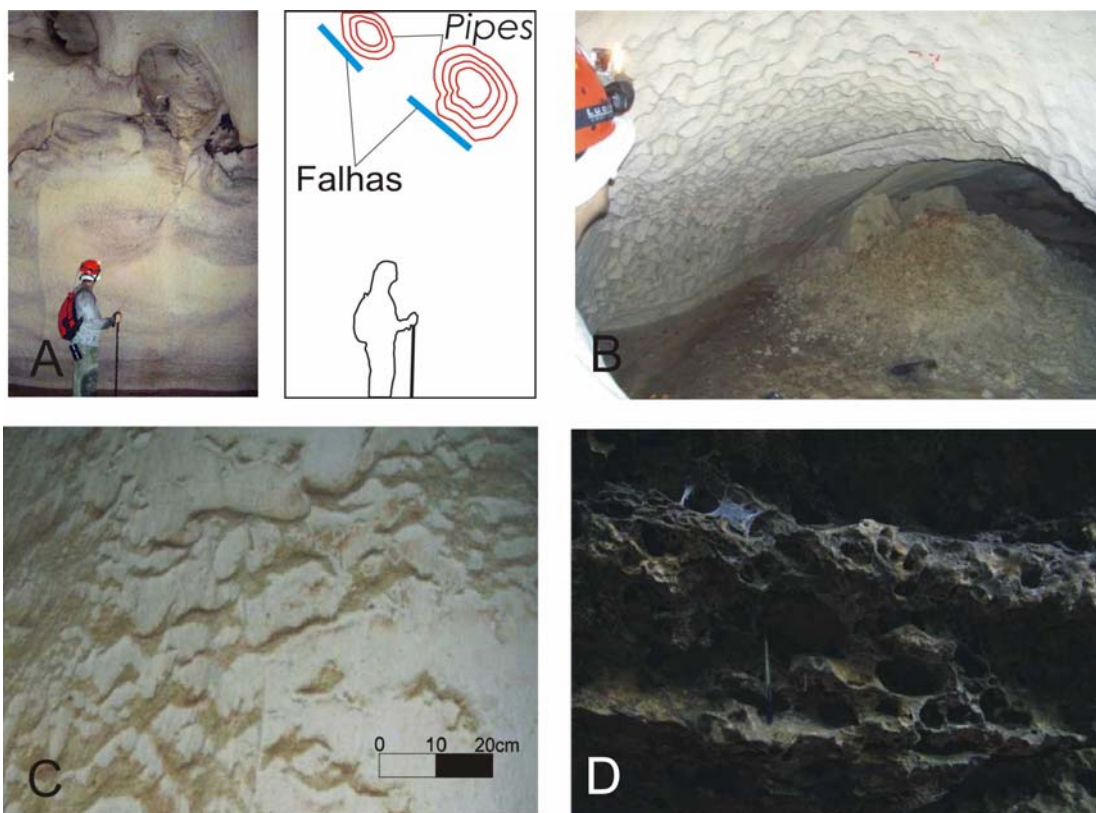


Figura 1. Morfologias e estruturas descritas na caverna. Pipes instalados em *pipes* (A), dissolução em forma caixa de ovos (B), saboneteira (C) e favo de mel (D).

Depósitos Sedimentares do Interior da Caverna

A caverna Refúgio do Maruaga apresenta aproximadamente 400 m de extensão (Figura 2), tendo no seu interior a presença de um córrego com até 20 cm de profundidade e transporta areia fina a média na forma de dunas. Na parte mais interna da caverna predomina

argilas maciças amarelas com fragmentos de arenitos e depósito biogênico de guano. Canais abandonados truncam os depósitos argilosos.

A erosão do pacote arenítico e areias oriundas do platô foram infiltradas pela ação da água pluvial, gerando os depósitos de dunas arenosas. Depósitos de argila também são atribuídos à infiltração da água pelo desabamento do teto, seguido de fluxo de detritos do latossolo amarelo, o qual constitui a cobertura do platô. A presença de diamictitos (paraconglomerado) sugere fluxo de massa produzido durante o desabamento da parte mais profunda da caverna, provavelmente foi associada a dolinamento. Canais abandonados ainda guardam a história desta antiga deposição, geralmente preenchidos por argila e paraconglomerados, associados às fezes dos morcegos ou guano.

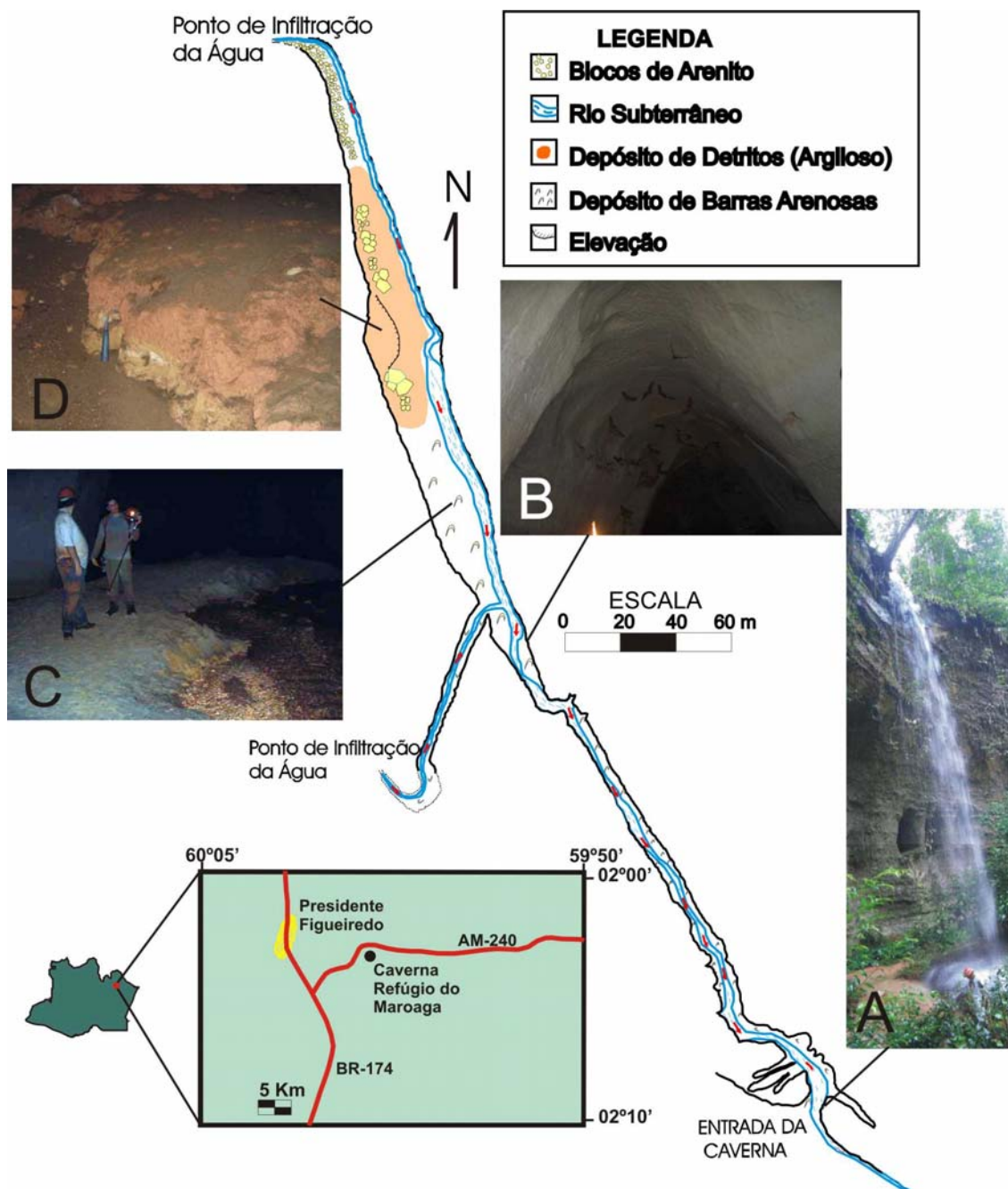


Figura 2. Mapa do interior da caverna Refúgio do Maruaga (Modificado de CRUZ & JÁCOMO, 1983). As fotos em destaque representam: A) Cachoeira na entrada da caverna; B) Feição de abóbada; C) Depósitos de dunas de areia e D) Depósito de deslizamento.

Discussão sobre a Evolução da Caverna

A exposição dos quartzos-arenitos silicificados da Formação Nhamundá desde o final do Neógeno permitiu a atuação de processos pseudocársticos, dando início a formação da CRM (Figura 3A). A existência de uma floresta densa sobre domínio de clima úmido, favoreceu a formação de ácidos orgânicos que propiciaram a dissolução do cimento nos arenitos, permitindo o processo de desmonte mecânico pela ação da água (*piping-sanding model*). A água ao adquirir o caráter ácido dissecou o relevo formando interflúvios tabulares, dissolvendo parte da sílica e cimento argiloso da rocha enquanto deslocava-se para a subsuperfície. Neste processo os poros do arenito foram ampliados nas camadas inferiores, enquanto que as superiores mais silicificadas foram preservadas (erosão diferencial). No Quaternário, houve o desenvolvimento de falhas geológicas por movimentos tectônicos, passando estas falhas a conduzir o movimento da rede de drenagem, assim ampliando o poder erosivo da água (Figura 3B). Neste período originaram-se os *pipes* nos planos de fratura da rocha que conduziam a água superficial para a subsuperfície na forma de redemoinhos. A água subterrânea ao ressurgir nos vales formados pela dissecação do relevo adquiriu maior poder erosivo, fazendo com que grande quantidade de material friável fosse transportado pelos condutos, os quais evoluíram para salões e galerias (Figura 3C). Posteriormente, outro evento tectônico causou soerguimento na região, ampliando os processos pseudocársticos, colocando a caverna refúgio do Maruaga no domínio da transição freático-vadoso (Figura 3D).

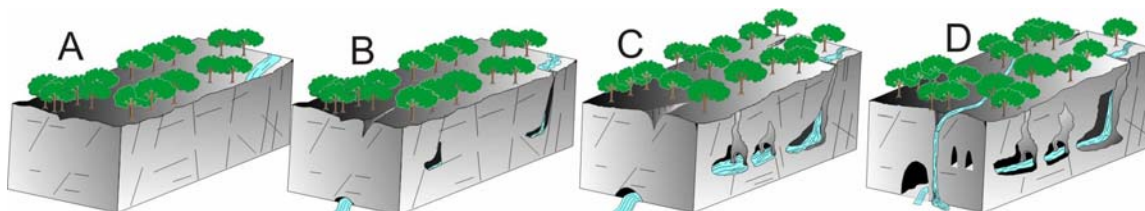


Figura 3 - Origem e evolução da caverna Refúgio do Maruaga: A) início da formação caverna com dissolução por ácidos carbônicos no ambiente freático; B) Atuação da erosão com a formação dos primeiros salões e galerias; C) aumento da erosão e alargamento da caverna; D) Soerguimento submetendo a caverna ao ambiente vadoso na atual configuração da caverna. (Modificado de Nogueira & Sarges, 2001).

Referências

- Cruz, J.F. & Jácomo, A.A.C. 1985. Cavernas em arenito na Região Amazônica. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém, 1982. Anais...Belém, SBG. v.1, p.350-361.
- Karmann, I. 1986. Caracterização geral e aspectos genéticos da gruta arenítica "Refúgio do Maruaga, AM-02". Espeleo-tema, 15:9-18.
- Nogueira, A.C.R. & Sarges, R.R. 2001. Characterization and genesis of waterfalls of the Presidente Figueiredo region, northeast state of Amazonas, Brazil. An. Acad. Bras. Ci., 73.2:1-16.

PROJETO SUDESTE DO TOCANTINS PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA REGIONAL NA FOLHA GURUPI - SC.22-Z-D

Eric S. Araújo & Antônio A. S. Frasca

CPRM –Serviço Geológico do Brasil, Rua 148 nº 485, Goiânia-GO,ericaraujo@terra.com.br

Introdução

Este trabalho apresenta os resultados finais da Prospecção Geoquímica na Área do PROJETO SUDESTE DO TOCANTINS – FOLHA GURUPI. A área foi selecionada em função do contexto geológico e do potencial das mineralizações auríferas conhecidas.

Este levantamento constou da coleta de sedimentos de corrente e concentrados de bateia em uma área de 18.000 Km² correspondente a 01 Folha na escala 1: 250.000. com amostragem sistemática e análise multielementar. Na Figura 01 observa-se o Mapa de Localização do projeto e a localização da folha onde foi realizada a Prospecção geoquímica. O acesso para amostragem foi relativamente fácil em função da BR-153 cortar toda a área no sentido praticamente N-S e de várias cidades que se interligam através de estradas vicinais, destacando-se: Gurupi e Aliança do Norte. Na parte leste da folha destacam-se as cidades de São Valério da Natividade, Santa Rosa e Dueré na parte oeste da folha.

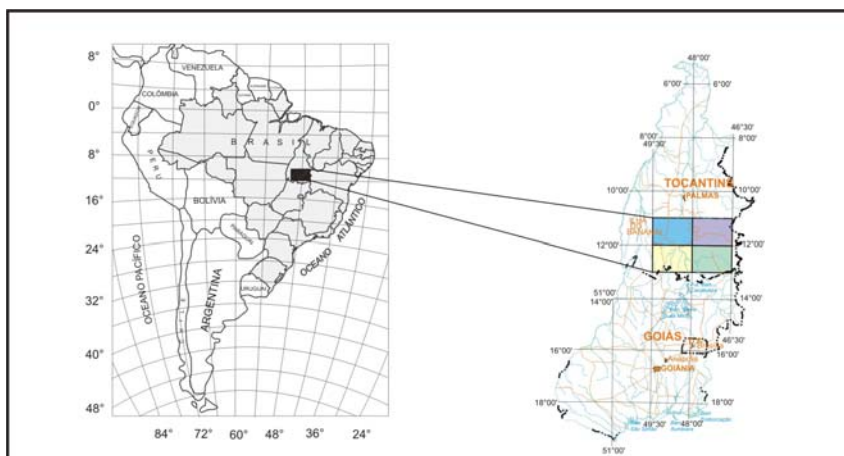


Fig.1 – Mapa de Localização do Projeto Sudeste do Tocantins

Materiais e Métodos

A amostragem foi programada de uma forma sistemática, com o objetivo de caracterizar associações geoquímicas e verificar suas relações com a geologia da área. Nesta programação procurou-se manter uma densidade média de 01 amostra/15 Km², adensando até 5 Km² em área onde a geologia fosse mais favorável a possíveis mineralizações. As amostras de sedimentos de corrente num total de 207 amostras foram compostas e acondicionadas em sacos de pano, enquanto os concentrados de minerais pesados foram simples a partir de 15 litros de material aluvionar, e acondicionados em sacos plásticos. Com o objetivo de verificar a variância de amostragem e analítica foram coletadas amostras controles (replicatas e duplicatas) em pontos previamente definidos.

As amostras foram preparadas na SUREG-GO e analisadas nos laboratórios da ACME – Analytica Laboratories Ltd. do Canadá. Na Tabela 1 encontram-se os elementos analisados, com respectivos métodos analíticos e limites de sensibilidade, das amostras coletadas de sedimentos de corrente.

As amostras de concentrados de bateia foram analisadas por mineralogia ótica semiquantitativa na SUREG-PA .

Os estudos estatísticos, a matriz de correlação e os Mapas de Distribuição dos elementos foram realiza através do OASIS Montaj V.5.8.1

Tabela 01 – Elementos químicos analisados no PROJETO SUDESTE DO TOCANTINS

Elementos	Limite inferior de sensibilidade	Método
Au	0.2 ppb	ICP-MS com digestão de Água Régia
Ag	2 ppb	
Hg	5 ppb	
Cd,Cu,Mo,Pb	0.01ppm	
Sb,B	0.02 ppm	
Zn,Ni,Co,Ga,As,Sc,W,Se,Th,U	0.1 ppm	
Ba,Cr,La,Sr	0.5 ppm	
Mn,B	1 ppm	
V	2 ppm	
Te	0.2 ppm	
P,Na,Ti	0.001%	
Al, Fe, Mg, Ca, K, Ti	0,01%	
S,Te,Tl	0.2%	

Resultados Obtidos

A partir da matriz de correlação foram estabelecidas as seguintes associações geoquímicas: Fe-V-Cr-Ni-Co ; U-Th-La ; Sr-Ca; Al-Ga-Sc e Mg-K-Tl. A associação geoquímica Fe-V-Cr-Ni-Co da folha Gurupi corresponde em geral, a ocorrências magmáticas estratiformes, vulcanossedimentares e metamorfogênicos atribuídas às rochas máficas e ultramáficas que compõem suas unidades geológicas.

Em sua porção norte relacionam-se ao magmatismo básico-ultrabásico, dos Complexos Acamadados do Morro da Mata e Carreira Comprida, constituídas por anortositos, gabros, gabronoritos e seus correspondentes metamórficos em fácies xistos-verdes e anfíbolito.

As associações geoquímicas anômalas que se distribuem na região centro-meridional refletem uma série de intrusões básicas e a concentrações metamórficas das porções máficas dos gnaisses do Complexo Rio dos Mangues e da Suíte Aliança.

Anomalias localizadas a nordeste da folha podem ser atribuídas às rochas vulcânicas metamáficas, base do Grupo Natividade, constituída por anfíbolitos e tremolita xistos.

O conjunto U-Th-La forma uma segunda associação atípica. Localizada no centro da folha, correlaciona-se às fusões graníticas, em forma de apófises métricas irregulares,localizadas e intrusões pegmatíticas de dimensões reduzidas encaixados subparalelamente em granodioritos e tonalitos da Suíte Aliança.

Em campo dados espectroradiométricos indicam uma estreita relação entre este material de composição quartzo-feldspática, que apresenta valores radiométricos acima do background das rochas tonalíticas. Dados estruturais também apontam para uma correlação destes fundidos crustais a zonas dúcteis de mais alto strain associadas à falhas de cisalhamento contracionais, evidenciando um controle litoestrutural, as anomalias geoquímicas e radiométricas.

Imagens aeroespectroradiométricos dos canais de Th e U confirmam as anomalias geoquímicas encontradas

A associação geoquímica Al-Ga-Sc refere-se provavelmente a ocorrências de enriquecimento supergênico sobre rochas tonalíticas e granodioríticas intemperizadas, em uma segunda hipótese pode estar relacionada às fusões graníticas, mais alcalinas e pegmatitos de pequeno porte intrusivos na Suíte Aliança.

O ouro dispõe-se principalmente no centro-nordeste da folha, sua ocorrência relaciona-se a unidades geológicas vulcanossedimentares e a granitos anorogênicos de idade estateriana e com distribuição disseminada. Dados litoquímicos indicam 60 a 120 ppb de ouro nas rochas vulcânicas félsicas, 50 a 140 ppb nas vulcânicas básicas e 70 a 190 ppb nos granitos associados. Lineamentos estruturais, falhas dúteis e zonas de cisalhamento dextrais de direção NE remobilizam e reconcentram o ouro na forma filoneana, nestas unidades ou em suas proximidades.

Conclusões

A metodologia utilizada tanto do ponto de vista da amostragem como das análises foi de fundamental importância na interpretação dos resultados. Observou-se que os resultados analíticos refletiram litologias diferentes. O reflexo das rochas básicas foi observado na análise das concentrações de Fe-Cr-Ni e V e o ouro refletiu as rochas vulcânicas principalmente na região centro nordeste da folha.

MAPEAMENTO DE REGOLITOS: METODOLOGIA EM IMPLANTAÇÃO NA CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

João H. Larizzatti, Evandro L. Klein, Lúcia T. da Rosa-Costa, Reinaldo Brito

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. joao@rj.cprm.gov.br, eklein@be.cprm.gov.br,
ltravassos@amazon.com.br, rbrito@df.cprm.gov.br

Introdução

Regolito é um termo geral, utilizado para designar todos os materiais presentes acima do substrato rochoso não intemperizado (Pain *et al.* 2000; Pain 2001). Ele inclui materiais intempéricos *in situ* derivados diretamente de rochas subjacentes e materiais transportados derivados tanto do substrato rochoso quanto de outros materiais regolíticos. O estudo do regolito como disciplina é relativamente novo, mas esses materiais vêm sendo estudados por vários pesquisadores há muito tempo, destacando-se a presença da pedologia e da geomorfologia. Este trabalho se preocupa com a caracterização e a distribuição espacial desses materiais (mapeamento) e não apenas com perfis e seções verticais. Neste trabalho serão apresentadas as metodologias utilizadas e os primeiros resultados obtidos. Nós gostaríamos também de enfatizar alguns pontos importantes:

1. O regolito é composto por unidades diferente das unidades rochosas, e por isso uma abordagem diferente é necessária.
2. A utilização do conceito de paisagem não é novo, mas pode ser estranho para alguns interessados.
3. Modelos regionais de evolução da paisagem são úteis na previsão de características do regolito na maioria das escalas de mapeamento utilizadas.

Características do Regolito e a Paisagem

O regolito possui várias características que permitem utilizar o conceito de “evolução da paisagem” no seu estudo em diferentes escalas de trabalho (Pain 2000):

1. Os materiais do regolito são geralmente muito menos espessos que as unidades rochosas, e eles ocorrem em camadas descontínuas sobre o embasamento rochoso (Figura 1). Isso dificulta seu posicionamento em unidades temporais-estratigráficas de maneira direta. Quando muito, apenas alguns materiais transportados podem ser imediatamente colocados em unidades lito-estratigráficas.
2. Unidades sedimentares individuais são geralmente descontínuas no regolito. Elas ocorrem, em geral, como acumulação de sedimentos nas porções mais baixas da paisagem. Devido à esta descontinuidade não é apropriado dar nomes formais a estes corpos de sedimento.
3. A lei da superposição, a base para o mapeamento estratigráfico, geralmente não pode ser aplicada aos materiais regolíticos. Uma boa ilustração disso são as camadas produzidas pelo intemperismo, que se desenvolvem de cima para baixo, seguindo a frente de intemperismo. No mesmo ambiente intempérico, diferentes litologias, de diferentes idades, tendem a gerar o mesmo produto final (Figura 2).
4. A natureza do material residual reflete a evolução das formas de relevo nas quais ele ocorre. Perfis intempéricos *in situ* podem estar soterrados por sedimentos transportados ou truncados pela erosão, o que traz complicações estratigráficas e dificulta o entendimento da evolução da paisagem.
5. Apesar das tentativas de se correlacionar determinados padrões de intemperismo, como por exemplo as couraças ferruginosas, torna-se cada vez mais claro que isso deve ser feito com extrema cautela. Crostas ferruginosas podem se formar em

qualquer parte da paisagem onde há acumulação de ferro (Pain & Ollier 1992) e muitas vezes se formam sobre materiais transportados (Ollier & Galloway 1990)

6. O regolito está intimamente associado às formas de relevo e isso faz da “evolução da paisagem” o método de estudo mais apropriado.

Os mapas do regolito oferecem diversos tipos de informação, notadamente sobre os materiais regolíticos e suas relações com as formas de relevo. A geomorfologia de uma área e seus materiais regolíticos são formados essencialmente pelos mesmos grupos de processos, que uma vez entendidos podem ser extrapolados para outras áreas. É preciso lembrar que esse entendimento requer o conhecimento da gênese das formas de relevo e dos materiais regolíticos.

Os limites entre as unidades do regolito são feitos com base nas formas de relevo presentes. Aplica-se o conceito de toposequência do regolito (Pain 2001), que é um grupo de diferentes regolitos que se ligam a formas de relevo particulares. As descrições das toposequências do regolito devem conter:

1. A distribuição dos materiais regolíticos e sua posição na paisagem.
2. A estratigrafia dos materiais regolíticos.

Métodos de Mapeamento

O trabalho se baseia em dois aspectos: estudos de campo e interpretações. O trabalho de campo fornece informações “verdadeiras” sobre os diferentes materiais regolíticos e paisagens presentes, além de observações de caráter mais geral. O principal objetivo é determinar as características da toposequência do regolito para cada unidade da paisagem.

A extrapolação das informações obtidas e o mapeamento dos contatos entre as unidades é feito com base em imagens de satélite, radar, fotografias aéreas etc. A aero-radiometria pode fornecer informações muito úteis no mapeamento dos materiais superficiais.

A Importância da Geomorfologia

Descrever as formas de relevo não é tarefa fácil. Para se produzir um bom mapa de regolitos deve-se entender os princípios geomórficos básicos que se escondem atrás do desenvolvimento do regolito e das formas de relevo. Isto inclui a evolução dos padrões de drenagem, desenvolvimento de taludes e encostas, processos fluviais e desenvolvimento de planícies, terraços e deltas, e as mudanças de longo prazo que ocorrem na paisagem.

Conclusões

Os materiais regolíticos não seguem as mesmas regras dos materiais rochosos. Eles estão ligados mais intimamente com as formas de relevo, seja ele residual ou atual. Isto significa que o mapeamento de regolitos não é simplesmente outro mapeamento geológico. Ele requer diferentes métodos de trabalho. A implantação dessa nova filosofia de mapeamento dentro do SGB exigirá dos profissionais envolvidos outras habilidades que não aquelas utilizadas no mapeamento geológico tradicional. Espera-se que os mapas produzidos forneçam suporte às atividades de mapeamento geológico tradicional, à prospecção geoquímica, aos estudos ambientais e à gestão territorial.

Referências Bibliográficas

- Ollier, C.D. & Galloway, R.W. (1990) The lateritic profile, ferricrete and unconformity. *Catena*, 17, 97-109.
- Pain, C.F. & Ollier, C.D. (1992) Ferricrete in Cape York Peninsula, North Queensland. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*
- Pain, C.F.; Chan, R.; Craig, M.; Gibson, D.; Ursem, P.; Wilford, J. (2000) RTMAP Regolith database – Field book and users guide (Second Edition). CRC LEME Report 138. 101p.

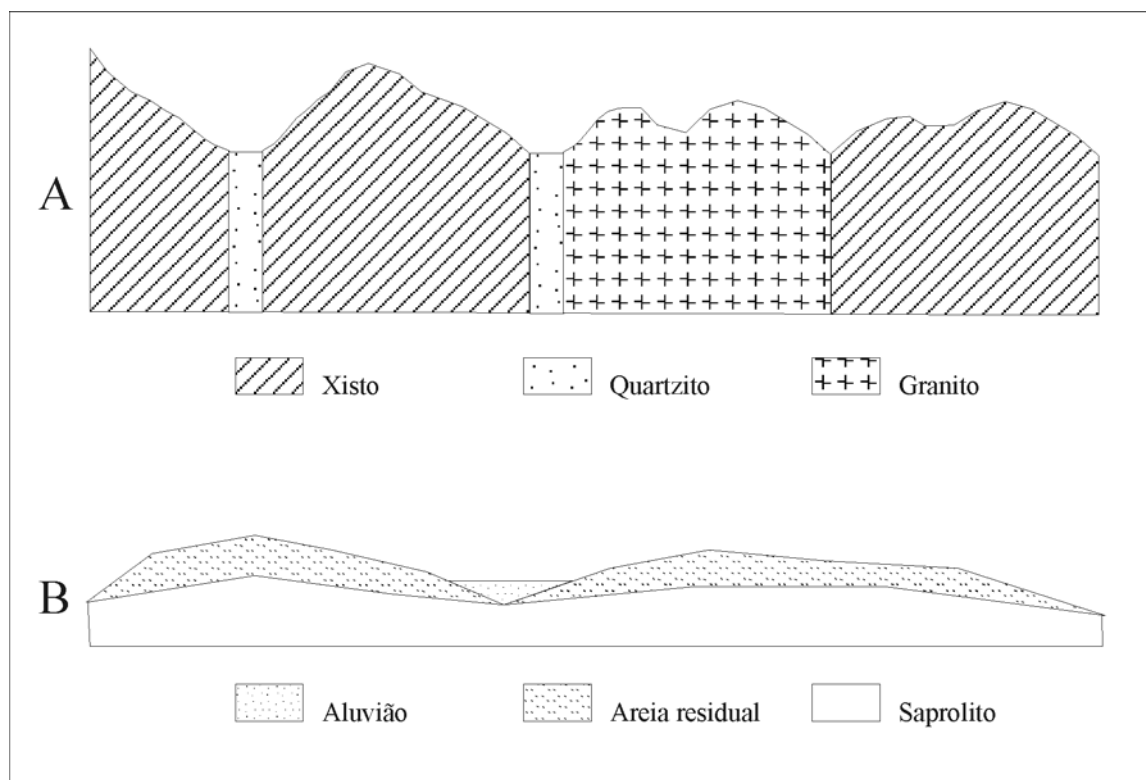


Figura 1 – Seções verticais esquemáticas mostrando as diferenças entre unidades rochosas (A) e do regolito (B).

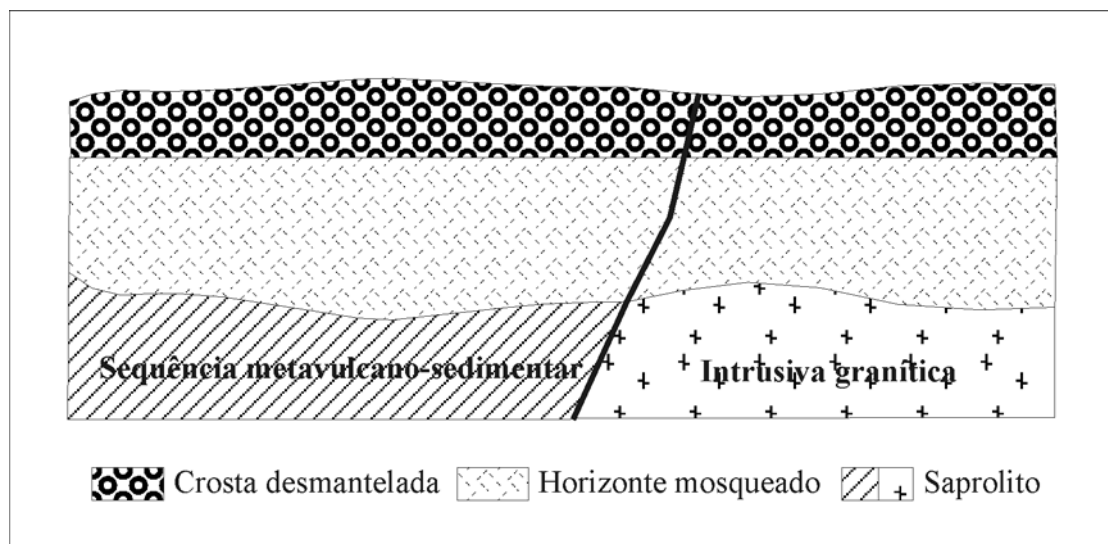


Figura 2 – Diagrama simplificado dos horizontes intempéricos impostos sobre unidades estratigráficas, Folha Cândido Mendes, Maranhão.

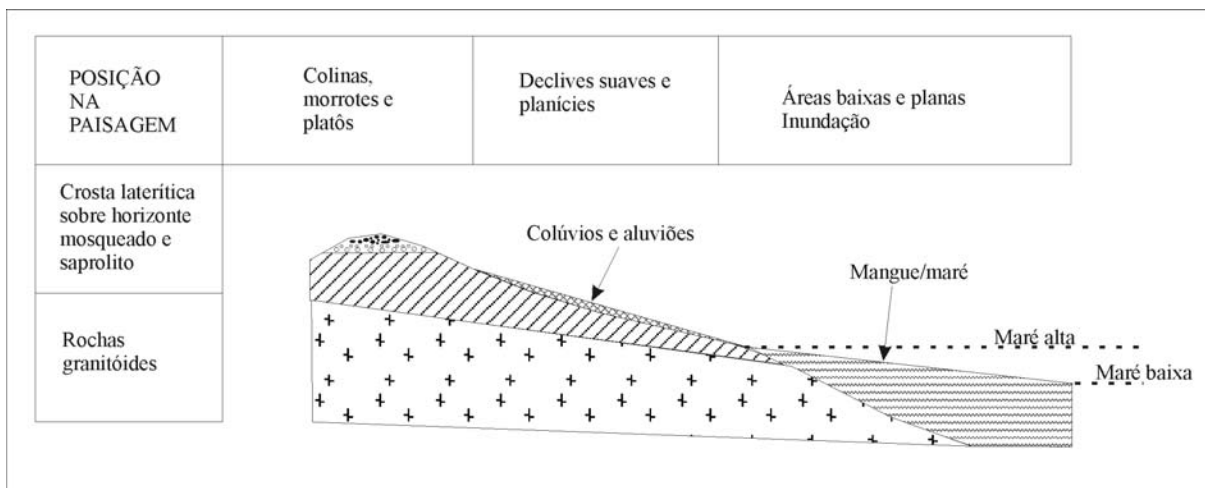


Figura 3 – Diagrama esquemático do regolito na Folha Cândido Mendes, mostrando variações nos materiais com a posição na paisagem.

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DE UM PERFIL LATERÍTICO IMATURO NA REGIÃO DE PORTO VELHO-RONDÔNIA

¹José G. F. de Oliveira, ²Marcondes L. da Costa

¹ Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Residência de Porto Velho. guilherme@pv.cprm.gov.br

² CG/UFPa e PQ/CNPq, mlc@ufpa.br.

Introdução

Os lateritos mineralizados em alumínio, níquel, fosfato, manganês e ouro, que ocorrem na Amazônia Brasileira, principalmente aqueles localizados nos estados do Amazonas, Amapá e Pará, já tem sido objeto de pesquisa por mais de três décadas, e estão relativamente bem estudados (Costa, 1991, 1997; Melfi *et al.* 1988).

Destarte este avanço, e a importância do ponto de vista econômico que estes tipos de depósitos apresentam, poucos são os estudos realizados sobre os corpos geológicos lateríticos que ocorrem na região sudoeste do Cráton Amazonas, mais particularmente aqueles localizados em Rondônia, e em especial no município de Porto Velho. Os últimos trabalhos realizados neste sentido foram executados pelo Serviço Geológico do Brasil–CPRM (Adamy & Romanini, 1990; Rizzotto *et al.*, 2005) através projetos institucionais, visando a cartografia geológica e geomorfológica de terrenos detrito-lateríticos.

O presente artigo tem o mister de mostrar a sucessão dos horizontes, isto é, toposequência de perfis lateríticos que constituem os terrenos mais elevados nos arredores e dentro da cidade de Porto Velho, a partir de descrição de perfis em frente de lavras, barrancos de estradas e ruas e de rios. São descrições de alguns aspectos texturais e mineralógicos observados em amostras de mão nestes afloramentos, consubstanciada com dados prévios mineralógicos e químicos realizados nos anos 1980, visando apresentar uma contribuição para o conhecimento dos processos de lateritização que foram desenvolvidos nesta porção da Amazônia Ocidental. Este é o primeiro passo de um estudo maior que está sendo programado com a finalidade de desenvolver a caracterização mineralógica, geoquímica e evolutiva destes materiais dentro do cenário de lateritização na Amazônia.

Localização da Área

As exposições de lateritos aqui estudadas, localizam-se na zona leste da cidade de Porto Velho, no local denominado Cascalheira do Bairro São Francisco (Figura 1). O material laterítico desta área é utilizado como material de empréstimo na construção civil. O acesso é realizado, através da rodovia BR-364 e/ou pela Avenida Mamoré, ambas asfaltadas, até as proximidades do local, prosseguindo-se por um ramal terraplanado de 1500 m de distância.

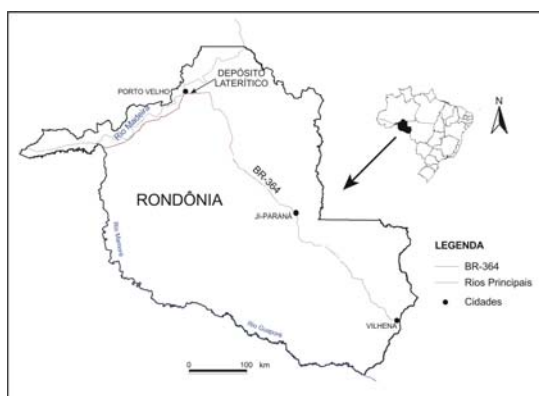


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.

Contexto Geológico

Os lateritos estão instalados em terreno de natureza sedimentar pré-pleistocênico. Este pacote sedimentar apresenta, localmente, uma espessura em torno de 50 metros, assentado-se sobre um embasamento raso constituído por paragnaisse, pertencente ao Complexo Jamari (Estateriano), associados com intrusões graníticas.

Completam o quadro litoestratigráfico da região: Sedimentos fluviais pleistocênicos da Formação Rio Madeira; Sedimentos holocênicos, inconsolidados, de granulometria variando desde cascalho até argila, que preenchem leitos atuais de rios e igarapés, assim como pequenos lagos. Estes últimos são caracterizados pelos sedimentos pantanosos que recobrem estas pequenas bacias inundáveis na época invernos.

Como resultado de movimentações das Placas de Nazca e Sul-americana ocorreu na região um intenso tectonismo de idade cenozóica, gerando movimentação de blocos, formação de pequenas bacias e controle estrutural de algumas drenagens da rede hidrográfica. Evidências de fraturas rúpteis foram observadas em amostras de mão, obtidas da crosta ferruginosa colunar do depósito laterítico em referência.

Materiais e Métodos

Consistiu na descrição de vários perfis de frente de lavra (material de empréstimo) e coleta de amostras representativas destes perfis abrangendo 15 amostras dos horizontes pisolítico, ferruginoso colunar, de transição e mosqueado, além de 7 amostras de furos de trado realizado na zona mosqueada. As amostras foram observadas *in natura* em lupa binocular, descritas e posteriormente, cortadas em serra diamantada, polidas e fotografadas em seções longitudinais e transversais, visando à obtenção de figuras digitais que retratassem as principais fases minerais (figura 2). Estas amostras estão sendo encaminhadas para análises por microscopia (lupa binocular e microscopia petrográfica), MEV, difração de raios-X e análises químicas.

Características do Perfil Laterítico

O perfil laterítico em foco apresenta as seguintes características morfológicas e mineralógicas de acordo com os horizontes identificados:

Horizonte Nodular / Pisolítico

Localiza-se na parte superior do perfil laterítico, e é caracterizado por constituir uma zona com nódulos e pisólitos de óxi-hidróxidos de ferro (goethita e subordinadamente hematita) imerso em material de aspecto argiloso amarelo, generalizadamente denominado de Latossolo. Os pisólitos são goethíticos e via-de-regra, tem núcleo hematítico. A espessura desta zona é irregular, variando entre 50-70 cm.

O contato desta zona com o topo do horizonte ferruginoso, logo abaixo é irregular, e, às vezes, penetra nos espaços intercolunares, acompanhando a frente de transformação do horizonte ferruginoso em minerais neoformados constituídos por goethita, caulinita e gibbsita.

Horizonte Ferruginoso Colunar

Apresenta estrutura em colunas verticais a subverticais de composição hematítica em via de transformação para goethita (mais freqüente), caulinita e gibbsita (mais restrita). Mostra colunas com comprimento longitudinal na vertical variando entre 3,00 a 4,00 metros e é comum a presença de canais inter - e intracolunares preenchidos por material terroso e pisolítico, este último de composição goethítica, semelhante àquele do topo (horizonte nodular).

Os topos das colunas originais mostram-se intensamente destruídos por processo intempérico, com formação de uma zona nodular/pisolítica expressiva já referida, e às vezes coliforme, menos freqüente.

Podem ocorrer goethita bandada de coloração marrom-clara, de tonalidades levemente diferenciadas dentro da cor espectral do marrom, que caracterizam o bandamento, com linhas paralelas marcando sutilmente o avanço do plasma goethítico. O bandamento acompanha, também, a nucleação dos pisólitos, sendo, portanto, circunscritos uns aos outros, enquanto que nas colunas eles são estirados e paralelos, geralmente no sentido vertical a subvertical. Películas e pequenos bolsões de cor creme a ligeiramente rosa, e microcristalinos, revestem parcialmente as colunas, e são nitidamente formadas de gibbsita.

Horizonte de Transição

Constitui uma zona de composição ferro-aluminosa de aspecto terroso, friável a semi-friável, de cor ocre-amarela, apresentando feições de quase-nódulos hematíticos irregularmente dispersos. O contato superior desta zona com a parte inferior da crosta ferruginosa é irregular e se caracteriza pelo afunilamento das extremidades inferiores das colunas ferruginosas. Sua espessura varia entre 2,00 a 2,50 metros. A matriz é formada principalmente por caulinita e quartzo.

Horizonte Mosqueado

Apresenta constituição síltico-argilosa, preservando as feições de laminação da rocha pré-existente, e também as intercalações de material arenoso e argiloso. O horizonte tem como característica principal as manchas avermelhadas de tons diversos e às vezes lilás as quais formam um padrão conhecido como mosqueamento em uma massa esbranquiçada a cinza esbranquiçada. Uma perfuração a trado mecanizado indicou uma espessura superior a 7 metros para esta zona. Ela constitui-se principalmente de quartzo, caulinita, illita, e da hematita que forma as manchas ou *mottlings*.

Conclusão

O perfil laterítico aqui estudado, sobre o qual está se espalhando a cidade de Porto Velho se destaca dos demais descritos na Amazônia pelo grande porte das colunas do Horizonte Ferruginoso, que podem atingir entre 3,0 a 4,00 metros. Por sua vez não apresenta um horizonte bauxítico, mas contém gibbsita subordinadamente. A zona de transição entre o horizonte ferruginoso (crosta) e o mosqueado é ferro-aluminosa, discreta e inferior a 2 metros de espessura, e sugere que ela poderia estar representando uma diferenciação, para a formação de um futuro horizonte bauxítico. Estas características permitem enquadrar o perfil estudado como um Perfil Laterítico Imaturo dentro da classificação proposta por Costa (1991) e formado possivelmente ao longo do Pleistoceno, por correlação com este tipo de perfil.

Referências

- Adamy A. & Romanini S.J. (Orgs.) 1990. *Geologia da região Porto Velho-Abunã*; folhas Porto Velho (SC.20-V-B-V), Mutum-Paraná (SC.20-V-C-VI), Jaciparaná (SC.20-V-D-I) e Abunã (SC.20-V-C-V). Estados de Rondônia e Amazonas. DNPM/CPRM, Brasília, 273p.
- Banerji P.K. 1982. Laterization processes: challenger and opportunities. *Episodes*, **3**: 16-20.
- Costa, M.L., 1997, Lateritisation as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Explor. Min. Geol.*, **6**(1): 79-104.
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geoc.*, **21** (2): 146-160.
- Freyssinet P. 1993. Gold dispersion related to ferricrete pedogenesis in South Mali: application to geochemical exploration. *Cronique de la Recherche Minière*, **510**:25-40.
- Melfi, A.J., Trescases, J.J., Carvalho, A., Oliveira, S.M.B., Filho, E.R. e Formoso, M.L.L.1988. The lateritic ore deposits of Brazil. *Science Geologique Bulletin*, **41**: 5-36.
- Rizzotto G.J. & Oliveira J.G.F. de. (Coords.) 2005. *Projeto Rio Madeira*. Levantamento de informações para subsidiar o estudo de viabilidade do aproveitamento hidrelétrico (AHE) do Rio Madeira. AHE Santo Antônio; relatório final. Rizzotto, G.J, Oliveira J.G.F, Quadros M.L. do E.S., Castro J.M.R. de, Cordeiro A., Adamy A., Melo Junior H.R. de, Dantas M.E.(organizadores) CPRM, Porto Velho, 235p.

Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. de. 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*; texto, mapas & SIG. CPRM, Brasília, Cap. 1, p. 5-165.

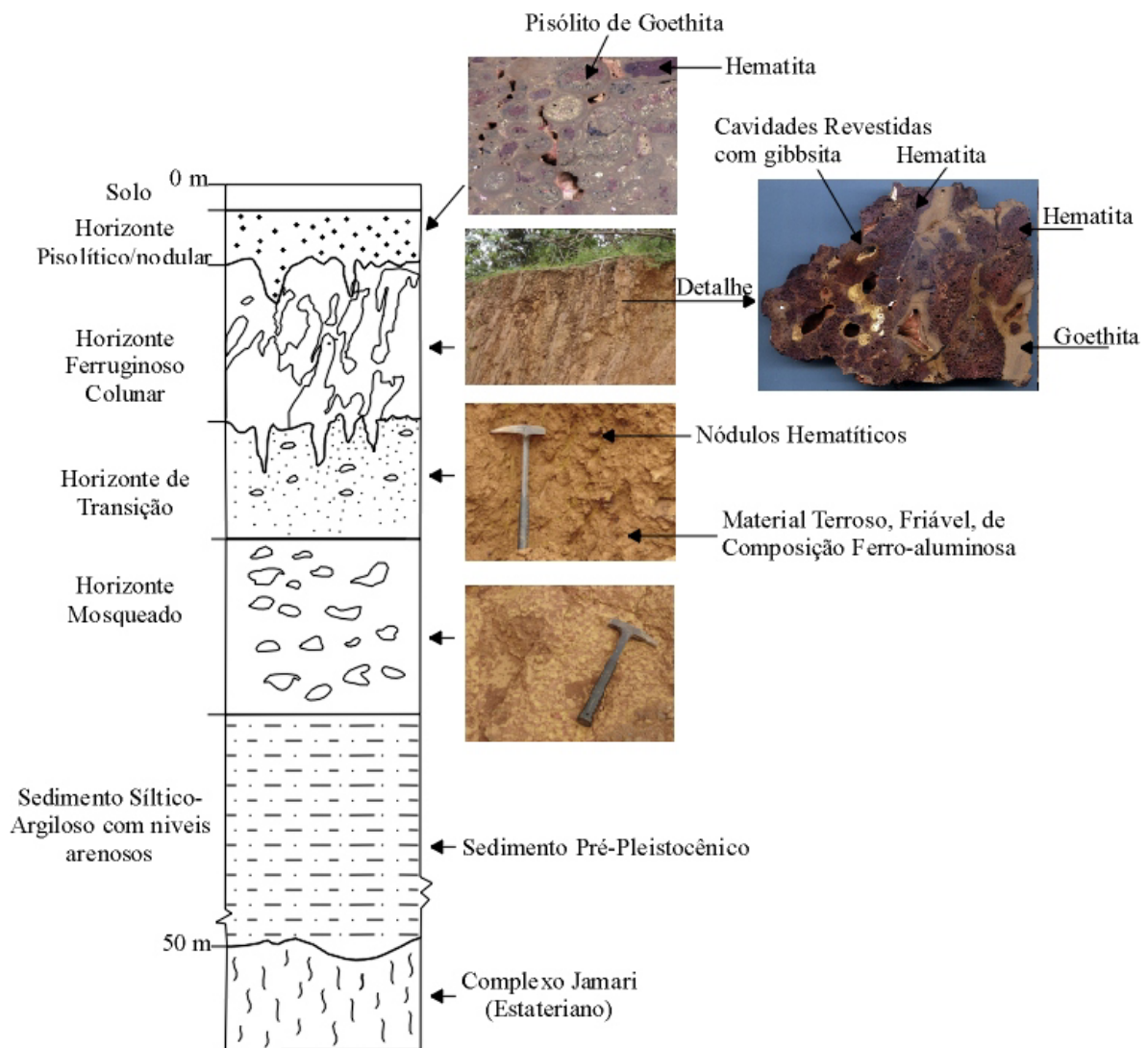


Figura 2 - Perfil esquemático do depósito laterítico do Bairro São Francisco

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE PERFILES LATERÍTICOS DE NÍQUEL DEL YACIMIENTO PUNTA GORDA, MOA, HOLGUÍN, CUBA

¹ Arturo R. Purón, ² Rômulo S. Angélica

¹ Departamento de Geología del ISMM. Moa, Holguín, Cuba. arojasp2003@yahoo.es.

² Departamento de Petrología y Geoquímica, Centro de Geociencia da Universidade Federal de Pará, Belém

Resumen

Se caracterizan mineralógicamente dos perfiles lateríticos del yacimiento Punta Gorda, empleando técnicas de Difracción de Rayos – X (DRX), Ensayos Térmicos (ATD, TG, DTG), Espectroscopía Infrarroja (IR) y Microcopia Electrónica de Barrido (MEB). Mediante lo cual se pudo establecer las características mineralógicas de dos perfiles (L-48 y M-47) con diferente grado de madurez, los cuales poseen contenidos significativos de cobalto y manganeso, siendo perspectivas para estudios futuros de estos metales. Para los horizontes lateríticos de la mena oxidada, la goethita es la fase mineralógica principal presente en estas cortezas, existiendo además de forma secundaria la hematita, maghemita, cromita, y gibbsita, en tanto en los horizontes de la mena silicatada, las fases de serpentina: lizardita es la principal, junto con algunos piroxenos: enstatita, y olivinos: forsterita. Para el perfil maduro se detectan contenidos más elevados de Al, donde la fase de gibbsita está bien definida. Es significativo la presencia de augita-Al en la roca madre de uno de estos perfiles, asociado a la formación de esmectita tipo nontronita.

Introducción

Al nordeste de la parte oriental de la isla de Cuba existe un amplio campo mineral según depósitos residuales de Ni y Co, formados a partir de un extenso macizo de rocas básicas y ultrabásicas pertenecientes al macizo ofiolítico Moa-Baracoa (Proenza et. al., 1998), al que se le calcula una extensión de 170 Km, con un ancho de 10 a 12 Km. Entre los principales depósitos lateríticos de níquel se encuentra el yacimiento Punta Gorda, que cubre un área de aproximadamente 6,5 km², actualmente en explotación por el estado cubano empleando proceso de lixiviación carbonato amoniacal, conocido como proceso CARON, obteniéndose como producto final óxido de níquel. En la problemática de la metalurgia del níquel en Cuba existe la necesidad de conocer la composición mineralógica de los distintos horizontes que forman las cortezas ferroniquelíferas de la región de Moa, pues a partir de ahí se podrá profundizar en las fases minerales portadoras de Ni y Co, los cuales son metales muy importantes en el proceso metalúrgico cubano actual. Sobre la mineralogía de estas cortezas se han publicado interesantes trabajos (Lavaut, 1998; Oliveira, 2001; Rojas Puro, et. al., 2005), donde se exponen las principales características mineralógicas de la corteza ferroniquelífera cubana, aunque resulta útil valorar actualmente la materia prima mineral que se suministra a la industria. Como una parte básica inicial en el conocimiento de los minerales presentes en estos depósitos lateríticos resulta necesario establecer la asociación mineralógica presente en los diferentes niveles de la corteza de intemperismo, de ahí la necesidad de una caracterización mineralógica de dos perfiles típicos de unos de los yacimientos más importantes de la minería del níquel en Cuba, como es el yacimiento de Punta Gorda de la región de Moa.

El presente trabajo pretende caracterizar mineralógicamente dos perfiles lateríticos (L-48 y M-47) del yacimiento Punta Gorda, los cuales poseen contenidos de Mn y Co interesantes, lo que permitirá conocer las principales fases minerales para cada uno de los

horizontes de la corteza ferroniquelífera de estos perfiles y poder establecer, en trabajos posteriores, la asociación mineralógica asociada a las fases de óxidos de Mn.

Materiales y Metodos

En la presente investigación se emplearon muestras de dos perfiles lateríticos L-48 y M-47 del yacimiento Punta Gorda, representativas de los principales horizontes que componen la corteza de intemperismo del yacimiento según: Concreciones ferruginosas (escombro); Ocre (se encuentra la mena niquelífera); Serpentinitas alteradas (serpentinita niquelífera, saprolita); Serpentinitas duras (roca madre).

La separación granulométrica se realizó mediante la tamización por vía húmeda. En tanto en los análisis químicos se empleó principalmente Fluorescencia de Rayos – X, con un espectrómetro secuencial de Florescencia de Rayos X, Phillips PW 1480 utilizando radiación de rayos x con Rn tipo PW2182/00, con un régimen de 3000w y 100Kv al vacío con colimador fino. La Microscopía óptica ordinaria, empleando un microscopio binocular, tipo TECHNIVAL, modelo AXIOLAB POL de la CARL ZEISS, valorándose las características físicas más sobresalientes de las muestras. La Difracción de Rayos – X, según método policristalino, utilizando el difractómetro de la marca PHILIPS, modelo PW 3710 BASED, con radiación de $\lambda\text{CuK}\alpha 1$. El proceso de lectura e interpretación de los difractogramas se empleó los softwares APD (PHILIPS) y además se utilizó el Xpert HighScore 1b. 2002, con la base de datos de la ICDD (Internacional Center for Diffraction Data) de 1998. Las Técnicas de Ensayos Térmicos (ATD, TG, DTG, T) se ejecutaron con el equipamiento según modelo PL - STA Thermal Science con analizador térmico simultáneo STA 1000/1500, de la Stanton Rederoff Ltd. Velocidad de calentamiento de 20 °C/minuto, temperatura inicial y final variando de 25 °C a 1100 °C, respectivamente. En las Técnicas de Espectroscopía Infrarroja (IR) las muestras fueron preparadas con bromuro de potasio (KBr) como dispersante. Se empleó el espectrofotómetro modelo 1760 X FT-IR, de la Perkin Elmer, con registros de banda espectral de 4 000 a 400 cm^{-1} , con mediciones de cada 4 cm^{-1} . Los datos fueron obtenidos y procesados por el software Spectrum FT-IR 2.0, de la Perkin Elmer.

Discusión de los Resultados

Composición Granulométrica

La granulometría de los materiales lateríticos provenientes de las cortezas de intemperismo de la región de Moa, a la que pertenece el yacimiento Punta Gorda, se caracterizan por ser predominantemente de grano fino (- 0.045 mm), tanto en el horizonte de ocre como en la concreciones ferruginosas, representando esta fracción fina de un 50 a un 55 % en peso de la muestra. La fracción granulométrica f.4 (- 0.417 + 0.074 mm) constituye la segunda fracción de importancia en estos horizontes lateríticos (Rojas Purón, et. al., 2005). En el material serpentinitico alterado, conocido como saprolita, las fracciones predominantes son las finas menores de 0.045 mm y las gruesas mayores de 1.6 mm, representando ambas el 60 % en peso de la muestra, (Rojas Purón, et. al., 2005). La fracción medianamente gruesa, entre 0.074 y 0.041 mm, constituye la tercera fracción en importancia en este material. La diferencia granulométrica principal entre el material laterítico de la coraza ferruginosa y los ocre se detecta en las partículas mayores de 0.83 mm, pues las partículas que se encuentran por debajo de este valor en ambos materiales tienen un comportamiento granulométrico parecido. Entre el material laterítico y el serpentinitico las diferencias principales se localizan en las clases granulométricas más finas (menores de 0.045 mm) y en las más gruesas (mayores de 0.83 mm). La clase

granulométrica f.4 (-0.417 + 0.074 mm) ocupa el segundo lugar en importancia en la composición granulométrica del material laterítico.

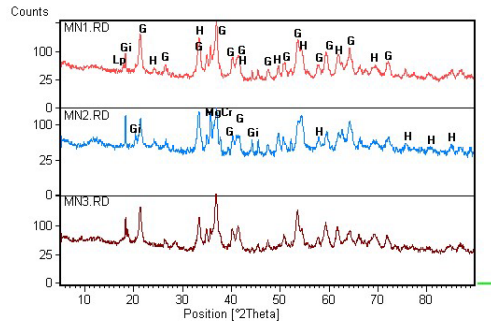
Composición Química

La composición química por horizontes para cada uno de los perfiles en estudio, L-48 y M-47, evidencian materiales lateríticos esencialmente ferrosos con contenidos significativos de aluminio, siendo muy notable los elevados contenidos de Mn y Co, sobre todo en el perfil L-48, donde llega a alcanzar, de forma puntual y con cierta difusión, hasta un 14 % en la zona de ocre medio (Rojas Purón et. al., 2005). Para este perfil L-48 los contenidos de Co tienden a concentrarse en los horizontes de ocre medio y ocre inferior, donde el horizonte de serpentinita alterada alcanza valores de 0.05 de CoO, resultando muy significativo para estos depósitos tales contenidos de estos microelementos. En este perfil son elevados los contenidos de Ni hacia la parte inferior del perfil, donde incluso para el horizonte de serpentinita fresca, tal vez se encuentra parcialmente alterada posee un NiO de 2.62 %. Es notable dado su contenido de Co y Mn el horizonte de ocre medio, resultando conveniente valorar su composición química. Este ocre medio es un material ferroso, con un contenido de Al₂O₃ relativamente alto, aunque los mayores valores de este metal, en este perfil lo alcanza en los horizontes superiores, en el ocre superior llega a ser de hasta un 19 %. Algunos investigadores ya han reportado la presencia de Al en muestras de Mn y Co en material lateríticos de suelos o cortezas (Manceau et. al., 2002). El perfil M-47, con menos desarrollo de los horizontes de ocres, o tal vez, la toma de muestras haya sido más bien en horizontes que no alcanzaron la capa de concreciones ferruginosa propiamente dicha, pues el contenido de NiO de 1.52 %, no se corresponde para este horizonte, sin embargo se observa un elevado contenido de MnO en todos los ocres desde el superior que es el de mayor contenido hasta el inferior. El Co se eleva en los ocres superior (Rojas Purón et. al., 2005). El ocre superior de este perfil es rico en Mn, Co y Ni, aunque aquí el Al no se encuentra en cantidades tan significativas como en el perfil L-48. Para este perfil si se observa un ligero incremento de SiO₂ con relación al perfil L-48, tal vez compensando el menor contenido de Al. Se sigue observando para el horizonte enriquecido en Mn y Co un buen contenido de Ni, lo que evidencia que la forma de migración de estos metales en el ambiente hipergénico es parecida (Rojas Purón et. al., 2005).

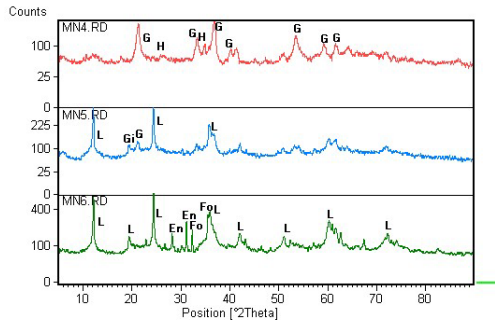
Composición Mineralógica de los Perfiles Lateríticos

Al valorar la composición mineralógica de los perfiles lateríticos L-48 y M-47, figura 1, se observa para los horizontes superiores, que los óxidos de Fe: goethite, hematite y maghemite, son las fases minerales predominantes, con ciertas cantidades del oxihidróxido de Al: gibbsite, y la cromita (Mg cromita), ya para la parte inferior, abundan las fases silicatadas de Mg, lizardita, enstatita y olivinos (forsterita). Algunos aspectos de interés son los contenidos de Mn elevados en estos perfiles, en los cuales se determinó la fase de litioforita. Para el perfil maduro se detectan contenidos más elevados de Al, donde la fase de gibbsite está bien definida. Es significativo la presencia de augita-Al en la roca madre de uno de estos perfiles, asociado a la formación de esmectita tipo nontronita.

Perfil L-48

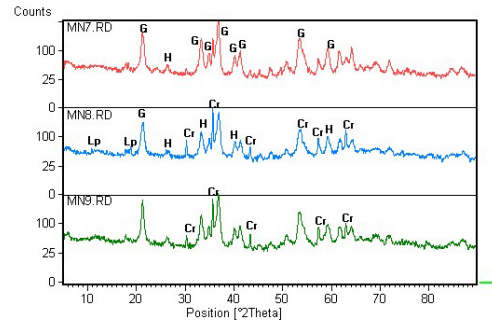


A

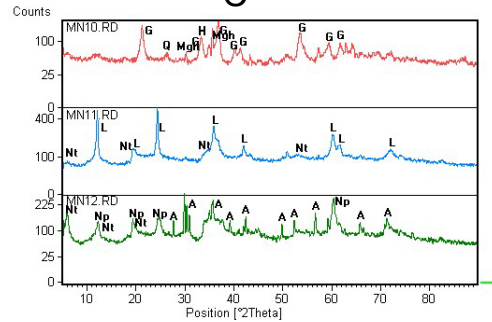


B

Perfil M-47



C



D

Figura 1. Mineralogía, según Difractometría de Rayos - X, por horizonte de los perfiles L-48 y M-47 del yacimiento Punta Gorda. A y C: muestras de los horizontes superiores. B y D: muestras de los horizontes inferiores. Minerales: G: goethita; H: hematita; Gi: gibbsita; Lp: litofoforita; MgCr: Mgcromita. L: lizardita; En: enstatita; Fo: forsterita. Nt: nontronita; Np: nepouita. A: augita-Al.

Referencia Bibliográfica

- Almaguer, A. 1989: Mineralogía y Geoquímica de las cortezas de intemperismo de las rocas ultramáficas de la prov. Holguín. Trabajo de Disertación para la obtención a Doctor en Ciencias Geológicas. C.I.C.T. de la A.C. de Cuba.
- Lavaut Copa, W. 1998.: Tendencias geológicas del intemperismo de las rocas ultramáficas en Cuba oriental. revista Minería y Geología. Vol. 15. pp 9-16.
- Manceau A., Tamura N., Marcus M.A., MacDowell A.A., Celestre R.S., Sublett R.E., Sposito G., Padmore H.A. 2002: Deciphering Ni sequestration in soil ferromanganese nodules by combining X-ray fluorescence, absorption and diffraction at micrometer scales of resolution. *American Mineralogist*, 87, 1494-1499.
- Oliveira S.M. Barros, de Moya Partiti C. S., Enzweiler J. 2001: Ochreous laterite: a nickel ore from Punta Gorda, Cuba. *Journal of South American Earth Science*. 14. Pp307-317.
- Proenza, J; Melgarejo, J. C.; Gervilla, F; Lavaut, W; Rodríguez, G. 1998: Cromititas podiformes en la faja ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). *Acta Geológica Hispánica*, V 33.
- Rojas Puron, A; Orozco, G; Vera, O; Arderí, A. 2005: Caracterización mineralógica de los perfiles lateríticos del yacimiento Punta Gorda. I CONVENCIÓN CUBANA DE CIENCIAS DE LA TIERRA. La Habana, abril 2005. ISSN 0258 5979.

HIDROGEOQUÍMICA DE AFLUENTES DO RIO SOLIMÕES E PURUS (AM)

Maria M. A. Queiroz¹ & Adriana M. C. Horbe²

¹Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas. mireide@yahoo.com.br

²Departamento de Geociências Universidade Federal do Amazonas

Introdução

A água é uma das principais características da paisagem na Amazônia. O rio Amazonas e seus afluentes representam o maior sistema de rios da terra. Suas áreas inundadas (várzeas) cobrem cerca de 6 milhões de km². Um sexto de toda água doce transportada pelos rios para o oceano passa por meio do rio Amazonas (Sioli, 1985). As planícies ao longo do rio Amazonas encerram aproximadamente 6.500 igarapés e lagos, os quais variam em dimensões e forma. Apenas nos últimos 400 km dos quatro maiores tributários (Japurá, Purus, Negro e Madeira) encontram-se aproximadamente 2.400 igarapés e lagos (Sippel *et al.*, 1992).

Os rios da Amazônia foram classificados por Sioli em função da cor de suas águas e das suas propriedades limnológicas em rios de água branca, preta e clara. Os rios de água branca são limnologicamente eutróficos, situam-se predominantemente no sudoeste da Amazônia, voltados para região andina, enquanto os de água preta são oligotróficos e estão a noroeste e os de água clara na região oriental (Sioli & Klinger, 1962). Os rios de água branca, enquanto os de água preta. Os principais exemplos de rios com águas brancas são Amazonas, Solimões, Marañon e Ucayali e seus afluentes Javari, Juruá, Purus e Madeira ao sul, e Içá, Japurá e o Branco ao norte; de águas claras o Tapajós, Xingu e Tocantins ao sul e Trombetas, Maicuru, Paru e Jari ao norte; e de águas pretas o Negro e Uatumã ao norte, além de inúmeros afluentes menores de toda a bacia Amazônica.

O substrato da região é composto predominantemente por arenitos, argilitos e conglomerados de idade miocênica de origem fluvio-marinha (Nogueira *et al.*, 2003). Sobrepostos ocorrem arenitos e arenitos argilosos fluviais rosados e esbranquiados pertencentes à Formação Içá (Maia *et al.*, 1977).

Apesar de diversos estudos descreverem a hidrologia e geoquímica dos rios da Amazônia e seus principais tributários (Forsberg *et al.*, 1988; Gaillardet *et al.*, 1997), um levantamento bibliográfico detalhado, revelou há poucas informações sobre os tributários dos rios Solimões e Purus. Com vista a preencher essa lacuna, foram selecionados vários afluentes dos rios Solimões e Purus no Estado do Amazonas, localizados entre as cidades de Manacapuru e Alvarães e Anamá e Piraruará respectivamente. Esses afluentes menores refletem a geoquímica local, ao contrário das maiores que recebem influência de vários afluentes, misturando diversos ambientes.

Materiais e Métodos

As amostras de água foram coletadas em novembro de 2004 e armazenadas em frascos de polietileno desmineralizado com solução de ácido nítrico a 25%. No local da coleta foram analisados temperatura da água, pH, cloreto e alcalinidade total, uma vez que esses parâmetros se modificam rapidamente. As amostras foram filtradas em membrana de celulose de 0,45 µ e submetidas a análises para a determinação dos índices de SiO₂, SO₄⁻², PO₄⁻³, Na⁺, K⁺ e transparência. O restante da amostra foi acidificado para posterior análise de Li, B, Mg, Al, Si, Ca, Sc, V, Cr, Mn, Fe, Co, Cu, Zn, Ge, As, Se, Rb, Sr, Mo, Cd, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pb, e U, no Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie (LMTG) – Université Paul Sabatier – Toulouse – França.

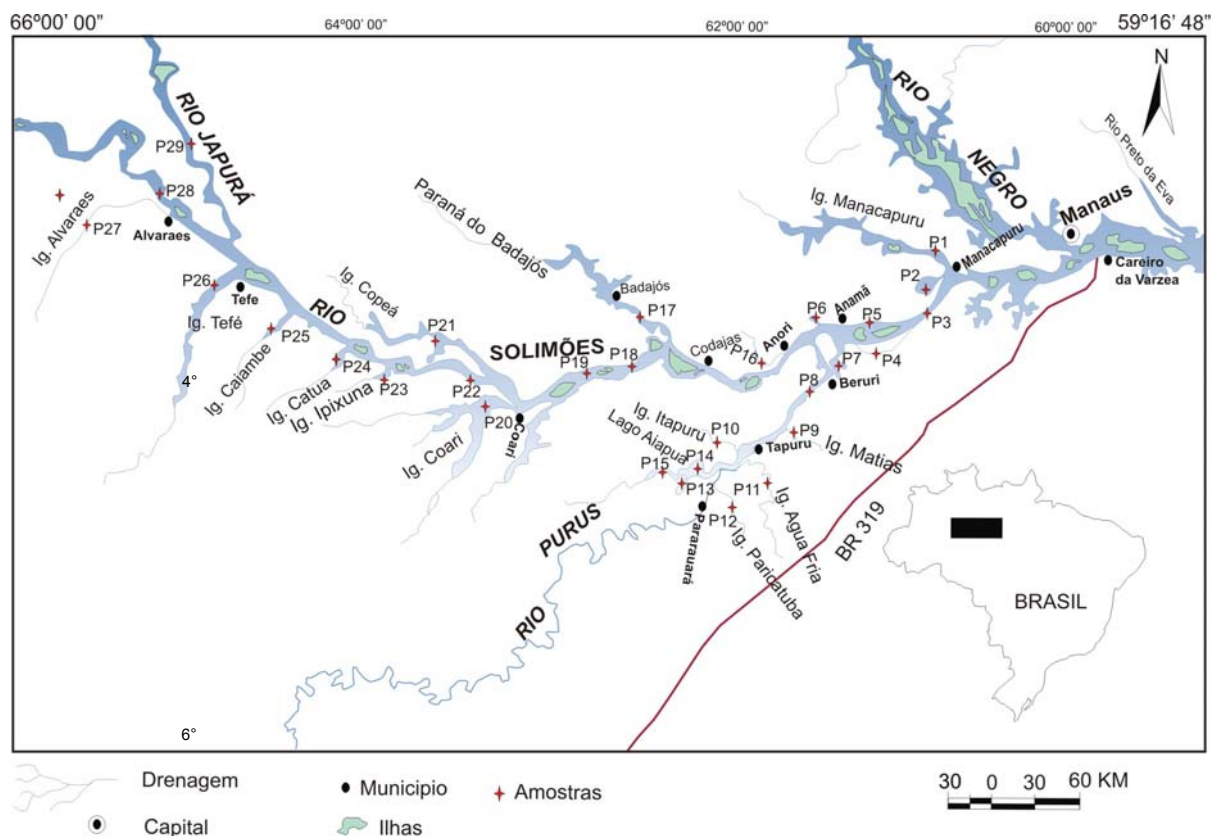


Figura 1 – Localização da área de estudo e pontos de amostras

Resultados e Discussão

A temperatura das águas variaram entre 28,2-33,3 °C, e a maioria dos valores correspondem a locais com ausência de cobertura vegetal. As águas pretas dos afluentes dos rios Solimões (5,9-7,2) apresentaram pH levemente mais básico que os do Purus (5,3-6,7), enquanto as águas brancas dos rios Solimões, Purus, Japurá e furo Parati Grande têm menor variação e mínimo mais básico (6,5-7,1). Esses valores são compatíveis com os encontrados por Forti *et al.*, (1997), Gaillardet *et al.*, (1997), Küchler *et al.*, (2000), entre outros na Amazônia. As águas brancas do rio Solimões destacam-se por terem à condutividade elétrica mais elevada (98,86 $\mu\text{S cm}^{-1}$), seguida pelos rios Purus, Japurá e furo Parati Grande (71,80 $\mu\text{S cm}^{-1}$) e as águas pretas dos afluentes dos rios Solimões (35,31 $\mu\text{S cm}^{-1}$) e Purus (26,18 $\mu\text{S cm}^{-1}$).

As águas superficiais analisadas evidenciaram maior transparência para as águas pretas das drenagens do rio Solimões (7,88 NTU) seguidas dos afluentes do rio Purus (12,14 NTU). A água branca do rio Solimões (31 NTU) é a menos transparente e é seguida pelos rios Purus, Japurá e furo Parati Grande (10,50 NTU). Os poços e fontes (0,75 NTU), são as mais transparentes, em média são três a nove vezes mais transparentes que as águas superficiais avaliadas neste estudo. O aumento da transparência para os poços e fontes deve-se a capacidade de filtração das rochas percoladas que retém o material em suspensão, enquanto, os rios têm maior contribuição dos sedimentos carreados por erosão para as bacias.

Em relação aos cátions, o Ca^{2+} é íon mais abundante seguido do Na^{+} nas águas brancas onde representa 63,9% da carga total de cátions. Devem-se destacar, ainda, as águas brancas dos rios Purus e Japurá que apresentam maior similaridade entre K^{+} e Na^{+} e o furo Parati Grande que se comporta quimicamente semelhante ao rio Solimões por ser um furo deste. Na maioria das águas pretas Ca^{2+} e Na^{+} se alternam como os mais abundantes,

perfazem 41,9% dos cátions e são seguidos do K^+ e Mg^{2+} . Contudo há exceções, nos igarapés Catuá, Alvarães e Água Fria, o K^+ é o mais abundante seguido do Na^+ , no Tefé o Na^+ e K^+ são semelhantes, enquanto no Ipixuna e Coari o Na^+ é maior que o K^+ . No igarapé Paricatuba o Ca^{2+} predominar este é seguido de Na^+ e K^+ . A somatória dos cátions é maior nas águas brancas ($13,85 \text{ mg L}^{-1}$) e se assemelha às águas dos poços e fontes. Nos igarapés de água preta a somatória é um pouco maiores nos afluentes do Solimões que nos do Purus.

Na maioria das águas superficiais o HCO_3^- é o ânion mais abundante exceto nos afluentes do Purus onde predomina o SO_4^{2-} e o HCO_3^- está abaixo do limite de detecção ($< 0,01 \text{ mg L}^{-1}$). Nos afluentes do Solimões também há exceções, no igarapé Manacapuru predomina o SO_4^{2-} seguido da SiO_2 e no Coari, Ipixuna, Catuá, Caiambé e Tefé ocorre o inverso.

Em relação ao SiO_2 , as águas pretas ($3,57-10,30 \text{ mg L}^{-1}$) têm teores mais elevados que as brancas ($3,64-5,20 \text{ mg L}^{-1}$) e em geral, as águas brancas do rio Solimões são mais homogêneas ($4,07-4,46 \text{ mg L}^{-1}$) que as dos seus afluentes ($3,87-10,30 \text{ mg L}^{-1}$). Nestes últimos observa-se, inclusive, tendência de aumento de SiO_2 para os mais a jusante. O PO_4^{3-} tem variação mais acentuada nas águas brancas onde é em média mais elevado (até $1,72 \text{ mg L}^{-1}$) que nas pretas (até $1,65 \text{ mg L}^{-1}$). As maiores concentrações de SiO_2 e PO_4^{3-} estão nas águas de poços e fontes ($4,50-19,63 \text{ mg L}^{-1}$ e $0,86-2,62 \text{ mg L}^{-1}$, respectivamente) por estarem em contato direto com as rochas. O Cl^- é o íon que apresentou a menor concentração dentre os ânions, sem variações entre águas pretas e brancas. A somatória dos ânions é maior nas águas brancas, enquanto os afluentes do Purus têm as menores e em ambos aumenta para montante. Na somatória da carga total dissolvida há predominância dos ânions sobre os cátions, especialmente nas águas brancas do rio Solimões, com somatória média de $39,13 \text{ mg L}^{-1}$. Essa diferença na carga química, que pode ser atribuída à falta de quantificação de outros íons, é natural nos rios de água clara e preta na Amazônia (Campos, 1994; Dupré *et al.*, 1996; Silva *et al.*, 1999 e Küchler *et al.*, 2000). Nos poços e fonte somente o SiO_2 é mais elevado que as águas superficiais. A composição química das águas estudadas é similar a de Furch (1984), Gaillardet *et al.* (1997) e Külcher *et al.* (2000).

Dos elementos-traço analisados na fração dissolvida (Li, B, Al, Sc, V, Cr, Mn, Fe, Co, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Cd, Sb, Cs, Ba, Pb, La, Ce e U) Fe, Al, Zn, Mn, Ba, Sr, Cu e B apresentaram teores mais elevados ($0,87$ a $917 \text{ } \mu\text{g L}^{-1}$), Li, Sc, V, Cr, Co, As, Se, Rb, Pb, Mo, Cd, Sb, Cs, La, Ce e U mais baixos ($0,01$ a $12,73 \text{ } \mu\text{g L}^{-1}$) e somente o Ge ficou abaixo do limite de detecção. Apesar das variações acentuadas, o ferro é o elemento mais abundante (entre $17,4$ e $2061 \text{ } \mu\text{g L}^{-1}$) nas drenagens estudadas, seguido do alumínio (entre $7,0$ e $861 \text{ } \mu\text{g L}^{-1}$). Ambos representam pelo menos 68,12% das cargas dos elementos traços nas águas brancas e 81,68% nas águas pretas, especialmente nos afluentes do rio Purus. Os teores de Fe e Al encontrados estão na mesma unidade de grandeza que os de Gaillardet *et al.* (1997) e Elbaz-Poulichet *et al.* (1998). Dentre os afluentes de água preta, apesar das variações acentuadas, Zn, Ba e Sr predominam em geral nos do rio Solimões, enquanto Mn no do Purus. Nas águas brancas a distribuição dos elementos-traço é bem mais homogênea e Ba e Sr são bem mais elevados, enquanto Zn tem teores similares e o Mn é o que mais varia em relação as pretas. O Cu e B têm variações acentuadas, especialmente o primeiro e predominam nas águas do Solimões, contudo valores similares a estes ou mais altos são encontrados em alguns afluentes deste. Nos rios Purus, Japurá e o furo Parati Grande, a concentração desses elementos se assemelha às águas pretas. Li, Sc, V, Cr, Co, Ce, La, U, As, Se, Rb, Mo Cd, Sb, Cs e Pb, quase não tem variações entre os tipos de águas estudadas. Nas fontes, de modo geral, os elementos-traço são mais elevados que nas águas superficiais.

Conclusão

As águas estudadas, de modo geral, podem ser divididas em dois grupos. O primeiro constituindo as águas pretas (afluentes dos rios Solimões e Purus) e o segundo as brancas (rios Solimões, Purus, Japurá e furo Parati Grande). No primeiro grupo as águas têm menor concentração de materiais em suspensão e pH. No segundo, a maior concentração em Ca^{2+} , Na^+ , HCO_3^- , Al, Mn, Ba, Sr, B, Ce e As já era esperada por serem águas brancas e ricas em sedimentos em suspensão. O Fe e Al predominam em todas as drenagens investigadas, com maior concentração nas águas pretas. De modo geral, os afluentes do Solimões têm maior carga química que os do Purus.

Referências Bibliográficas

- Campos, Z.E.S. de. 1994. *Dissertação de Mestrado*, INPA. 90p.
- Dupré, B. et al. 1996. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**:1301-1321.
- Elbaz-Poulichet, F et al. 1998. *Mineralogical Magazine*, **61**:423-431
- Forsberg, B.R., et al. 1988. *Limnology and Oceanography* **33**:41-56
- Forti, M.C. et al. 1997. *Geochimica Brasiliensis*, **11**:325-340.
- Gaillardet, J.; et al. 1997. *Chemical Geology*, **142**:141-173.
- Külcher, I.L.; et al. 2000. *J. Braz. Chem. Soc.*, **11**:286-292.
- Maia, R.G.N. et al. 1977. CPRM. SUREG/MA – DEPEM/DIPROE.
- Nogueira, A. C. R. et al. 2003 8°. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, Cd-rom.
- Silva, M.S.R. et al. 1999. *Acta Limnologica Brasiliensis*, **11**:89-100.
- Sioli, H. 1985. *Amazônia: Fundamentos de Ecologia da Maior Região de Florestas Tropicais*, 72p.
- Sioli, H.; Klinge, H. 1962. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **1**:27-41.
- Sippel, S. J. et al. 1992. *Hidrobiologia*, **123**:385-400.

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO DE RIOS DE ÁGUA PRETA E BRANCA ENTRE MANACAPURU E ALVARÃES – AMAZONAS - BRASIL

Maria M. A. Queiroz¹ & Adriana M. C. Horbe²

¹Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas. mireide@yahoo.com.br

²Departamento de Geociências Universidade Federal do Amazonas

Introdução

A água ao percolar as rochas pode dissolver diversas substâncias, que são levadas aos rios, lagos, igarapés e mares. Anualmente os rios transportam para os mares uma massa considerável de 2,7 bilhões de toneladas de sais dissolvidos e uma grande parte é precipitada pela atividade biológica. A água corrente possui a capacidade de manter em suspensão partículas sólidas devido à velocidade e, sobretudo, a seu grau de turbulência. Quanto maior for a velocidade do rio, tanto maior será sua capacidade de manter e transportar partículas em suspensão.

Os sedimentos são importantes carreadores de metais e elementos-traço no ciclo hidrológico, não só por refletirem a qualidade geral do sistema, mas também por esses elementos se concentrarem na fase sólida do material transportado nos meios aquáticos. Por se comportar como reservatório para alguns elementos, o sedimento em suspensão pode fornecer diversas indicações no estudo da qualidade da água (Gibbs, 1972).

Dentro da atual discussão relacionada às questões ambientais amazônicas, o fluxo do material em suspensão, assim como o fluxo hídrico superficial, constitui ferramentas básicas para a avaliação dos mais diversos parâmetros geoquímicos da maior bacia hidrográfica do planeta. Diversos experimentos têm realizado balanços hidrossedimentológicos no rio Amazonas e estimativas do fluxo de sedimentos em suspensão na sua foz. Sioli (1968) cita o Amazonas como o maior rio do mundo em termos de fluxo de material e este, juntamente com o rio Solimões, são responsáveis por cerca de 95% do transporte de material em suspensão na bacia. De modo geral, a dinâmica dos sólidos em suspensão é um fator chave para entender o funcionamento geoquímico e ambiental de muitos rios, principalmente na região Amazônica (Sioli, 1967).

A região estudada localiza-se no Estado do Amazonas e engloba os principais afluentes do rio Solimões entre as cidades de Manacapuru e Alvarães e no rio Purus entre Anamá e Pararuará, com posição geográfica limitada pela latitude sul entre 2° a 6° e longitude leste de 66° a 59°16'48" (ver mapa Queiroz & Horbe neste simpósio). O seu substrato é composto predominantemente por arenitos, argilitos e conglomerados de idade miocênica de origem fluvio-marinha (Nogueira *et al.*, 2003). Sobreposto ocorrem arenitos e arenitos argilosos fluviais rosados e esbranquisados pertencentes à Formação Içá (Maia *et al.*, 1977). O principal objetivo deste trabalho foi avaliar a mineralogia e as concentrações dos elementos-traço (Ca, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cd, Sn, Cs, Ba, ETR, Hf, Ta, Pb, Tl, Bi, Th, e U) no material em suspensão dos rios da região estudada.

Materiais e Métodos

As amostras de sedimentos em suspensão foram coletadas em novembro de 2004 e armazenadas em frascos de 4,5 L de polietileno desmineralizados com solução de ácido nítrico a 25%. Nas amostras foi adicionado 1 mL de sulfato de alumínio 10% para acelerar a precipitação do material em suspensão. O material em precipitado foi recolhido e analisada sua mineralogia no Laboratório de Difração de Raio-X da UFAM e sua química (Ca, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cd, Sn, Cs, Ba, ETR, Hf, Ta, Pb, Tl, Bi, Th,

e U) no Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie (LMTG) – Université Paul Sabatier – Toulouse – França.

Resultados e Discussão

Os minerais encontrados nos sedimento em suspensão da área de estudo foram quartzo, caulinita, illita e montmorillonita sendo os dois primeiros os mais abundantes. Essa composição é a normalmente encontrada nos rios e nos sedimentos da região (Irion, 1984).

O Ti, Zn, Ba e V apresentaram os teores mais elevados (até 8040 $\mu\text{g L}^{-1}$) e representam 98% do total da composição química desse material. São seguidos do Zr, Sr, Rb, Cr, Cu, Ni, Pb e Ga (até 573 $\mu\text{g L}^{-1}$). O Sc, Co, Y, Nb, Th, Sn, Cs tem teores menores (até 73 $\mu\text{g L}^{-1}$) e Tl, U, Hf, Cd, Bi e Ge são os mais baixos (até 36 $\mu\text{g L}^{-1}$) todos, em geral, estão abaixo da média crustal, com exceção do Zn (Tab. 1). Os elevados teores de Ti encontrados neste estudo estão provavelmente relacionados rutilo e anatásio que ocorrem nos solos tropicais e que ao serem erodidos podem integrar o material em suspensão dos rios e lagos (Cornu *et al.*, 1999), enquanto os demais estão associados aos argilominerais. Dentre os tipos de água, a distribuição dos elementos traços em suspensão é em geral mais homogênea e elevada nas brancas. O Ti (1169 e 8040 $\mu\text{g L}^{-1}$), Zn (544 e 1160 $\mu\text{g L}^{-1}$), Ba (120 e 1799 $\mu\text{g L}^{-1}$) e V (187 e 573 $\mu\text{g L}^{-1}$) apresentam neste grupo proporção muito mais elevada que nas águas pretas (Tab.1). Uma característica marcante é que o material em suspensão dos afluentes de água preta do Solimões tem teores de elementos-traço menores que os afluentes do Purus. O Igarapé Matias apresenta teor anômalo de Zn 296 mg L^{-1} . Em relação ao Solimões, o Purus tem em geral teores menores de Ba, Sr, Nb e Tl, enquanto Ga, Cs e Hf são maiores, os demais elementos têm teores variáveis entre esses tipos de água. O rio Japurá e o furo Parati Grande possuem composição química variável entre o Solimões e Purus. Os teores de Zn, Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu, Rb, Sr e U encontrados por Seyler & Boaventura (2003) nos rios Solimões, Purus e Japurá são inferiores aos obtidos neste trabalho.

O resultado das razões entre a composição química do sedimento em suspensão em relação ao material dissolvido (Zn, Ba, V, Sr, Cr, Cu, Sc, Co, Cs e Cd), mostram que todos os elementos considerados predominaram no primeiro. As razões foram mais elevadas para V, Cr e Cs (> 66) e mais baixas para Sr (<14) e Sc (< 27). Os afluentes do rio Purus tem em geral as razões de Zn, Ba, V, Sr e Cr mais elevadas, enquanto nos do rio Solimões são mais baixos, exceto Co. O rio Solimões, dentre os de água branca, é o que apresentou menores razões, enquanto o Purus as mais altas, especialmente em V, Cr, Co e Cs. Essas razões tendem a aumentar para jusante, exceto Zn, Ba, Sr e Sc.

Conclusão

Com base nos resultados obtidos a partir das análises mineralógica, químicas e interpretações de trabalhos sobre sedimentos em suspensão na Amazônia, conclui-se que:

1. A caulinita predomina em todas as drenagens investigadas, com maior proporção nos afluentes do rio Solimões e em menor nos do Purus e nos rios Solimões, Purus, Japurá e furo Parati Grande;
2. O material em suspensão apresentou grande variação na concentração dos elementos-traço, especialmente em Ti, Zn, Ba e V, que representam 98% do total da composição química desse material e concentram-se, preferencialmente nas águas.

Referências Bibliográficas

- Maia, R.G.N. *et al.* 1977. *Relatório Final*. SUREG/MA – DEPEM/DIPROE.
- Nogueira, A. C. R. *et al.* 2003 8º. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, Cd-rom.
- Seyler, P. *et al.* 2003. *Hydrological Processes, England*, v. 17, p. 1345-1361.
- Irion, G., 1984. Clay minerals of Amazonian soils. In: Sioli, H. (Ed.), *The Amazon. Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and basin*. W. Junk, Dordrecht, The Netherlands, pp. 537-587.
- Gibbs, R. J. 1972. *Geochim. Cosmochimica Acta* **36**: 1061 a 1066.
- Sioli, H., 1968. *Amazoniana*, **1(3)**: 267-277.

Tabela I – Concentração dos elementos-traço no sedimento em suspensão em $\mu\text{g L}^{-1}$ e razão concentração no sedimento em relação à água (N.A.: não analisada)

Ptos	Rios Solimões, Purus, Japurá e furo Parati Grande																											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	15	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	
	Afluentes do rio Solimões										Afluentes do rio Purus										ÁGUA BRANCA							
	ÁGUA PRETA										ÁGUA BRANCA																	
Ti	3882	3599	6203	4829	1169	1565	7875	4156	4385	1587	5432	3553	7227	4675	6559	4266	2693	7021	7502	7472	8040	6466	6987	5969	5574	5969	5574	
Zn	656	557	635	674	544	607	842	742	639	635	969	644	936	832	674	1160	N.A	706	661	677	637	843	791	841	937	693	730	
Ba	249	423	899	471	140	141	918	376	432	120	399	183	1799	408	696	438	263	804	N.A.	863	962	784	856	607	629	945	806	
V	334	405	545	407	288	187	404	296	367	260	323	404	418	426	486	318	422	386	573	509	470	373	442	450	422	381	544	
Zr	106	107	162	142	41	45	196	118	102	50	139	89	208	153	172	143	78	182	186	190	199	189	202	290	156	194	183	
Sr	77	97	229	125	53	46	269	88	88	36	82	58	139	97	124	92	64	243	254	250	288	211	248	121	131	271	203	
Rb	65	83	184	141	29	32	197	98	105	29	117	41	196	143	207	145	79	180	196	193	199	161	216	171	206	216	191	
Cr	135	86	127	113	61	80	142	109	121	67	141	158	174	129	169	120	102	130	146	140	138	121	145	138	136	142	144	
Cu	109	151	132	147	110	76	131	90	75	92	97	86	141	131	111	148	71	132	130	131	114	158	129	108	124	134	127	
Ni	58	54	70	49	22	36	66	45	46	20	45	51	77	58	60	60	37	63	77	78	63	61	75	68	60	71	75	
Pb	51	97	67	59	28	41	56	54	46	32	63	38	69	65	66	81	56	74	68	59	54	55	58	71	54	59	74	
Ga	49	31	42	52	20	22	50	61	46	29	59	35	73	80	60	57	63	48	50	45	43	42	50	53	59	49	52	
Se	22	19	31	23	8	8	30	19	19	9	24	13	38	27	32	24	14	32	33	31	31	28	31	33	28	32	32	
Co	11	15	22	17	8	9	29	17	16	9	22	17	39	26	16	23	7	27	28	28	29	25	26	28	28	29	30	
Y	11	19	32	23	9	8	32	17	17	9	19	10	25	19	18	21	7	30	32	32	32	24	31	24	26	32	33	
Nb	13	12	21	17	4	6	27	15	16	5	21	11	26	16	29	15	10	23	25	25	27	22	25	21	21	25	24	
Th	14	14	23	18	6	7	23	14	15	8	19	8	23	19	20	17	11	22	25	23	23	19	24	19	20	24	24	
Sn	14	12	78	14	9	10	15	15	16	10	10	10	21	17	20	15	13	8	16	14	15	15	16	19	16	17	17	
Cs	9	8	16	14	3	3	16	12	13	4	17	6	22	17	25	18	12	15	17	15	15	12	17	19	22	17	18	
Tl	1,2	3,5	2,6	1,2	0,4	0,4	1,9	1,2	1,4	0,4	23,1	0,7	15,5	1,4	29,9	1,2	1,3	3,2	2	35,5	2,1	2,1	4	1,8	1,6	2,1	1,9	
U	2,9	4,5	5,2	4,9	2,2	1,8	5,5	3,2	2,9	1,9	3,8	2,3	5	4,3	3,9	4,6	2,1	5,5	6	5,6	5,3	4,9	5,5	5	4,6	5,4	6	
Hf	3,2	2,7	3,7	3,1	1	1,1	4,3	2,8	2,6	1,2	3,2	2	5,1	4	4	3,5	2,1	4,3	4,4	4,2	4,4	4,1	4,4	6,3	3,7	4,2	4,4	
Cd	1,9	1,6	1,3	0,9	1	0,7	1,4	1,1	1,1	0,9	0,9	0,9	0,9	3,7	1,1	1,8	7,2	1,2	1,3	1,3	1,4	1,2	1,2	4,8	1,1	1,3	1,7	
Bi	1,2	1,8	1,5	1,7	1,4	1	1,7	1,5	1,2	1,6	1,3	1,3	1,6	1,7	1,8	2,2	1,1	1,6	2,1	1,6	1,5	1,4	1,6	1,5	1,8	1,6	1,8	
Ge	0,7	0,7	2	1,2	1,2	0,5	0,4	1,2	1,1	1,6	0,4	0,3	0,8	1,7	1,1	2	1,4	1	0,4	2,2	1,6	1,7	1,2	2,1	1,8	2,4	1,7	1,8
	RAZÕES																											
Zn	13	3	15	25	48	41	22	28	29	22	36	29	50	29	27	N.A.	9199	24	25	31	25	19	37	26	33	58	34	
Ba	65	13	17	19	8	17	29	31	35	14	78	14	472	50	309	N.A.	135	21	N.A.	21	21	14	17	17	19	28	21	
V	586	223	296	225	379	312	207	277	602	406	718	444	504	346	402	N.A.	1141	227	341	213	197	126	173	652	464	266	812	
Sr	14	3	7	4	3	4	8	4	4	2	7	2	16	5	13	N.A.	9	5	5	5	5	3	3	4	5	5	3	
Cr	435	66	235	231	235	163	97	106	138	97	191	205	644	219	252	N.A.	196	181	225	157	86	88	156	406	200	153	121	
Cu	51	12	42	39	37	75	20	66	86	69	93	37	85	42	53	N.A.	42	33	33	32	22	30	28	51	67	51	67	
Sc	17	10	22	13	6	3	23	5	7	4	12	4	27	15	18	N.A.	13	24	25	20	21	16	19	22	18	26	19	
Co	100	56	92	50	53	69	51	81	94	56	110	43	98	50	31	N.A.	27	79	97	55	193	30	65	187	117	126	158	
Cs	900	267	800	700	150	150	400	400	433	133	850	150	1100	425	625	N.A.	600	750	850	500	500	240	567	950	733	567	1800	
Cd	27	10	19	10	25	35	18	37	55	5	9	23	30	62	5	N.A.	51	15	19	26	20	15	13	96	22	43	34	

OS SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO TRANSPORTADOS PELOS RIOS DO ACRE: CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA

¹Henrique D. F. de Almeida, ¹Marcondes L. da Costa, ²Herbert Poellmann, ¹Aliane T. Carvalho

CG/UFPA. hdfa@ufpa.br, mlc@ufpa.br, aneqi@yahoo.com.br
PQ/CNPq. Universitat Halle-Wittenberg. herbert.poellmann@geo.uni-halle.de

Introdução

Os rios de água branca, como classificado por Sioli (1984), ocorrem com maior frequência no oeste da Amazônia Brasileira. São assim chamados pela expressiva quantidade de sedimentos em suspensão, que carregam dando um aspecto barrento as suas águas.

No Estado do Acre os rios que drenam seus terrenos são em sua maioria de águas brancas, exceção ao rio Moa que apresenta águas claras (Figura 1).

Os sedimentos transportados dessa maneira, por esses rios, são depositados em planícies de inundação que margeiam os principais cursos d'água, como os rios Purus e Juruá e seus afluentes. No período de estiagem, assim como as praias e barracos,   medida que despontam, são utilizados em parte pelos habitantes que vivem em seu entorno, para o cultivo de subsistência de pequeno ciclo, especialmente milho (*Zea-mays*) e feijão (*Vigna unguiculata* (L) Walp). Com o objetivo de avaliar a contribui o dos sedimentos de suspensão, os suspensatos, para a fertiliza o desses ambientes em contraposi o com os sedimentos similares de outras regiões da Amazônia se desenvolveu a presente pesquisa. Ao mesmo tempo visou também avaliar a rela o dos suspensatos com os sedimentos da Forma o Solimões drenados por rios do Acre sua provável fonte.

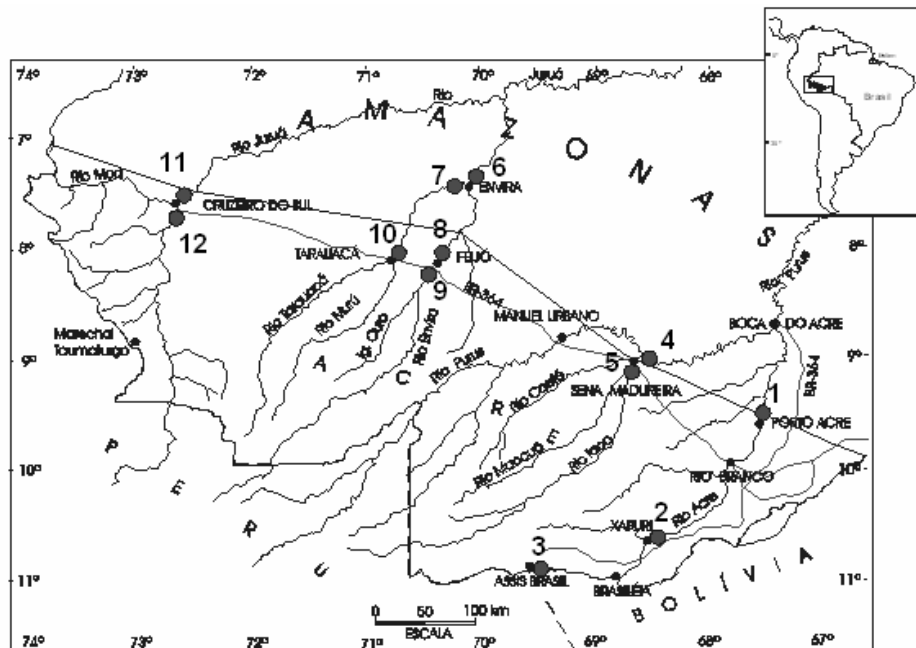


Figura 1-Localiza o do Estado do Acre, suas principais bacias de drenagem com os seus rios bem como das e esta es de amostragem dos sedimentos em suspensão, os suspensatos.

Geologia Regional

Provavelmente o embasamento da região está representado pelas rochas pré-cambrianas a cret cias que afloram na serra do Divisor, envolvendo gnaisse dioríticos a graníticos,

anfíbolitos, sienitos e diques de pegmatitos, além de quartzitos, arenitos, siltitos e argilitos (Radambrasil 1997). São drenados parcialmente apenas pelo rio Moa. Sobre estes depositaram os sedimentos miocênicos-pleistocênicos da Formação Solimões, a principal unidade geológica drenada pelos rios do Acre. Ela é constituída essencialmente por siltitos argilosos com camadas de arenitos imaturos, que apresentam concreções carbonáticas e gipsíferas, restos de vegetais carbonizados e piritizados. Localmente podem ocorrer lentes acúmulos de fragmentos de ossos fósseis (Radambrasil 1997). Acompanhando as principais drenagens ou longo de seus paleovales encontram-se os terraços Aluvionares, cujo contato com a Formação Solimões é freqüentemente delineado por um conglomerado basal formado por seixos de ossos de uma megafauna do Mioceno Superior ao Pleistoceno (Costa 2002).

Materiais e Métodos

As amostras de suspensatos foram coletadas durante o período da cheia dos rios, num total de 12 amostras de sedimentos, dos rios mencionados, cuja localização está indicada na Figura 1. Os suspensatos foram obtidos através de decantação, empregando para isto 10mL de sulfato de alumínio a 10%. Essas amostras foram submetidas a análises granulométricas, no laboratório da Universidade de Halle Alemanha, utilizando laser-granulômetro, enquanto a identificação mineral foi realizada por DRX em amostra total e na fração argila. Essas análises foram auxiliadas com MEV/SED. As análises químicas totais foram realizadas por ICP-MS no Actlabs – Activation Laboratories Ltd (Canadá), para determinação de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO₂, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ e elementos traço.

Resultados e Discussão

Características Granulométricas e Mineralógicas.

Os sedimentos em suspensão correspondentes são de granulação predominantemente síltica com pouca areia fina (Figura 2). São constituídos de quartzo, mica, feldspatos (albita e K-feldspato), esmectita, illita e caulinita. Com exceção da mica, a mineralogia encontrada não difere da mineralogia dos sedimentos de praias dos mesmos rios (Figuras 3 e 4). Os minerais de argila formam detritos como grãos de silte e areia fina. Não se observa diferença expressiva entre os rios quanto ao conteúdo mineral.

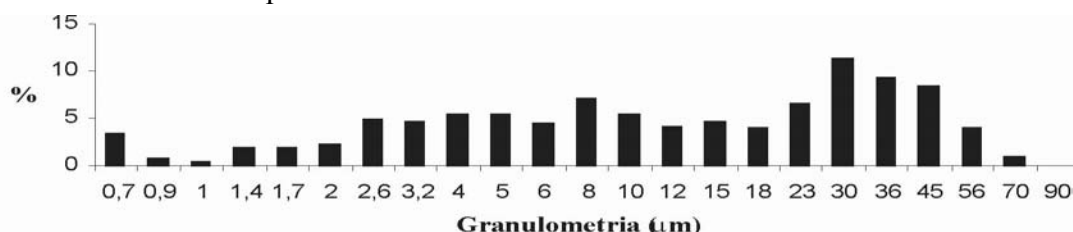


Figura 2-Exemplo da Distribuição granulométrica dos suspensatos dos rios do Acre.

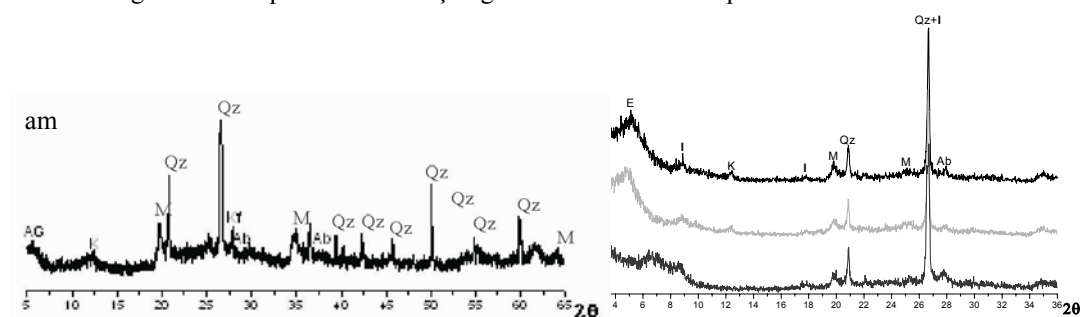


Figura 3- Difratograma de raios-x exemplificando os minerais identificados nos suspensatos dos rios do Acre. Qz-quartzo, M-mica, AG-minerais de argila, Kf-K feldspato, Ab-albita, E-esmectita, I-illita e K-caulinita.

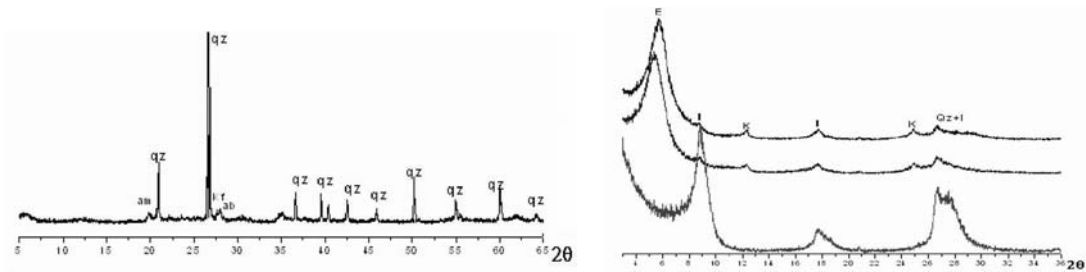


Figura 4- Difratoograma de raios-x representativo dos minerais identificados nos sedimentos de praias dos rios do Estado do Acre. Qz-quartzo, Kf-K-feldspato, Ab-albita, E-esmectita, I-illita, K-caulinita e am-minerais de argila.

As análises químicas qualitativas obtidas com MEV/SED, para as esmectitas nos suspensatos e nos sedimentos das praias indicam que as mesmas são do tipo montmorilonita-nontronita formando por vezes agregados siltosos, como detritos de líticos (Figura 5).

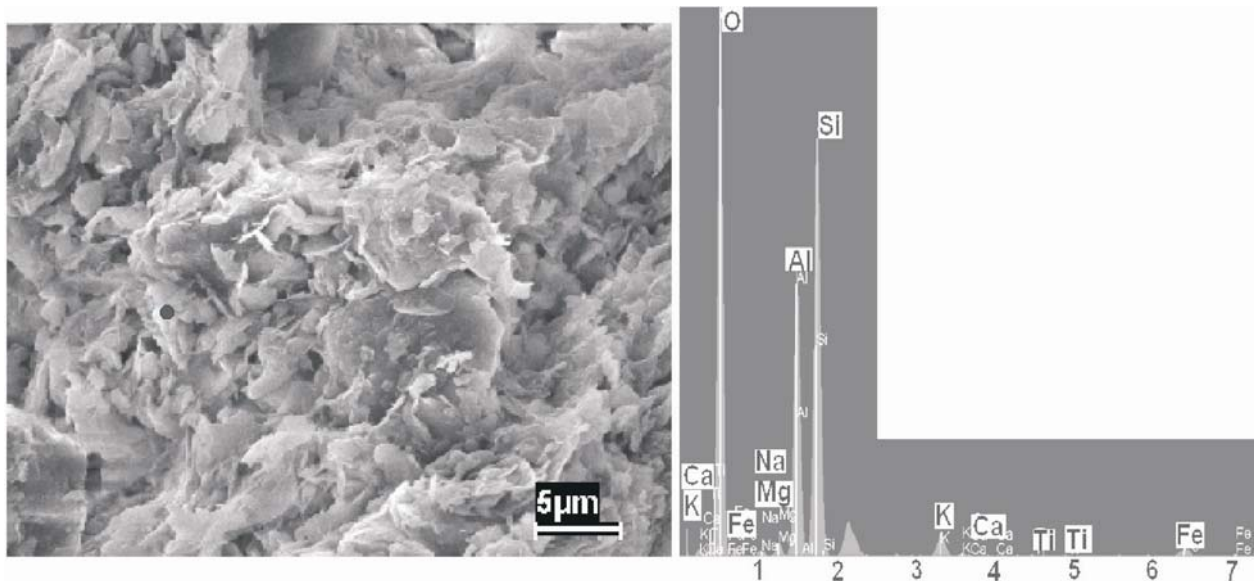


Figura 5-Micromorfologia dos suspensatos mostrando domínio de esmectitas com feição de couve-flor, obtida com MEV e sua análise qualitativa obtida com seu respectivo SED em amostra do rio Envira no Estado do Acre.

Composição Química

Os sedimentos em suspensão são constituídos de SiO_2 ($55,69\% \pm 3,89\%$), Al_2O_3 ($18,68\% \pm 1,76\%$), Fe_2O_3 ($5,89\% \pm 0,41\%$). Apresentam ainda valores significativos de K_2O ($1,93\% \pm 0,07\%$), MgO ($1,17\% \pm 0,22\%$), Na_2O ($0,41\% \pm 0,06\%$), além de TiO_2 ($0,85\% \pm 0,10\%$). Os valores de P_2O_5 ($0,10\% \pm 0,014\%$), CaO ($0,14\% \pm 0,17\%$) e MnO ($0,10\% \pm 0,021\%$) estão muito baixos, com CaO abaixo dos níveis crustais e os demais equivalente. Essa composição química confirma a mineralogia encontrada nesses sedimentos, ressaltando a presença dos feldspatos, illita/mica e esmectitas. Portanto, os suspensatos são química e mineralogicamente comparáveis com os sedimentos de praia dos mesmos rios descritos por Almeida *et al* (2005) e Viana (2004), distinguindo-se, obviamente destes pela granulometria. Desta forma também se assemelham aos sedimentos da Formação Solimões e dos terraços aluviais. Os suspensatos enriquecem-se principalmente em Al, Fe, Mn, Mg, Rb, Cs, Th, Y, Cr, Co, Sc e V e empobrecem-se em Ca, Na, Zr, Hf e Cu, em relação aos sedimentos de praia e mostra a importância de minerais de argila, em especial, esmectita, para aumentar o potencial de nutrientes e com isso ajuda explicar a sua fertilidade (Figura 6).

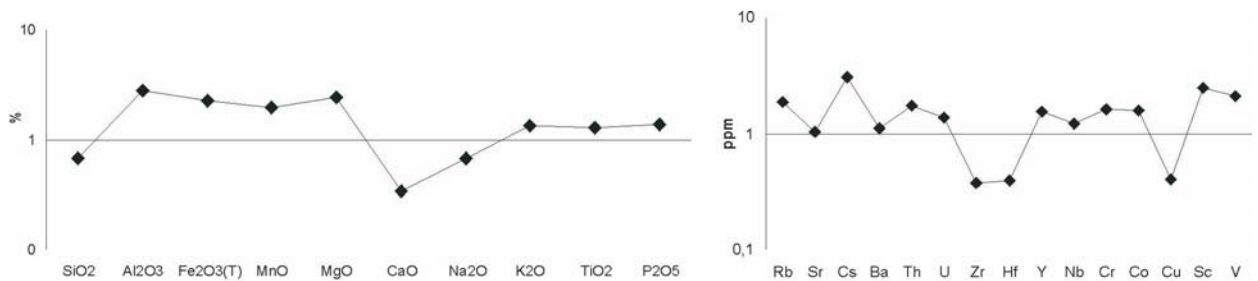


Figura 6-Normalização da composição química dos suspensatos com a dos sedimentos de praias dos rios do Estado do Acre.

Conclusões

Os sedimentos em suspensão transportados pelos rios do Acre são semelhantes entre si em termos granulométricos, mineralógicos e da composição química. A morfologia, a química e os minerais encontrados sugerem sedimentos imaturos e provenientes de região sob domínio inicialmente de clima sub-tropical, com regência de intemperismo físico. Isto mostra que estes sedimentos, bem como os solos formados a partir da Formação Solimões estão em pleno desequilíbrio com o clima quente e úmido reinante no Estado do Acre.

A composição mineralógica bem como a composição química mostrando a presença de minerais ricos em nutrientes como K, Mg e (Ca), podem disponibiliza-los parcialmente como macronutrientes, em consideráveis concentrações, e contribuem para fertilizar as planícies de inundação assim como em parte as praias, que são utilizadas empiricamente pelos ribeirinhos para o cultivo subsistência.

Agradecimentos

Ao CNPq pelo apoio financeiro através dos projetos SelenMerAs (Proc. 476874-1) e Geosedintama (Proc. 471109-7) e bolsa de produtividade em pesquisa e pós-graduação.

Referências

- Almeida H.D.F., Costa M.L., Oliveira M. S. 2005. Área fonte e condições paleo-climáticas da Formação Solimões segundo os sedimentos de barra em pontal da bacia hidrográfica do rio Juruá no Estado do Acre. *In: SBGq, Cong. Bras. Geol. X, Anais.*
- Costa M.L. 2002. Mineralização de fragmentos de tecidos ósseos fósseis de sedimentos da bacia do Acre. Contribuição à Geologia da Amazônia. *In: SBG. 3: 301-308.*
- Radambrasil. 1997. Levantamento de recursos naturais (Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial do solo). Folha SB/SC. 18 Javari/Contamana. V 13. Rio de Janeiro, DNPM.
- Sioli H. 1984. The Amazon and its main afluentes: Hydrografy, morfology of the river courses, and river types. *In: Sioli H (ed.) The Amazon, Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and Its Basin. Dordrecht. p. 127-166.*
- Viana. E. C. A. 2004. *Aspectos granulométricos, mineralógicos e químicos de sedimentos de praias (Barra em pontal) do rio Acre e sua relação com a fertilidade.* Dissertação de mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 132 p.

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA DOS SOLOS DA REGIÃO FEIJÓ-TARAUACÁ E SUA RELAÇÃO COM A FORMAÇÃO SOLIMÕES

¹Marcondes L. da Costa, ¹Patricia F. Pereira, ¹Cleber F. Barata, ¹Gilberto S. Cruz, ²Frederico H. Costa

1 CG/ UFPA. mlc@ufpa.br, pfp@ufpa.br, cfbarata@ufpa.br, sadotrebli@yahoo.com.br

2 UFAC, redericohenrique@yahoo.com.br

Introdução

O Estado do Acre está situado no extremo sudoeste da Amazônia brasileira (Figura 1) e o seu território, em mais de 80%, é coberto por rochas da Formação Solimões, cujos sedimentos tiveram como uma das principais fontes, os terrenos dos contrafortes andinos. Esses terrenos contêm solos geralmente de boa a alta fertilidade, que se transfere para os sedimentos de praia dos rios que drenam o Estado (Almeida, 2005). Esta fertilidade é mais acentuada na região central do Estado, entre os rios Envira e Tarauacá, onde cultivares com abacaxi desenvolvem-se prodigiosamente, alcançando 8 a 12 kg, comenta-se até 15 kg. A boa fertilidade destas terras foi reconhecida já pelos primeiros colonizadores nordestinos, ao tempo do boom da borracha. Até hoje a agricultura na região, normalmente na escala de subsistência, se prevalece desta fertilidade, e não faz uso de fertilizantes.

O estado do Acre embora esteja atualmente sob clima tropical quente e úmido, em sua porção central e ocidental, seus solos são mineralogicamente pouco desenvolvidos e imaturos (Argissolos e Cambissolos Eurtróficos) em contraste com os solos amazônicos, pobres e bem desenvolvidos. Estes solos estão claramente relacionados aos sedimentos da Formação Solimões. O presente trabalho instigado pelo conhecimento empírico da boa fertilidade da região central do Estado, especialmente entre Feijó e Tarauacá, desenvolveu a presente pesquisa para identificar a origem e a sustentabilidade desta fertilidade.

Materiais e Métodos

Para a realização do presente trabalho foram realizadas descrições de perfis geológicos ao longo da BR-364 entre Feijó e Tarauacá, nos barrancos do igarapé Diabinho e do rio Envira em Feijó e na região de cultivo de abacaxi em Tarauacá (Figura 1). Durante este levantamento foram coletadas 54 amostras, compreendendo solos e rochas.

As amostras de solos foram submetidas à análise granulométrica por peneiramento, mineralógica por difração de raios-x em amostra total e lâminas orientadas para a caracterização dos minerais de argila. A caracterização mineralógica foi ainda auxiliada com microscopia eletrônica e sistema de energia dispersiva (MEV/SED). As análises químicas para amostra total foram feitas por ICP-MS no ActLab, Canadá.

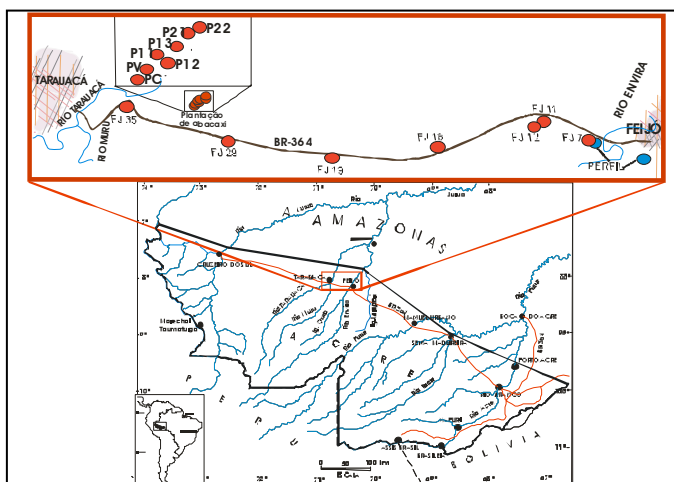


Figura 1 - Mapa de localização da área estudada, situada nos municípios de Feijó e Tarauacá, ao longo da BR-364, com indicação dos pontos de amostragem.

Resultados e Discussão

Geologia

Na região estudada identificou-se os sedimentos da formação Solimões na base da seqüência aflorante e sedimentos de terraços holocênicos no topo, estes restritos aos vales dos rios Envira, Tarauacá e Igarapé Diabinho. Ao longo da BR-364 ela descreve a paisagem de morros de topo plano e vales em U (Figura 2). Os sedimentos das seções representativas da Formação Solimões apresentam-se com uma coloração variando do cinza esverdeado ao marrom avermelhado, em siltitos a argilitos, maciços a finamente laminados, até arenitos de cor marrom clara (Figura 3). Estes apresentam estratificação plano-paralela e cruzada de grande porte e geralmente tem cimento carbonático ou mesmo leitos e lentes de calcário ou concreções calcíticas, que realçam planos de acamamento e as estratificações. O argilitos contém manifestações calcíticas na forma de concreções irregulares, placosas e também colunares subverticais, em tonalidade branca até bege. Concreções constituídas por oxihidróxidos de ferro e/ou de manganês, de 20 a 80 cm de diâmetro maior, ocorrem concordantemente com o acamamento e estão inseridas dentro do quadro das concreções calcáreas. Vênulas de gipso, alojadas nos argilitos, ao longo de fissuras aparentemente de ressecamento, são freqüentes. No contato dos argilitos com arenitos com estratificação cruzada de grande porte são comuns aglomerados e concreções carbonáticas envolvendo fragmentos de vertebrados, representativos da megafauna miocênica ou pleistocênica. Também podem ocorrer fragmentos de troncos vegetais piritizados ou silicificados. Essas exposições estão bem representadas na base da seqüência no Igarapé Diabinho e do rio Envira acima de Feijó.

Os sedimentos constituintes dos terraços holocênicos e sobrepostos a formação Solimões são formados por areias finas a silte, friáveis, marrom-claro, variando e intercalando-se com argila esverdeadas. Fragmentos de ossos fossilizados bem como de madeiras petrificadas e piritizadas, são comuns na base.

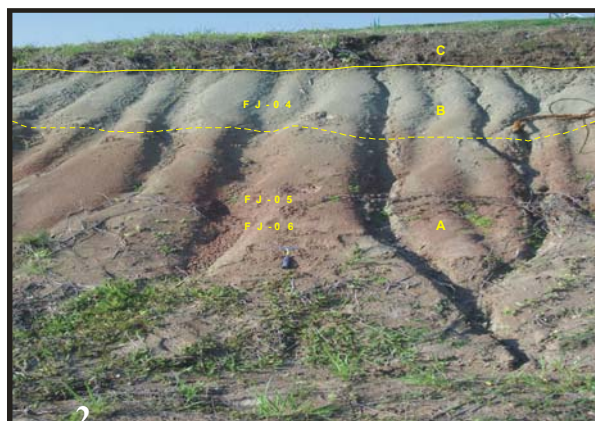


Figura 2- Paisagem da região Feijó-Tarauacá, ao longo do BR-364, com relevo de morros densa floresta tropical e campos de pasto. Figura 3 – Afloramento na BR 364 com siltitos marrons pálidos na base aflorante, siltitos argilosos marrons na parte intermediária e siltitos argilosos cinza esverdeados no topo, o qual é sobreposto por siltitos estratificado plano-paralelo, como parte da Formação Solimões.

Os Solos

Estes são pouco profundos, 20 a 30 cm, confundindo-se com os sedimentos da formação Solimões. O horizonte A é pouco desenvolvido, menos de 10 cm, de cor cinza clara. Nas áreas atingidas por pastagem este horizonte já foi lixiviado. São solos com granulometria siltica e ainda um pouco da fração argila, com pH variando de ligeiramente ácido a

ligeiramente básico. Sua natureza pedológica depende diretamente daquela dos sedimentos “subjacentes”.

Mineralogia

Os sedimentos da formação Solimões são formados por quartzo, esmectita, illita, feldspatos, calcita, apatita e siderita (nos ossos fósseis), pirita (vegetais fossilizados), além de óxi-hidróxidos de Fe e Mn. Os solos apresentam composição mineralógica similar a dos sedimentos, destacando-se quartzo, esmectita, illita, caulinita e feldspato (albita e microclínio) (Figura 4). A presença de esmectita foi confirmada também por microscopia eletrônica de varredura, tanto por imagem como por análises químicas qualitativas (Figura 5).

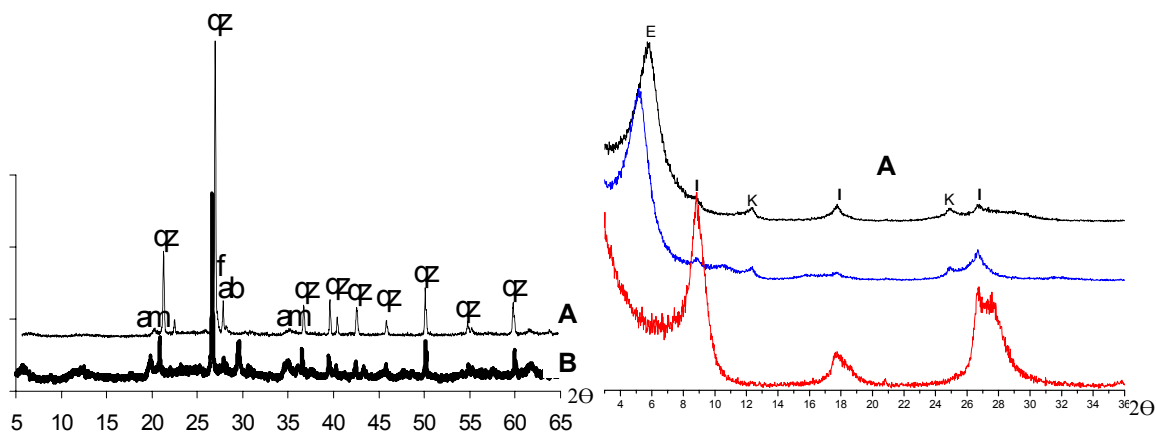


Figura 4 - Difratoigramas de raios x exemplificando a mineralogia em amostra total e na fração argila nos solos. qz: quartzo; f: feldspato; ab: albita; am: minerais de argila, E: esmectita; K: caulinita; I: illita.

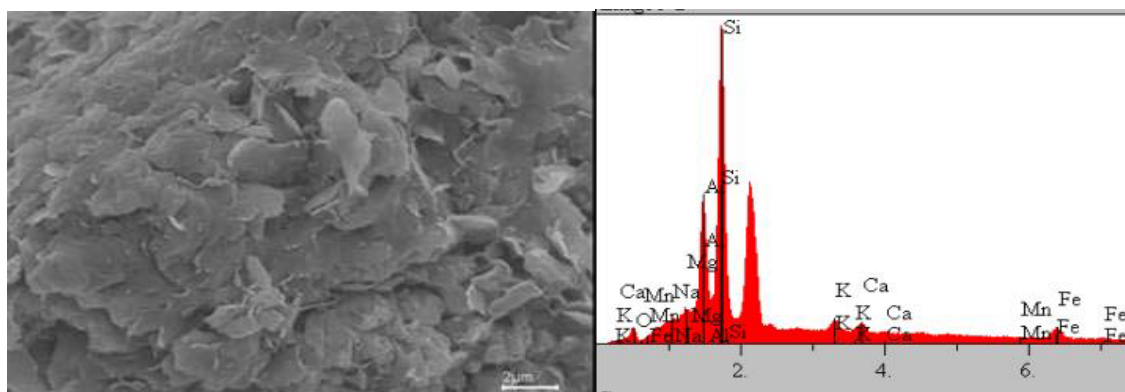


Figura 5- Aspectos micromorfológicos de esmectita em solos, delineando ligeiro formato tipo couve-flor e seu respectivo espectro analítico obtido por MEV/SED, mostrando a presença de ferro em sua composição química.

Composição Química

Os sedimentos e os solos derivados são ricos em SiO_2 , além de Al_2O_3 e Fe_2O_3 e possuem ainda teores relativamente elevados de metais alcalinos e alcalinos terrosos. Essa composição química é compatível com a mineralogia encontrada, ressaltando bem a presença dos feldspatos e minerais de argila como esmectitas e illita. Os teores de Mn, Ca e P, embora não estejam relativamente elevados, estão mais elevados nos solos cultivados com abacaxis, sugerindo que os sedimentos da formação Solimões nesta área, sejam mais ricos nestes metais. De fato, às proximidades dos roçados, ainda na BR-364, foram encontradas camadas ricas em fragmentos de ossos fósseis, na forma de conglomerado e descritos por Costa & Costa (1988) e Costa *et al* (1989).

Conclusões

Os sedimentos que constituem os terrenos da região de Feijó-Tarauacá estão representados por siltitos a argilitos de cor verde a marrom, intercalados e interdigitados com arenitos finos em geral com estratificações cruzadas de grande porte, representativas de deposição em barras de pontal, enquanto os siltitos e argilitos correspondem a depósitos de planície de inundação, principalmente. Ao tempo da deposição destes sedimentos viveu uma megafauna de vertebrados, como atestam os inúmeros fragmentos de ossos fósseis. Esses ossos são constituídos por apatita, siderita, calcita. Concreções carbonáticas ao longo de fissuras, como placas aleatórias, e como concreções tabulares concordantes com estratificação são frequentes, principalmente nos siltitos e arenitos, por vezes com vênulas de gipso, sugerem que durante a sedimentação e ainda logo posterior a mesma, o clima foi muito seco. O aparecimento de vegetais fósseis no topo da seqüência sugere a chegada de condições úmidas, permitindo o desenvolvendo de vegetação mais abundante.

Os solos são pouco desenvolvidos e imaturos, pois guardam praticamente toda a assinatura das rochas da formação Solimões, tanto textural, como mineralógica e química.

O domínio de textura siltosa, com fragmentos líticos formados de minerais de argila 2:1, como esmectitas, feldspatos potássicos e calcita, quiçá fosfatos provenientes de ossos fósseis, explicam a boa fertilidade destes solos, cuja variação de local para local, reflete a distribuição areal aleatória dos sedimentos siltosos, fato normal em ambiente flúvio-lacustre. Essa boa fertilidade nesta região já foi discutida por Costa e Costa (1988) que a comparam com os solos da região oriental do Acre e por Costa *et al* (1989) que relacionam com a natureza mineralógica da formação Solimões, e que foi quantificada mais detalhadamente por Pereira *et al* (2005).

Esses solos pouco desenvolvidos e imaturos, por sua vez estão em desequilíbrio com as condições climáticas e de cobertura florestal atualmente vigentes, como clima quente e úmido e floresta tropical, que produzem solos profundos, bem desenvolvidos e maduros, e, por conseguinte muito lixiviados e pobres em macro e micronutrientes. Isto sugere que estas condições climáticas e da cobertura vegetal só recentemente se instalaram na região, antes dominada ainda no Holoceno antigo por clima seco e vegetação aberta.

Agradecimentos

Ao CNPq pela concessão das bolsas de IC e PQ, pelo apoio financeiro através dos projetos SelenMerAs (Proc. 476.874/01-7) e Geosedintama (Proc. 471109/2003-7) e auxílio *Grant* e a CAPEs pela concessão da bolsa de pós- graduação.

Referências

- Almeida, H.D. 2005. *Os sedimentos de praia (barra em pontal) dos rios Purus, Juruá e seus tributários no estado do Acre: granulometria, mineralogia, composição química e aptidão agrícola*. Dissertação mestrado. UFPA. 133 p.
- Costa, M.L. & Costa, W.A.M. 1988. Os fosfatos do Acre. *In*:SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, p. 242-255.
- Costa, M.L., Costa, W.A.M., Santos, A.J.M. 1989. Exploração geoquímica para fosfatos no estado do Acre. *In*: Congresso Brasileiro de Geoquímica, *Atas*, p. 29-37.
- Pereira, P.F., Costa, M.L. Costa, F.H. 2005. A contribuição da fertilidade dos solos para formação do abacaxi “gigante de Tarauacá” (estado do Acre). *In*: Congresso Brasileiro de Geoquímica, *Atas em CD-Rom*. 4p.
- Stallard, R. F., Edmond, J. M., 1983. Geochemistry of the Amazon 2: the influence of the geology and weathering environment on the dissolved load. *J. Geophys. Res.* 88, 9671-9788.

A UTILIZAÇÃO DE TÉCNICAS MINERALÓGICAS E GEOQUÍMICAS NO ESTUDO DE AZULEJOS HISTÓRICOS EUROPEUS PRODUZIDOS NO FINAL DO SÉCULO XIX E INÍCIO DO SÉCULO XX

Cristiane P. da Silva, Marcelo F. Silva, Rômulo S. Angélica, Marcondes L. da Costa, Thais A.B.C. Sanjad

Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências
cris_coroa@yahoo.com.br, marc_farinha@yahoo.com.br, angelica@ufpa.br, mlc@ufpa.br, thais@ufpa.br

Introdução

A importação de azulejos da Europa teve um aumento considerável no período econômico mais próspero da região, conhecido como *Belle Époque* (final do século XIX), que possibilitou uma maior diversidade dos padrões azulejares existentes hoje na cidade. Segundo Simões (1965), existe na região o que ele denominou de portuguesismo, fazendo referência à quantidade de azulejos portugueses aqui encontrados durante sua visita na década de 60, século XX. Os azulejos são placas de cerâmica vidrada, de diversas cores, de formas quadradas a retangulares, com variados desenhos, utilizada principalmente para revestimento de paredes e sua origem é atribuída aos povos babilônicos. Com os árabes, os azulejos ganharam maior difusão, marcando fortemente a arquitetura moura na Península Ibérica. Em Belém, os azulejos mais antigos que ainda existem datam do século XVIII e pertencem ao atual colégio Santo Antônio, entretanto a grande maioria é do século XIX e estão localizados em fachadas de edificações do centro histórico de Belém e seu entorno.

Oliveira (2001) e Malhoa (2001), em seus trabalhos, ressaltam a importância do conhecimento interdisciplinar na conservação da herança cultural, dando ênfase ao novo caminho que integra as diversas ciências como fundamental para a conservação dos revestimentos de azulejos. Com o objetivo de adquirir conhecimentos a respeito da composição química e mineralógica de azulejos antigos, foram aplicadas técnicas instrumentais da área das Geociências na busca de informações tecnológicas que possibilitem a fabricação de réplicas de azulejos que possam ser utilizados em intervenções restaurativas ou mesmo no artesanato local.

Materiais e Métodos

Foram coletadas 19 amostras de fragmentos de azulejos do século XIX, fabricados em Portugal, França e Alemanha, pertencentes ao acervo do Departamento de Arquitetura da UFPA, e 4 provenientes de fachadas azulejadas pertencentes ao Palacete Pinho e o Solar do Barão de Guajará, da cidade de Belém, com prévia permissão das instituições responsáveis por tais edificações. Das amostras coletadas, foram fotografadas e digitalizadas tanto a face principal quanto o tardo (costa) dos azulejos, visto que em alguns casos apresentam a identificação das fábricas.

Para auxiliar na caracterização física, química e mineralógica dos azulejos foram preparadas seções polidas de cortes transversais dos azulejos, mostrando as espessuras de vidro e biscoito. A preparação foi realizada no Laboratório de Laminação do Centro de Geociências da UFPA. As seções polidas abrangem todas as cores da decoração dos azulejos, em alguns casos foram feitas mais de uma seção para um mesmo fragmento.

As análises da porosidade do biscoito foram realizadas através da análise de absorção total em água. As informações serão ainda complementadas com a determinação da densidade das amostras através da utilização do picnômetro de Hubbar. As espessuras foram medidas com o auxílio do paquímetro, porém até então foi obtida apenas a espessura total das amostras

(vidrado e biscoito), mas as mesmas serão feitas separadamente através de microscópio ótico com retículo micrométrico.

Para a caracterização mineralógica foi utilizado difratômetro de raios-x pertencente ao Laboratório de Raios-X do Centro de Geociências da UFPA, de marca Philips, modelo PW 3710, equipado com ânodo de cobre. Foram pulverizados pequenos fragmentos do biscoito dos azulejos para montagem de lâminas para a análise (método do pó). No vidrado foi utilizada apenas análise em superfície.

A composição química semi-quantitativa tanto do biscoito quanto do vidrado, está sendo realizada através de sistema de microanálises por energia dispersiva de raios-X, acoplado a um microscópio eletrônico de varredura (MEV/SED), da marca LEO, também pertencente ao CG-UFPA. Estas análises estão dando suporte à caracterização mineralógica. Vale ressaltar que esta é uma análise pontual, e pode não representar o conjunto da amostra. Análises químicas totais estão sendo realizadas por diferentes métodos de análise via-úmida e por espectroscopia de absorção atômica.

Resultados e Discussões

A definição de mineral inclui, dentre outras condições, a sua ocorrência natural. Portanto, fases cristalinas sintéticas, produzidas em laboratório ou de produtos cerâmicos, cimentos, vidros e outros produtos industriais, não deveriam ser chamados de minerais. Neste trabalho serão utilizados os termos “equivalentes minerais” ou “fases cristalinas” para os compostos cristalinos que apresentam padrão difratométrico, identificáveis através da DRX.

As amostras estudadas neste trabalho, sua proveniência, assim como os resultados da absorção total em água estão apresentados na Tabela 1. Os resultados revelam uma porosidade acessível bastante diversificada. Foram observados que os azulejos portugueses são os que apresentam em geral uma maior absorção de água, quando comparados com os alemães e franceses analisados.

A caracterização da composição mineralógica de algumas amostras por difração de Raios-X também está apresentada na Tabela 1. Estas análises estão em andamento, e indicam uma matéria-prima composta de silicatos e carbonatos na maioria das amostras. A presença de equivalentes minerais (fases não naturais, conforme descrito anteriormente, formados durante a queima do azulejo) de anortita, gehlenita, diopsídio e wollastonita, cuja formação acontece pós quebra da estrutura da calcita, do quartzo e do argilomineral, provavelmente caulinita, indica que tais amostras tiveram temperatura de queima superior a 1000 °C.

Os equivalentes minerais de mullita, cristobalita, tridimita indicam uma matéria-prima composta basicamente do argilomineral caulinita e quartzo. Santos (1989) explica que tais fases podem ser originadas a partir de um aumento crescente de temperatura na caulinita, a partir de 1000°C para caulinita e tridimita, e 1200°C para cristobalita, além disso, estes dois equivalentes minerais são fases seqüenciais do quartzo.

Os difratogramas das amostras até então realizadas do vidrado apresentaram um padrão típico da presença de fase vítrea/amorfa, representado por uma intensa elevação do *background*. Porém, merece destaque a superposição de reflexões de algumas fases cristalinas na maioria das amostras, como quartzo e cassiterita, esta última apenas nos azulejos com vidrado opaco.

As análises de MEV/SED mostraram que existe em alguns azulejos uma zona de interface que mistura materiais do vidrado e do biscoito, mas quando há presença de Sn, geralmente esta zona é de forma abrupta.

De acordo com os resultados químicos obtidos até o momento foi constatado que os elementos mais abundantes nos vidrados são Si e Pb, mas algumas amostras apresentaram ainda grande concentração de Sn. Foram observadas ainda as presenças de elementos

possivelmente responsáveis pelas cores da decoração, são eles: Fe e Sb (amarelo); Fe, Co e Zn (verde); Co (azul), Sb (laranja) e Sn (branco).

O óxido de estanho oferece a uma superfície, uma coloração branca opaca na qual é possível aplicar diretamente a decoração da pintura, processo este muito utilizado na técnica da estampilha que segundo Meco (1993) consiste no recorte do desenho a ser pintado em estampas por cor (moldes) para depois passar para o biscoito esmaltado.

Tabela 1 - Identificação, composição mineralógica da base cerâmica (biscoito) e procedência dos azulejos.

Amostras	Procedência	Absorção (%)	Composição Mineralógica
P1- BIS	Portugal	16,19	quartzo, anortita, calcita, gehlenita, diopsídio
P2- BIS	Portugal	19,05	quartzo, calcita, diopsídio, gehlenita, wollastonita
P3- BIS	Portugal	20,70	quartzo, calcita, diopsídio, gehlenita, cristobalita
P4i- BIS	Portugal	24,96	quartzo, diopsídio, calcita, gehlenita, anortita
P4ii- BIS	Portugal	24,64	quartzo, diopsídio, calcita, anortita, tridimita, gehlenita
P5- BIS	Portugal	15,75	quartzo, calcita, gehlenita, diopsídio, cristobalita
P6- BIS	Portugal	26,52	quartzo, wollastonita, gehlenita, diopsídio
P7- BIS	Portugal	16,88	quartzo, calcita, diopsídio, gehlenita
P8- BIS	Portugal	20,44	quartzo, calcita, mullita, diopsídio, labradorita
P9- BIS	Portugal	17,37	quartzo, gehlenita, wollastonita, calcita, diopsídio
P10- BIS	Portugal	34,06	quartzo, gehlenita, Wollastonita
P11- BIS	Portugal	25,12	quartzo, calcita, gehlenita, wollastonita
P12- BIS	Portugal	23,03	quartzo, anortita, diopsídio, gehlenita, wollastonita
P13- BIS	Portugal	17,21	quartzo, calcita, diopsídio, cristobalita, gehlenita
P14- BIS	Portugal	20,66	quartzo, mullita, diopsídio
P15- BIS	Portugal	21,46	quartzo, tridimita, gehlenita, wollastonita
A1- BIS	Alemanha	9,76	quartzo, mullita, cristobalita
A2- BIS	Alemanha	10,88	quartzo, mullita, cristobalita
F1- BIS	França	16,78	quartzo, mullita, cristobalita

Conclusões

Os resultados até então obtidos mostram claramente uma diferenciação entre os azulejos provenientes de grandes centros produtores do século XIX, como Alemanha e França, que apresentam uma composição mineralógica de fases que alcançaram temperaturas superiores a 1200 °C, composta basicamente de mullita e cristobalita. Já as demais amostras apresentam diversas fases derivadas da presença de carbonatos na matéria-prima (anortita, diopsídio, gehlenita, wollastonita) muito utilizado como fundente. Outra diferença pode ser verificada pela porosidade, que para os azulejos provenientes da Alemanha e da França são menores que os valores encontrados para as amostras portuguesas. A diminuição da porosidade em azulejos implica em melhoria da qualidade dos mesmos e está diretamente relacionada à melhoria dos processos de produção e/ou qualidade da matéria-prima. Apesar da tradição portuguesa na fabricação de materiais cerâmicos, algumas fábricas do século XIX não acompanharam concomitantemente os avanços tecnológicos que já estavam em plena atividade em centros como Inglaterra e Alemanha. A existência de uma zona abrupta entre o biscoito e o vidrado pode favorecer o descolamento da camada vitrificada. Acredita-se que o Sn tenha sido utilizado como matéria-prima sob a forma de cassiterita em função do seu baixo ponto de fusão (231,93°C) e a fase cristalina encontrada no vidrado tenha sido formada por um processo de recristalização quando do resfriamento do azulejo.

Agradecimentos

Ao CNPq pela bolsa de Iniciação Científica aos dois primeiros autores; ao Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros, pela ajuda na preparação das seções polidas no Laboratório de Laminação; ao Prof. Cláudio Lamarão e sua bolsista Gilvana Soledade pelo

apoio nas análises de MEV/SED. Este trabalho conta com recursos financeiros do Projeto "Caracterização mineralógica e química de azulejos históricos de Belém", Convênio 1297 – SECTAM/FUNTEC/UFPA/FADESP.

Referências

- Figueredo, M. ° (2003). **Estudo e caracterização de materiais cerâmicos culturais**: o paradigma azulejar. In: Azulejo n°. 8/11, 2000-2003, Museu Nacional do Azulejo, Lisboa).
- Malhoa, M. A importância do diagnóstico: intervenção de conservação e restauro da Igreja da Ordem Terceira de São Francisco da Penitência, Salvador, Bahia. In: **Patrimônio azulejar brasileiro: aspectos históricos e de conservação**. DIAS, M. C. V. L. (Org). Brasília: Ministério da Cultura. 2001. p. 111-139.
- Oliveira, M. M. de. **Materiais de revestimento aplicados na conservação de azulejos**. In: Patrimônio azulejar brasileiro: aspectos históricos e de conservação/ Org. Maria Cristina V. L. Dias. Brasília: Ministério da Cultura. P. 141-163, 2001.
- Santos, P. De S. **Ciência e tecnologia de argilas**. São Paulo: Ed. Edgard Blücher, 1989. v.3.
- Simões, J. M. Dos S. (1965). **Azulejaria Portuguesa no Brasil**. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 459p.

GEOMORFOLOGIA APLICADA AOS ESTUDOS DE IMPLANTAÇÃO DA UHE JIRAU – COMPLEXO HIDRELÉTRICO RIO MADEIRA, RONDÔNIA.

Amílcar Adamy & Marcelo E. Dantas

CPRM/Serviço Geológico do Brasil. adamy@pv.cprm.gov.br, mdantas@rj.cprm.gov.br

Introdução

A retomada do desenvolvimento tem imposto ao país à necessidade de encontrar alternativas sustentáveis para atender a demanda crescente de energia, bem como para contemplar regiões ainda deficitárias no suprimento de energia elétrica. Desta forma, o aproveitamento do potencial energético do rio Madeira poderá suprir a região ocidental do Brasil de energia farta e barata, além de favorecer a sua conexão com o sistema elétrico nacional.

Para viabilizar esse empreendimento, o estudo detalhado do meio físico-biótico da área afetada torna-se indispensável, o que fornecerá subsídios para um melhor dimensionamento da obra, bem como para minimizar os impactos sócio-ambientais decorrentes de sua implantação.

Neste contexto, a CPRM, através da Residência de Porto Velho, celebrou convênio com *Furnas Centrais Elétricas*, objetivando estudos específicos associados ao tema *Geomorfologia*, envolvendo as áreas de Influência Direta e Indireta concernentes à implantação da UHE Jirau (setor Jirau – Abunã), situadas no entorno do rio Madeira, resultando em mapeamentos geomorfológicos e análises de morfodinâmica fluvial com ênfase na avaliação de impactos ambientais decorrentes da implantação de um reservatório nesta seção do rio Madeira (Adamy & Dantas, 2004; Dantas & Adamy, 2004). Este mesmo convênio estende o estudo para outras áreas temáticas como Geologia, Recursos Minerais e Hidrogeologia.

Metodologia

Para a elaboração dos mapeamentos geomorfológicos foram utilizados imagens de satélite Landsat 7 obtidas em agosto de 2002 (interpretados em escalas de 1:250.000 e 1:100.000) com modelo digital de terreno SRTM; imagens de radar; fotografias aéreas (Cruzeiro do Sul, 1970, em escala 1:100.000); e bases cartográficas (escala 1:100.000).

Em paralelo, procedeu-se à pesquisa das principais estudos geomorfológicos sobre a área, destacando-se: a) o Zoneamento Socioeconômico-Ecológico de Rondônia, executado pelo Governo do Estado de Rondônia em escala 1:250.000; e b) o Zoneamento Ecológico-Econômico da Região Fronteiriça Brasil-Bolívia: Rio Abunã – Vale do Guaporé, executado pela CPRM, também em escala 1:250.000. Ambas as obras constituíram a base temática em escala regional que nortearam a execução do presente mapeamento.

A etapa de campo foi desenvolvida ao longo do rio Madeira e nas principais vias de acesso da área em duas campanhas distintas, sendo uma no período de vazante (outubro/2003) e a outra na cheia (junho/2004), levando-se em consideração a sazonalidade das exposições associada à variação do nível fluviométrico do rio.

Geologia e Geomorfologia Regional

A área de estudo do rio Madeira compreendida entre a cachoeira do Jirau e a localidade de Abunã está inserida na Unidade Morfoestrutural *Alto Estrutural Guajará Mirim – Porto Velho* (Souza Filho *et al.*, 1999), representando uma porção do embasamento soerguida por tectônica durante o Cenozóico. Neste trecho, o rio Madeira encontra-se num vale encaixado, marcado por níveis de base locais (corredeiras, travessões e saltos) e exíguas planícies de inundação, numa nítida condição de ajuste ao nível de base regional. Delimita-se,

a oeste e a sul pela *Depressão Sub-Andina do Beni* e pela *Depressão do Guaporé*. Esta grande Bacia Quaternária consiste numa vasta planície aluvial que abrange a Amazônia Boliviana e o vale do Guaporé e reúne os principais formadores do rio Madeira - rios Beni, Madre de Dios, Mamoré e Guaporé. A leste e a norte, o alto estrutural está delimitado pelo *Planalto Rebaixado da Amazônia*, representado por baixos platôs sulcados pela rede de drenagem atual e constituídos por extensos depósitos terciários e quaternários das formações Solimões e Içá, associados a Bacia Sedimentar do Amazonas. Ressalta-se, ainda, nesse *Alto Estrutural*, a Bacia Quaternária do Abunã, constituída por uma depressão tectônica alongada de natureza romboédrica, preenchida por uma sedimentação fluvial recente (Souza Filho *et al.*, 1999).

A bacia contribuinte ao rio Madeira junto à seção Jirau – Abunã é relativamente pouco extensa destacando-se pela margem direita, a bacia do rio Mutum-Paraná – Cotia e pela margem esquerda, pequenos tributários tais como o rio São Lourenço e o igarapé São Simão. Nesse contexto, o divisor Madeira-Purus encontra-se muito próximo à margem esquerda do rio Madeira, e esta assimetria entre as bacias e o padrão retilíneo do canal do rio Madeira sugere um controle neotectônico regional.

A sedimentação quaternária é restrita, tanto nesta seção do rio Madeira, quanto em seus tributários devido ao seu posicionamento no Alto Estrutural, excetuando-se a Bacia de Abunã, com espraiada superfície aluvionar pela sua margem direita, evidenciando claramente a assimetria de deposição entre ambas as margens do rio.

Caracterização Geomorfológica da Área de Estudo

O relevo regional caracteriza-se por extensas superfícies aplainadas de morfologia plana, muito pouco dissecada, por vezes, reafeiçoadas em um relevo colinoso medianamente dissecado. Relevos residuais tais como platôs lateríticos; e *tors* e *inselbergs*, estes sustentados por litologias mais resistentes, pontilham a superfície aplainada.

Estas áreas ressaltam uma notável estabilidade morfodinâmica frente aos processos erosivo-deposicionais. A morfologia quase plana das superfícies e dos baixos platôs associada a solos e mantos de intemperismo espessos e bem drenados indica uma vulnerabilidade muito baixa com relação aos processos erosivo-deposicionais em terrenos florestados.

Na margem esquerda do rio Madeira sobressaem-se terrenos acidentados em pequenas serras alinhadas em cristas e pontões (*inselbergs*) com cotas entre 100 e 250 metros acima da superfície aplainada regional e vertentes declivosas com gradientes entre 20 e 45°, ressaltando-se a serra dos Três Irmãos. Predominam nesta área arenitos ortoquartzíticos da Formação Mutum-Paraná e granitos rondonianos.

A Bacia Sedimentar do Abunã, localizada junto à calha do rio Madeira em sua margem direita e estendendo-se para o território boliviano, apresenta um notável cotovelo de drenagem onde a direção do rio inflete, grosso modo, de S-N para SW-NE. Caracteriza-se por um relevo plano, resultante de processos de acumulação de sedimentos fluviais ao longo do Quaternário, e assume a configuração de uma extensa planície aluvionar do rio Madeira, que contrasta com o extenso vale encaixado que se desenvolve à jusante, ao longo do Alto Estrutural.

Dinâmica Fluvial do rio Madeira e suas Implicações na Implantação das Hidrelétricas

Na área estudada compreendida entre a Vila de Abunã e a Cachoeira do Jirau, o canal fluvial do rio Madeira apresenta um padrão tipicamente retilíneo seguindo direção SW-NE (acompanhando o megalineamento estrutural Itacoatiara – Madre de Dios), interrompido por diversos cotovelos de direções E-W e N-S. Além de demonstrar um padrão de canal retilíneo, apresenta-se também em fase moderna de reajuste do canal ao nível de base regional decorrente do soerguimento epirogenético do referido alto estrutural ao longo do Cenozóico.

Entretanto, apesar do Alto Rio Madeira, controlado por lineamentos estruturais, não demonstrar grandes movimentos de avulsão em seu fundo de vale, comuns aos rios

amazônicos meandantes, registram-se movimentos de migração lateral do canal documentados por afloramentos de arenitos ferruginizados holocênicos, parcialmente consolidados por um processo incipiente de laterização. Estes depósitos representam, portanto, plataformas de abrasão resultantes do recuo erosivo das margens em taludes do rio Madeira.

Assim sendo, o padrão singular apresentado pelo rio Madeira ao longo do Alto Estrutural Guajará Mirim - Porto Velho tem implicações positivas e negativas muito relevantes para a implantação das hidrelétricas, como podemos analisar a seguir.

Primeiramente, o fato de o canal estar constantemente se ajustando ao nível de base regional ajuda a explicar as imponentes e declivosas margens em talude (barrancas) que margeiam o rio Madeira. Essas barrancas apresentam desnivelamentos que variam entre 10 e 15 metros a partir do fluxo de base do canal (cota de vazante), enquanto que as planícies de inundação do rio Madeira entre Abunã e Jirau são esparsas e pouco extensas. A distribuição e a expressão espacial das planícies de inundação ao longo do alto estrutural é contrastante com relação aos segmentos a jusante de Porto Velho, ao longo do médio vale do Madeira, bem como a montante de Guajará Mirim, ao longo da depressão do Guaporé. Nestas regiões observam-se amplas e espriadas planícies fluviais sazonalmente inundadas.

Esse fato representa um aspecto positivo para implantação das hidrelétricas de Jirau e Santo Antônio, as quais utilizam apenas a energia cinética do canal, onde a pequena expressão espacial das planícies de inundação será traduzida em um reservatório de reduzidas dimensões.

A ocorrência de uma sucessão de níveis de base locais representadas por corredeiras, saltos, “pedrões” e travessões denota um possível controle neotectônico ativo ao longo desta seção do rio Madeira (Jirau, Paredão e Pederneiras). O Salto Jirau está localizado justamente na interseção entre o rio Madeira e um lineamento estrutural de direção E-W, observável em escala regional. Este nível de base local resulta, provavelmente, de uma reativação cenozóica de um antigo plano de fraqueza de idade Pré-Cambriana. Estas feições que se caracterizam por desníveis abruptos e afloramentos rochosos ao longo de uma seção transversal do rio Madeira, representam rupturas de gradiente do perfil longitudinal do canal, sendo denominados de *knickpoints*.

A ocorrência de *knickpoints* favorece a implantação de hidrelétricas, entretanto, esta tectônica ativa implica na necessidade de estudos posteriores sobre a sismicidade regional e dos locais onde serão erigidas às barragens, com o monitoramento permanente.

Canais de padrão retilíneo, como o rio Madeira, tendem a apresentar uma grande velocidade do fluxo d'água e alta competência fluvial, ou seja, uma alta capacidade de transporte de sedimentos, tanto por arrasto e saltação, quanto por suspensão. Este fato ainda será potencializado pelo elevado gradiente do canal no Alto Estrutural junto à seqüência de corredeiras e saltos. Esta condição também será uma característica peculiar da dinâmica fluvial do alto rio Madeira, pois os demais rios amazônicos, com padrão de canal meândrico com alta sinuosidade, caracterizam-se pela retenção de sedimentos nas planícies de inundação, enquanto que o rio Madeira, junto ao alto estrutural, se notabiliza pelo trânsito de sedimentos. Esse fato constitui um aspecto negativo (principalmente considerando o extraordinário volume de sedimentos em transporte pelo rio Madeira) no que se refere à implantação das hidrelétricas, pois na medida em que barragens são construídas, forçosamente ocorrerá uma redução da velocidade do fluxo d'água e uma tendência inexorável de bloqueio do material arenoso transportado por arrasto, além da decantação de parte do material fino (argilas, siltes e areias finas) em suspensão, imediatamente a montante da barragem. Este processo acarretará em dificuldades para a implantação dos reservatórios, podendo diminuir, o tempo de vida útil dos mesmos.

O nível ainda restrito de intervenção humana na região torna baixa a contribuição local de sedimentos para o rio Madeira. O impacto advindo da pressão humana parece ser mais relevante com relação à perda de biodiversidade, principalmente, associada aos desmatamentos. O fenômeno de *terras caídas* não é expressivo no trecho estudado, portanto, contribui com uma pequena descarga de sedimentos para o rio Madeira.

Além dos impactos hidrológicos e erosivos decorrentes da futura implantação da UHE Jirau, deve-se ressaltar também o impacto que será produzido pela elevação permanente do nível das águas do rio Madeira na área de influência direta do reservatório e, conseqüentemente, pela elevação do nível freático regional. Esta estabilização permanente do nível das águas do reservatório equiparável ao nível das cheias do rio Madeira irá produzir, nos relevos rebaixados em escala regional, áreas permanentemente alagadas ou com lençol freático sub-aflorante. Tal situação será especialmente dramática na Bacia Sedimentar do Abunã, que poderá se tornar *um novo Pantanal*, tendo em vista que existem diversos terrenos embrejados que ficam alagados ou com os solos saturados durante as cheias sazonais do rio Madeira. Apesar de se considerar que parte das áreas alagadas na Bacia do Abunã seja resultante do acúmulo das águas pluviais associado ao predomínio de solos argilosos e de baixa permeabilidade, não se podem desconsiderar os efeitos acarretados pela elevação regional do nível freático.

Conclusões

O grande potencial energético, os impactos ambientais potencialmente reduzidos frente à magnitude da obra e a proposta de integração continental através da expansão da Hidrovia do Madeira para a Amazônia Boliviana credencia este mega-projeto como um dos mais relevantes para a implantação pelo Governo na área de energia e navegação. Considerando esta combinação favorável de fatores, deve-se centrar atenção no aprofundamento dos estudos ambientais e na análise e solução de diversas variáveis, dentre as quais se destaca: a quantificação do montante de descarga sólida, o trânsito de sedimentos e o tempo de vida útil das barragens; o dimensionamento do futuro lago, considerando seu impacto nas áreas baixas circunvizinhas; impacto da formação do lago sobre as comunidades de Jaci-Paraná, Mutum-Paraná e Abunã, dentre outras menores e sobre aspectos históricos e culturais, destacando-se o antigo traçado da Estrada de Ferro Madeira-Mamoré (EFMM). Equacionando e superando tais questões, cria-se condições para o pleno sucesso de um dos mais importantes empreendimentos de geração de energia e navegação executada pelo Governo Brasileiro nas últimas décadas.

Referências

- Adamy,A. & Dantas,M.E. (2004). Geomorfologia do setor Jirau- Abunã. Convênio FURNAS / CPRM, REPO, Porto Velho, 64p.
- Dantas,M.E. & Adamy,A. (2004). Geomorfologia do setor Santo Antônio - Jirau. Convênio FURNAS / CPRM, REPO, Porto Velho, 82p.
- Iteron / Seplad. (1999). Geomorfologia. In: Zoneamento Socioeconômico-Ecológico do Estado de Rondônia. Governo do Estado. Porto Velho.
- Souza Filho,P.W.M.; Quadros,M.L.E.S.; Scandolaro,J.E.; Silva Filho,E.P. & Reis,M.R. & (1999). Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 29(4), SBG, p. 469-476.

GEOMORFOLOGIA APLICADA AOS ESTUDOS DE IMPLANTAÇÃO DA UHE SANTO ANTÔNIO – COMPLEXO HIDRELÉTRICO RIO MADEIRA, RONDÔNIA.

Marcelo E. Dantas & Amílcar Adamy

CPRM/Serviço Geológico do Brasil. mdantas@rj.cprm.gov.br, adamy@pv.cprm.gov.br

Introdução

A retomada do desenvolvimento tem imposto ao país à necessidade de encontrar alternativas sustentáveis para atender a demanda crescente de energia. Desta forma, o aproveitamento do potencial energético do rio Madeira poderá suprir a região ocidental do Brasil de energia farta e barata, além de favorecer a sua conexão com o sistema elétrico nacional.

Para viabilizar esse empreendimento, o estudo detalhado do meio físico-biótico da área afetada torna-se indispensável, o que fornecerá subsídios para um melhor dimensionamento da obra, bem como para minimizar os impactos sócio-ambientais decorrentes de sua implantação.

Neste contexto, a CPRM, através da Residência de Porto Velho, celebrou convênio com *Furnas Centrais Elétricas*, objetivando estudos específicos associados ao tema *Geomorfologia*, envolvendo as áreas de Influência Direta e Indireta concernentes à implantação da UHE Jirau (setor Jirau – Abunã), situadas no entorno do rio Madeira, resultando em estudos geomorfológicos com ênfase na avaliação de impactos ambientais decorrentes da implantação de reservatórios nesta seção do rio Madeira (Adamy & Dantas, 2004; Dantas & Adamy, 2004). Este mesmo convênio estende o estudo para outras áreas temáticas como Geologia, Recursos Minerais e Hidrogeologia.

Metodologia

Para a elaboração dos mapeamentos geomorfológicos foram utilizados imagens de satélite Landsat 7 (escalas de 1:250.000 e 1:100.000) com modelo digital de terreno SRTM; imagens de radar; fotografias aéreas (escala 1:100.000); e bases cartográficas (escala 1:100.000).

Em paralelo, procedeu-se à pesquisa das principais estudos geomorfológicos sobre a área, destacando-se: a) o Zoneamento Socioeconômico-Ecológico de Rondônia, executado pelo Governo do Estado de Rondônia em escala 1:250.000; e b) o Zoneamento Ecológico-Econômico da Região Fronteiriça Brasil-Bolívia, executado pela CPRM, também em escala 1:250.000. Ambas as obras constituíram a base temática em escala regional que nortearam a execução do presente mapeamento.

A etapa de campo consistiu de duas atividades distintas: uma, ao longo do leito do rio Madeira, onde foram efetuadas observações sobre a dinâmica fluvial, a sedimentação atual e o comportamento das planícies aluviais e outra, percorrendo as principais vias de acesso viário, em especial, a partir da rodovia BR-364 e suas vicinais, enfatizando observações sobre as características morfológicas e genéticas do modelado do relevo; tipos de rocha; fontes potenciais de sedimentos; áreas suscetíveis a voçorocamentos, assoreamentos e inundações.

O trabalho ao longo do rio Madeira leva em conta a sazonalidade das exposições, devido à variação expressiva do nível fluviométrico do rio, sujeito às inundações próprias da estação das chuvas. Sendo assim, foram realizadas duas campanhas em outubro de 2003 (vazante) e em junho de 2004 (cheia) para detectar as implicações hidro-erosivas do ritmo sazonal do rio Madeira.

Geologia e Geomorfologia Regional

A área de estudo do rio Madeira compreendida entre as cachoeiras Santo Antônio e Jirau está inserida na Unidade Morfoestrutural *Alto Estrutural Guajará Mirim – Porto Velho* (Souza Filho *et al.*, 1999). Este alto estrutural representa uma porção do embasamento soerguida por tectônica durante o Cenozóico, sendo que o rio Madeira, neste trecho, encontra-se num vale encaixado, marcado por níveis de base locais (corredeiras, travessões e saltos) e exíguas planícies de inundação, numa condição de ajuste ao nível de base regional. Delimita-se, a oeste e a sul pela *Depressão Sub-Andina do Beni* e pela *Depressão do Guaporé*. Esta Bacia Quaternária, que se situa em posição de “back-arc” com relação à Cordilheira dos Andes, consiste numa vasta planície aluvial que abrange a Amazônia Boliviana e o vale do Guaporé e reúne os formadores do rio Madeira - rios Beni, Madre de Dios, Mamoré e Guaporé. A leste e a norte, o alto estrutural está delimitado pelo *Planalto Rebaixado da Amazônia*, representado por baixos platôs constituídos por depósitos terciários e quaternários das formações Solimões e Içá, associados à Bacia Sedimentar do Amazonas.

A bacia contribuinte ao rio Madeira junto à seção Porto Velho - Jirau é relativamente pouco expressiva destacando-se, na margem direita, a extensa bacia do rio Jaci-Paraná, incluindo seus afluentes principais: os rios Branco, São Francisco, Capivari e do Contra. Destaca-se ainda o rio Caracol e o igarapé do Jirau. Na margem esquerda, observam-se apenas pequenos tributários tais como o rio Caripunás. Destaca-se, nesse contexto, que o divisor Madeira-Purus encontra-se próximo à margem esquerda do rio Madeira, sendo que na seção em estudo, este divisor é ocupado, em parte, por um extenso terraço fluvial não dissecado. A sedimentação quaternária é restrita, tanto nesta seção do rio Madeira, quanto em seus tributários devido ao seu posicionamento no Alto Estrutural.

Caracterização Geomorfológica da Área de Estudo

O relevo regional caracteriza-se por amplas superfícies aplainadas de morfologia plana, pouco dissecada, por vezes, reafeiçoadas em um relevo colinoso. Os freqüentes platôs lateríticos com 30 a 70 metros de desnivelamento quebram a monotonia do horizonte e denotam uma evolução policíclica para a paisagem geomorfológica regional ao longo do Cenozóico. Destaca-se ainda a ocorrência de areais com escoamento impedido. Estas áreas deprimidas em posição de interflúvio apresentam mantos de alteração *in situ* com uma complexa evolução pedológica e geoquímica, sugerindo, assim como os platôs, uma gênese do relevo regional por processos de etchplanação (Thomas, 1994), tendo em vista o papel desempenhado pelo intemperismo químico na evolução do relevo.

Todavia, estas áreas ressaltam uma notável estabilidade morfodinâmica frente aos processos erosivo-deposicionais. A morfologia quase plana das superfícies e dos baixos platôs associada a solos e mantos de intemperismo espessos e bem drenados indica uma vulnerabilidade muito baixa com relação aos processos erosivo-deposicionais em terrenos florestados.

Ressalta-se, todavia, entre as Cachoeiras do Caldeirão e do Jirau, um relevo alinhado de morrotes dissecados, embasado por conglomerados da Formação Palmeiral. (Adamy & Romanini, 1990; e Rizzotto *et al.*, 2004). Este lineamento cruza o rio Madeira formando o nível de base local do Jirau.

A margem esquerda do rio Madeira está caracterizada por um domínio de terraços fluviais pleistocênicos do rio Madeira. Destaca-se a notável expressão espacial desses terraços, que abrangem dezenas de quilômetros além da margem esquerda do rio Madeira sendo, por vezes, o divisor rebaixado Madeira-Purus. Tal morfologia sugere uma migração gradual do rio Madeira ao longo do Quaternário, condicionado por basculamentos neotectônicos de blocos adernados.

Dinâmica Fluvial do rio Madeira e suas Implicações na Implantação das Hidrelétricas

As análises efetuadas quanto a geomorfologia fluvial e a dinâmica hidro-erosiva estudadas para o setor Jirau – Abunã (Adamy & Dantas, 2004) se aplicam do mesmo modo para este setor. A ocorrência de uma sucessão de níveis de base locais junto às localidades de Caldeirão, Morrinhos, Teotônio e Santo Antônio denuncia a repetição do mesmo padrão morfológico e tectônico para a toda calha do rio Madeira ao longo do Alto Estrutural. Todavia, devido a grande variabilidade morfodinâmica encontrada neste setor, procedeu-se a sua subdivisão em quatro segmentos:

Trecho Jirau – Caldeirão: no curto trecho entre os níveis de base locais Caldeirão e Jirau, o rio Madeira encontra-se retilinizado, com cotovelos estruturais, ladeados por morrotes em série associados ao lineamento estrutural do Jirau. Estes morrotes apresentam-se imponentes junto às margens do rio Madeira, evidenciando desníveis até 80 metros e declividades acentuadas. Observa-se ainda um controle estrutural atuante, sendo comandada pelo lineamento estrutural do Jirau.

Trecho Caldeirão – Morrinhos: este segmento exhibe, sucessivamente, uma seqüência alternada de estrangulamentos e alargamentos da calha do rio. Estes estrangulamentos, via de regra, estão condicionados por afloramentos rochosos (rochas graníticas, arenitos ferruginizados). Estes, situados nas margens do rio, formam verdadeiros "cabos rochosos" que impedem, ou pelo menos, retardam, localmente, processos de abrasão fluvial. Assim sendo, nas margens fixadas por afloramentos rochosos, os processos de erosão fluvial tendem a ser inexpressivos (reco lateral das margens) e o canal tende a ser mais estreito e profundo em sua seção transversal. Já nas margens adjacentes não protegidas por tais promontórios, a erosão fluvial tem se revelado particularmente atuante, promovendo reco lateral das margens e o alargamento do canal. Neste caso, sua seção transversal é mais extensa e rasa. Em situações especiais, o rio Madeira chega a exibir formas de embaçamento, ou mesmo "sacos fluviais". Esta peculiar configuração morfológica da calha do rio Madeira, marcada pela alternância de estrangulamentos e alargamentos tem marcante influência na dinâmica de transporte e estocagem de sedimentos ao longo do leito do rio.

De fato, nos trechos estrangulados, o rio Madeira, mais estreito e aprofundado, apresenta maior competência fluvial (capacidade de transporte de sedimentos) devido à maior velocidade do fluxo d'água neste trecho. Entretanto, essa energia cinética se dissipa à medida que o canal atinge um segmento mais largo e raso. Nesta situação, a competência do rio Madeira é reduzida, assim como a velocidade do fluxo d'água. Assim, em porções do leito do rio mais próximas das margens, a velocidade do canal torna-se suficientemente baixa para depositar bancos arenosos durante a vazante. Ao longo de vários ciclos sazonais, estes bancos de areia média a grossa evoluem para ilhas fluviais.

Trecho Morrinhos – Teotônio: no trecho compreendido entre os níveis de base locais de Morrinhos e Teotônio, o rio Madeira mantém características similares, mas percorre um vale imprensado pelas ombreiras de um conjunto de colinas e baixos platôs lateríticos numa extensão aproximada de 25 km. Este fato é especialmente intrigante quando se observa, em escala regional, que ambas as margens registram relevos baixos e planos dos terraços fluviais (em sua margem esquerda) e das superfícies aplainadas (em sua margem direita). Sugere-se que o fato do rio Madeira optar pelo caminho mais tortuoso (serpenteando por entre os baixos platôs) seria um basculamento neotectônico e migração progressiva da calha do rio Madeira para sul-sudeste até ser forçado a atravessar um terreno pontilhado pelos restos de uma superfície de um antigo e vasto platô laterítico.

Os platôs apresentam-se, por vezes, desfeitos em colinas e morros tabulares. Este conjunto de formas de relevo exhibe desníveis entre 30 e 50 metros e rebordos erosivos com declives acentuados. Localmente, alguns platôs situados nas margens do rio Madeira podem atingir desnivelamentos de até 70 metros. As vertentes íngremes, freqüentemente, mergulham para a

calha do rio Madeira. Em campo, foi constatado o desmatamento de muitas dessas vertentes, convertidas posteriormente em pastagens plantadas, acionando processos de erosão laminar e em sulcos. Estes rebordos erosivos consistem, portanto, de áreas-fonte potenciais de sedimentos para o futuro reservatório.

Trecho Teotônio – Porto Velho: este segmento do rio Madeira, no qual está inserida a corredeira Santo Antônio, exibe um padrão similar de morfologia fluvial àqueles descritos à montante. Destacam-se cotovelos estruturais e estrangulamentos promovidos por cabos rochosos graníticos. Notabiliza-se o amplo embaçamento produzido à jusante de Teotônio. Merece referência ainda, uma situação peculiar identificada neste trecho do rio Madeira representada pela expressiva ocorrência de bancadas de arenitos ferruginizados (mocrurus), por vezes conglomeráticos, com espessuras de 3 a 5 metros, aflorantes na barranca do rio, visto que estas feições desempenham um papel importante na dinâmica fluvial ao retardar o processo de migração lateral do canal.

Conclusões

A localização deste segmento do rio Madeira no Alto Estrutural Porto Velho - Guajará Mirim propicia o desenvolvimento de um trecho do perfil longitudinal com elevado gradiente (quando comparado com o grande médio dos rios amazônicos), ocorrência de níveis de base locais e um canal de padrão retilíneo e encaixado com inflexões de meandros e cotovelos estruturais. Essas características da morfologia do canal refletem um marcante controle estrutural. A incidência destas condições favorece a construção de hidrelétricas com alto potencial energético e reservatórios de dimensões reduzidas, gerando um baixo impacto ambiental. Contudo, essas condições apresentadas pelo rio Madeira favorecem, por outro lado, o trânsito de sedimentos ao longo do perfil longitudinal do canal. Nestas condições, esparsas planícies de inundação foram estabelecidas às margens do rio gerando um cenário adverso para a estocagem de sedimentos, devido a alta competência do canal. Assim, o transporte de sedimentos será, inexoravelmente, bloqueado pelas barragens das hidrelétricas, reduzindo o tempo de vida útil das mesmas.

Com relação à formação do reservatório à montante da barragem, uma atenção especial deve ser conferida às planícies de inundação situadas nas margens do rio Madeira e nos baixos cursos dos cursos tributários, bem como aquelas áreas situadas à retaguarda dos diques marginais. Como essas planícies consistem em áreas sazonalmente inundadas, a elevação e estabilização do nível da água do rio Madeira à cota das cheias anuais como consequência do barramento das águas, tende a manter as planícies de inundação permanentemente inundadas, incorporando-as ao lago da hidrelétrica. Os terraços fluviais que ocupam as extensas áreas planas pela margem esquerda do rio Madeira representam áreas suscetíveis à inundação prolongada de suas porções mais deprimidas. Embora possam estar acima das cotas normais de cheia do rio, apresentam relevo extremamente plano e solos argilosos, dificultando o escoamento das águas pluviais. Num cenário de elevação regional do nível freático, o escoamento pluvial poderá ser ainda mais dificultado, criando novas zonas embrejadas em decorrência da implantação do reservatório da UHE Santo Antônio.

Referências

- Adamy,A. & Romanini,S.J. (1990). Geologia da região de Porto Velho – Abunã. Brasília, DNPM/CPRM, 273 p.
- Adamy,A. & Dantas,M.E. (2004). Geomorfologia do setor Jirau- Abunã. Convênio FURNAS-CPRM, REPO, Porto Velho, 64p.
- Dantas,M.E. & Adamy,A. (2004). Geomorfologia do setor Santo Antônio - Jirau. Convênio FURNAS-CPRM, REPO, Porto Velho, 82p.
- Iteron / Seplad. (1999). Geomorfologia. In: Zoneamento Socioeconômico-Ecológico do Estado de Rondônia. Governo do Estado. Porto Velho.

- Rizzotto, G.J.; Quadros, M.L.E.S.; Oliveira, J.G.F; Castro, J.M.R. (2004). Geologia e Recursos Minerais do Entorno de Jirau. Convênio FURNAS-CPRM, REPO, Porto Velho.
- Souza Filho, P.W.; Quadros, M.E.S.; Scandola, J.E.; Silva Filho, E.P. & Reis, M.R. (1999). Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. Rev. Brasileira de Geociências, 29(4), SBG, p. 469-476.
- Thomas, M. F. (1994). Geomorphology in the Tropics. John Wiley & Sons. 460p.

COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA NA ÁREA DO DISTRITO AGROPECUÁRIO DA SUFRAMA, MANAUS (AM)

¹Maria A. M. Maia & ²Marcelo E. Dantas.

¹CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Manaus – AM. adelaide@ma.cprm.gov.br

²CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro – RJ. mdantas@rj.cprm.gov.br

Introdução

O estudo geomorfológico no Distrito Agropecuário da SUFRAMA (DAS) vem junto aos demais temas do meio físico subsidiar a elaboração da carta de vulnerabilidade natural à erosão do solo, que constitui um dos documentos balizadores para o Ordenamento Territorial da área do distrito. A caracterização geomorfológica é realizada em escala 1:50.000, contendo a cartografia das unidades de relevo, processos formadores e feições erosivas.

A área do DAS possui cerca de 5.893,34 km², estando distante 30 km a norte de Manaus (AM), entre as coordenadas geográficas 59° 19' 00" e 60° 24' 30" de longitude W Gr e de 2° 04' 00" de latitude sul, limitando-se a leste pela margem direita do Rio Urubu e a oeste pela margem esquerda do Rio Cuieiras.

Os procedimentos metodológicos adotados foram baseados nos conceitos de Morfoestrutura, Morfoescultura e nos princípios da taxonomia das formas de relevo, elaborados pelo Projeto RADAMBRASIL (Barbosa *et al.* 1983) e aprimorados por Ross (1996, 2000).

Compartimentação Geomorfológica

A área da DAS está inserida num extenso e monótono domínio de baixos platôs dissecados com graus e intensidade diversificados de entalhamento, esculpidos sobre rochas paleozóicas (Fm. Nhamundá e Manacapuru) e cenozóicas (Fm. Alter do Chão), ambas pertencentes à Bacia sedimentar do Amazonas. Nascimento *et al.* 1976 & Costa *et al.* 1974 denominaram de *Planalto Dissecado Rio Trombetas – Rio Negro* a área correspondente a extensa zona de baixos platôs dissecados desenvolvidos sobre a bacia. Posteriormente, optou-se por abranger essa área numa grande unidade geomorfológica denominada *Depressão Amazônica*, devido suas altitudes muito modestas (com cotas que variam entre 100 e 180 m) e suas baixas amplitudes de relevo, incompatíveis com uma área planáltica (Ross 1985, 1991; IBGE 1995). No levantamento realizado para a SUFRAMA optou-se por denominar a região de estudo como Baixos Platôs da Depressão Amazônica, uma vez que as cotas presentes na região dificilmente excedem os 160 m (Maia & Dantas *submetido*).

Unidades de Relevo

As unidades de relevo desenvolvidas sobre a morfoescultura Baixo Platôs da Depressão Amazônica estão agrupadas em formas de origem de acumulação (planícies de inundação, terraços fluviais e planos arenosos) e dissecação (superfícies tabulares e colinosas).

Planícies de Inundação

As planícies de inundação representam um conjunto de formas de agradação produzidas pela sedimentação fluvial moderna. Consistem de terrenos sazonalmente inundáveis que preenchem as calhas dos canais principais na região. Todavia, observa-se que o processo de aluvionamento moderno não é muito expressivo nesta região.

Planícies Fluviais: Constituem superfícies sub-horizontais a planas constituídas de modernos depósitos argilosos ou argilo-arenosos de idade Holocênica, inundáveis e bem selecionados, situados nos fundos de vales, com ocorrência mais expressiva nos vales dos rios Urubu, Cuieiras, Preto da Eva e Igarapé Preto.

Planícies Flúvio-Lacustres: Constituem superfícies planas constituídas de modernos depósitos argilosos de idade Holocênica, prolongadamente inundáveis e bem selecionados, situados em depressões embrejadas nas planícies fluviais ou em antigos lagos de meandros abandonados (*ox-bow lakes*). Consistem de um típico ambiente de decantação com ocorrência restrita ao fundo de vale do Rio Urubu.

Terraços Fluviais

Os terraços fluviais representam antigas planícies de inundação que, devido ao rebaixamento do nível de base do canal, foram alçadas a uma cota acima das cheias sazonais. Assim sendo, estes terrenos tornam-se hidrologicamente inativos e passam a ser dissecados, principalmente pela erosão fluvial (migração lateral do canal).

Altos Terraços Fluviais: Constituem superfícies sub-horizontais a planas constituídas de antigos depósitos argilo-arenosos, não inundáveis e bem selecionados, provavelmente formados durante o Holoceno Inferior. Representam paleo-planícies de inundação. Na área de estudo, sua ocorrência está restrita à confluência entre o rio Urubu e o Igarapé Preto.

Baixos Terraços Fluviais: Constituem superfícies sub-horizontais a planas constituídas de antigos depósitos argilo-arenosos, episodicamente inundáveis e bem selecionados. Estes terraços são menos espessos e mais distribuídos que os altos terraços fluviais localizados no encontro do rio Urubu com o Igarapé Preto.

Planos Arenosos

As freqüentes superfícies planas, sustentadas por um substrato extremamente arenoso e recobertas por uma vegetação de porte mais raquítico (quando comparada com a mata de terra firme) estão sendo aqui denominados de planos arenosos, podendo ser mapeados tanto nos baixos tabuleiros rampeados situados próximo aos fundos de vales, quanto nos interflúvios das superfícies tabulares. Nos casos analisados estas formações superficiais derivam de avançados processos de intemperismo e pedogênese “in situ”, contudo podem ser originadas também de antigos depósitos fluviais de fácies de canais, conforme observado no vale abandonado do Rio Cuieiras, que drenava para as cabeceiras do atual Rio Tarumã-Mirim.

Planos Arenosos em Topos de Platôs: Consistem de terrenos planos constituídos de areias quartzosas, geralmente, resultantes de um avançado processo de pedogênese (podzolização). Assim sendo, está diretamente associado à geração de Espodosolos com vegetação de campinarana. Situam-se no topo dos baixos platôs lateríticos, principalmente, ao longo da BR-174.

Planos Arenosos em Fundo de Vales: Consistem de terrenos planos constituídos de areias quartzosas, geralmente, resultantes de um avançado processo de pedogênese (podzolização). Está diretamente associado à geração de Espodosolos com vegetação de campinarana, por vezes, apresentando mesmo a fitofisionomia de uma campina aberta. Situam-se nas superfícies rampeadas, convergentes aos fundos de vales, em especial na bacia dos rios Cuieiras e Urubu, representando as mais extensas formações mapeadas na área de estudo.

Superfícies Tabulares

As Superfícies Tabulares congregam um conjunto de formas de relevo que se encontram, geralmente em posição de interflúvio (excetuando-se os tabuleiros rampeados) e que foi submetida a uma baixa a moderada intensidade dos processos denudacionais, ou mesmo, mantêm-se como testemunhos etchplanados da superfície pediplanada e laterizada de idade Plio-Pleistocênica, no caso dos topos dos platôs. Apresentam feições morfológicas amplas, de topo plano a levemente ondulado e vertente acentuadas, por vezes gerando expressiva áreas escarpadas, com vales incisivos ou alargados, geralmente, com escassa sedimentação aluvial, excetuando-se os vales principais. Ocorrem em cotas variando de 100 a

140m, estando os platôs em cotas de 100m concentrados na porção noroeste da área e os de cota média de 120m orientados, numa direção NW/SE, na porção central do DAS.

Topos de Platôs e Espigões e Rebordos Erosivos: Constituem superfícies planas ou aplainadas a suavemente ondulada, não dissecadas, representadas por platôs preservados, estando capeadas por perfis lateríticos truncados devido à basculamentos neotectônicos. São claramente delimitadas por vertentes abruptas ou suavizadas dos rebordos erosivos. Tais rebordos erosivos podem estar mantidos a salvo da erosão regressiva por cornijas de horizontes concessionários dos perfis lateríticos. Foram mapeados de forma disseminada em toda a área de estudo, demarcando fragmentos de uma superfície regional mais elevada.

Tabuleiros Rampeados: Caracterizam-se por tabuleiros pouco dissecados em nível que varia de muito fraco a médio, situados nas baixas e suaves vertentes, modelados sob a forma de rampas que convergem para os fundos de vales. A configuração morfológica resultante é a de grandes superfícies abaciadas controladas pelo nível de base do canal coletor. Foi observada uma maior expressão espacial dessa unidade de relevo nas maiores bacias, destacando-se os vales do rio Cuieiras e do igarapé Preto. Apresenta baixa densidade de drenagem e desnivelamentos inferiores a 20m. Suas vertentes são muito suaves, com gradientes invariavelmente inferiores a 5°. É comum o desenvolvimento de planos arenosos sobre esses terrenos.

Tabuleiros pouco dissecados com vales incisos: Constitui-se por superfícies tabulares compostas com fraca a média dissecação, onde se destacam superfícies de topos planos preservados sob a forma de espigões e vales incisos. Apresentam baixa a moderada densidade de drenagem e desnivelamentos <40 m. Na porção norte da área, no contato litológico com a porção Paleozóica da Bacia do Amazonas, ocorre um trecho de relevo transicional, que embora desenvolvida sobre as rochas da Fm. Alter do Chão guarda semelhança às formas desenvolvidas sobre as rochas paleozóicas, sendo caracterizada por colinas de topo tabular gradando para os tabuleiros acima descritos.

Tabuleiros pouco dissecados com vales amplos: Caracterizam-se por tabuleiros dissecados com extensos topos planos preservados sob a forma de espigões e vales amplos e pouca sedimentação aluvionar, em nível de dissecação que varia de muito fraca a média. Ocorre, destacadamente, na porção sudoeste da área de estudo, apresentando baixa densidade de drenagem e desnivelamentos modestos, entre 20 e 40m. Todavia, as vertentes dos espigões podem apresentar, localmente, declividades acentuadas, entre 15 e 25°. Subordinadamente desenvolve-se um relevo colinoso de topo convexo e, localmente, tabular, em áreas restritas com dissecação fraca a média.

Tabuleiros dissecados: Caracterizam-se por tabuleiros com dissecação muito fraca a média e, localmente, por colinas tabulares a convexas, com dissecação moderada a forte, posicionados em cotas mais elevadas, sendo sustentadas por rochas Paleozóicas das Formações Nhamundá e Manacapuru. Apresentam extensos a curtos topos planos e vales incisos. Ocorre, especificamente, no extremo norte da área de estudo, junto ao médio-alto curso da bacia do rio Urubu. Apresentam densidade de drenagem baixa a média e desnivelamentos entre 20 e 50° m. Tais vales incisos desenvolvem vertentes suaves a declivosas, com gradientes entre 5 e 20°. A oeste predomina formas de relevo colinosas; a leste predomina formas de relevo tabular.

Superfície Colinosa

As Superfícies Colinosas congregam um conjunto de formas de relevo que se caracterizam pela intensa atividade morfodinâmica e uma dissecação mais expressiva, produzindo um dismantelamento completo do antigo pediplano. Ocorrências de topos de platôs ou divisores planos são bastante escassos nesta unidade geomorfológica (excetuando as colinas tabulares). Apresentam feições morfológicas de forte entalhamento, de vertentes

curtas e declivosas, topos arredondados e vales incisos sem sedimentação aluvial, porém desenvolvendo uma rede de canais de alta densidade de drenagem.

Colinas Tabulares: Caracterizam-se por colinas tabulares dissecadas em nível que varia entre fraca a forte, apresentando topo plano preservado a levemente abaulado, ou ligeiramente convexo. Todavia, são fortemente entalhados por vales incisos. Apresenta uma vasta distribuição espacial na região, com ocorrência espalhada. Destacam-se as zonas interfluviais da porção central da área de estudo, principalmente, no entorno da BR-174. Apresentam densidade de drenagem média e desnivelamentos entre 30 e 60m. Tais vales incisos desenvolvem vertentes declivosas, ou mesmo, abruptas, com gradientes entre 10 e 20°.

Colinas Amplas: Caracterizam-se por colinas amplas moderadamente dissecadas com topos arredondados e colinas tabulares de topos planos com vales incisos. Ocorre, indiscriminadamente, por toda a área de estudo, com maior representatividade na porção sudeste, no entorno da localidade de Rio Preto da Eva. Apresenta densidade de drenagem média e desnivelamentos entre 20 e 40 m e vertentes com gradientes suaves, entre 5 e 10°.

Colinas Dissecadas: Caracterizam-se por colinas pequenas, dissecadas em diferentes níveis, variando de média a muito forte, apresentando topos arredondados com vales incisos. Ocorrência concentrada na bacia do rio Cuieiras, na porção oeste e noroeste da área de estudo. Apresentam alta densidade de drenagem e desnivelamentos entre 20 e 50m. Este relevo movimentado caracteriza-se por uma sucessão de colinas baixas com vertentes curtas e declivosas com gradientes que variam de 10 a 25°.

Colinas e Colinas Tabulares Muito Dissecadas: Caracterizam-se por colinas convexas a tabulares fortemente dissecadas situadas ao redor e no sopé dos baixos platôs remanescentes. São resultantes do recuo erosivo e dismantelamento sub-atual dos baixos platôs. Apresentam densidade de drenagem alta e desnivelamentos mais expressivos, entre 40 e 70m. Frequentemente, a superfície original está desfeita em um relevo colinoso muito dissecado, em nível médio a forte, com vertentes declivosas, com gradientes que variam entre 10 e 25°. Esta unidade geomorfológica está mais bem representada na porção leste da área de estudo, entre os tributários de direção SW-NE do rio Urubu.

Bibliografia

- Barbosa, G.V.; 1983. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do Projeto RadamBrasil, Geociências, v.2, São Paulo, p.7-20.
- Costa, R. C. R. Da; Natali Filho, T; Oliveira, A.A.B. de., 1974. Folha SA.20 Manaus II. Geomorfologia. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral Projeto RADAMBRASIL, Folha SA.20 Manaus. Rio de Janeiro: DNPM, p.167-244.
- IBGE. 1995. Mapa Geomorfológico do Brasil (escala 1: 5.000.000). Rio de Janeiro: IBGE, 112p.
- NASCIMENTO, D.A. Do; MAURO, C.A.De; GARCIA, M.G.L. 1976. Folha SA.21 Santarém II Geomorfologia. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RadamBrasil. Folha SA.20 Santarém. Rio de Janeiro: DNPM, p. 131-181.
- Ross, J.L.S. 2000. Geomorfologia: ambiente e planejamento. 5 ed. São Paulo: Contexto, 85p.
- Ross, J.L.S. 1996. Geomorfologia aplicada aos EIAs-RIMAs. In: GUERRA A.J.T.; CUNHA, S.B. Geomorfologia do meio ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.291-336.
- Ross, J.L.S. 1991. Relevo Brasileiro: as superfícies de aplanamento e os níveis morfológicos. Revista do Departamento de Geografia, São Paulo, n.4.
- Ross, J.L.S.. 1985. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação.Revista do Departamento de Geografia, São Paulo, n.4.

ESTUDO DO RELEVO DA FOLHA CASTANHAL POR IMAGEM SRTM

Ana Valéria dos R. Pinheiro, Sheila G. Teixeira, Mauricio da S. Borges, Francisco de Assis M. de Abreu

PPGG/UFPA. pinheiro@ufpa.br, shesal@ufpa.br, mauricio@ufpa.br, famatos@ufpa.br

Introdução

Situado no nordeste do estado do Pará (Figura 1), Castanhal é um dos municípios que mais cresce, o que ocasionou uma expansão desordenada da cidade, com o surgimento de grande número de habitações em situações físicas inadequadas e sem saneamento básico. Por se tratar de uma cidade que tem seu abastecimento público de água a partir da Formação Pirabas, que é uma formação calcária, tem-se uma situação de vulnerabilidade, que deveria ser estudada com apreço.

A ênfase no detalhamento do relevo se deve ao fato de que para a análise e interpretação de terrenos cársticos a geomorfologia é uma das ferramentas-chave para o entendimento desta situação tão particular.

Assim sendo, este trabalho apresenta os dados preliminares para estudos mais aprofundados da geomorfologia da Folha Castanhal, que foram obtidos a partir da interpretação de imagem da SRTM (Shuttle Radar Topography Mission).

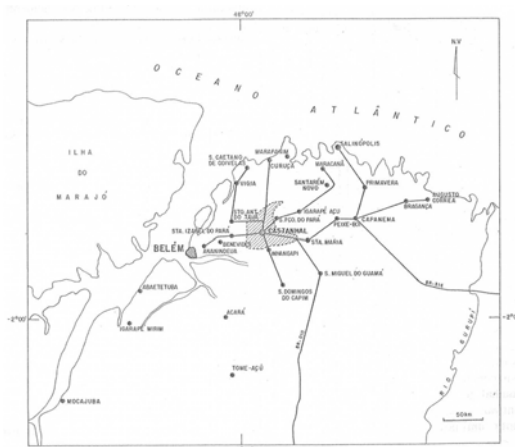


Fig. 1 – Mapa de localização e acesso a Castanhal (NUMA, 1994).

Materiais e Métodos

Foi feita a paleta de cores a partir do seguinte processamento: Os dados da SRTM foram recortados digitalmente no software Global Mapper 5, com o objetivo de restringir os dados à área de interesse. Posteriormente, os dados foram processados no PCI 9.1, no qual as seguintes etapas foram seguidas: (a) criação de uma máscara que eliminou os ruídos existentes nos corpos d'água, (b) extração automática do DEM, (c) elaboração do relevo sombreado, no qual foi adotado como ângulo de direção 70° e 30° como ângulo de inclinação (d) realce linear do relevo sombreado, que teve por objetivo realçar as feições topográficas.

A paleta de Cores foi gerada pelo DEM acrescido da máscara processado no Surfer 8.0, onde foi aplicado a este a paleta de cores *ChromaDepth* (Toutin, 1997).

Então, fez-se o produto integrado relevo sombreado e paleta de cores, foi feita no software PCI 9.1, utilizando a transformação RGB-IHS (Harris et al., 1994), na qual, as bandas da paleta foram colocadas nos canais de cores RGB e transformadas para o sistema IHS através do modelo cilíndrico e, posteriormente foi aplicada a transformação reversa IHS-RGB, onde o canal I foi substituído pelo relevo sombreado sendo mantidos os canais H e S.

O mapa geomorfológico foi obtido da análise e interpretação de imagem SRTM, utilizando-se o *software* Global Mapper 5.0.

Resultados e Discussão

A fim de corroborar com o estudo da geomorfologia, foi feita uma paleta de cores (Figura 2), o relevo sombreado (Figura 3), a fusão da paleta com o relevo sombreado (Figura 4), que foram interpretados visualmente, gerando o mapa geomorfológico.

Mapa da paleta de cores

Na paleta de cores (Figura 2), tem-se que as cores indicam as diferentes cotas topográficas, do seguinte modo: em preto está a menor cota, o rio Guamá; subindo na escala de cores têm-se os tons de azul do mais escuro para o mais claro, mostrando as calhas dos rios; em tons de verde estão as áreas correspondentes ao sistema de relevo de agradação; em amarelo são as áreas de transição; em tons de vermelho têm-se as áreas que indicam o sistema de relevo de degradação, ocorrendo alguns pontos de cor roxa, que correspondem ao relevo residual, que é a cota de maior elevação (70 m).

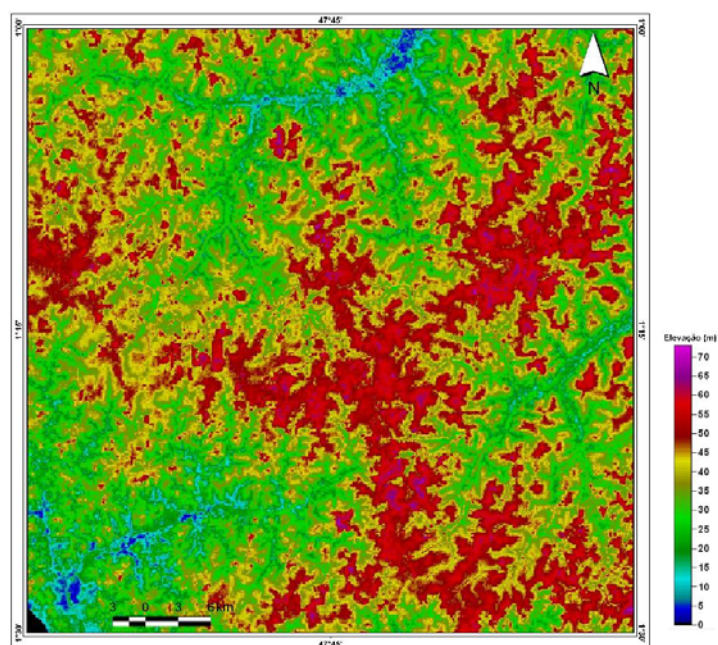


Figura 2 – Mapa da paleta de cores, Folha Castanhal SA.23-V-C-I.

Mapa de relevo sombreado

Neste mapa (Figura 3), podem-se observar pelas diferenças nos tons de cinza, as diferentes texturas de relevo. A textura mais lisa representa o sistema de relevo de degradação, ou seja, a cota mais alta, enquanto que a mais enrugada, representa o sistema de relevo de agradação; podem também ser observadas as cotas mais baixas, no leito dos rios.

Fusão do modelo digital de elevação com o relevo sombreado

Devido a integração dos dados do modelo de elevação com os dados do relevo, tem-se a caracterização do relevo pelas diferentes cores e suas respectivas tonalidades, como no mapa da Figura 2, e sobreposto ao relevo sombreado (Figura 3), tem-se a nítida visão de relevo, enfatizando os sistemas de relevo e as diferenças de cotas da área (Figura 4).

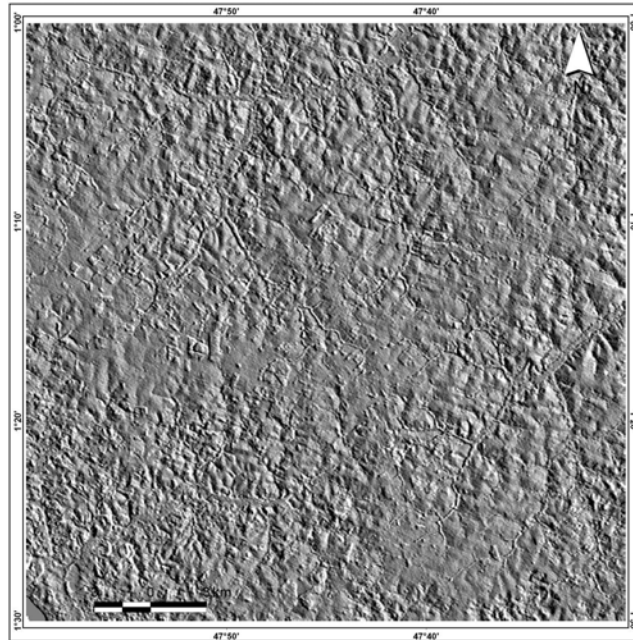


Figura 3 – Mapa de relevo sombreado, Folha Castanhal SA.23-V-C-I.

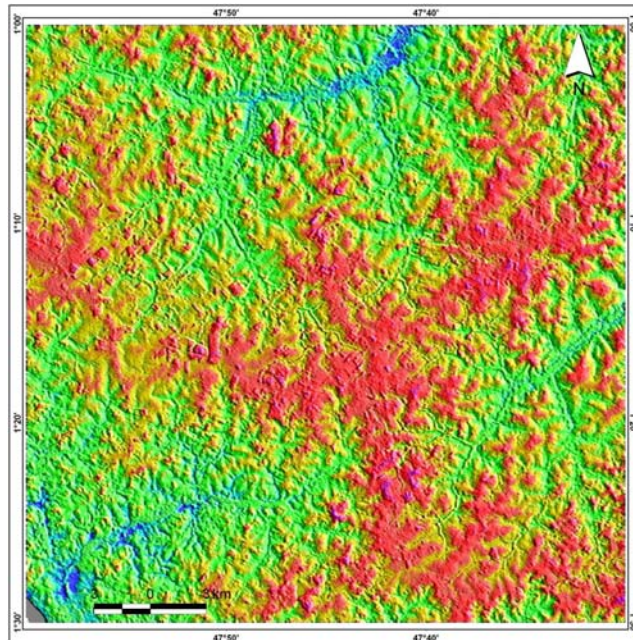


Figura 4 – Mapa da fusão do modelo digital de elevação com o relevo sombreado, Folha SA.23-V-C-I

Mapa Geomorfológico

A Figura 5 mostra o mapa geomorfológico da Folha Castanhal, elaborado a partir de imagem da SRTM, no qual se distinguem os sistemas de relevo: relevo residual, relevo de degradação, relevo de agradação e planície aluvionar.

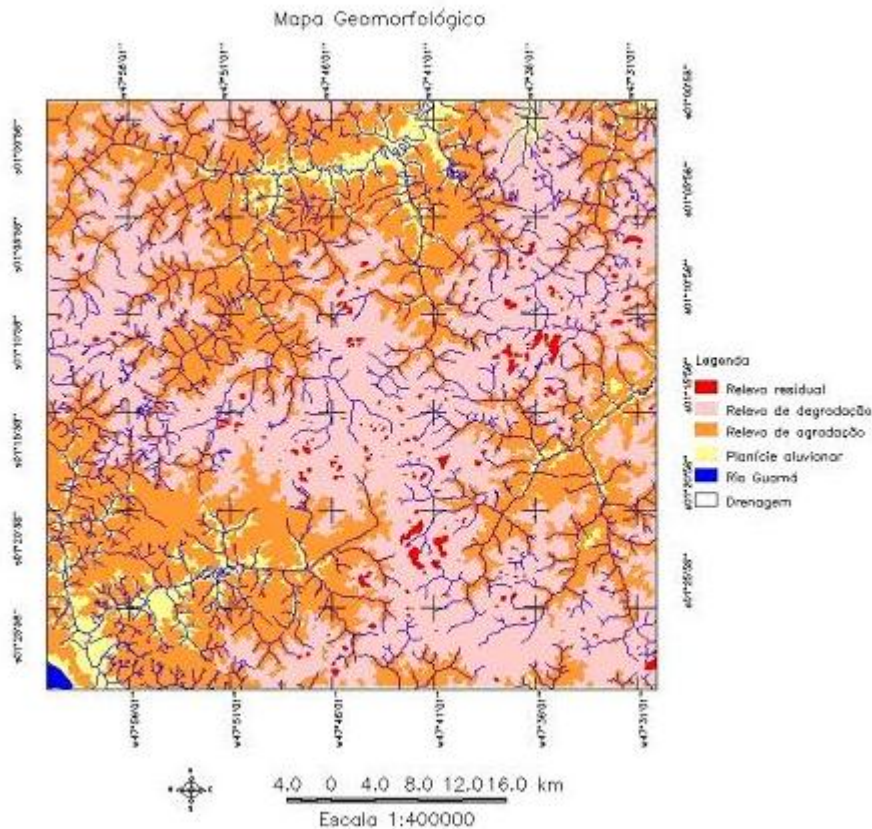


Figura 5 – Mapa Geomorfológico da Folha Castanhal (SA.23-V-C-1).

O relevo residual é observado na cor vermelha, tem cotas em torno de 60 metros, e está espalhado por todo o sistema de degradação, em cor-de-rosa, que apresenta cotas de 40 metros.

O sistema de agradacão, na cor laranja, representa cotas de 20 metros e a planície aluvionar, em amarelo, tem cotas inferiores a 10 metros.

Referências Bibliográficas

- Harris, J.R.; Bowie, C.; Rencz, A.N.; Graham, D. 1994. Computer-enhancement techniques for the integration of remotely sensed, geophysical, and thematic data for the geosciences. *Canadian Journal of Remote Sensing*, v. 20, p. 210-221.
- NUMA. 1994. Modelo de um aterro sanitário para disposição final de resíduos sólidos na cidade de Castanhal e o Estudo de Impacto Ambiental. *Estudos do Numa 1*.
- Toutin, T. 1997. Quantitative aspects of Chromo-stereoscopy for depth perception. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, v. 63, n.2, p. 193-203,.

EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DA PLANÍCIE INTERMONTANA TEPEQUÉM – RORAIMA, E SUA VULNERABILIDADE EROSIVA

Luiza C. Beserra Neta, Marcondes L. da Costa, Maurício da S. Borges

CPGG/UFPA. luizacb@ufpa.br, mlc@ufpa.br, mauricio@ufpa.br

Introdução

A paisagem no norte da Amazônia em particular no estado de Roraima, foi abordada por (Guerra 1957, Barbosa & Ramos 1959), que identificam vários cenários: Planaltos de Pacaraima, Roraima e Parima, representantes das terras elevadas ao norte, extenso peneplano com inselberg localizados ao sul e leste daquela porção montanhosa (planaltos) e região de planície sedimentar (faixa marginal do rio Branco e Negro). Estes diferentes cenários refletem a complexidade geológica, tectônica e paleoclimáticas que formaram os terrenos de Roraima. Estes processos por sua vez contribuíram no desenvolvimento dos diferentes tipos de solos desta região.

Dentro do extenso peneplano ligeiramente ondulado, por vezes com cobertura de floresta ou savanas do norte de Roraima, se insurgem relevos tabulares elevados com topo quase plano, vegetado por campos de savanas, a exemplo, a serra do Tepequém, regionalmente conhecida por tepuí. Na porção interior da serra identifica-se uma planície intravales aplainada, aqui denominada de planície intermontana Tepequém, a qual encontra-se sob forte ação erosiva linear-voçorocas, aparentemente proporcionada pela atividade do garimpo de diamante. O presente trabalho tem objetivo de estudar a origem desta paisagem e porque da sua susceptibilidade a erosão. A serra do Tepequém localiza-se no município de Amajari e dentro do polígono limitado pelas latitudes $3^{\circ} 42'$ e $3^{\circ} 50'$ N e longitudes $61^{\circ} 40'$ e $61^{\circ} 48'$ W (Fig. 1). As partes mais altas da serra encontram-se a 1400 m de altitude, enquanto a planície intermontana está a 575-670 m de altitude. Está tem forma alongada na direção E-W, limitada em suas bordas de mesma direção, portanto ao norte e ao sul, por encostas íngremes com morros residuais, sugerindo o recuo erosivo de superfície de fraturas ou falhas. Observações de campo de fato identificaram a predominância de falhas normais de direção NE-SW, junto a base destas encostas, aproveitadas pelas principais drenagens.

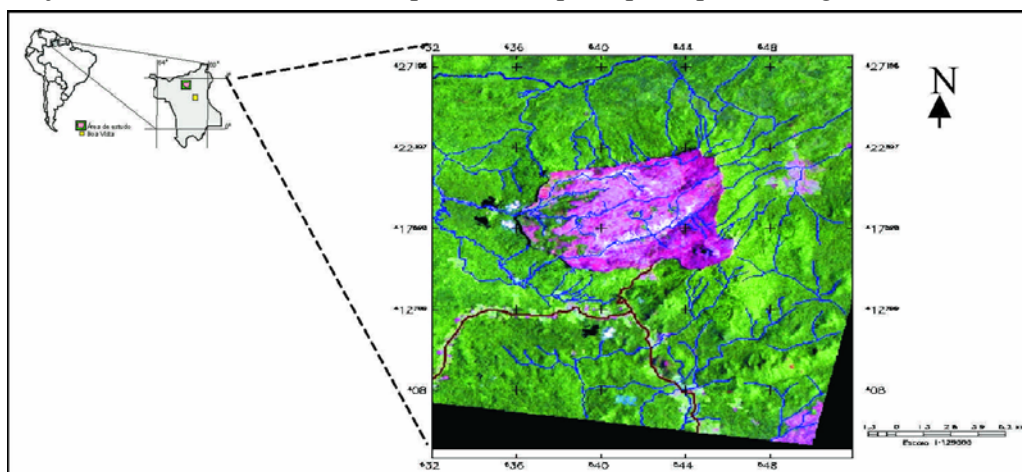


Figura 1: Localização da área de estudo (imagem Landsat 5TM na composição colorida 5R 4G 2B de 04/10/1995).

A serra do Tepequém foi esculpida nos sedimentos da Formação Tepequém (CPRM 1999), de idade paleoproterozóica (Santos et al 2003), constituídos por conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos e níveis de rochas piroclásticas, depositados discordantemente sobre

o Grupo Surumu, que é constituído por riolitos, riolacitos, dacitos, andesitos e rochas piroclásticas ácidas (Borges & D'antona 1988).

A cobertura vegetal da planície de entorno da serra do Tepequém é do tipo floresta ombrófila densa e na planície intermontana está representada por savana estépica gramínea. Na planície intermontana encontram-se solos coluvios-aluvionares e litólicos distróficos arenosos derivados das alterações das rochas do Supergrupo Roraima, além de podzols em regiões hidromórficas. O clima em toda região é quente e úmido (Am na classificação de Köppen) cujas médias pluviométricas anuais chegam a atingir 2.250 mm (Brasil 1975).

Materiais e Métodos

O presente trabalho envolveu as seguintes atividades:

- Levantamento de dados bibliográficos e cartográficos- carta plani-altimétrica da folha vila Tepequém - 1:100.000 (IBGE 1983) e o respectivo mapa geológico-1:60.000 (Fernandes Filho 1990) e interpretação de imagem do LANDSAT-5/TM - 5R 4G 2B, órbita/ponto 233/57 de 1995.
- Sobrevôo na serra do Tepequém e seu entorno, com aeronave Cessna monomotor, com obtenção de dados aéreo-fotográfico, que serviram de base de informação na interpretação do registro da vegetação, ocorrências de voçorocas, uso e ocupação humana, bem como a delimitação dos compartimentos morfoestruturais.
- Mapeamento e descrição dos perfis de materiais geológicos que constituem a superfície da planície intermontana e seu entorno, fazendo uso principalmente das exposições rochosas encontradas nas voçorocas, seguida de coleta de amostras para análises de densidade, granulometria, mineralógica, composição química, e datação por radiocarbono. Essas análises foram realizadas nos laboratórios do CG-UFPA, exceto as análises químicas, que foram feitas no Actlabs-Canadá por ICP-MS.

Resultados

Planície intermontana Tepequém – Superfície quase plana, ligeiramente inclinada para S-SE em primeiro momento e então para W-SW, tendo um ângulo médio de inclinação de 4°. A sua altitude varia de 575-670 m, sendo mais elevada a E-SE e mais baixa a W-SW. Limita ao N-NE por relevos de escarpas íngremes com colinas e platôs residuais, da mesma forma a E-SE. A planície intermontana Tepequém na direção W-SW é descontinuada ou não se formou, devido à presença de escarpas íngremes igualmente na direção E-SE, provavelmente como fruto de falhas ocorridas pré-planície (Fig. 2).

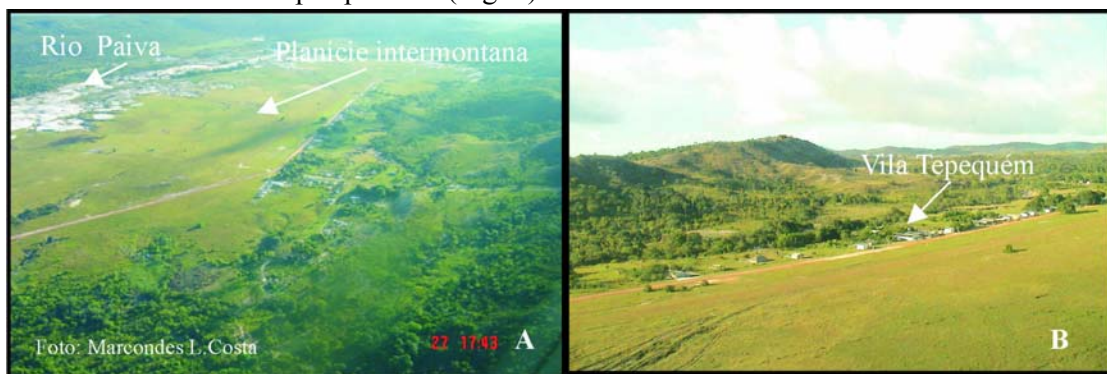


Figura 2: Planície intermontana circundada por relevos residuais (A) no detalhe a vila Tepequém localizada na porção norte da planície rebaixada (B).

Feições erosivas – Os materiais geológicos, de natureza arenosa, que constitui essa paisagem, permitiram o desenvolvimento de feições erosivas lineares, como as voçorocas. Elas revelam grandes dimensões, com larguras de até 24 m, e profundidade de 2 a 10 m, apresentam mais largas a jusante, estando conectadas a drenagem. Também desenvolvem dutos (pipings) e

dolinas, estas com alinhamento de direção NE-SW e NW-SE. Os dutos provocam em parte a formação de estruturas de abatimento, como as dolinas, que atingem até 4 m de profundidade, interligam-se entre si e por conseguinte o estabelecimento das voçorocas. Destaca-se ainda a grande profusão de edifícios de insetos *formicidae* (formigas), que favorecem o aparecimento dos dutos. Esta intensa atividade de insetos é observada em cabeceiras de feições erosivas lineares, a exemplo, a voçoroca Tepequém 1.

Os sedimentos e solos – A superfície da planície intermontana desenvolveu-se sobre sedimentos arenosos e solos derivados destes, aflorando ao longo de paredes de voçorocas. Estes materiais são dominados por fração areia, na ordem de 86% a 95% em toda seqüência amostrada, que além de arenosos, são pouco coesos. Constituem-se predominantemente de quartzo, contendo ainda muscovita e caulinita. A muscovita ocorre em plaquetas submilimétricas e a caulinita na matriz e parcialmente envolvendo os grãos de quartzo.

Linhas de pedras – São freqüentes dentro da seqüência de sedimentos da planície intermontana. Foram reconhecidos até três níveis, cuja espessura não ultrapassa 22 cm (Fig. 3). Seus fragmentos apresentam diâmetros entre 10-15 mm, são angulosos a subarredondados, é constituídos principalmente de quartzo leitoso, é ainda fragmentos de crostas lateríticas ferroaluminosas, compostos de gibbsita, goethita e hematita. Um perfil laterítico autóctone com esta mesma mineralogia foi encontrado ao norte da serra, em terrenos mais elevados. Veios e bolsões de quartzo leitoso são também muito comuns nas rochas metaareníticas e metaconglomeráticas aflorantes tanto ao norte como ao sul da planície, não distante desta. Esses materiais foram portanto, a rocha fonte das linhas de pedras e dos demais materiais.



Figura 3: Exposição dos sedimentos que constituem a planície intermontana Tepequém, sobre os quais desenvolveram-se perfis de solo. A) Perfil de solo derivado de sedimentos areno-argilosos com linha de pedra formada de quartzo, sobrejacente a seqüência metasiltítica saprolitizada, voçoroca do Paiva; B) Sedimentos arenosos incoesos coluvionares, quartzosos, sobreposto por solos podzol com desenvolvimento parcial de dois níveis de *hard pan*, voçoroca da lixeira; C) Sedimentos arenosos incoesos, tipo colúvio, sobreposto ao metarenito da formação Tepequém., voçoroca Cabo Sobral.

A composição química – Os sedimentos e solos da planície intermontana mostram como era de se esperar, pela abundância de quartzo, domínio de SiO_2 . São ainda significativos os teores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e K_2O representando os minerais, caulinita, muscovita e goethita/hematita. Os teores de K_2O mostram que este mineral é de fato bastante expressivo nestes sedimentos, o qual é encontrado nas rochas do substrato. Os maiores valores de Al_2O_3 e Fe_2O_3 encontrados foram ao longo da linha de pedra constituída de fragmentos de crostas lateríticas ferroaluminosas, como também era de se esperar.

Discussões e Conclusões

Os dados morfoestruturais apresentados sugerem que o topo da serra do Tepequém abateu-se tectonicamente e/ou foi erodido, esculpindo o paleovale na forma de “U” aberto, sobre o qual formou-se a planície-sedimentar eluvial-coluvionar a aluvial intermontana Tepequém. Sua forma alongada quase leste-oeste foi propiciada por falhas normais NE-SW, que condicionaram também o arranjo da drenagem dos rios Paiva e do Meio. A principal área

fonte dessa cobertura, segundo os dados granulométricos, mineralógicos (seixos de quartzo leitoso e de lateritos) e químicos, além das feições geológicas gerais, foram às rochas proterozóicas e os lateritos delas derivados, localizados na porção elevada a noroeste. A ausência de arredondamento e a baixa seleção dos grãos mostram transporte de pequena distância e alta energia, possivelmente por enxurradas e gravidade, por conta da retração das escarpas de falhas. Localmente se quer houve transporte, pois os materiais constituem produtos de intemperismo incipiente (saprolito) das rochas subjacentes. O rio Paiva provavelmente já era ativo nesta época, e transportava parte dos sedimentos para oeste-sudoeste, contribuindo para o aplainamento da planície do entorno. Ao mesmo tempo permitiu, ao lado do processo de escorregamento e enxurrada, o desenvolvimento de uma superfície plana, ligeiramente inclinada para o seu vale. Estas condições sugerem que o paleoclima vigente era do tipo semi-árido, com chuvas torrenciais esporádicas, reforçados pela presença de linhas de pedra e ainda fragmentos de carvão. Testemunhos disto é presença abundante de muscovita e restrita de caulinita, indicando intemperismo incipiente, embora as rochas em parte fossem desfavoráveis. Admite-se, pois ainda que não se disponha de datações radiométricas, que estão em curso, que a planície intermontana Tepequém tenha sua formação iniciada ao tempo do último máximo glacial, quando grande parte da Amazônia encontrava-se sob clima semi-árido.

É provável que após o estabelecimento da planície, a mesma tenha sido coberta por vegetação mais densa, ao longo do Holoceno, dominado por clima quente e úmido, porém o seu desenvolvimento tenha sido restringido pelas condições de altitude, mas principalmente pelo stress hídrico em decorrência da pouca espessura de sedimentos, com lençol freático raso, que no período chuvoso sub-aflora e na estiagem torna-se restrito e muito baixo. Contribui para isto o vale do rio Paiva, alimentado principalmente pelo lençol freático.

Mais recentemente, por causa do material arenoso a silteoso incoeso, rico em muscovita, submetido a um lençol freático raso e um paleorelevo inclinado, estabeleceu-se fluxo aquoso subsuperficial, criando dolinas, dutos e por consequência voçorocas. A chegada do homem moderno, abrindo cavas para a extração de diamantes neste ambiente, acelerou de forma acentuada a erosão linear, com estabelecimento de grandes voçorocas, em parte fora de controle, retomando o processo erosivo da serra Tepequém.

Agradecimentos

Ao PQI-CAPES-0039/03-9 da UFRR pelo apoio financeiro e ao CNPq pela concessão de apoio financeiro através de bolsa de pesquisa e Grant ao 2^o autor. Aos profs. Dr. José A. V. Costa e Dr. Stélio S. T. Júnior do IGEO-UFRR pela orientação nos trabalhos de campo. A Anderson (aluno Geografia-UFRR) e Caleffi (UFRR) pelo apoio e aquisição de imagens fotográficas nos trabalhos de campo.

Referências

- Barbosa O., Ramos J.R.A. 1959. *Território do rio Branco*: aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. RJ, IBGE, 196, 49 p.
- Borges F.R., D'antona F.J.G. 1988. Geologia e Mineralizações da serra Tepequém-RR. *In: Cong. Bras. Geol.*, 35, Belém, *Anais.*, 1:155-163
- Brasil 1975. Projeto RADAMBRASIL Folha NA-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 RR e NB-21; MME/DNPM, Rio de Janeiro.
- CPRM 1999. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Roraima Central. Folha NA. 20-X/NA.21-V, RR, Escala 1:500 000 (CD Rom).
- Fernandes Filho L.A. 1990. Estratigrafia da Serra Tepequém. *In: Cong. Bras. Geol.*, Natal. *Anais.* SBG, 1, p.199-210
- Guerra A.T. 1957. *Estudo Geográfico do Território Federal de Roraima*. RJ, IBGE, 252p.
- IBGE 1983. Carta plani-altimétrica vila Tepequém- Escala 1: 100 000
- Santos J.O.S. , Potter P.E. , Reis N.J. , Hartmann L.A.H. , Mcnaughton N. J. 2003. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Bull. Geol. Soc. of Amer. March*, 115: 3, p. 331-348.

ALTERAÇÕES GEOQUÍMICAS DOS SOLOS EM DECORRÊNCIA DA ATIVIDADE HUMANA PRÉ-HISTÓRICA

¹Dirse C. Kern, ¹Jucilene A. Costa; ²Marcondes L. da Costa, ¹Francisco J. L. Frazão

¹ Museu Paraense Emílio Goeldi - CCTE. kern@museu-goeldi.br

² Universidade Federal do Pará – CG. mlc@ufpa.br

Introdução

A Amazônia é com frequência vista como um ambiente uniforme, de alta pluviosidade e altas temperaturas, representado pela floresta tropical úmida, densa, com solos ácidos, pobres em nutrientes. Na realidade, as condições ambientais na Amazônia são muito mais diversificadas. A ampla diversidade das condições climáticas é acompanhada por variações na vegetação, nos tipos e nas propriedades dos solos (Sombroek 2000). Evidências arqueológicas indicam que atividades humanas antigas nos habitats amazônicos transformaram significativamente as paisagens na vizinhança dos seus assentamentos, notadamente no pré-histórico tardio. Um registro marcante a respeito disso são as áreas de solos que foram afetados pelo homem pré-histórico, que apresentam cor escura, restos de material arqueológico (fragmentos cerâmicos e de artefatos líticos) e alto teor de Ca, Mg, Zn, Mn, P e C. Em função da coloração escura da camada superficial, tais solos são conhecidos como *Terra Preta Arqueológica* (TPA), *Terra Preta de Índio* ou *Terra Preta* (TP), além de uma variante menos divulgada, a *Terra Mulata* (Sombroek 1966; Kern & Kämpf 1989). Os sítios arqueológicos com TP estão comumente localizados ao longo de rios e interflúvios, ocupando várzeas, elevações marginais adjacentes e terra firme. A localização desses assentamentos favorece o acesso aos recursos de diferentes ambientes, além do controle das vias de acesso e visibilidade para defesa (German 2004).

Resultados e Discussão

As características morfológicas, físicas e químicas da TP apresentam variações dentro de cada sítio e entre sítios. Essas variações são decorrentes do padrão de assentamento da(s) comunidade(s) pré-histórica(s) ocupante(s). Os solos TP são usualmente bem drenados, profundos, com textura variando de arenosa a muito argilosa, apresentando um horizonte A mais escuro (de cor preta a bruno acinzentado muito escuro: N2/; 5YR 2,5/1; 7,5YR 2/0 a 3/1; 10YR 2/0 a 3/2) e mais espesso do que nos solos circunvizinhos (Kern & Kämpf 1989; Kern 1996; Lima 2001; Embrapa 2001/2).

Os solos antrópicos com Terra Preta se caracterizam por apresentarem usualmente valores mais elevados de pH, C orgânico, fósforo “disponível”, Ca+Mg, pH, valor T e saturação por bases (V) em relação aos latossolos e argissolos amazônicos (Tabelas 1 e 2). Em consequência da sua alta fertilidade química, em contraste com os solos naturais geralmente pobres em nutrientes e ácidos, os sítios de TP são usualmente conhecidos pelos caboclos amazônicos e por isso procurados para uso agrícola. Os elementos Mn, Cu e Zn se destacam com teores elevados, quando comparados com o horizonte A das imediações não modificadas. Ao mesmo tempo não apresentam diferenças significativas no horizonte B, reforçando a relação com o material adicionado, especialmente a estrutura da matéria orgânica. Conforme Kern et al. (1999), as folhas de palmeiras utilizadas na cobertura de habitações, que são renovadas periodicamente, podem ser uma fonte importante de Mn, Zn, K, Ca e Mg para o solo. A variabilidade entre os horizontes antrópicos pode ser visualizada genericamente pela amplitude dos valores mínimos e máximos das propriedades químicas (Tabela 2).

Dessa forma o acréscimo de resíduos orgânicos durante o processo de formação dos solos TP provocou modificações significativas no solo, tanto no sentido vertical (perfil) (Figura 1) quanto no horizontal (areal) (Figura 2). A coloração escura se deve principalmente à presença de material orgânico decomposto, em parte na forma de carvão residual de fogueiras domésticas e da queima da vegetação para uso agrícola do solo. Os elevados teores de C orgânico, bem como os de P, Ca e de Mg, são resultantes da deposição de cinzas, resíduos de peixes, conchas, caça, dejetos humanos, entre outros compostos orgânicos. Por essa razão, a fertilidade química da TP é significativamente superior à maioria dos solos amazônicos, pobres em nutrientes e ácidos, não perturbados pela atividade humana pré-histórica (Rodrigues 1993; Kern & Kämpf 1989; Woods & McCann 1999; McCann et al. 2001; Lima et al. 2002).

Considerações Finais

O estudo geoquímico dos solos modificados pela ocupação humana pré-histórica na Amazônia, apontam concentrações elevadas de P₂O₅, MgO, CaO, K₂O, Ba, Cu, Cl, Mn, Sr e Zn, contrapondo-se as áreas circunvizinhas onde os teores destes elementos são baixos, de modo que, estas associações sofreram fortes transformações pela permanências desses grupos e portanto relacionadas a ocorrência de TPs.

Tabela 1. Estatística descritiva de propriedades selecionadas do horizonte A de solos Terra Preta amazônicos.

Estatística	Prof. cm	C g/kg	P mg/kg	Ca+Mg cmolc/kg	pH	T cmolc/kg	V %	Argila g/kg
Média	47	38,9	507	9,4	5,6	17,4	53	240
DP	23	22,4	591	6,1	0,8	6,0	25,7	156
CV %	50	57	116	65	15	34	48	66
Mínimo	23	4,6	8	0,4	3,7	9,1	5	20
Mediana	41	34,6	223	9,8	5,5	17,6	56	204
Máximo	100	98,0	2145	22,9	7,1	38,4	97	740

Fonte: Kämpf & Kern (2005)

Tabela 2. Amplitude ou teor de fósforo “disponível”, cálcio trocável e C orgânico nos horizontes A de diferentes perfis de Terra Preta em diversos sítios.

Amplitude ou teor mg kg⁻¹	Local Fósforo	Fonte
70 a 320	Oriximiná, PA	Kern & Kämpf, 1989
140 a 3900	Irاندuba, AM	Lima et al., 2002
até 1370	Caxiuanã, PA	Kern & Costa, 1997
8 a 450	AM	Embrapa, 2001/2
45 a 625	Araracuara, Colômbia	Andrade, 1986
até 1430 (P total)	Belterra, PA	Zech et al., 1979
cmolc kg⁻¹	Cálcio	
até 38	Monte Alegre,	Falesi, 1970
até 52	Belterra, PA	Pabst, 1991
13 a 20	Oriximiná, PA	Kern & Kämpf, 1989
3,8 a 14	Irاندuba, AM	Lima et al., 2002
até 16	Caxiuanã, PA	Kern & Costa, 1997
0,4 a 16,6	AM	Embrapa, 2001/2
0,2	Araracuara, Colômbia	Andrade, 1986
g kg⁻¹	Carbono orgânico	
23	Manacapuru	Falesi, 1970
até 220	Belterra	Pabst, 1991
33 a 77	Oriximiná, PA	Kern & Kämpf, 1989
18 a 35	Irاندuba, AM	Lima et al., 2002
18 a 77	AM	Embrapa, 2001/2
10 a 33	Araracuara, Colômbia	Andrade, 1986

Fonte: Kämpf & Kern (2005)

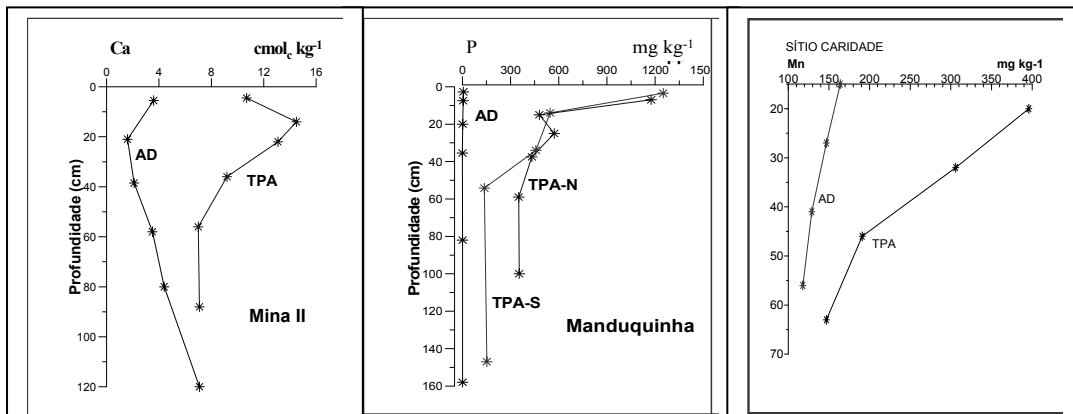


Figura 1: Distribuição vertical dos teores de Ca, P e Mn em Terra preta e Adjacências, Caxiuanã-Pa.

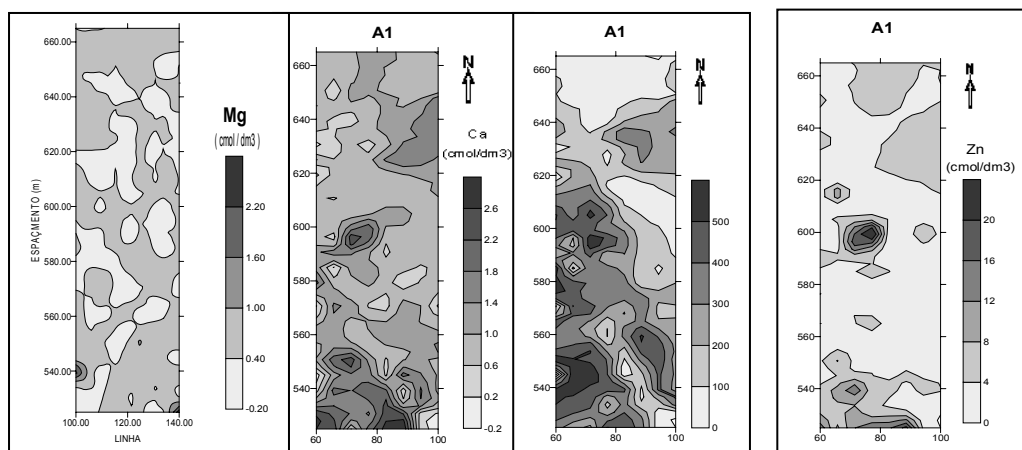


Figura 2: Variabilidade areal de Mg, Ca, P e Zn no sítio arqueológico Ilha de Terra, Caxiuanã-Pa (Meireles 2004).

Referências

- Andrade, A. 1986. Investigación arqueológica dos antrosolos de Aracuará. Bogotá, Fundación de Investigaciones Arqueológicas Nacionales, Vol. 31, 19-64 e 91-103.
- EMBRAPA. 2001/2. Estudos pedológicos e suas relações ambientais. In: Projeto de Gestão Ambiental Integrado do Estado do Amazonas. Rio de Janeiro, Embrapa Solos, Relatório Técnico.
- Falesi, I. 1970. Solos de Monte Alegre. IPEAN. Belém, 54:106-110.
- German, L. 2004. A geographical method for Anthrosol characterization in Amazonia: contributions to method and human ecological theory. In: GLASER, B. & WOODS, W.I. (eds.). Amazonian Dark Earths: Explorations in space and time. Springer, Berlin, p.29-51.
- Kämpf, N. & Kern, D.C. 2005. O solo como registro da ocupação humana pré-histórica na Amazônia. In Trópicos em ciência do solo. Vol. 4, julho, viçosa, MG: Sociedade brasileira de ciência do solo.
- Kern, D. C. 1996. Geoquímica e pedoquímica de sítios arqueológicos com terra preta na floresta nacional de Caxiuanã (Portel-Pa). Tese de Doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará Belém, 124p
- Kern, D.C. & Costa, M.L. 1997. Solos Antrópicos de Caxiuanã. In: P.L.B. Lisboa – Caxiuanã, Belém. Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 105 - 119.
- Kern, D.C. & Kämpf, N. 1989. O Efeito de Antigos Assentamentos Indígenas na Formação de Solos com Terra Preta Arqueológica na Região de Oriximiná-Pa. Rev. Bras. Ci. Solo, Campinas, 13:219-25
- Kern, D.C.; Frazão, F.J.L.; Costa, M.L.; Frazão, E. & Jardim, M.A. 1999. A influência de das palmeiras como fonte de elementos químicos em sítios arqueológicos com Terra Preta. SBG/NO, Resumos, VI Simpósio da Geologia da Amazônia, Manaus.

- Lima, H. N. 2001. *Gênese, química, mineralogia e micromorfologia de solos da Amazônia Ocidental*. (Unpublished PhD thesis). Viçosa, Universidade Federal de Viçosa.
- Lima, H.N.; Schaefer, C.E.R.; Mello, J.W.V.; Gilkes, R.J. & Ker, J.C. 2002. Pedogenesis and pre-Columbian land use of "Terra Preta Anthrosols" (Indian black earth") of Western Amazonia. *Geoderma*, 110:1-17.
- Mccann, J.M.; W.I. Woods, & E.W. Meyer. 2001. Organic matter and anthrosols in Amazonia: Interpreting the amerindian legacy. In: R.M. Rees, B.C. Ball, C.D. Campbell & C.A. Watson (eds.), *Sustainable management of soil organic matter*. CABI Publishing, Wallingford, p.180-189.
- Pabst, E. 1991. Critérios de Distinção entre Terra Preta e Latossolo na Região de Belterra e os seus significados para a Discussão Pedogenética. *Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi. S. Antropol.*, 7 (1)5-19.
- Rodrigues, T.E. 1996. Solos da Amazônia. In: ALVAREZ V., V.H.; FONTES, L.E.F. & FONTES, M.P.F. (eds.) *O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, p.19-60.
- Sombroek, W. 2000. Amazon landforms and soils in relation to biological diversity. *Acta Amazonica*, 30:81-100.
- Sombroek, W. G. 1966. *Amazon soils: A Reconnaissance of the Soils of the Brazilian Amazon Region*. Wageningen, Center for Agricultural Publications and Documentation. 292p.
- Woods, W. I. & Mccann, J.M. 1999. The Anthropogenic Origin and Persistence of Amazonian Dark Earths. *Yearbook, Conference of Latin Americanist Geographers* 25:7-14.
- Zech, W.; Pabst, E.; Bechtold, G. 1979. Analytische Kennzeichnung vom Terra Preta do Índio. *Mitt., Dtsch. Bodenk. Ges.* 29:709-716.

ESPELEOMETRIA E ESPELEOMORFOLOGIA DA GRUTA DO PEQUENO PRESIDENTE FIGUEIREDO, AMAZONAS

¹Wayne L. Silva, ¹José B. C. Júnior, ²Paulo J. M. da Silva, ²Afonso C. R. Nogueira,
³Roberto V. L. Pinheiro

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional e Ambiental-UFAM. wayne@ufam.edu.br,
jotacavalcante@ufam.edu.br

²Departamento de Geociências-UFAM. paulojms28@yahoo.com.br, anogueira@ufam.edu.br

³Departamento de Geologia-UFPA vizeu@ufpa.br

Introdução

Províncias espeleológicas pseudocársticas são bem conhecidas na Amazônia Oriental. Entretanto, a parte ocidental é praticamente desconhecida embora já seja relatada como província espeleológica Alto Urubu-Uatumã. A região de Presidente Figueiredo é um dos principais pólos turísticos do nordeste do estado do Amazonas caracterizado pela ocorrência de diversas cavernas desenvolvidas em quartzo-arenitos que fazem parte de um complexo sistema pseudocárstico, ignorado anteriormente por mapeamentos regionais. O estudo espeleológico desta região em conjunto com métodos geomorfológicos, estruturais e sedimentológicos, têm contribuído na documentação destas cavernas e na determinação da história geológica-geomorfológica do Quaternário. Neste trabalho é descrita preliminarmente a espeleometria e espeleomorfolgia da Gruta do Pequeno, que juntamente com a caverna Refúgio do Maruaga, faz parte de um sistema de cavernas localizado às margens da rodovia AM-240, que liga o município de Presidente Figueiredo à Vila de Balbina, nordeste do Estado do Amazonas (Figura 1).

O Sistema Espeleológico Maruaga – Pequeno

O Sistema Espeleológico Maruaga – Pequeno é constituído por duas cavernas, a Caverna Refúgio do Maruaga e a Gruta do Pequeno, além de abrigos nas proximidades da cachoeira da Judéia, localizada à jusante da drenagem da Caverna Refúgio do Maruaga. Este sistema situa-se na borda de um platô incluído na unidade geomorfológica Platô da Bacia Sedimentar do Amazonas (Nascimento *et al.*, 1976, Costa *et al.*, 1978). Apresenta morfologia tabular na parte sul, sendo sotoposto por colúvios argilo-arenosos oriundos de perfis lateríticos neógenos adjacentes. O platô é esculpido nas rochas siliciclásticas da Formação Nhamundá, de idade Siluriana inferior, que consiste de quartzarenitos finos a médios, com estratificação cruzada e acamamentos planares depositados em ambientes costeiros (Cunha *et al.*, 1994, Nogueira *et al.*, 1997, Soares *et al.*, 1998).

A Caverna Refúgio do Maruaga é a mais conhecida da região tendo sido descrita por Cruz *et al.* (1985) e posteriormente por Karmann (1986) e Lima *et al.* (neste simpósio). Estende-se por 387 metros e apresenta entre suas morfologias galeria principal, ramificação sudoeste e salão final; ocorrem ainda estruturas de dissolução e de precipitação química, e depósitos de fluxo de detritos (argilas com fragmentos de arenito) relacionados à infiltração de sedimentos do platô por colapso do teto ou dolinamento. Areias na formas de dunas são transportadas pela drenagem do interior da caverna.

A Gruta do Pequeno

A Gruta do Pequeno possui um salão de entrada, galeria principal, ramificações noroeste e sudeste e um salão final. O seu desenvolvimento total é de 115 metros.

A entrada da caverna está localizada em um amplo salão com 35 metros de comprimento e com altura aproximada de 12 metros e seu teto com formato de abobada. Atualmente, sua comunicação com a rede de drenagem da Caverna Refúgio do Maruaga está

interrompido por material colúvionar argilo-arenoso acumulados por pequenos córregos a partir do topo do platô e atualmente encontram-se inativos. Este depósito coluvionar encontra-se semi-consolidado e estabilizado pela vegetação, formando uma barreira no salão de entrada da caverna.

A galeria principal inicia-se a partir da entrada da caverna e percorre toda sua extensão até o seu término, onde encontra o salão final. A menor altura desta galeria é de 0,80 metros e a maior em torno de 2,5 metros e a sua seção transversal apresenta forma semi-elíptica. Estes valores de altimetria relativamente “pequenos” justificam a origem do nome da caverna. Por toda esta galeria principal é comum a presença de chaminés ou *pipes* geralmente relacionados com fraturas orientadas segundo NW-SE. Esta galeria que se estende por 107 metros é percorrida por uma pequena drenagem, de pouca vazão, com profundidade em torno de 15 cm e largura máxima de 80cm. O piso desta galeria encontra-se coberto por sedimento arenoso de granulometria média à grossa, de coloração laranja-escuro.

A ramificação sudeste (R-SE) tem direção 157°Az, forma uma galeria lateral com características semelhantes à galeria principal, diferenciando-se por sua altimetria. localizando-se em um ponto onde a galeria principal apresenta altura de 2,15m. A entrada para esta galeria possui 2,1m de altura, largura de 3m e o seu comprimento total é de 11,4 metros. Frequentemente, esta galeria é inundada e apresenta profundidade de 40 cm.

A ramificação noroeste (R-NW) está orientada segundo 341° Az. Representa uma galeria lateral com características gerais semelhantes à galeria sudeste, sua entrada tem 1,80m de largura e altura 1,15m. Esta galeria não foi totalmente prospectada.

O Salão Final é o local mais amplo e alto da caverna, possuindo largura em torno de 10 metros e altura de 10,5 m. Este salão possui no seu lado esquerdo um espesso depósito clástico de origem alóctone, coberto por alguns pequenos depósitos de guano similar àquele encontrado na Caverna Refúgio do Maruaga. A entrada deste material externo ocorre por causa da possível existência de dolinas que fazem a comunicação do interior da gruta com o exterior. As dolinas ainda não foram localizadas no exterior da caverna. A drenagem no interior da caverna deve estar associada à infiltração de água que ocorre no final do salão final e prossegue para SE pelo lado direito do salão até não ser possível mais avistá-la por debaixo de alguns blocos soltos localizados ao fundo.

Esboço Evolutivo

Estudos sobre espeleogênese em quartzitos e arenitos realizados por Szczerban & Urbani (1974) e por Martini (1982), em cavidades pseudocársticas com semelhanças morfológicas iguais a da Gruta do Pequeno. O início do processo de formação da caverna deve-se a dissolução química da sílica, que produziria microcânulas na rocha, oriundo da ação hidrodinâmica do lençol freático. Esta dissolução ocorreria em zonas favoráveis relacionadas a descontinuidades como plano de fraturas ou acamamentos e níveis sedimentares com maior porosidade. A partir do aumento gradativo do espaço entre os grãos e a conseqüente lixiviação da sílica, estes grãos começaram a ser arrastados pelo fluxo hidráulico continuamente formando condutos e posteriormente as galerias. O soerguimento da área promoveu o aumento do gradiente do lençol freático intensificando os processos de retirada mecânica do material arenoso em subsuperfície, concomitante com os processos de esculpimento do relevo. A continuidade deste processo rearranjou o posicionamento dessas cavidades colocando-as na interface freática-vadosa e iniciando o processo de dismantelamento e degradação observada atualmente, com os processos erosivos seguindo os principais padrões de fraturamentos, ampliando os salões. Durante a denudação do relevo, pequenos leques aluviais projetavam-se para o vale carreando sedimentos que se acumularam às margens do platô. No caso da Gruta do Pequeno, essas acumulações teriam soterrado parcialmente o salão de entrada da caverna. Com o abandono desses leques os processos de intemperismo atuais proporcionaram a erosão

parcial e estabilização pela vegetação destes depósitos até a configuração atual. Este processos pseudocársticos podem ter sido iniciados no final do Neógeno e intensificados pelos processos neotectônicos do Quaternário.

Referências

- Costa R.C.R., Filho N.T., Oliveira A.A.B. 1978. Geomorfologia. In: Brasil. Projeto RADAM-BRASIL. Folha SA.20 Manaus. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM, 18: 167-244. (Levantamento de Recursos Naturais).
- Cruz J.F., Jácomo A.A.C. 1985. Cavernas em arenito na região amazônica. In: Anais do II Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, 1985. p. 350-361.
- Cunha P.R.C., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.C., Feijó F.J. 1994. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobrás 8: 47-55.
- Karmann, I. 1986. Caracterização geral e aspectos genéticos da gruta arenítica Refúgio do Maruaga, AM-02. Espeleo-Tema 15: 9-18.
- Nascimento D.A., Mauro C.A., Garcia M.G.L. 1976. Geomorfologia. In: Brasil. Projeto RADAM-BRASIL. Folha SA.21 Santarém. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM, 10: 131-181. (Levantamento de Recursos Naturais).
- Nogueira A.C.R., Souza V., Soares E.A.A. 1997. Contribuição à tectônica cenozóica da região de Presidente Figueiredo, norte de Manaus-AM. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6. Pirinópolis. Resumos, Pirinópolis, SBG, 1997. p.123-125.
- Martini, J.E.J. 1982. Karst in Black Reef and Wolkberg Group – quartzite of the eastern transvaal escarpment, South África, Boletim da Sociedade Venezuelana de Espeleologia. 10(19): p. 99-114.
- Szcerban, E. & Urbani, F. 1974. Carsos de Venezuela, parte 4: Formas cársticas em areniscas precamblicas del Território Federal Amazonas y Estado Bolívar. Boletim da Sociedade Venezuelana de Espeleologia. 5 (1): p. 27-54.
- Soares, E.A.A., Truckenbrodt W., Nogueira A.C.R. 1998. Depósitos glácio-costeiros da Formação Nhamundá, Siluriano inferior da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo-AM. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40., Belo Horizonte. Boletim de Resumos, Belo Horizonte, SBG, 1998. p.99.

EVOLUÇÃO CONTEMPORÂNEA ENTRE A PAISAGEM ALUVIAL E A OCUPAÇÃO HUMANA PRÉ-HISTÓRICA NO GRANDE VALE DO RIO AMAZONAS-SOLIMÕES

Marcondes L. da Costa¹, Hermann Behling², Nestor Kaempf³, Dirse C. Kern⁴

¹CG/UFPA. mlc@ufpa.br

²University of Göttingen. hbehling@online.de

³UFRGS. nkampf@cpovo.net

⁴Museu Goeldi. kern@museu-goeldi.br

Introdução

Euclides da Cunha (Cunha, 1946) em sua viagem de trabalho como chefe da Comissão de Reconhecimento das Nascentes do Rio Purus para demarcação de fronteiras Brasil (Acre) e Peru assim se referiu ao ambiente fluvial de então e ao seu povo, obviamente, não pré-histórico: “ *Os mesmos rios ainda não se firmaram nos leitos; parecem tatear uma situação de equilíbrio derivando, divagantes, em meandros instáveis, contorcidos sem "sacados",... ou expandindo-se em "furos" que se anastomosam, reticulados e de todo incharacterísticos, sem que se saiba se tudo aquilo é bem uma bacia fluvial ou um mar profusamente retalhado de estreitos. ... É uma construção estupenda a que falta toda a decoração interior.... A Amazônia é talvez a terra mais nova do mundo... Nasceu da última convulsão geogênica que sublevou os Andes..... A impressão dominante que tive...: o homem, ali, é ainda um intruso impertinente. Chegou sem ser esperado nem querido - quando a natureza ainda estava arrumando o seu mais vasto e luxuoso salão. E encontrou uma opulenta desordem”.*

Em termos gerais, Euclides da Cunha, mesmo não sendo geólogo, tinha uma visão de um naturalista e suas conclusões são impressionantes e deixaram os autores estupefatos, pois suas observações foram feitas há exatamente 101 anos, e neste tempo a Amazônia e o seu grande vale já sofreram grandes transformações naturais e antrópicas.

Na transição Pleistoceno Tardio com Holoceno Antigo, 11.200 AP., o homem já se fazia presente na Amazônia, ocupando uma grande amplitude de habitats, (terras firmes, várzeas, cerrados e alagados), a ocupação Paleoindígena de Roosevelt *et al.* (1996). Essa ocupação no Holoceno tardio é também indicada pela história do uso do fogo na região (Behling, 1996). Povos pré-ceramistas instalaram-se em varias regiões da Amazônia entre 10.000 e 7.000 AP (Roosevelt *et al.* 1996; Kaempf & Kern, 2005). Mais tarde desenvolviam-se os ceramistas e horticultores, ocupando grande parte da região, mas principalmente o grande vale do rio Solimões-Amazonas. A ocupação humana antiga que imprimira expressivas mudanças no ambiente em várias partes do Mundo, na Amazônia elas não contundentes, exceto a formação de terras pretas (Kaempf & Kern, 2005), que trouxeram muitas vantagens para os povos pré-históricos e modernos e em parte os geoglifos do vale do rio Acre. Mudanças menores na paisagem têm sido observadas no Marajó, no litoral paraense, nos terrenos do vale do Xingu (Kaempf & Kern, 2005; Heckenberg *et al.* 2003). O vale Amazônico, palco de grande atividade ocupacional pré-histórica, excetuando as terras pretas nas margens do mesmo, não se observaram mudanças da paisagem promovidas pelo homem, ou estas não foram preservadas. O estudo aqui realizado mostra que a paisagem do grande vale na verdade evoluiu contemporaneamente com o homem pré-histórico, tendo sido a sua evolução favorável em grande parte a do homem.

Tudo indica que esta magnífica, pujante e gigantesca paisagem flúvio-lacustre que assombrou até os mais intrépidos viajantes e expedicionários e que tem atraído a atenção de vários estudos geológicos (Latrubesse & Franzinelli, 2002; Goulding *et al.* 2003; Latrubesse *et al.* 2005) e arqueológicos (Meggers, 1996; Roosevelt, *et al.*, 1996; Neves *et al.* 2003; Kaempf & Kern, 2005) ainda não existia quando o homem aqui chegou. Ela é praticamente única no mundo geológico moderno. Que não existisse ao tempo da chegada do homem, desenvolvendo-se concomitantemente com este, é ainda mais fantástico. A linha evolutiva altamente favorável ao desenvolvimento do homem pré-histórico explicaria a maior pujança das culturas antigas que a ocuparam. Esta discussão é o objetivo deste trabalho, num exercício desprezioso de tentar mostrar uma história evolutiva contemporânea entre a sedimentação e a ocupação humana no vale grande Amazônico, com base nos diferentes estudos sobre geologia e arqueologia já realizados na região, mas que não a abordaram a conexão geológica aqui pretendida.

Configuração Tectônica do Vale Amazônico

O padrão tectono-estrutural da região hoje correspondente a grande calha do sistema aluvial do rio Solimões-Amazonas, um percurso grosso modo leste-oeste, em torno de 4000 km de extensão, estabeleceu-se no Paleoceno-Oligoceno (Terciário Inferior) e atingiu sua configuração atual só no Terciário Superior. Caracterizou-se inicialmente por domínio de falhas transcorrentes leste-oeste na região correspondente a atual calha do grande rio Amazonas, atingindo os sedimentos mesozóicos da bacia do Amazonas e nordeste-sudoeste bem como noroeste-sudeste nas regiões cratônicas (Bemerguy e Costa, 1991). O arco do Purus já se encontrava inativo e coberto, mas as terras de Manaus e a leste da mesma eram emersas e altas, e uma das áreas-fonte da pródiga sedimentação da formação Solimões a oeste e sudoeste. O rio Proto-Amazonas e sua bacia eram restritas, pequenos, encaixados e ocupavam as terras correspondentes hoje no máximo ao baixo Amazonas e Marajó com suas fossas e espessos pacotes sedimentares. Não há sedimentação miocênica-pleistocênica nesta zona, como aquela do sudoeste da Amazônia, tipicamente flúvio-lacustre (Bemerguy & Costa, 1991; Latrubesse & Franzinelli, 2002; Latrubesse *et al.* 2005), exceto na fossa Marajó. Este padrão estrutural permanece no Terciário Superior, mas novas falhas transcorrentes leste-oeste e noroeste-sudeste se propagam (Bemerguy & Costa, 1991). No Quaternário Superior, falhas normais, de domínio noroeste-sudeste, além de nordeste-sudoeste, se estabelecem em contraposição as transcorrentes leste-oeste da grande calha, e condicionam o desenvolvimento e ampliação da bacia de drenagem do Proto-Amazonas. O contínuo soerguimento dos terrenos a oeste e sudoeste, com conseqüente assoreamento de suas terras, o aumento do volume d'água provocado pelas mudanças climáticas ao final do Pleistoceno, forçaram a inversão do padrão de drenagem, agora de oeste para leste, rompendo o então divisor, já fragilizado pela erosão, numa das mais espetaculares capturas de drenagem, e conectando-se finalmente os canais do Solimões com o Amazonas. A altura de Manaus o rio Negro nesta época parecia fluir para o sistema Proto-Solimões, tendo sua corrente até sido temporariamente invertida, como mostra a sua cicatriz na ilha de Iranduba, produto das barras do novo Solimões, forçando-lhe a abrir um profundo canal a norte, seu leito atual em frente Manaus. O rio Amazonas, agora conectado ao Solimões, começa a ser alimentado com sedimentos de fonte ou de reciclagem andina, depositando-os distalmente no seu delta no Atlântico, submerso hoje pela subida do nível do mar. Era um rio então altamente competente.

O Grande Vale Próximo a Chegada do Homem Pré-Histórico

Vivia-se o último máximo glacial, entre 24.000 e 18.000 AP e o grande vale começava a se instalar no quadro tectônico mostrado acima. O nível do mar se encontrava

entre 120 e 130 m abaixo do atual. As terras emersas, no geral, encontravam-se de 80 a 90 m mais elevadas do que hoje, e desta forma, o rio Amazonas especificamente teria que estar encravado dentro de um *gran-canyon*, esculpido nos espessos sedimentos continentais mesozóicos da bacia do Amazonas. Seus afluentes tanto das margens direita como esquerda, em igual situação, e encachoeirados, quando dentro do domínio dos crátons. As falhas normais que contornam seus baixos cursos, certamente representavam os barrancos ou paredes de seus *canyons*. Paredes fantásticas do *gran-canyon* podem ser vistas ainda hoje em várias partes do grande rio (Monte Alegre, Óbidos, platôs de Juruti, Manaus, etc). Sobre eles destacam-se os espessos mantos lateríticos bauxíticos e caulínicos formados no Paleoceno-Eoceno. Medidas de profundidades do leito ativo atual do rio Amazonas podem alcançar até 115 m, corroborando a presença do *canyon* e o nível do mar rebaixado. A sedimentação no vale do grande rio e seu entorno começou aparentemente a partir de 29.000 AP (ao tempo do último máximo glacial) como mostram depósitos de leques fluviais (Latrubesse *et al.* 2005) ou mesmo mais tarde entre 14 e 10 (Latrubesse & Franzinelli, 2002) e a formação dos primeiros depósitos lacustres.

O Homem Pré-Histórico Está no Grande Vale

Neste quadro tectônico do limiar Pleistoceno Tardio - Holoceno, com o *gran-canyon* ainda exposto, chegam os primeiros ocupantes humanos pré-históricos caçador-coletores no vale Solimões-Amazonas, a exemplo de Monte Alegre (Roosevelt *et al.* 1996). Estava-se ao término da última glaciação, há 11.200 AP. Da serra da Lua e dos campos de Monte Alegre-Alenquer esse homem, abrigado em suas cavernas e abrigos similares tinha uma visão de uma Amazônia completamente distinta da atual, contemplando o vale do *gran-canyon*. Para chegar até o rio precisava vencer serras e escarpas íngremes, 300 m a 400 m de desnível. Vinha pescar, caçar e fazer uso da água. Surpreendia-se com as mudanças que o grande rio ia infringindo a paisagem de então. O rio provavelmente não dispunha de praias e nem de várzeas favoráveis à agricultura, e este homem não conhecia as técnicas agrícolas; da mesma forma que não havia a matéria-prima para a cerâmica, que ele também foi conhecer tempos depois. Era no entanto uma paisagem deslumbrante, de vale profundo, largo, pouco vegetado. O clima era seco, mas ameno.

Subida do Nível do Mar e Afogamento do *Gran-Canyon*

No raiar do Holoceno, terminada a última glaciação, o nível do mar já experimentara uma rápida subida, invadindo aceleradamente o grande *canyon*. A competência do rio Solimões-Amazonas começa a diminuir, e sua carga tracionada e em suspensão começa a ser depositada em sua calha, preenchendo-a, num primeiro momento de aplainamento. Seu volume de água por um lado aumenta pela continuada subida do nível do mar, barrando suas correntezas, mas principalmente pela contribuição do novo clima, que rapidamente caminha em direção ao domínio do quente e úmido, com cordilheira andina barrando os vapores d'água do oceano Atlântico. O volume de material em suspensão também aumenta por conta do grande volume de água captada, erodindo as terras ainda parcialmente nuas, pois a floresta ainda não retomara os campos de savana, ressuspensando os sedimentos da planície flúvio-lacustre do topo da formação Solimões de alimentação andina. Estavam criadas as condições ideais e fantásticas para a formação de uma das maiores planícies (bacias) de inundação do mundo, com suas várzeas de alta produtividade vegetal e animal, que favoreceria o desenvolvimento da sua cultura humana, paralelamente. Esta sedimentação fluvial instalou-se a partir do final do Pleistoceno e início do Holoceno (14.000 e 10.000 anos AP), conforme os trabalhos de Latrubesse & Franzinelli (2002). Evidências de mudanças do nível do mar estão espalhadas por toda a região da grande calha até o litoral. No litoral a construção dos

manguezais, que começou por volta de 8000 a 7000 AP, comprova a rápida subida do nível do mar e sua estabilização no Holoceno antigo.

As águas e os sedimentos transportavam consigo polens e sementes das mais diversas espécies vegetais em desenvolvimento na região sudoeste e oeste e das encostas andinas, quiçá registros de povos sub-andinos. As gramíneas invadem e se proliferam no vale amazônico. Teria assim chegado o milho?

O Avanço da Floresta

Ao tempo do último máximo glacial talvez a floresta estivesse representada apenas por cerca de três dezenas de refúgios circundados por savanas ou apenas por uma redução das áreas de floresta, pois não existem evidências paleoecológicas contundentes (Behling & Hooghiemstra, 2001). O clima experimentava temperaturas em média 5 °C abaixo da atual, indicado pela distribuição de populações de *Podocarpus* em toda planície baixa da Amazônia (Behling, *et al.*, 2001), com picos de períodos secos. Ao longo do grande vale muito destes nichos de savanas perduraram até atualidade (Santarém, Monte Alegre-Alenquer e Marajó Oriental), os quais são ricos evidências de ocupação humana ainda na fase de caçador-coletor. Nas terras mais altas, com crostas lateríticas, a exemplo de Carajás, condições edafoclimáticas e de altitude propiciaram a sua permanência até os dias atuais, também com alguns sítios arqueológicos. A floresta só veio a dominar na região amazônica durante o Holoceno médio (7000 a 4000 AP), inicialmente nos vales úmidos e depois avançando sobre as terras firmes mais elevadas (Kaempf & Kern, 2005)

Formação da Planície de Inundação

A atual planície ou mesmo bacia de inundação do vale do rio Solimões-Amazonas é formada de um sistema de lagos, de vários tamanhos, formatos e natureza limnológica relacionados com o tempo de formação, mudanças hidrodinâmicas, oscilações do nível do mar e as mudanças climáticas durante o Holoceno. São cerca de 6500 lagos somente na calha e próximo dela. São lagos de planície de inundação (ovais e imensos) e de barragem por bancos de areia, alongados (antigos paranás); rios barrados na desembocadura pelas barras do Amazonas-Solimões ou por estruturas neotectônicas em toda a calha (Caxiuanã, desembocadura do Xingu, do Tapajós, Trombetas-Nhamundá, Negro, Preta da Eva, Tefé, etc.). As margens destes lagos são pródigas em sítios arqueológicos com ocupação ceramista e muita terra preta, indicadores de grande produção de alimentos (Coleta, caça pesca e agricultura).

A formação dos lagos do grande vale parece ter iniciada há quase 11000 AP., embora a maioria dos dados concentrem-se em torno de 8000 AP., segundo os estudos palinológicos, sedimentológicos e de radiocarbono de sedimentos lacustres desta região. Antes dominavam as gramíneas, que sobrevivem aos estresses hídricos. Por exemplo os lagos Coari e Acará na planície de inundação do Solimões, (Horbe *et al.*, 2005), deram idade máxima, respectivamente de 10.630 e 9.776 AP (comunicação oral de Adriana Maria Coimbra Horbe, XCBGq, Recife, 2/11/2005); o Lago Calado 8280 AP (Behling *et al.* 2001) e lago-baía de Caxiuanã no Amazonas, com 7030 e 5970 AP. (Behling & Costa, 2000). Muitas dessas bacias lacustres ainda são ativas, mas a maioria dos lagos é jovem, de água barrenta, invadidos temporariamente pelo grande rio, em suas enchentes anuais.

Outras evidências da subida do nível do mar e sua influência sobre a planície e o tempo de sua instalação são os sambaquis de povos ceramistas principalmente no médio e baixo Amazonas, que se manteve como sistema auto-sustentável durante 4000 anos, aparentemente até a horticultura de mandioca se tornar suficientemente produtiva.

A partir do ótimo climático do Holoceno (Seda, 2003; Kaempf & Kern, 2005) o rio Solimões-Amazonas se torna um grande caudal, que tomou as grandes proporções de hoje a partir de 2080 AP.

Homem Ceramista, a Agricultura e as Terras Pretas

Coincidente com último ótimo climático, um período identificado no hemifério norte, que ainda não encontrou clara correlação na Amazônia, estabelecem-se então as inundações de várzeas e a formação de igapós e pântanos (Behling *et al.*, 1999) no grande vale. Os dados arqueológicos mostram uma explosão da atividade ceramista e da horticultura no vale amazônico, entre 4000 e 3000 AP (Roosevelt *et al.* 1996) Os primeiros ceramistas certamente já aproveitavam dos sedimentos que estavam sendo depositados. Foi a partir desta época que a Amazônia experimentou uma grande explosão demográfica, coincidente com a grande disponibilidade de terras férteis em varzeas.

O estabelecimento da mata ao longo do vale também ocorre paralelamente ao assoreamento da calha. Enquanto a grande floresta já passara a dominar a terra firme, domando as savanas, a mata ao longo do vale só veio a se estabelecer no Holoceno Tardio, por volta de 2500 AP. Às margens do grande vale, principalmente do Amazonas, em suas porções de terra firme, são inúmeros e grandes os sítios de terra preta (Kaempf & Kern, 2005), é talvez a região da Amazônica mais pródiga em terra preta. As idades destes sítios TP também não vão além dos 3000 AP (Neves *et al.* 2003; Seda, 2003; Kaempf & Kern, 2005), normalmente não chegam a 2000 anos AP. Para Roosevelt (Kaempf & Kern, 2005), a formação de TPs pode remontar aos povos coletores horticultores, 1000 anos antes da fase dos cultivos agrícolas intensivos, coincidindo com a instalação da grande planície de inundação e sua riqueza em biomassa vegetal. Para tal foi decisiva a incorporação do sistema de drenagem do Solimões, trazendo os sedimentos sub-andinos para a fertilização da planície. Clima quente e úmido, grande biomassa florestal, desenvolvimento da agricultura e sedentarismo das populações a partir deste período propiciaram a formação de TP (Neves *et al.* 2003; Kamepf & Kern, 2005).

De Planície de Inundação a Bacia de Inundação: Decadência Populaciona (?)

Nos últimos 2000 AP o grande vale começa a sofrer mundaças no regime aluvial. A aparente ligeira subida do nível do mar, ou a subsidência do grande vale, o aumento ainda mais da grande umidade, e conseqüentemente da pujança da mata, especialmente a apartir dos últimos séculos, foram criando um ambiente já menos hospitaleiro e adequado para agricultura em geral, pois muitas terras começaram a ficar por longo tempo inundadas. Nesta época começa a predominar um sistema fluvial anastomosado complexo, como descreveu Euclides da Cunha em sua viagem de 1904(Cunha, 1946), com a planície de inundação dando lugar a uma bacia de inundação, como atestam os grandes lagos atuais e os estudos de Latrubesse & Franzinelli (2002) na zona transição rio Solimões-Amazonas. Grandes inundações sempre impultaram enormes prejuizos às populações ribeirinhas (seus assentamentos, campos de agricultura, etc.) desde os tempos pré-históricos, sendo motivo de citações bíblicas.

Nas terras emersas e firmes a mata avançava rapidamente sobre as terras agrícolas, e o homem de então, que só conhecia a cerâmica, sem domínio do metal, não dispunha de meios tecnológicos para vencer e contrapor a maior velocidade de avanço da mata, e parece ter ficado na retarguarda, como sugerem a diminuição da produção de cerâmica e terra preta. A chegada do colonizador a partir de 500 AP, com sua grande superioridade tecnológica, novos costumes, novos micro-organismos, plantas e animais, outras doenças e alto poder beligerante, diante de sociedades com dificuldades em sobreviver, com outros costumes,

imprimiram-lhes grandes baixas e mesmo extermínio, como conclui Roosevelt (Kaempf & Kern, 2005).

Conclusões

Os dados arqueológicos, geológicos, sedimentológicos e paleoclimáticos da região da calha do rio Amazonas-Solimões mostram um desenvolvimento contemporâneo entre a instalação e as transformações do vale, desde o *canyon* a grande planície e bacia de inundação com as transformações humanas de caçador-coletor, para ceramista, cermista-horticultor e formação de terra preta. Este homem evoluiu, usufruiu e sentiu na própria pele a formação do grande vale, mas aparentemente pouco pode fazer para se defender posteriormente de suas forças colossais de erosão e posteriormente de sedimentação flúvio-lacustre, fruto dos movimentos neotectônicos, das mudanças climáticas, florestais e da subida e oscilações do nível do mar ocorridas nos últimos 11.000 a 12.000 anos AP.

Agradecimentos

Ao CNPq pela bolsa de produtividade em pesquisa concedida ao primeiro autor e aos apoios financeiros concedidos na forma de Projetos de Pesquisas (SelenMerAs e Geosedintama) e *grant* concedido ao mesmo.

Referências

- Behling, H. 1996. First report on new evidence for the occurrence of *Podocarpus* and possible human presence at the mouth of the Amazon during the Late-glacial. *Vegetation History and Archaeobotany*, 5 (3), 241-246.
- Behling, H., 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuca region (eastern Amazonia) and evidence of *Podocarpus* in the Amazon lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*, 10, 175-183.
- Behling, H. and Costa, M.L., 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, 53, 369-377
- Behling, H. and Hooghiemstra, H., 2001. Neotropical savanna environments in space and time: Late Quaternary interhemispheric comparisons. In: Markgraf, V. (ed.), *Interhemispheric Climate Linkages*, Academic Press, pp. 307-323
- Bemerguy, R.L., Costa J.B.S., 1991. Considerações sobre o sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectono-estrutural. *Revista do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 3: 75-97.
- Cunha, E., 1946. À margem da História. Lisboa: Livraria Lello & Irmão.
- Goulding, M., BARTHEM, R., FERREIRA, E., 2003, The Smithsonian Atlas of the Amazon. Smithsonian Institution. Hong Kong. 253p. il.
- Horbe, A.M.C., Horbe, M.A., Nogueira, A.C. 2005. Geochemistry of holocene lacustrine sediments – Central Amazonia. In: X Cong. Brasileiro de Geoquímica. Porto de Galinhas, Pernambuco. *Anais CD-ROM*, 2p.
- Heckenberger, M.J., Kulkuro, A., Kulkuro, U.T., Russel, J.C., Schmidt, M., Fausto, C., Franchetto, B., 2003. Amazonia 1492: Pristine Forest or Cultural Parkland? *Science*, 301: 1710-1714.
- Kaempf, N. & Kern, D.C. 2005, O SOLO COMO REGISTRO DA OCUPAÇÃO HUMANA PRÉ-HISTÓRICA NA AMAZÔNIA. *Tópicos Ci. Solos*, 4: 277-320.
- Latrubesse, E.M., Franzinelli, E., 2002, The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology* 44: 241-257.
- Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., Santos, M.L.Dos, Assine, M.L., 2005, Grandes sistemas fluviais: geologia, geomorfologia e paleoidrologia. In: C.R.G.Souza, K.Suguio, A.M.S.Oliveira, P.E. de Oliveira (orgs) – Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto, Holos, Editora, 382p. il. : 276-297.
- Meggers, B.J. Amazonia: Man and Culture in a counterfeit paradise. Revised edition. Smithsonian Institution Press, Washington, 1996. 214p.
- Neves, E.G., Petersen, J.B., Bartone, R.N., da Silva, C.A.. 2003. Historical and Socio-cultural Origins of Amazonian Dark Earths. In: Amazonian Dark Earths – origin, properties, management – J. Lehmann, D.C. Kern, B. Glaser & W. I. Woods (eds). 505p. P. 29-50.
- Roosevelt, A.C.; Costa, M.L.; Machado, C.L.; Michab, N.; Valadas, H.; Feathers, J.; Barnett, W.; Silveira, M.I.; Henderson, A.; Silva, J.; Chernoff, B.; Reese, D.; Holman, J.A.; Toth, N. & Schick, K. 1996 Paleoindian cave dwellers in the Amazon: The peopling of the Americas. *Science*, 272:373-384.
- Seda, P. 2001. Muito mais de 500 anos: desenvolvimento cultural na pré-história brasileira – breve panorama. *Boletim IAB – Instituto de Arqueologia Brasileira*, 11:1-27.

AVALIAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E ASPECTOS ARQUEOLÓGICOS DO SÍTIO DONA STELLA, MUNICÍPIO DE IRANDUBA, AMAZONAS

¹Roberto C. de M. Barbosa; ¹Afonso C. R. Nogueira; ²Patrícia B. Donatti

¹Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas

²Departamento de História da Universidade Federal do Amazonas

robertocmbarbosa@yahoo.com.br, anogueira@ufam.edu.br, patdonatti@ufam.edu.br

Introdução

Estudos objetivando a reconstrução paleoambiental de sítios arqueológicos utilizando técnicas estratigráficas ainda são raros na Amazônia. A abordagem na avaliação destes registros de ocupação humana, geralmente enfoca apenas a avaliação de artefatos, datação e comportamento cultural, muitas vezes descartando a interpretação paleoambiental e paleogeográfica dos depósitos sedimentares associados. Este trabalho representa uma avaliação estratigráfica de um sítio arqueológico, com base nos conceitos de fácies sedimentares e estratigrafia, auxiliados pela morfoscopia dos grãos de quartzo, petrografia de artefatos líticos e análise de fotos aéreas. A área estudada é o Sítio Dona Stella, localizado no Município de Iranduba, Estado do Amazonas, Brasil, o qual é considerado um dos melhores exemplos de sítios pré-cerâmicos daquela região (Figura 1).

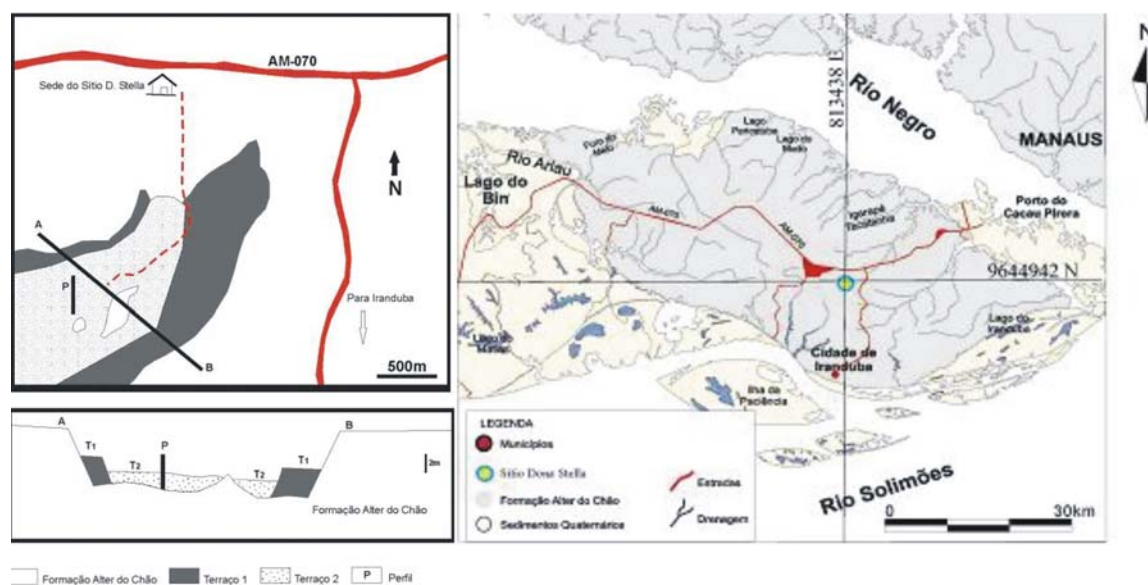


Figura 1. Mapa geológico e de localização do Sítio D. Stella.

O Sítio Dona Stella: Caracterização Geoarqueológica

O sítio situa-se num areal recoberto por vegetação caracterizada por árvores de porte geralmente menor que as matas de terra firme, com folhas e caules grossos e abundância de musgos e líquens, tanto sobre as plantas como sobre o solo, chamada de campinarana (Pires & Prance, 1985), também conhecida como caatinga amazônica. Morfologicamente, a região do sítio ocorre em um vale encaixado na Formação Alter do Chão (Cretáceo Superior) preenchido por terraços fluviais. Estudos realizados por Lima (2003) na região de interflúvio dos rios Negro e Solimões mostraram uma aparente correlação positiva entre sítios arqueológicos pré-cerâmicos e os areais. O Sítio D. Stella difere dos outros sítios por se encontrar em depósitos de areia, desprovido de terra preta de índio (TPI), e com predominância de artefatos líticos. A idade deste sítio, considerada de 9.000 anos A.P. (Neves, 2005), advém da datação de carvão de fogueira. Os depósitos de areia fina a grossa

com grânulos disseminados alcança 2,8m de espessura e sobrepõe os arenitos silicificados da Formação Alter do Chão (Figura 2). Estruturas erosivas de marmitas ocorrem no topo do arenito silicificado. Os quartzos são subangulosos a subarredondados, embora predomine a forma arredondada na fração areia média. Horizontes com artefatos líticos (pontas de flecha, lasca de manufatura e machados) ocorrem ao longo do perfil e marcam diferentes estágios de ocupação humana (Figura 3). Petrograficamente estes artefatos são compostos por quartzo monocristalino e policristalino cimentados por cimento silico-ferruginoso em arcabouço frouxo. O perfil apresenta manchas de desferrificação e estruturas de dissipação indicam que o depósito está submetido a processos de podzolização (Figura 3).

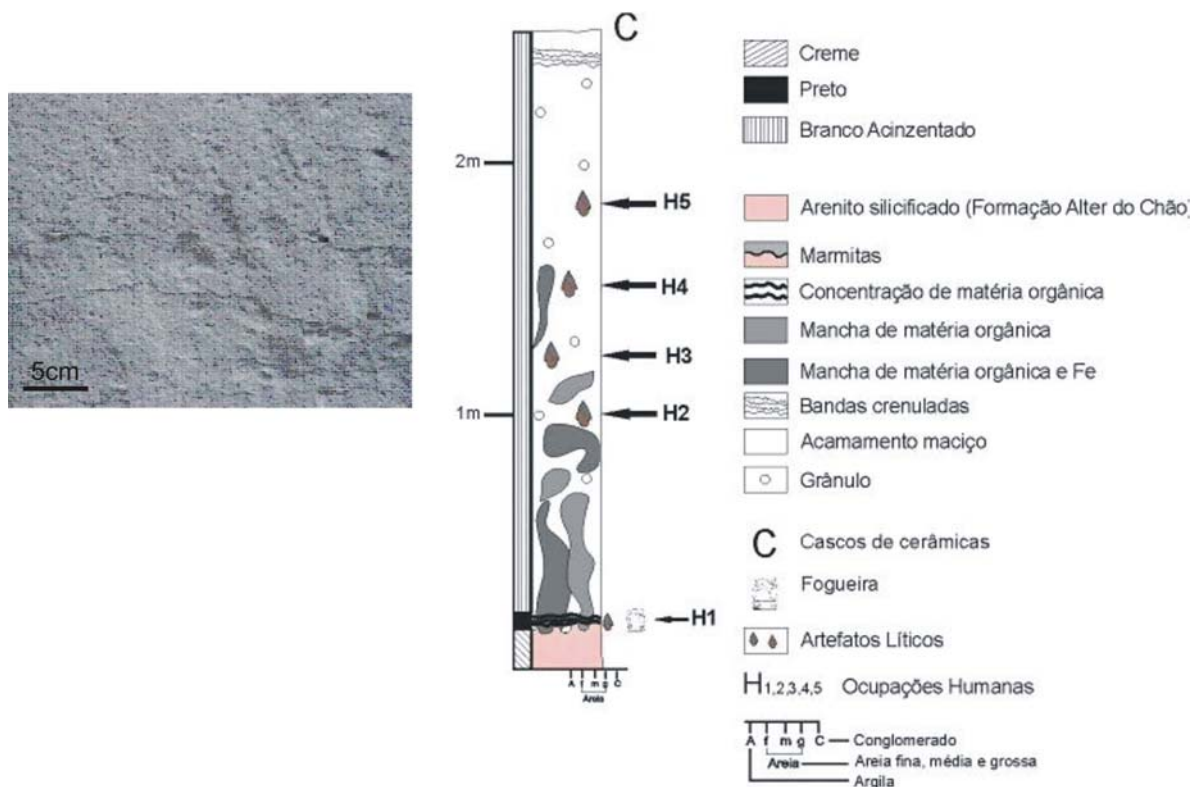


Figura 2. Perfil estratigráfico e indicações arqueológicas do sítio D. Stella. A foto em destaque mostra estrutura de dissipação.

A granulação do depósito sugere transporte subaquoso, provavelmente na forma de dunas fluviais, com eventual exposição do depósito à ação eólica devido a ocorrência de grãos arredondados. Pontas de flecha, lasca de manufatura e machados sugerem uma indústria lítica atuante relacionada a instrumentos para caça, utilizados por grupos nômades (Figura 4). Artefatos de quartzo-arenito e silito silicificados sugerem que o substrato e lajedos da margem serviam de matéria prima, devido a semelhança petrográfica com a Formação Alter do Chão (Nogueira *et al.*, 2003). Além disso, estruturas erosivas de marmitas desenvolvidas no topo do arenito silicificado da Formação Alter do Chão, sugere um rio com fluxo turbulento outrora margeando a área do sítio D. Stella.



Figura 3: Trincheira aberta no Sítio D. Stella mostrando com local onde estavam os artefatos líticos

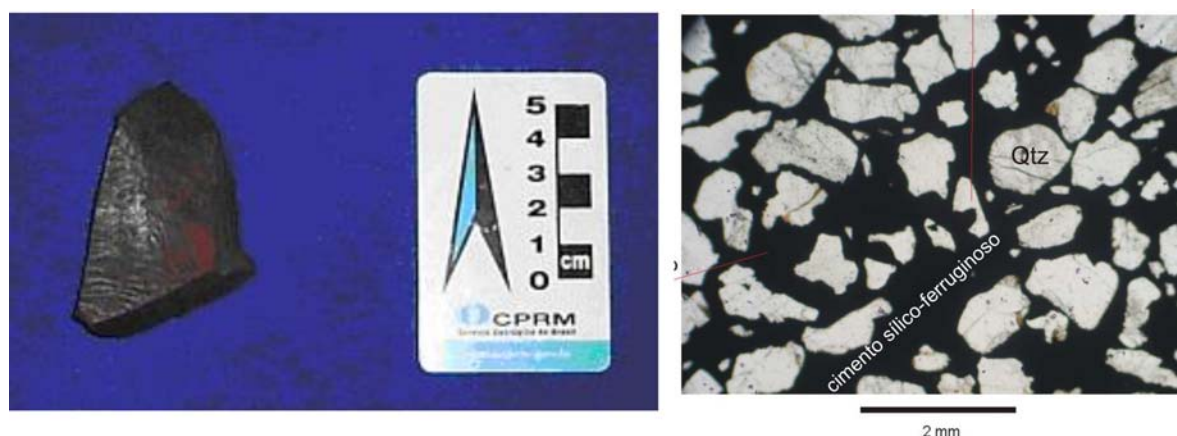


Figura 4: Lasca de machado polido de quartzo-arenito e sua lâmina petrográfica. Notar na lâmina o cimento sílico-ferruginoso envolvendo os grãos de quartzo num arenito com arcabouço aberto.

Aspectos Evolutivos da Região do Sítio D. Stella

A análise da morfologia e drenagem da região do Sítio D. Stella sugere que há 9.000 anos A.P. esta área era uma zona interfluvial às margens do afluente esquerdo do rio Januari que desaguava no Rio Negro (Figuras 1 e 5). O rio juvenil retrabalhava os depósitos de terra firme relacionados às rochas sedimentares da Formação Alter do Chão, cujo intemperismo fornecia material arenoso que era transportado por fluxo turbulento, na forma de dunas e barras. Como todos os rios da região amazônica, o Paraná do Januari foi influenciado pela sazonalidade tendo com resposta o aumento e diminuição da sua vazão. Nos períodos de seca, o volume de água era mínimo com exposição esporádica dos depósitos arenosos que eram retrabalhados pelo vento, enquanto no período de cheia o paraná invadia as suas margens, assim favorecendo condições de caça, por concentrar animais nas áreas de terra firme. A proximidade de afloramentos de rochas para a confecção das ferramentas, além da disponibilidade de caça eram os fatores cruciais na escolha desta área para a instalação periódica de comunidades nômades de caçadores-coletores, pré-ceramistas. A ocorrência de

fragmentos cerâmicos na porção superior do depósito estudado sugere que a região foi também apreciada por culturas ceramistas posteriores, atraídas provavelmente pelos mesmos anseios e necessidades dos grupos nômades. Este estudo vem de encontro com hipótese de Roosevelt (1998) que explana que a seqüência de ocupação na Amazônia foi iniciada com a difusa ocupação de caçadores-coletores nômades no final do Pleistoceno (1,8Ma), posteriormente substituída por culturas sedentárias, horticultura e cerâmica do Novo mundo durante o Holoceno (0,01Ma).

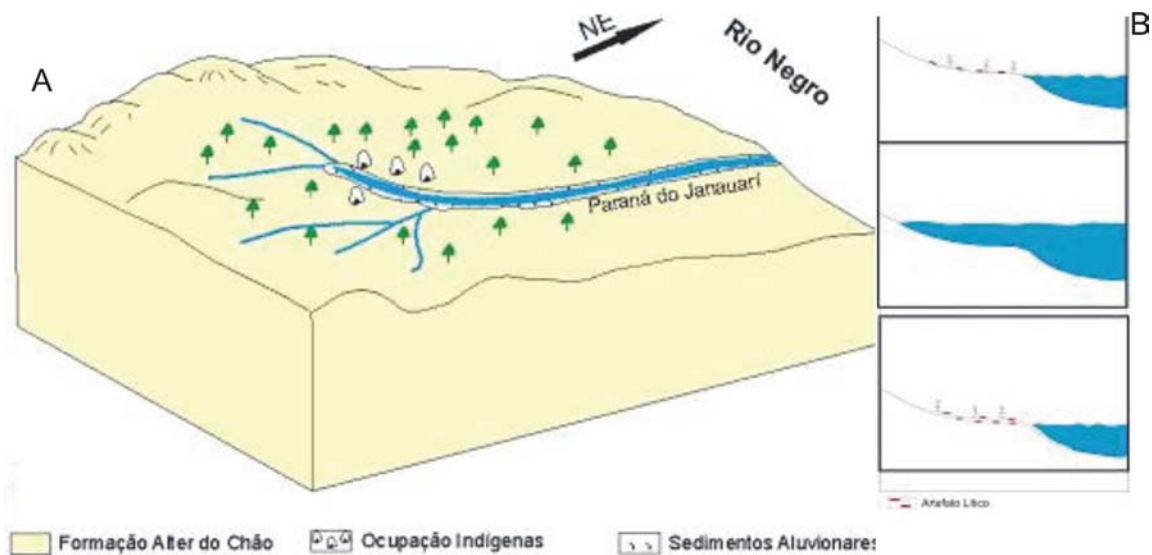


Figura 5. Aspectos evolutivos do Sítio D. Stella. A) Reconstituição paleoambiental da área. B) Fases de ocupação de grupos nômades durante períodos de inatividade da barra arenosa.

Referências

- Lima, C. F. E. 2003. Levantamento arqueológico das áreas de interflúvio na área de confluência dos rios Negro e Solimões. Dissertação de Mestrado. USP.
- Neves, E. G. Nove mil anos de História na bacia do rio Solimões e a arqueologia no projeto PIATAM. 2005. *In*: Congresso Internacional PIATAM: ambiente, homem, gás e petróleo. p. 260.
- Nogueira, A. C. R; Silva Júnior, J. B. C. da; Horbe, A. M. C; Soares, J. L; Monteiro, A. D. 2003. A gênese dos níveis silicificados da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas. *In*: VIII Simpósio de Geologia da Amazônia – Geologia e Desenvolvimento.
- Pires, J. M. & Prance, G. 1985. The vegetation types of the Brazilian Amazon. Amazonia.
- Roosevelt, A. C. 1998. Arqueologia amazônica. *In*: M. C. Cunha. Companhia das Letras, pp.: 53-86.

ASPECTOS DAS “TERRAS-CAÍDAS” NA REGIÃO AMAZÔNICA

Hailton Igreja & Elena Franzinelli

Departamento de Geociências da UFAM, Manaus-AM
higreja@ufam.edu.br, elena@argo.com.br

Numerosos e diversificados são os deslizamentos, escorregamentos e desmoronamentos de terra que ocorrem na Região Amazônica, denominados conjunta e regionalmente de “Terras-Caídas”. Seus tamanhos variam entre dezenas de metros, mas é comum atingirem quilômetros, principalmente nas margens do Rio Solimões-Amazonas e seus grandes afluentes.

Dentre os mais evidentes parâmetros que concorrem na formação destes fenômenos se destacam as características texturais dos solos e/ou de sedimentos que compõem a massa sujeita à movimentação, como compactação e a porosidade, a topografia das margens do rio e a sua cobertura vegetal, o clima tropical, e a ação das águas.

As litologias dos locais onde estas movimentações ocorrem variam de acordo com os depósitos que os rios cortam; em sua maioria são intercalações de areias quartzosas ou líticas, friáveis, e camadas silte-argilosas das planícies de inundação, e/ou seus substratos – camadas da Formação Solimões no Alto Rio Solimões, e Formação Alter do Chão no médio e baixo curso do Rio Amazonas.

Os fenômenos de deslizamento, desabamento e desmoronamento, regionalmente denominados “Terras-Caídas”, são multicausais. Têm sido interpretados como massas de sedimentos ou solos, às vezes desprovidas de vegetação, em equilíbrio instável sobre a superfície geralmente inclinada das margens. Quanto aos mecanismos de sua formação, estão relacionados a processos hidrodinâmicos, por exemplo: 1) das águas das chuvas que se infiltram nos poros dos sedimentos inconsolidados, aumentando o peso da massa e o desequilíbrio; 2) correntes fluviais sazonais que solapam as escarpas marginais.

Ainda não existem estudos detalhados que caracterizem pormenorizadamente os fatores e parâmetros que governam esses fenômenos. A primeira tentativa pioneira e básica (Igreja e Franzinelli, 2005) salienta além dos fatores hidrodinâmicos e litológicos, os fatores climáticos, antropogênicos e neotectônicos (Tabela 1).

A neotectônica, que constitui um dos mais importantes fatores na configuração da paisagem na Amazônia, destaca-se nos deslizamentos maiores, sobretudo nas zonas de falhas, ao longo das quais “serpenteiam” a maioria dos rios amazônicos (Igreja, 1998). Escorregamentos de pequeno porte (métricos) ocorrem quase que diariamente ao longo dos rios, especialmente durante a estação de chuvas intensas.

Um amplo deslizamento que ocorreu com rebaixamento de cerca de 30 metros de uma vasta área, onde a influência da neotectônica foi fundamental foi observado na foz do Rio Içá há 30 anos atrás. Ao sentirem os primeiros tremores e respectivas fraturas 12 famílias-testemunhas que habitavam a região, logo mudaram suas casas. Alguns dias depois decorreu o ápice do fenômeno e houve desmoronamento completo dos depósitos silte-argilosos da Formação Solimões.

Também na década de 70, na confluência do Rio Japurá com o Solimões, grande área sofreu uma série recorrente de grandes deslizamentos contemporâneos, resultando em um aumento da carga sólida, assim como mudanças na geomorfologia dos canais e dos lagos. Não houve vítimas humanas por ser uma área pouco habitada.

Outro evento impressionante e devastador se verificou em 2002 na margem esquerda do Rio Negro, um porto (Porto do Pedrão) a leste da Cidade de Manaus, onde feições neotectônicas são evidentes (Franzinelli e Igreja, 1990). Repentinamente, uma faixa de depósitos da Formação Alter do Chão que formava a margem do rio, se deslocou, provocando o afundamento de embarcações e muitas vítimas humanas. O diagnóstico neotectônico da área mostra uma zona de falhas onde ocorrem diversas pétalas de uma grande estrutura em flor

(Tectônica Transcorrente).

Os inúmeros eventos sem registros científicos, e até mesmo históricos, que tem afetado as grandes, pequenas cidades e comunidades amazônicas, em praticamente todos os rios da região, aqui reclamam estudos mais “carinhosos” com respeito as “Terras-Caídas” amazônicas.

Referências Bibliográficas

- Franzinelli E., Igreja H. 1990. Utilização de sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e grande Manaus. In: VI Simp. Bras. Sens. Rem. *Anais*, V p.641-648.
- Franzinelli E. Igreja H. 2005. Occurrence of Landslides in the Valley of the Solimões-Amazon River and its tributaries, causes of formation and environmental implication. In: Third joint meeting of ICSU Dark Nature and IGCP490. Cordoba. Holocene Environmental Catastrophes in South America; from the lowlands to the Andes, *Abstract*, p. 23-24
- Igreja H. 1998. *Aspectos do modelo neotectônico da Placa Sul-americana na província estrutural Amazônica, Brasil*. Tese de concurso de Professor Titular, Departamento de Geociências, Universidade do Amazonas, 131 p.
- Igreja H., Carvalho J., Catique J. 2004a. Terras caídas: denominação regional para um fenômeno multicausal. In: XI Semana de Geografia do Estado do Amazonas (*Inédito*).
- Igreja H., Igreja H., Carvalho J.A. 2004b. Análise dos fatores neotectônicos do fenômeno das “Terras caídas” ao longo da ZPD Solimões-Amazonas: Paraná da trindade, Município de Itacoatiara, Estado do Amazonas. In: SBG, XLIII Congresso de Geologia. *Resumos e pôster*.

Tabela 1. Fatores do fenômeno das “Terras-Caidas” na Região Amazônica (Franzinelli e Igreja, 2005 - modificado de Igreja et al, 2004a e 2004b).

Fatores	Regional	Local	Parâmetros
Hidrodinâmicos	Diminuição do relevo (Altitudes, profundidades e desníveis) em leque de oeste para leste, de noroeste para sudeste, de sudoeste para nordeste. Alívio de pressão da borda oeste para leste. Variação sazonal do nível d'água (e também da pressão hidrostática) do rio mar (otimizando o “pistoneio” intrafalhas/estratos).	Corrente fluvial solapando o barranco; Pressão hidrostática do fluxo subterrâneo, promovendo a fratura das margens dos rios amazônicos, dos lagos, paranás, furos e igarapés, perenes e temporários, antigos e jovens.	Corrente: Volume, velocidade, carga sólida, profundidade, variação dos níveis sazonais. Fluxo subterrâneo sub ou sobre pressionado, níveis anômalos, voçorocas naturais.
Litológicos	Constituição essencialmente sedimentar das formações geológicas cujos tipos de rochas e depósitos e solos derivados tem idades e relação direta com a coesão e resistência a erosão. Razão areia-argila menor para leste.	Composição e compactação de solos e sedimentos expostos. Descontinuidades estruturais como estratificações, falhas, fraturas e juntas que junto ao tamanho das exposições favorecem a ação dos demais agentes.	Compactação/coesão, porosidade, permeabilidade, idade, conteúdo de matéria orgânica, composição petrográfica e textural, estratificação e laminação.
Climáticos	Estiagem e insolação prolongadas com chuvas torrenciais ao redor do meio-dia. Ventanias (Ocasionalmente com grandes velocidades: ondas proporcionais). Mudanças globais, com enchentes e secas “anormais” (El Niño).	Temperaturas elevadas nos cinturões arenosos quaternários expostos (desagregação das areias e ressecamento das argilas), chuvas locais grossas e repentinas.	Estágio no Ciclo de Milankovich. Chuvas: volume, frequência, distribuição errática; Temperaturas; Atividades orgânicas aquosas e subaéreas.
Antropogênicos	Mudanças globais a partir da era industrial: Efeito estufa potencializando o ciclo natural. Efeito estufa regional otimizado. Ondas e micro-marés provocadas por grandes navios e barcos de alta potência.	Desmatamentos: Monocultura de malva e juta, cacau, seringueira, capim. Embarcações: ondas, proximidade e intensidade de fluxo; Impermeabilizações urbanas e rurais. Drenagens alteradas artificialmente.	População: números, atividades, conhecimento/cultura, necessidades, migração, tempo. Desmatamento: localização, dimensões, repetição/tempo; Voçorocas tecnológicas.
Neotectônicos	Tensão intraplaca litosférica; Ciclos de compressão e distensão tectônicas; Sistema Neotectônico Transcorrente Destral Atual (Estruturação fractal); Zona Principal de Deformação Solimões-Amazonas; Cruzamento de grandes lineamentos; Lineamentos Neotectônicos ativos e inativos principalmente NO-SE, E-O, NE-SO. Conjunção triplíce: máxima erosão (pouco investigada).	Lineamentos secundários; Falhas transtensionais e transtracionais; Blocos subsidentes quaternários; Depósitos quaternários sintectônicos reativados; Cruzamentos de falhas, fraturas e juntas neotectônicas quaternárias e antigas reativadas.	Sismos: ciclicidade, frequência, intensidade, magnitude. Relevo: altitude, atitude, inclinação. Falhas e juntas: distribuição, dimensões, atitudes, idades, tamanho dos traços/rejeitos.

LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO NATIVIDADE NA REGIÃO DE NATIVIDADE-PINDORAMA, SUDESTE DO ESTADO DE TOCANTINS

¹Marcel A. Dardenne & ²André M. Sabóia

¹IG/UnB (Pesquisador). marceldardenne@yahoo.fr

²Bolsista PIBIC. andre.saboia@bol.com.br

Introdução

O Grupo Natividade, originalmente definido por Moore (1963), representa uma importante seqüência metassedimentar paleoproterozóica, localizada na zona externa do segmento norte da Faixa de Dobramentos Brasília. A seqüência metassedimentar aflora no sudeste do estado do Tocantins, constituindo o conjunto de serras que se situam a leste da estrada NS entre Natividade-Pindorama. O referido grupo é considerado como um prolongamento norte do Grupo Arai (Marini *et al.* 1984 a, b). As principais referências sobre o Grupo Natividade são devidos aos projetos Natividade (Correa Filho & Sá 1980), Natividade-Almas (Gorayeb *et al.* 1984) e Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco (Costa *et al.* 1976).

Litoestratigrafia

Devido à complexidade tanto da seqüência litoestratigráfica (Fig. 1) quanto do arcabouço estrutural da área, que foi afetada por um conjunto de falhas NNE transcorrentes dextrais de amplitude regional, a divisão e o posicionamento das diferentes unidades não estão ainda completamente definidos.

Unidade 1

É a unidade basal do Grupo Natividade na área estudada. É composta por uma seqüência de dolomitos na base que passam para metassiltitos no topo. Aflora na porção leste da área, constituindo um morro isolado, onde se encontra a pedreira da empresa NATICAL, repousando discordantemente sobre o embasamento gnáissico arrasado. Os dolomitos inferiores possuem cor cinza escuro, são maciços e apresentam intenso microfraturamento, as fraturas sendo preenchidas por vênulas de quartzo e calcita. Os dolomitos superiores têm cor cinza claro, possuem aspecto rugoso e localmente exibem estratificação plano-paralela centimétrica. O pacote mergulha cerca de 40° para SW. Os metassiltitos da unidade possuem cor esverdeada, estrutura maciça e são foliados. Nas partes superiores, apresentam-se freqüentemente em placas com intercalações de filitos carbonosos. O conjunto possui atitude média de 240/45°.

Unidade 2

É composta por um espesso pacote de quartzitos na base, com intercalações de metaconglomerados oligomíticos e intraformacionais na parte superior, que suportam as serras de Natividade, de Santa Clara, Cruz das Almas e da Vaca Brava orientadas na direção NNE. Repousa tanto discordantemente sobre rochas do embasamento (granito-gnáissico e *greenstone belts*) quanto concordantemente sobre os metassiltitos do topo da unidade 1 na porção centro-leste da área. Num único afloramento, a base da Unidade 2 é marcada pela presença restrita de um metaconglomerado matriz-suportado, com seixos essencialmente de gnaisses do embasamento. Os seixos apresentam-se fortemente deformados na forma de “olhos” variando de 1 até 15 cm, imersos em uma matriz silto-argilosa esverdeada. No restante da região, este metaconglomerado basal está ausente, de tal forma que os quartzitos estratigraficamente acima desta fácies se sobrepõem diretamente ao embasamento. Os quartzitos inferiores são de cor branca, possuem granulometria fina a média, apresentando-se bem estratificados e às

vezes laminados. Os metaconglomerados clasto suportados oligomíticos possuem seixos de quartzo e quartzito variando de 1 até 40 cm, alongados e deformados na direção da foliação. Geralmente os quartzitos superiores possuem cor cinza a branca, granulometria média a grossa, são micáceos, por vezes maciços constituindo bancos e com intercalações de níveis foliados. Preservam estruturas primárias como marcas onduladas, estratificações plano-paralelas e cruzadas. No flanco oeste da Serra de Santa Clara encontra-se uma sucessão de pequenas cristas quartzíticas alternando com horizontes de metassiltitos quartzosos que terminam com uma camada pouco espessa, de 2m a 5m, de uma brecha quartzítica que ocorre em contato direto e concordante com os dolomitos da Unidade 3. Apresenta fragmentos angulosos de quartzito com tamanhos que variam de poucos cm até 50cm dispersos aleatoriamente em uma matriz arenosa. Esta camada aparentemente não possui grande continuidade lateral, já que em outros locais ela está ausente.

Unidade 3

É constituída essencialmente por dolomitos que mostram na sua porção superior uma importante intercalação de calcários cinza. Esses calcários se destacam pela coloração cinza escuro e pela quase ausência de vegetação, que fica restrita a cactos de grande porte, contrastando com a vegetação exuberante dos dolomitos. Aflora na porção centro norte da área estudada, nas serras do Mato Virgem, onde se sobrepõe aos quartzitos da Unidade 2. Lateralmente, os dolomitos da Unidade 3 podem se sobrepor diretamente ao embasamento, caracterizando uma fase de expansão da bacia, contrastando com as prováveis calhas e depressões onde se acumularam as fácies detríticas. Os dolomitos são cristalinos, de cor cinza claro a rosado, maciços, apresentando laminações e por vezes estratificações. Em outros locais, a Unidade 3 predominantemente dolomítica torna-se essencialmente calcária, como nos morros da Oficina e do Carneiro, onde os calcários apresentam-se com o seu relevo bastante característico e a morfologia de “lapiês” bem desenvolvida, sobrepondo-se também diretamente ao embasamento. Os calcários são cinza, laminados e microcristalinos, apresentando espessas intercalações de calcários oolíticos cinza claro e cristalinos. Mostram eventualmente estratificações cruzadas e níveis de brechas lamelares. É muito comum a presença de fraturas, vênulas de quartzo ou calcita. Esse conjunto de serras e morros constitui uma ampla estrutura sinclinal e uma anticlinal menor, que aparentemente inicia-se na porção leste da área e estende-se até a porção oeste, fechando-se em direção ao sul, perto do povoado de Bonfim.

Unidade 4

As rochas que integram essa unidade distribuem-se na porção mais central da área, ocupando desde regiões planas até morros e serras. Repousa em contato concordante sobre os dolomitos e calcários da Unidade 3 inferior. É composta predominantemente por metassiltitos intercalados por quartzitos e lentes de dolomitos. Os metassiltitos, que sobrepõem os dolomitos localizados na porção oeste da Serra da Santa Clara, possuem estrutura laminada com alternância centimétrica de bandas esbranquiçadas de silte e bandas esverdeadas de argila e mostram finas intercalações de quartzitos. Apresentam-se fortemente verticalizados e dobrados. Os quartzitos geralmente sustentam as regiões de maiores altitudes, a exemplo do Morro das Araras. Possuem cores branca, cinza e rosada, granulometria fina, localmente com níveis grossos, podendo ser micáceos, foliados ou maciços e laminados. Algumas vezes apresentam intercalações de quartzo xistos. Os dolomitos têm cores variando de cinza claro a levemente rosado, são laminados e por vezes apresentam-se lajeados, apresentando localmente estromatólitos colunares.

Unidade 5

Esta unidade aflora na grande estrutura sinclinal localizada a sudeste da cidade de Pindorama, envolvendo as serras do Belo Horizonte e da Pedra. É constituída predominantemente por quartzitos. Os quartzitos da base da seqüência são feldspáticos, grossos a muito grossos, às vezes conglomeráticos, com níveis mais foliados e raras e estreitas intercalações de metapelitos. Comumente são encontradas estratificações cruzadas. Suas melhores exposições são encontradas na Usina hidrelétrica perto da Cachoeira da Bagagem e na estrada de terra que leva à Fazenda Sucuriú.

Unidade 6

É representada predominantemente por metassiltitos esverdeados, intensamente microdobrados, com intercalações de quartzitos e lentes de dolomitos. Os dolomitos constituem morros com excelentes exposições na Lagoa do Japonês. Possuem coloração variando de branco a cinza rosado, granulometria fina, e por vezes intensa silicificação.

Unidade 7

É constituída por uma seqüência extremamente microdobrada de quartzitos e metassiltitos laminados, que formam a encosta do grande sinclinal da Serra do Belo Horizonte em direção a fazenda Sucuriú. Os quartzitos, de cor branca a marrom escuro, finos a médios, às vezes ricos em sericita orientada ao longo do plano de acamamento e feldspáticos. Por vezes são lageados, localmente silicificados, possuindo níveis mais laminados e foliados com intercalações de quartzo clorita xisto, podendo ter um aspecto mais maciço. As estruturas sedimentares presentes nesses quartzitos são as estratificações plano-paralelas e cruzadas.

Unidade 8

Esta unidade constitui o topo dos metassedimentos do Grupo Natividade na área estudada. Repousa concordantemente sobre a unidade 7. É composta por metassiltitos que afloram no centro da estrutura sinclinal da Serra do Belo Horizonte, onde geralmente ocupam áreas de relevo arrasado, afetadas por intensa alteração laterítica. Os metassiltitos possuem coloração verde clara com cor de alteração variando de amarelo a rosa claro. São foliados, por vezes argilosos e maciços, apresentando-se fortemente dobrados e verticalizados. A Unidade 8 encontra-se ao norte recoberta em discordância angular pelas coberturas fanerozóicas da Bacia do Parnaíba representadas pelas Formações Pimenteiras e Serra Grande, caracterizadas por solos de coloração avermelhada muito intensa.

Conclusão

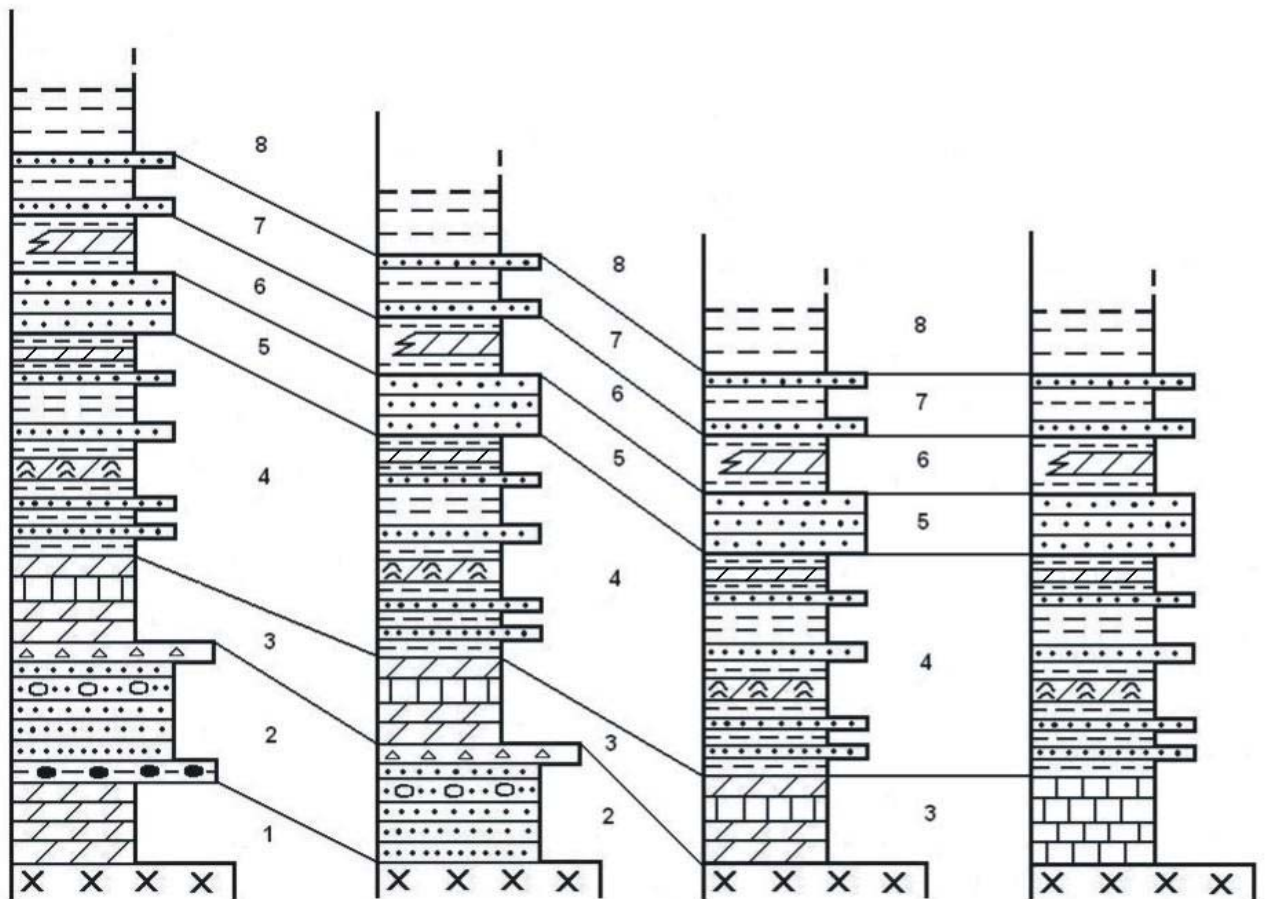
A seqüência metassedimentar do Grupo Natividade se diferencia nitidamente da seqüência do Grupo Araí pela ausência de fácies sedimentares típicas da fase rifte e de intercalações de rochas vulcânicas na sua porção inferior. Apresenta em quase todos os níveis a ocorrência de rochas carbonáticas (dolomitos e calcários) intimamente associadas a rochas siliciclásticas, que traduzem a forte influência marinha durante a sedimentação. Fica assim caracterizada a deposição sobre uma plataforma mista silico-carbonática, refletindo a fase de expansão marinha relacionada à depressão térmica que sucede à fase rifte.

Agradecimentos

Este trabalho foi realizado com ajuda do CNPq sob forma de Auxílio a Pesquisa, Processo nº473101/2004-1, e Bolsa PIBIC, Processo nº50217/2004-5.

Referências

- Correia Filho, F.C.L. & Sá, A.M. 1980. Projeto Natividade. DNPM/CPRM (inédito).
- Costa, L.A.M. da; Portela, AC.; Nilson, A.A.; Pale, C.R.O.; Marcheto, L.M.; Santos, E.L. dos; Meneghesso, G.; Inda, H.A.V.; Sterna, R.; Marcheto, M.; Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mosmham, R.; Oliveira, T.F.D.; Silva, W.E. de. 1976. Projeto Leste de Tocantins/Oeste do Rio São Francisco. DNPM/CPRM/PROSPEC (inédito).
- Gorayeb, P.S.S. de.; Costa, J.B.S; Lemos, R.L.; Bemerguy, R.L.; Gama, JR., T.; Kotschoubey, B. 1984. Projeto Natividade-Almas. Belém. Conv. CVRD/UFPA. (relatório inédito).
- Gorayeb, P.S.S. de.; Costa, J.B.S; Lemos, R.L.; Gama, JR., T.; Bemerguy, R.L.; Hassuy, Y. 1988. O Pré-Cambriano da Região de Natividade, GO. Revista Brasileira de Geociências, 18 (4): 391-397.
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Danni, J.C.M., Dardenne, M.A., Loguércio, S.O., Ramalho, R. 1984a. As faixas de dobramento, Uruaçu, Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (Coords.), *Geologia do Brasil*, Brasília, DNPM, p.251-303.
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Dardenne, M.A., Danni, J.C.M. 1984b. Província Tocantins, Setores Central e Sudeste. In: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (Coords.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher, p.205-264.
- Moore, B. 1963. Geological reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Relatório nº 1854, PETROBRÁS/DEPEX, RJ.



O diagrama apresenta quatro colunas litoestratigráficas alinhadas horizontalmente, representando diferentes locais de estudo. Cada coluna é composta por uma sequência de camadas com padrões de hachura e símbolos distintos. Linhas numeradas de 1 a 8 conectam as camadas correspondentes entre as colunas, demonstrando a correlação estratigráfica. As unidades 1 a 8 são: 1 (hachura diagonal para cima), 2 (círculos), 3 (triângulos), 4 (hachura diagonal para cima com uma sub-unidade com hachura diagonal para baixo), 5 (pontos), 6 (hachura diagonal para cima), 7 (pontos), e 8 (hachura horizontal). Cada coluna termina na base com uma linha contendo quatro 'X's.

Figura 1 - Correlações entre as colunas litoestratigráficas da região de Natividade/Pindorama: Unidades 1 a 8.

GRETAS DE CONTRAÇÃO EM LIMITE DE SEQÜÊNCIA NEOPROTEROZÓICO: UM EXEMPLO DO GRUPO ALTO PARAGUAI, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

¹José B. C. da Silva Júnior, ¹Afonso C. R. Nogueira, ²Setembrino Petri, ²Renata L. Ridalco, ³Ricardo I. F. Trindade

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional e Ambiental, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas. jotacavalcante@ufam.edu.br, anogueira@ufam.edu.br

²Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. petri@usp.br renatabiol@superig.com.br

³Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. rtrindad@iag.usp.br

Introdução

O registro estratigráfico é fundamentalmente descontínuo, e isto fornece profundas implicações para a interpretação da história da Terra no Neoproterozóico (Christie-Blick *et al.* 1995). Mudanças climáticas globais marcaram o Pré-Cambriano, principalmente no que diz respeito aos eventos glaciais registradas em sucessões sedimentares do Neoproterozóico, (Kauffman & Knoll 1995). Esses fenômenos glaciais são encontrados em rochas da região sul do Craton Amazônico, sucedidos por depósitos siliciclásticos que guardam os registros da última incursão marinha neoproterozóica na região da Faixa Paraguai (Figura 1). Estes eventos de erosão ou transgressivos marcam diversas superfícies nos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai. Estas superfícies ou discordâncias são ainda pouco entendidas do ponto de vista estratigráfico e ainda necessitam ser incluídas na história neoproterozóica da Faixa Paraguai. Ao contrário das sucessões fanerozóicas, as discordâncias são difíceis de ser identificadas em estratos neoproterozóicos devido a pobre resolução bioestratigráfica e a necessidade de se confiar na evidência estratigráfica física para as quebras na sucessão, e muitas vezes estas indicações são localmente desenvolvidas (Christie-Blick *et al.* 1995). Esta dificuldade é aumentada quando existe a escassez de afloramentos como na região de Mirassol d'Oeste, objeto deste trabalho. Os limites de seqüência estão relacionados ao rebaixamento com nível de base deposicional e conseqüentemente a exposição subaérea ou *bypassing* (Van Wagoner *et al.* 1988). A investigação da sucessão sedimentar do Grupo Alto Paraguai na Pedreira Império permitiu avaliar detalhadamente um limite de seqüência, evidenciado pela mudança abrupta de fácies e também pela ocorrência de diferentes tipos de gretas de contração.

A Sucessão Sedimentar

A Formação Raizama inclui arenitos finos, médios e grossos com grãos bem selecionados e arredondados, estratificações cruzadas *swaley* e, subordinadamente, estratificação cruzada *hummocky*, laminação cruzada cavalgante truncada por onda e arenito com laminação plano-paralela interpretadas como depósitos de plataforma rasa. Arenitos com estratificação cruzada acanalada e laminação plano-paralela com truncamentos de baixo ângulo apresentando, associadas a marcas onduladas assimétricas e simétricas recobertas por filmes argilosos e abundantes gretas de contração e molde de evaporito foram interpretados como depósitos de planície de maré.

A Formação Sepotuba é constituída por folhelhos, siltitos e arenitos finos subordinados. As estruturas principais são a laminação plano-paralela, marcas onduladas, estratificação cruzada de baixo-ângulo, laminação cruzada cavalgante truncada por ondas e estratificação cruzada *swaley*. Esta unidade foi interpretada como depósito de plataforma costa afora influenciada por ondas normais e de tempestade.

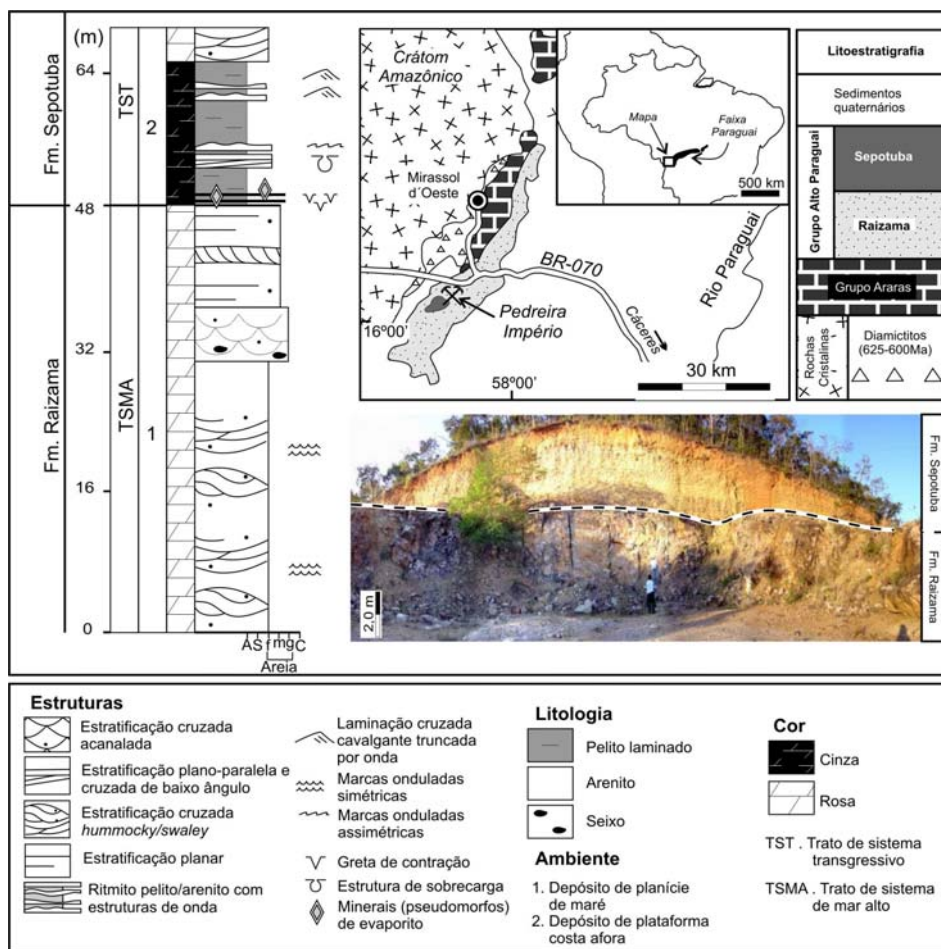


Figura 1. Mapa de localização apresentando as unidades estratigráficas da região de Mirassol d'Oeste, destaque para a Pedreira Império base de nossas informações. Coluna estratigráfica da referida pedreira. Foto indicando o limite de seqüência entre as formações Raizama e Sepotuba no local.

Limite de Seqüência

A sucessão estudada inclui depósitos de trato de sistema de mar alto representados por depósitos de plataforma rasa (Formação Raizama) organizados em ciclos de raseamento ascendente. Próximo à superfície de contato ocorrem sucessivos estratos com gretas de contração e moldes de evaporitos, culminando numa superfície interpretada como limite de seqüência. A ocorrência de folhelhos de plataforma de costa afora imediatamente sobre este limite, indica um aumento abrupto da lâmina d'água que caracteriza também este limite como uma superfície transgressiva. Assim, o contato entre os tratos de sistemas de mar alto e transgressivo é interpretado como um limite de seqüência amalgamado com uma superfície transgressiva.

Gretas de Contração

As gretas de contração são características de sedimentos argilosos e seu desenvolvimento pode ser controlado pela salinidade, a compactação do sedimento e pela temperatura resultando nos processos de ressecamento. Além disso, os fatores que controlam a morfologia de uma greta são combinados entre a composição dos sedimentos, a espessura das camadas e a configuração da superfície (Plummer e Gostin, 1981). Dois grupos de gretas foram identificados próximo ao limite de seqüência:

1. Gretas de contração por processo de dissecação formada por contração a partir da ressecção de camadas argilosas submetidas à exposição subaérea. Para o desenvolvimento deste tipo de greta é necessário que a tenacidade de argila seja baixa e a camada dissecada possa reagir independentemente da camada subjacente, a forma de rachadura é geralmente quadrática (gretas ortogonais) (Plummer & Gostin 1981). As gretas nos depósitos de planície de maré são ortogonais e completas, dispostas de maneira aleatórias ou orientadas (Figura 2A e B). Em alguns casos a gretação passa de uma disposição aleatória para um a forma orientada no mesmo horizonte (Figura 2C). Moldes salinos cúbicos provavelmente de halita são encontrados entre gretas de contração ortogonais aleatórias indicando uma hipersalinidade local (Figura 2D).

2. Gretas de contração por processo de sinérese formada pela contração resultante do processo de desidratação de material coloidal. O desenvolvimento deste tipo de greta é controlado pela salinidade do depósito, a compactação do sedimento e pela temperatura, resultando em uma argila ressecada na interface sedimento-água (Plummer & Gostin 1981). Nos depósitos de planície de maré as gretas estão dispostas de maneira planar e podem ser divididas como sinuosas e fusiformes. Gretas de sinérese sinuosas desenvolvem-se ao longo das depressões das marcas onduladas e apresentam-se de forma descontínua (similar ao icnogênero *conclichnus*) (Figura 2E). As gretas de sinérese fusiformes ocorrem indiscriminadamente, podem ser isoladas e não orientadas. Estas gretas aparecem na forma de um único evento de geração ou vários ciclos de gretação fusiforme (Figura 2F e G).

Conclusão

O reconhecimento de discordâncias é fundamental para o entendimento da história seqüencial de uma sucessão sedimentar. O limite de seqüência entre as formações Raizama e Sepotuba exhibe diferentes tipos de gretas de contração que indicam principalmente exposição subaérea. As gretas de contração preservadas são todas ortogonais de dissecação (completa) com disposição aleatória ou orientada, e de sinérese (incompleta) de origem subaquosa do tipo sinuosa e fusiforme. A exposição subaérea e a mudança abrupta de fácies mais rasa para mais profunda, sugerem que o limite de seqüência observado está amalgamado com uma superfície transgressiva.

Referências Bibliográficas

- Christie-Blick, N.; Dyson, I.A.; Von Der Borch, C.C. 1995. Sequence stratigraphy and the interpretation of Neoproterozoic Earth history. *Precamb. Res.*, 73:3-26.
- Kaufman, A.J. & Knoll, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precamb. Res.*, 73:27-49.
- Lindholm R.C. 1987. A Practical Approach to Sedimentology. London. Ed. Allen & Unwin. p.11-13.
- Plummer P.S. And Gostin V.A. 1981. Journal of Sedimentary Petrology. Shrinkage Cracks: dissection or synaeresis?. V. 51, N. 4. p. 1147-1156.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.W.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S.; Handerbol, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; ROSS, C.A.; POSAMENTIER, H.W.; VAN WAGONER, J.C.; KENDALL, C.G.S.C. (Eds.). Sea-Level Changes: an Integrated Approach. Tulsa, SEPM, p.39-46 (Special publication, 42).

Financiado por FAPESP, Processo N^o. 03/02836-7

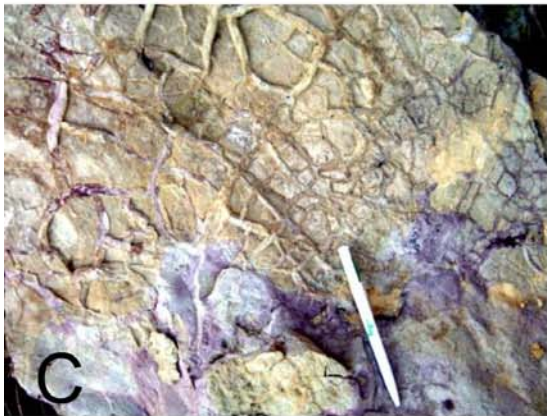


Figura 2: Modelos de gretas de contração encontradas na Pedreira Império. A) Greta de dissecação Ortogonal e orientada. B) Greta de dissecação Ortogonal e aleatória. C) passagem de uma greta do tipo aleatória para um tipo orientada. D) Cristais de halita preservado em um horizonte gretado. E) Greta Ortogonal, Sinérese Sinuosa. F e G) Greta Ortogonal, Sinérese do tipo fusiforme.

O SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE NEOMIOCENO DA BACIA DO SOLIMÕES, REGIÃO DE COARI - TEFÉ, AMAZONAS

¹Ângela M. L. Vega, ²Afonso C. R. Nogueira, ²Jackson D. S. da Paz

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFAM. amleguizamon@ufam.edu.br

²Departamento de Geociências, UFAM. anogueira@ufam.edu.br, jackdspaz@yahoo.com.br

Introdução

O Mioceno é um período importante para o entendimento da evolução da América do Sul e da Amazônia em particular. É neste período que ocorreram mudanças determinantes na flora, fauna e paisagem que culminaram na instalação das condições paleoambientais iniciais que deram origem a floresta amazônica e rede hidrográfica atuais, representada pelo Rio Amazonas. A evolução deste sistema fluvial, estabelecido desde o Mesomioceno (cf. Silveira, 2005), controla até hoje a biodiversidade da floresta. Os registros dessa evolução encontram-se nos depósitos aflorantes nas escarpas fluviais do sistema Solimões-Amazonas que envolve rochas de idade cretácea a holocena. A avaliação de fácies em exposições na parte centro-leste da Bacia do Solimões, permitiu reconstituir o paleoambiente destes depósitos atribuído à Formação Solimões. Na área de estudo, esta unidade, definida por Rego (1930) e, posteriormente, formalizado por Caputo et al. (1971), é constituída predominantemente por pelitos e arenitos finos, datada no Mioceno superior (Silveira, 2005). A Formação Solimões recobre depósitos cretáceos não aflorantes e sotopõe-se discordantemente aos arenitos avermelhados da Formação Içá. A análise de fácies realizada neste estudo entre Coari e Tefé na parte centro-leste da Bacia do Solimões possibilitou a caracterização de um sistema deposicional fluvial meandrante com três associações de fácies: 1) lacustre/preenchimento de canal; 2) depósito de transbordamento; e 3) barra em pontal.

Associações de Fácies

Depósitos lacustres e de preenchimento de canal abandonado

Esta associação de fácies consiste de pelito finamente laminado com esporádicas camadas de arenito com laminação *wavy-linsen* e lâminas de siltito/arenito muito fino. A espessura da associação varia de 50 cm até 6 m. A coloração original é cinza escuro e ocorre na base dos afloramentos, onde as intercalações de arenitos são mais frequentes. Por outro lado, nos planos de laminação ocorrem abundante matéria orgânica, carvão e restos vegetais principalmente folhas. Colorações cinza claro e avermelhadas ocorrem frequentemente associadas com mosqueamento e marcas de bioturbação.

As espessas sucessões de pelitos com menores intercalações arenosas caracterizam depósitos que são formados por acreção vertical em áreas deprimidas e com água estagnada ou de menor energia. Além disso, a cor cinza dos depósitos, geralmente pelíticos, com preservação da matéria orgânica e ausência de bioturbação é indicativa de condições anóxicas provavelmente relacionada à planície de inundação, pântanos (*backswamp deposits*) ou lago de meandro (*oxbow lake*) (Reineck & Singh, 1980). As condições redutoras se apresentam quando os depósitos ficam restritos pela acumulação dos depósitos de dique marginal e *crevasse splay* (Collinson, 1996). Sucessões de pelitos e arenitos dispostos em ciclos granocrescentes ascendentes intercalam-se com esta associação e são interpretadas como depósitos de rompimento de dique marginal (*crevasse splay*).

Depósitos de Transbordamento

Esta associação de fácies consiste na intercalação de camadas espessas de arenitos e finas camadas de pelitos, com cores amarelas, amarelo avermelhado e cinza claro. A principal

característica desta associação é a disposição horizontal das camadas, lateralmente cortadas pelas camadas inclinadas da associação de fácies de barra em pontal, que será descrita a seguir. As estruturas observadas são acamamento *wavy-linsen*, laminação cruzada cavalgante, laminação plano-paralela, acamamento maciço, mosqueamento, marcas de raízes e bioturbação. A espessura desta associação de fácies varia de 2 a 10 m, com média de 4 m.

As fácies estão organizadas em ciclos granocrescentes e granodecrescentes ascendentes, que, em geral, podem apresentar espessamento ascendente dos arenitos. Os contatos entre camadas de pelito e arenito podem ser abruptos ou gradacional, às vezes, marcados por superfícies com concentração de óxi-hidróxidos de ferro. As paleocorrentes desta associação de fácies exibem padrão polimodal, com duas tendências, a principal em sentido SSE, e subordinadamente, S. O ângulo formado entre as paleocorrentes desta fácies e a direção de paleofluxo é de 44°.

O empilhamento de camadas arenosas com geometria de lentes menores ou lençóis, em meio de camadas pelíticas corresponde ao processo de formação de *crevasse splay*. Neste processo, as águas de inundação hiperconcentradas de sedimentos extravasam os diques através de brechas abertas neles, se espalhando sobre a planície de inundação.

As sucessões arenosas da associação de fácies 2 com tendência granocrescente e granodecrescente ascendente são formadas de acordo com as condições da planície de inundação. As sucessões granocrescentes refletem rápidas taxas de sedimentação e estão associadas com progradação, a qual ocorre quando o fluxo transbordado deságua dentro de um corpo de água parado (p. e., um lago ou canal abandonado). Enquanto que as sucessões granodecrescentes são depositadas por agradação na planície aluvial e refletem decréscimo na velocidade e na profundidade do nível da água após a deposição. O rebaixamento do nível da água permite a deposição de sedimentos finos mantidos ainda em suspensão na corrente sobre as camadas arenosas. A presença de horizontes mosqueados, produzidos provavelmente por marcas de raízes, demonstra que, uma vez depositadas, estas sucessões rapidamente foram secas e expostas à ação do intemperismo onde é abundante o crescimento de vegetação.

Os depósitos de transbordo incluem: depósitos de *crevasse splay* (rompimento de dique natural), depósitos de dique natural, os quais aparecem interestratificados na área de estudo. As intercalações de camadas de arenitos encobertas por delgadas camadas de pelitos com geometria em lençol têm sido descritas como estruturas arenosas por Miall (1992), e como *coarsely interlayered bedding* do tipo 2 (cf. Reineck & Singh, 1980). Estes arranjos têm sido associados com depósitos de transbordamento (*overbank*) em sistemas de canais meandrantos.

Barra em Pontal

Esta associação de fácies consiste na intercalação de argilito síltico, siltito arenoso e arenito fino. Os litotipos encontram-se arrançados em múltiplos *cosets* imbricados na forma de estratificação inclinada, compostos por intercalações de material grosso (membro grosso) e material fino (membro fino), com colorações cinza. Os membros grossos consistem de conglomerado intraformacional (p.e., seixos de pelito, troncos, fragmentos vegetais), arenito com estratificação cruzada acanalada, arenito com laminação cruzada cavalgante e arenito/pelito com acamamento *wavy-linsen*. O membro fino é composto por pelito laminado. A espessura média da associação de barra em pontal é de 3 m, atingindo localmente até 8 m. O vetor médio da direção de acreção do acamamento inclinado heterolítico é de 104° sentido E, e o vetor de paleofluxo a partir de estratificação cruzada e laminação cruzada é de 136° sentido SSE.. A relação entre o ângulo formado entre a migração de formas de leito e acreção a partir da estratificação inclinada é de 32°, porém, localmente atinge 151°.

O termo estratificação inclinada heterolítica (EIH) foi introduzido por Thomas *et al.* (1987) para descrever depósitos heterogêneos acamadados com notável inclinação primária

depositada em canal meandrante. Os conglomerados na base das camadas gradando para arenitos finos, sugerem que as correntes inicialmente muito energéticas, erodiam lamias depositadas durante os estágios mais calmos. A energia do fluxo gradativamente reduziu sua competência e culminou na deposição de materiais mais finos. As camadas de arenitos com estratificação cruzada acanalada, sotopostas às camadas com laminação cruzada cavalgante refletem a migração de dunas subaquosas, substituídas pela migração de marcas onduladas sob alta taxa de suspensão, refletindo a gradual diminuição da profundidade e velocidade da corrente. Esta diminuição ascendente do fluxo num perfil vertical vem ao encontro do modelo ideal de barras em pontal proposto por Allen (1984) e obedece aos ciclos de inundação e água baixa do sistema fluvial meandrante.

Modelo Depositional e Implicações Paleogeográficas

A interpretação das associações de fácies revelou que a seção aflorante da Formação Solimões representa uma sucessão depositada em um sistema fluvial meandrante. Isto é evidenciado pela ocorrência de estratificação cruzada heterolítica, característica de acreção lateral de barras em pontal, e pelas associações de fácies de transbordamento e lacustre/preenchimento de canal, as quais são elementos comuns em zonas de cinturões meandranes.

O modelo clássico de barras em pontal propõe que a relação entre a acreção lateral e a migração do canal deveria ser quase ortogonal (Thomas *et al.* 1987). Porém, o resultado da análise de paleocorrentes mostrou que a acreção lateral das barras em pontal se desenvolveu obliquamente à direção de paleofluxo. Além disso, as paleocorrentes nas fácies de transbordamento mostraram alta dispersão, o que confirma que estes depósitos foram formados em direções diferentes daquela atribuída ao canal. Embora este fato seja contraditório com o modelo fluvial proposto para a área de estudo, estes dados, na verdade, confirmam a singularidade dos depósitos fluviais da Fm Solimões, já que esta obliquidade entre a acreção lateral e a migração do canal já fora observada em outros depósitos fluviais meandranes (cf. Puigdefabregas, 1973; Edwards *et al.*, 1983). Neste sistema deposicional, as porções de canal abandonado por avulsão ou por estrangulamento de meandros foram posteriormente preenchidas por depósitos finos de inundação, representados pelos depósitos lacustres e de preenchimento de canal. É comum observar camadas horizontalizadas nos depósitos da área de estudo e estas serem truncadas abruptamente pelas camadas inclinadas da barra em pontal, indicando a migração do canal meandrante sobre os depósitos empilhados na planície de inundação. Esta planície é tipicamente agradacional sendo representado por depósitos de transbordamento na forma de *crevasse splay* e diques marginais. Esta interpretação é reforçada pela abundância de marcas de raízes, mosqueamento e bioturbação abundantes no depósito de transbordo da área de estudo.

A interpretação de sistema fluvial meandrante dominado por sedimentação mista, mas predominante pelítica traz implicações importantes para a evolução da bacia hidrográfica do Rio Amazonas. Trabalhos anteriores já mencionam que durante o Mioceno médio a superior, as águas que formavam a antiga bacia hidrográfica da Amazônia e, que antes desaguavam no Pacífico, inverteram sua direção com a implantação de um sistema flúvio-lacustre, mas com caráter de estuário (Hoorn, 1995). Este trabalho corrobora parcialmente esta hipótese. Não foram verificados, até o momento, indícios da presença de maré na área de estudo. Portanto, o modelo de estuário na área de estudo não se aplica. A predominância de depósitos finos na área entre Tefé e Coari, compondo um sistema fluvial meandrante dominado por carga mista e de suspensão provavelmente situado na porção distal de um sistema fluvial procedente dos Andes. Além disso, os depósitos lacustres e de preenchimento de canal aliados aos canais de alta sinuosidade sugerem deposição em vastas planícies inundadas com possível confinamento de águas, provavelmente formando um extenso pantanal. Este confinamento

está particularmente indicado pela lenticularização da Fm Solimões até seu desaparecimento a leste da área de estudo, não ultrapassando o Arco de Purus.

Referências

- Collinson J.D 1996, Alluvial sediments, In READING. H. G. sedimentary environments, process, fácies and stratigraphy. Third ed. Blackwell science. 669 p.
- Edwards, M.B.; Eriksson, K.A.; Kier, R.S. 1973. Paleochannel geometry and flow patterns from exhumed Permian point bars in Northern Central Texas. *J. Sediment. Petrol.*, 53: 1261-1270.
- Galloway, W. E.; Hobday, D. K. 1996. Terrigenous clastic depositional systems: Heidelberg, Springer-Verlag, 489 p.
- Gingras. M. K. Räsänen. M, Ranzi. A. 2002. The significance of bioturbated Inclined Heterolithic Stratification in the Southern Part of the Miocene Solimões Formation, Rio Acre, Amazônia Brasil. *Palaios* 17:591-601
- Hoorn, C.; Guerrero, J.; Sarmiento, G. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*: v. 23, no. 3; p. 237-240.
- Puigdefabregas, C.; Van Vliet, A. 1978. Meandering stream deposits from Tertiary of the Southern Pyrenees. In: A.D. Miall (Ed.), *Fluvial sedimentology*. Mem. Can. Soc. Pet. Geol., 5: 469-485
- Räsänen, M. E.; Ari M.L.; Santos, J.C.R.; Negri. F. 1995. Late miocene tidal deposits in the Amazonas foreland Basin. Volume 269, pp. 386 – 390. *Science*, 269: 386-390.
- Silva, L.L. Da. 1988. A Estratigrafia da Formação Solimões: Uma análise crítica. In Congresso Brasileiro de Geologia., 35. Anais..., Belém, SBG, v.2, 725-737.
- Thomas, R. G.; Smith, D. G.; Wood, J. M.; Visser, J. 1987. Inclined Heterolithic Stratification- Terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary geology*. 53, 123-179.

MOBILIZAÇÃO DA SÍLICA NO ESTUÁRIO DO RIO MARAPANIM, NO LITORAL DO NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ.

Berrêdo, J.F.¹, Costa, M.L. da², Progene, M.P.S.³

¹ Museu Paraense Emílio Goeldi (CCTE), Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada, CG/UFPA

² Universidade Federal do Pará, Grupo de Geoquímica e Mineralogia Aplicada, CG/UFPA

³ Grupo de Geoquímica e Mineralogia Aplicada, CG/UFPA
berredo@museu-goeldi.br, mlc@ufpa.br, sprogene@ufpa.br

Introdução

A sílica biogênica nos sedimentos pode se constituir em um importante reservatório de sílica para a coluna d'água e para a manutenção da produção primária da região costeira (Friedrich et al 2002). A sílica pode ser liberada na água intersticial durante processos de degradação de minerais primários e da matéria orgânica ou, por perturbações na superfície dos sedimentos devido à ação de ondas e correntes de maré, bioturbação, escavações por organismos, etc. (DeMaster et al. 1986). Por outro lado, a sílica pode participar na dinâmica de reciclagem através da adsorção por partículas em suspensão, floculação ou ser depositada como sílica amorfa nos sedimentos, cuja solubilidade é afetada pela formação de aluminossilicatos através do aprisionamento de Al proveniente da degradação de fases minerais pobremente cristalinas da área-fonte (ex. caulinita). Nos sedimentos de manguezais da região de Marapanim, no Estado do Pará, constatou-se que a sílica biogênica tem um papel muito importante na formação dos minerais destes sedimentos, e por isso, foi desenvolvido o presente trabalho, no sentido de entender os processos de formação e avaliar a fonte de sílica.

A pesquisa foi realizada no estuário do rio Marapanim (nordeste do estado do Pará), limitado pelas coordenadas 00° 32'30" S / 00° 52' 30" S e 47° 28' 45" W / 47° 45'00" W (Figura 1). A região constitui uma costa de rias, ocupada por extensos manguezais, influenciada por macro-marés semidiurnas, com amplitudes variando entre 4 a 5 metros. O clima predominante é o tropical úmido, com precipitações elevadas entre janeiro a junho e um período de estiagem característico entre os meses de julho a dezembro. A temperatura média anual situa-se em torno de 27° C e a umidade relativa do ar atinge valores médios anuais entre 80-85 %, associada ao regime de chuvas (Martorano et al. 1993).

Os manguezais são de porte elevado, com árvores de 25 a 30m, distribuídas em 138,6 Km² (Faure 1999), cujas principais espécies são *Rhizophora mangle* e *Avicennia germinans*. Os sedimentos desses manguezais são formados por quartzo, caulinita, esmectita, goethita, feldspato potássico, pirita, halita, jarosita. Enquanto quartzo, caulinita e goethita/hematita, provém dos sedimentos da Formação Barreiras (Terciário) intensamente laterizados e os latossolos amarelos dela derivados, os minerais como esmectita, feldspatos, pirita, halita, jarosita, são autigênicos, formados nas novas condições. Esses sedimentos refletem o ambiente de sedimentação rico em Fe, S e C, mas também, recebem grande contribuição de Na, K, Ca e Mg da água do mar, além de abundantes diatomáceas que, após a morte dos organismos, enriquecem os sedimentos com sílica biogênica (Berrêdo 2006).

Materiais e Métodos

Amostras de sedimento de manguezal foram obtidas na foz do rio Marapanim, até a profundidade máxima de 200 cm, utilizando-se um testemunhador metálico semicilíndrico. Sub-amostras dos sedimentos (0-10, 10-20, 20-40, 40-60, 60-80 e 80-120 cm) foram submetidas a análises granulométricas, mineralógicas por DRX e MEV/SED e análises químicas para SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Fe total (como Fe₂O₃), P₂O₅, Na₂O, MgO, CaO, K₂O e elementos-traço por ICP-MS.

A água intersticial foi obtida por centrifugação do sedimento, nas profundidades de 0, 0-10, 30-40 e 55-65cm, sob alta rotação (5000 rpm/5min.) e as amostras preservadas e armazenadas em atmosfera inerte de nitrogênio. As amostras de água superficial foram obtidas ao longo do rio Marapanim, em marés de enchente e vazante, na sizígia e na quadratura. Nas águas intersticiais e de superfície foram dosados colorimetricamente a H_4SiO_4 (Carmouze 1994) e Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ e Al^{3+} , por espectrometria de absorção atômica de chama.

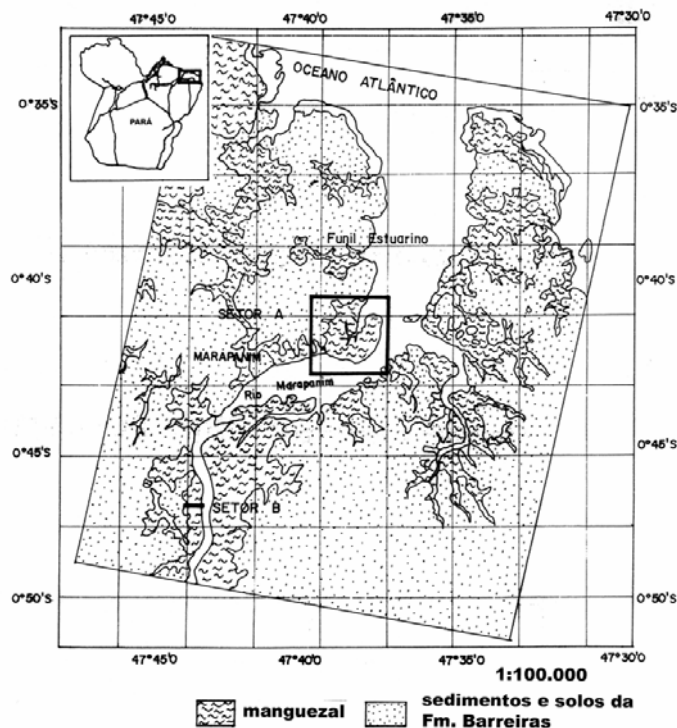


Figura 1: Mapa de localização

Resultados e Discussão

As concentrações de sílica na água intersticial situam-se entre 300 e aproximadamente 600 $\mu\text{mol/L}$ na superfície dos sedimentos de manguezais (0 a 20 cm de profundidade) aumentando até 80 cm e estabilizando-se abaixo dessa profundidade, quando atingem o equilíbrio próximo a 900 $\mu\text{mol/L}$ (Figura 2).

Os valores de sílica são geralmente mais elevados que a variação média (15 a 150 $\mu\text{mol/L}$) encontrada nas águas naturais (Carmouze 1994) e cerca de 10 vezes mais concentrados que o valor médio mais alto apresentado nas águas superficiais do rio Marapanim (89 $\mu\text{mol/L}$). Tal constatação considera, em primeira instância, a dissolução de jovens carapaças de diatomáceas observadas ao MEV, comprovado pelo aumento da solubilização da sílica biogênica na superfície dos sedimentos de manguezais. Essas concentrações de sílica, porém, são 50 a 89 % menores que a concentração de 1200 $\mu\text{mol/L}$ considerada para a solubilidade da sílica amorfa (Michalopoulos & Aller 2004).

Os valores subsaturados da sílica na água intersticial comparados à sílica biogênica supõem a contribuição de outras fontes de suprimento como, por exemplo, a degradação de aluminossilicatos, principalmente caulinita, cujo processo reflete-se nas águas intersticiais por substanciais aumentos nas concentrações de Al^{3+} na porção superior dos gráficos, semelhante ao observado para a sílica dissolvida (Figura 3); o Mg^{+2} e K^+ são de proveniência marinha e sofrem inflexões a partir de 80cm. A diminuição dos teores dos cátions em profundidade

decorre da adsorção por cargas negativas que se estabelecem na superfície da sílica biogênica (Berner 1971), com a conseqüente diminuição da solubilidade.

A redução da solubilidade da sílica biogênica é interpretada como uma diminuição da sua reatividade a partir da incorporação de íons Al^{3+} , Mg^{+2} e K^{+} na superfície da sílica amorfa, com reflexos na diminuição dos teores dos cátions e na formação de aluminossilicatos (Dixit & Van Cappellen 2002). Essa variação da reatividade da sílica biogênica pela adsorção do Al^{3+} e outros cátions também explica os diferentes graus de cristalinidade da esmectita, geralmente melhor cristalizada em profundidade nos sedimentos mais antigos (Berrêdo, 2006). Outros indícios de remobilização da sílica foram identificados a partir da dissolução superficial dos grãos de quartzo, além de feições de sobrecrecimento de cristais euédricos e a formação de cristais isolados e bem formados, com características autóctones.

Em complemento aos dados apresentados, as águas intersticiais apresentam seu equilíbrio químico próximo ao campo de estabilidade da sílica biogênica, em contato com fases neoformadas de esmectita e dos feldspatos potássicos.

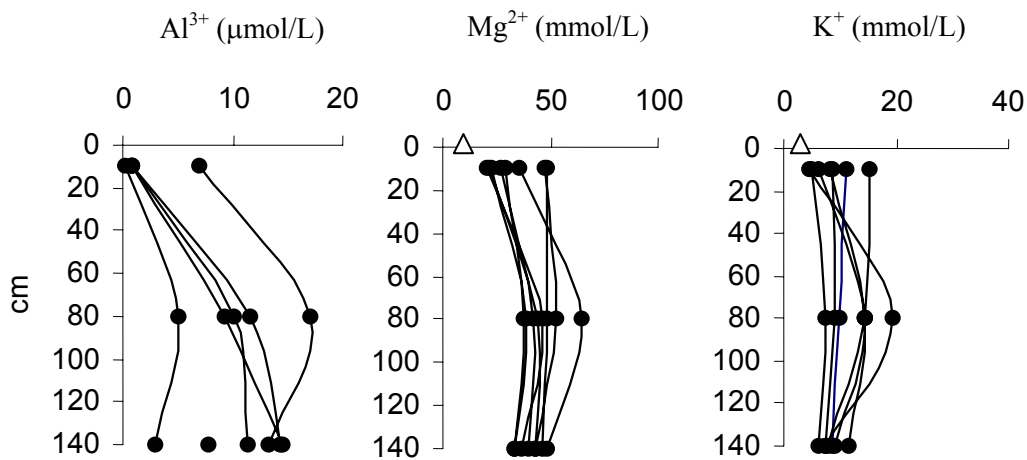


Figura 2: Distribuição vertical de Al, Mg e K dissolvidos na água intersticial. O triângulo na parte superior dos gráficos representa a média dos teores máximos na água superficial (exceção do Al).

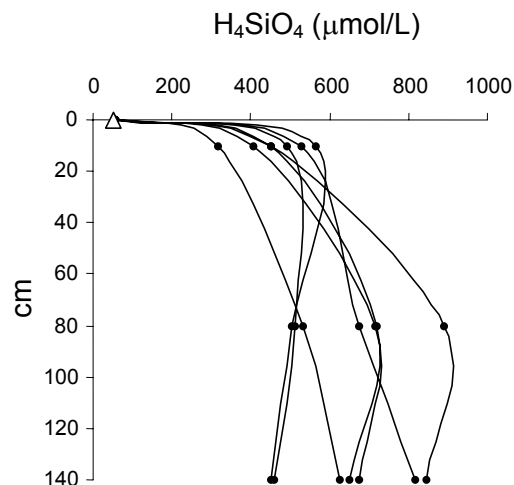


Figura 3: Distribuição da sílica dissolvida. O triângulo representa o teor médio nas águas de superfície.

Conclusões

A dissolução da sílica biogênica depositada nos sedimentos de manguezal e a degradação da caulinita de origem continental, dos sedimentos da Formação Barreiras, configuram-se como importantes mecanismos de controle das concentrações da sílica difundida para as águas do rio Marapanim. A degradação da caulinita fornece o Al^{3+} o qual é estruturalmente incorporado à sílica biogênica, juntamente com Mg^{2+} e K^+ proveniente da água do mar, para formar aluminossilicatos (esmectita e feldspatos potássicos) que, a princípio, controlam a solubilidade da sílica biogênica e a mobilização do silício no estuário.

Referências Bibliográficas

- Berner R.A. 1971. *Principles of Chemical Sedimentology*. McGraw-Hill Book Company, New York, 240pp.
- Berrêdo J.F. 2006. Geoquímica dos sedimentos de manguezais do nordeste do estado do Pará: o exemplo do estuário do rio Marapanim. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 185p.
- Carmouze J.-P. 1994. *O metabolismo dos ecossistemas aquáticos (Fundamentos teóricos, métodos de estudo e análises químicas)*. Edgard Blucher Ltda, São Paulo, 253pp.
- DeMaster D.J., Kuehl S.A., Nittrouer D.M. 1986. Effects of suspended sediments on geochemical processes near the mouth of the Amazon River: examination of biological silica uptake and the fate of particle-reactive elements. *Continental Shelf Research*, **6**:107-125.
- Dixit S.; Van Cappellen P. 2002. Surface chemistry and reactivity of biogenic silica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**:2559-2568.
- Faure J.F.F. 1999. *Manguezais do litoral paraense: Recursos naturais, uso social e indicadores de sustentabilidade* – Relatório Parcial. Belém, Departamento de Ecologia. Museu Paraense Emílio Goeldi. 31p. (Relatório Interno).
- Friedrich J., Dinkel C. Friedl G., Pimenov N., Wijsman J., Gomoiu M.-T, Cociasu A., Popa L, Wehrli B. 2002. Benthic nutrient cycling and diagenetic pathways in the North-western Black Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **54**:369-38.
- Martorano L.G.; Pereira, L.C.; César E.G.M.; Pereira I.C.B. 1993. Estudos climáticos do Estado do Pará, classificação climática (Köppen) e deficiência hídrica (Thornthwhite, Mather). Belém, SUDAM/EMBRAPA, SNLCS, 53p.
- Michalopoulos P.; Aller R.C. 2004. Early diagenesis of biogenic silica in the Amazon delta: Alteration, authigenic clay formation, and storage. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**:1061-1085.

TRAÇOS FÓSSEIS CONTINENTAIS NOS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO (CRETÁCEO/TERCIÁRIO), NA REGIÃO DE MANAUS E IRANDUBA – AM

Joelson L. Soares, José B. C. da S. Júnior, Simão B. S. G. Oliveira, Humberto D. Abinader, Afonso C. R. Nogueira

Departamento de Geociências da UFAM
joelsonls@gmail.com, jotabandeira@gmail.com, itaurucum@hotmail.com.br, h1berto@gmail.com,
anogueira@ufam.edu.br

Resumo

Traços fósseis são frequentemente encontrados nos depósitos Cretáceo-Terciário da Formação Alter do Chão na cidade de Manaus e no município de Iranduba. Nas camadas arenosas e argilosas desta unidade foi encontrada uma série de estruturas de escavação cilíndricas e subcilíndricas atribuídas à ação biogênica e bioerosiva de artrópodes, bivalves, vegetais e larvas de insetos, em depósitos de canais e de planície de inundação. Dentre estes traços fósseis descritos estão escavações de insetos e marcas de raízes da icnofácies *Coprinisphaera*, tubos de *Taenidium* da icnofácies Scoyenia, perfurações atribuídas ao icnogênero *Gastrochaenolites* ou icnogênero relativo e diversos tubos de organismos vermeformes *insertae sedis*. Os traços fósseis citados se especializaram aos paleoambientes que habitavam ocupando áreas delimitadas e adaptando-se aos períodos de enchente/vasante e migração dos canais.

Introdução

O intervalo Cretáceo-Terciário é marcado por um evento catastrófico global (Alvarez & Asaro, 1990; Courtillot, 1990) que provocou mudanças climáticas drásticas e consequentemente a extinção em massa de espécies da fauna e flora marinha e continental. Muitos destes organismos (invertebrados) deixaram como registro de sua estadia neste planeta apenas os traços produzidos durante a realização de diversas atividades (locomoção, alimentação, etc.). Estes traços são importantes indicadores paleoambientais e paleogeográficos e auxiliam no estudo de depósitos sedimentares antigos e recentes. Na região amazônica os fósseis corpóreos são de difícil preservação devido às severas condições climáticas há que estão expostos. Os traços fósseis de alguns invertebrados podem resistir melhor às ações intempéricas do que fósseis corpóreos, pois são estruturas físicas que ocorrem em rochas onde as partes duras dos corpos fósseis dificilmente se preservam (Fernandes *et al.* 2002). Traços fósseis são frequentemente encontrados nos depósitos Cretáceo-Terciário da Formação Alter do Chão (Albiano-Cenomaniano) principalmente na cidade de Manaus e mais recentemente no município de Iranduba (Figura 1). A Formação Alter do Chão, interpretados regionalmente como depósitos sedimentares de origem fluvio deltaico-lacustre, é composta por sedimentos siliciclásticos avermelhados que incluem argilitos, folhelhos, siltitos, arenitos e conglomerados (Caputo 1984, Cunha *et al.* 1994, Dino *et al.* 1999, Nogueira *et al.* 1999, Nogueira *et al.* 2003).

Iconologia

Nas camadas arenosas e argilosas aflorantes na cidade de Manaus e na Vila de Paricatuba (município de Iranduba), pertencentes à Formação Alter do Chão são encontrados uma série de estruturas de escavação cilíndricas e subcilíndricas que podem ser atribuídas à ação biogênica e bioerosiva de artrópodes, bivalves, vegetais e larvas de insetos. Foram identificados quatro traços fósseis distintos associados a depósitos com características de sistema fluvial, principalmente depósitos de canal e planícies de inundação. Estes traços

foram classificados sistematicamente de acordo com a sua morfologia e comparados com espécimes similares visando à classificação icnotaxonômica.

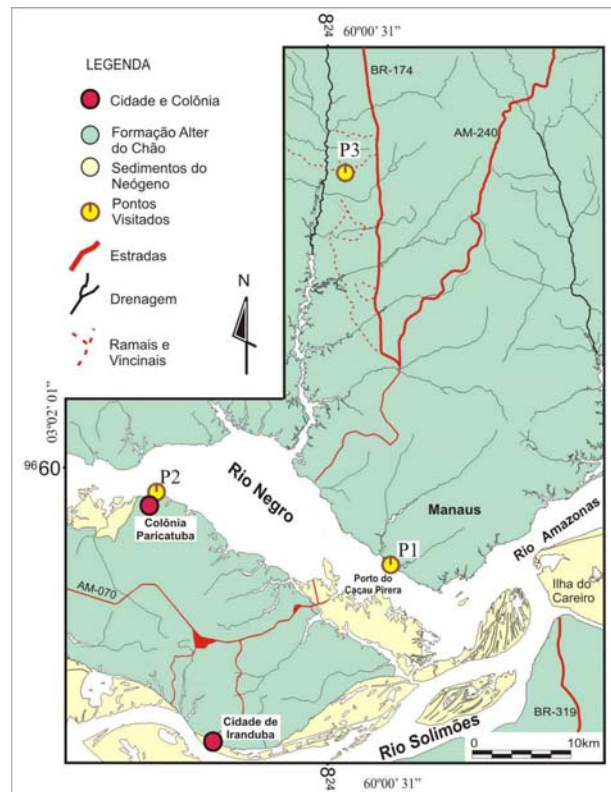


Figura 1 – Mapa geológico simplificado mostrando a cidade de Manaus e o município de Iraduba com destaque para os pontos estudados.

Descrição dos Traços Fósseis

Dentre os traços fósseis descritos encontra-se escavações atribuídas a: 1) icnofácies *Coprinisphaera* (escavações de insetos e marcas de raízes); 2) icnofácies *Scoyenia* (icnogênero *Taenidium*); 3) icnogênero *Gastrochaenolites* ou um icnogênero relativo e; 4) tubos indeterminados (*insertae sedis*).

Icnofácies Coprinisphaera

As escavações de insetos são simples com paredes que apresentam superfície irregular e corrugada, com 15 cm de comprimento e 0,7 cm de diâmetro, os tubos são predominantemente verticais, ligeiramente sinuosos e fortes deflexões em forma de L (Figura 2A). Intercruzamentos semelhantes a ramificações também podem ser encontrados. Os organismos a que estes traços são atribuídos correspondem a faunas de artrópodes e aracnídeos que habitavam regiões próximas a rios e lagos, principalmente margens de canais e planícies de inundação (Ratcliffe & Fagerstrom 1980). Nos sedimentos arenosos são encontradas estruturas em forma de tubos irregulares distribuídos em varias direções no substrato que são características desenvolvidas pelo crescimento de raízes (Figura 2D). Marcas de raízes na Formação Alter do Chão também foram descritas por Nogueira *et al.* (1999) em paleossolos desta unidade.

Icnofácies Scoyenia

O icnogênero *Taenidium* é caracterizado por tubos endicniais horizontais, verticais e oblíquos, curvado e meandantes desprovido de paredes e com preenchimento meniscado (Figura 2C). Suas dimensões alcançam o comprimento de 6,3cm e o diâmetro máximo de

0,6cm. Estes traços encontram-se disseminados em depósitos de canais e abundante nos de planície de inundação (Nogueira *et al.* 2003). Seus meniscos pode ser o resultado da deposição de conteúdo fecal de organismos vermeformes sedimentofagos posterior ao seu deslocamento (processo de ingestão-digestão-excreção) em substrato semi-consolidado rico em material orgânico. Sua visualização só é possível pela mudança granulométrica e pela cimentação de Fe^{2+} nas porções mais grossas.

ICNOGÊNERO Gastrochaenolites ou um icnogênero relativo

É identificado pelas perfurações verticais com a abertura mais estreita que a câmara principal. A abertura circular é conectada a câmara principal alongada e subsférica por um pescoço inclinado. Apresenta comprimento máximo de 2 cm o diâmetro da abertura de 0,3 cm chegando a alcançar 0,7 cm na porção central da câmara principal. São encontrados no topo de uma camada argilosa recobertas por uma camada arenosa com estratificação cruzada acanalada formando uma zona bioturbada (Figura 2B). A fabricação destas perfurações é atribuída geralmente a moluscos bivalvíos (Wilson & Palmer 1998) que habitavam locais de substrato argilosos semi-consolidado submetidos a longos períodos de exposição.

Traços fósseis insertae sedis

Os traços fósseis indeterminados são encontrados em diversos afloramentos como tubos simples cilíndricos com preenchimento ativo e disposto em varia direções nas camadas argilo-arenosas da Formação Alter do Chão. Organismos vermeformes como larvas de insetos podem ser os prováveis geradores destes traços.

Conclusões

Com os dados icnológicos e informações sobre a estratigrafia da unidade pode-se concluir que a fauna que produziu os traços fósseis encontrados nestes depósitos habitou uma área onde predominava um paleoambiente fluvial com planícies de inundação, lagos e rios meandrantés. Estes organismos estavam adaptados as constantes mudanças do ambiente como os períodos de enchente/vazante e as migrações dos canais. Estes condicionantes delimitaram a sua área de ocupação, onde todos os organismos se especializaram. As planícies de inundação e os canais foi o habitat preferido pela fauna e flora do intervalo Cretáceo-Terciário.

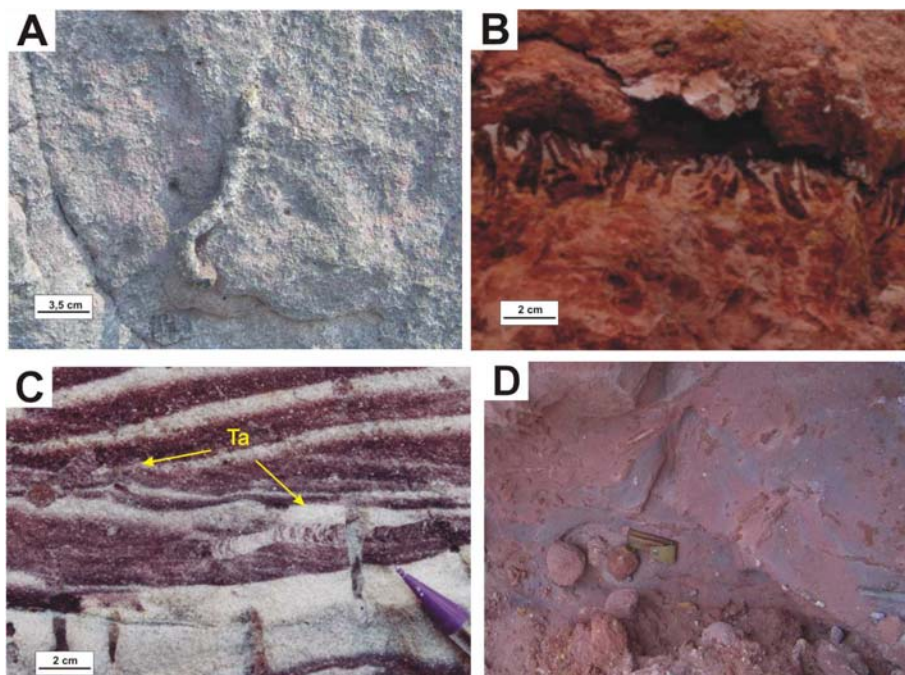


Figura 2 – Traços fósseis da Formação Alter do Chão. A) Escavação de inseto corrugada em forma de L; B) Zona bioturbada por perfurações verticais de *Gastrochaenolites* na interface argila – areia; C) Tubos endicniais horizontais e oblíquos, desprovido de paredes e com preenchimento meniscado do icnogênero *Taenidium*; D) Marcas de raízes.

Referências

- Alvarez, W. & Asaro, F. 1990. Na Extraterrestrial Impact. *Scientific American*, October, p. 44-52.
- Caputo M. V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil*. PhD Thesis, University of California, Santa Barbara, 538 p.
- Courtillot, V. E. 1990. A Volcanic Eruption. *Scientific American*, October, p. 53-60.
- Cunha P. R. C., Gonzaga F. G. Coutinho L. F. C., Feijó F. J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências/Petrobrás*, Rio de Janeiro, **8** (1): 47-55.
- Dino, R. Silva *et al.* 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *In: Simp. sobre o Cretáceo do Brasil*, **5**. Rio Claro, 557-565.
- Fernandes A. C. S., Borghi L., Carvalho I. S., Abreu C. J. (Eds.) 2002. *Guia dos Icnofósseis de Invertebrados do Brasil*. Ed. Interciência, Rio de Janeiro, 260 pp.
- Nogueira A. C. R., Vieira L. C., Suguio K. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, Regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. *In: SBG, Simp. sobre o Cretáceo no Brasil*, **5**, *Anais*, 261-266.
- Nogueira A. C. R., Silva Júnior J.B.C., Horbe A.M.C., Soares J.L., Monteiro A.D. 2003. A Gênese dos Níveis Silicificados da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia*, **8**, Manaus, *Resumo expandido digital*.
- Ratcliffe B. C. & Fagerstrom J. A. 1980. Invertebrate Lebensspuren of Holocene Floodplains: Their Morphology, Origin and Paleocological Significance. *Journal of Paleontology*, **54**(3): 614-630.
- Wilson M. A. & Palmer T. J. 1998. The earliest *Gastrochaenolites* (Early Pennsylvanian, Arkansas, USA): an Upper Paleozoic bivalve borings. *Journal of Paleontology*, Tulsa, **72**(4): 769-772.

LENHOS FÓSSEIS DE PARICATUBA-AMAZONAS

Simão B. S. G. de Oliveira & Afonso C. R. Nogueira

Departamento de Geociências-Universidade Federal do Amazonas
itaurucum@hotmail.com, anogueira@ufam.edu.br

Introdução

A Vila de Paricatuba está localizada na margem direita do baixo curso do Rio Negro, vinte quilômetros a SW da cidade de Manaus. Nesta região ocorrem rochas cretáceas da Formação Alter do Chão (Klistler 1954), composta por: arenitos, pelitos e conglomerados, depositados em ambientes flúvio-lacustres (Caputo *et al.* 1971, Cunha *et al.* 1994). Horizontes de arenito silicificados que ocorrem intercalados com porções de arenitos friáveis, no topo da Formação Alter do Chão, foram denominados “Arenito Manaus” (Albuquerque 1922). Estes horizontes quando portadores de bioturbações, moldes de raízes e raízes petrificadas têm sido interpretados como paleossolos (Nogueira *et al.* 1999). Em Paricatuba, os litotipos da Formação Alter do Chão, são recobertos por depósitos arenosos considerados Neógenos, perfis lateríticos imaturos, latossolos amarelos, manchas de Terras Pretas Arqueológicas e depósitos aluvionares inconsolidados. Localmente, estas unidades desenvolvem camadas restritas de rochas ferruginosas não lateríticas ou “pedras de ferro” (Costa 1991). Segundo Mendes (1988), o termo lenho, serve para designar os tecidos constituintes dos troncos, ramos e grandes raízes de uma árvore. Neste trabalho fragmentos de madeira fossilizada ou lenhos fósseis foram investigados do ponto de vista mineralógico, faciológico e estratigráfico na tentativa de esboçar sua origem. As pedras de ferro de Paricatuba, a exemplo do que já fora registrado em outras áreas tropicais do mundo, contêm fragmentos de madeiras fossilizadas (Costa 1994, Annad 2001).

Metodologia

Em trabalho de campo, foram confeccionadas duas colunas estratigráficas representativas dos afloramentos de Paricatuba. Coletadas amostras de lenhos fósseis contido tanto nos horizontes silicificados da Formação Alter do Chão, quanto nas pedras de ferro sobrepostas para comparação. Pequenas porções de duas amostras (PR-6 e PR-21), uma de cada tipo de lenho, foram pulverizadas manualmente em gral de ágata e submetidas a análises por difratometria de raios-X, para tanto utilizou-se um difratômetro de raios-X de marca SHIMADZU, modelo XDR6000, equipado com tubo de cobre, ângulo de varredura 2θ de 5° a 60° , com velocidade 2° por minuto.

A Estratigrafia da Vila de Paricatuba e os Lenhos Fósseis

Os depósitos da Formação alter do Chão são silicificados e encontram-se organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes. Lentes de conglomerados de matriz argilo-arenosas com grânulos e seixos de argila e quartzo, arenitos médios a grossos exibem estratificações cruzadas acanaladas com segregação de grânulos e seixos na base dos *sets* e dos *forsets*. Arenitos finos a médios com estratificações predominantemente planoparalelas, contêm traços fósseis e fragmentos de madeira. Estes fragmentos fósseis são centimétricos de coloração branca com maclas pretas, apresentam aspecto fibroso e ramificações, sendo interpretadas como prováveis raízes fossilizadas (perfil A, Figura 1). Sobrepostos aos arenitos finos a médios pelitos arenosos com traços fósseis e gretas de contração (Soares *at al.* Neste Simpósio). O topo da sucessão sedimentar silicificada da Formação Alter do Chão é marcada por fraturas que não passam para os depósitos arenosos sobrepostos considerados de idade neógena. Estes depósitos de areia fina a média, localmente grossas e com raros pelitos, são friáveis e

encontram-se intemperizados, recobertos pela vegetação. No contato com a Formação Alter do Chão, predomina arenito grosso e conglomerático e subordinadamente médio, ferruginizados contendo lenhos fossilizados por óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 1 e 2). O arenito ferruginoso encontra-se fragmentado devido a instalação da vegetação atual cujas raízes contribui para o intemperismo físico-biológico. Desta forma, os lenhos são geralmente encontrados na praia de Paricatuba. Estes lenhos, variam em comprimento desde centímetros a decímetros, são, em sua maioria, retilínios e com secção transversal elíptica, possuem coloração superficial marrom/ocre, sendo bem coesos. Estruturas vegetais tais como, fibras, raios, poros e mesmo aparentes anéis de crescimento podem ser observadas mesmo em escala mesoscópica. Os resultados das análises de difração de raios-X, detectaram a goethita como mineral responsável pela fossilização da amostra PR-6, originária da pedra de ferro (perfil B), enquanto na amostra PR-21, proveniente do horizonte silicificado da Formação Alter do Chão (perfil A), o quartzo foi a fase mineral detectada, possivelmente devido a substituição por sílica amorfa na estrutura do tecido lenhoso.

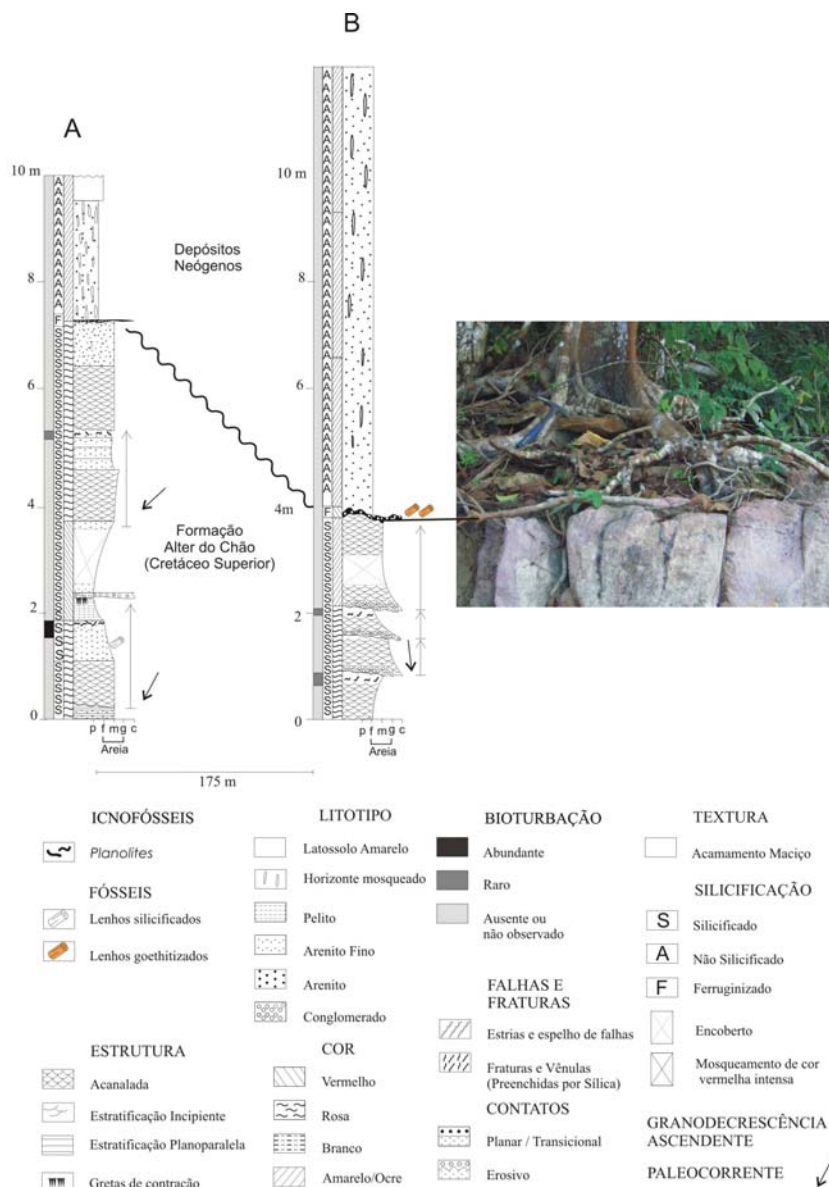


Figura 1. Sucessão sedimentar aflorante na praia de paricatuba. A foto mostra a superfície de contato entre a Formação Alter do Chão e depósitos Neógenos onde ocorrem os lenhos fósseis.

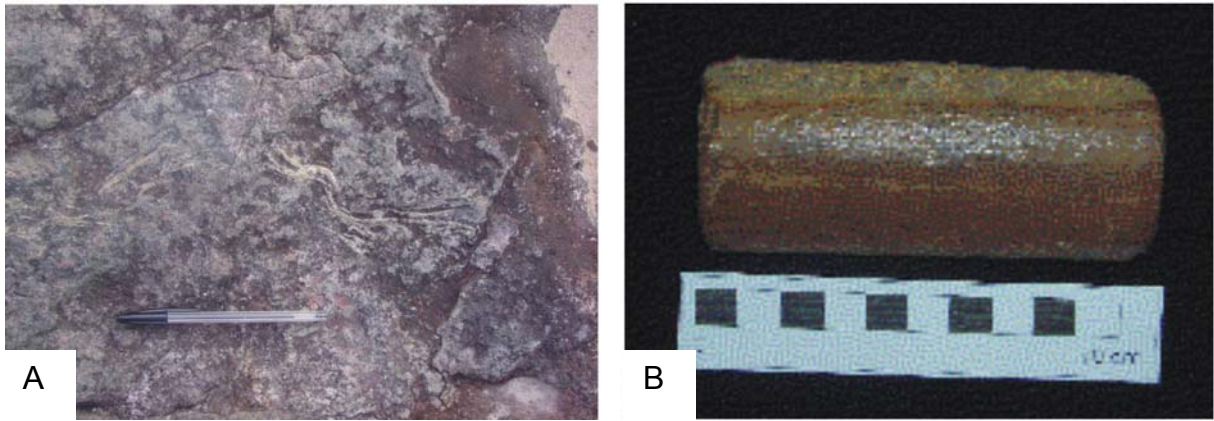


Figura 2. Lenhos fósseis. A) Aspecto de raiz silicificada. B) Exemplo de madeira goethitizada.

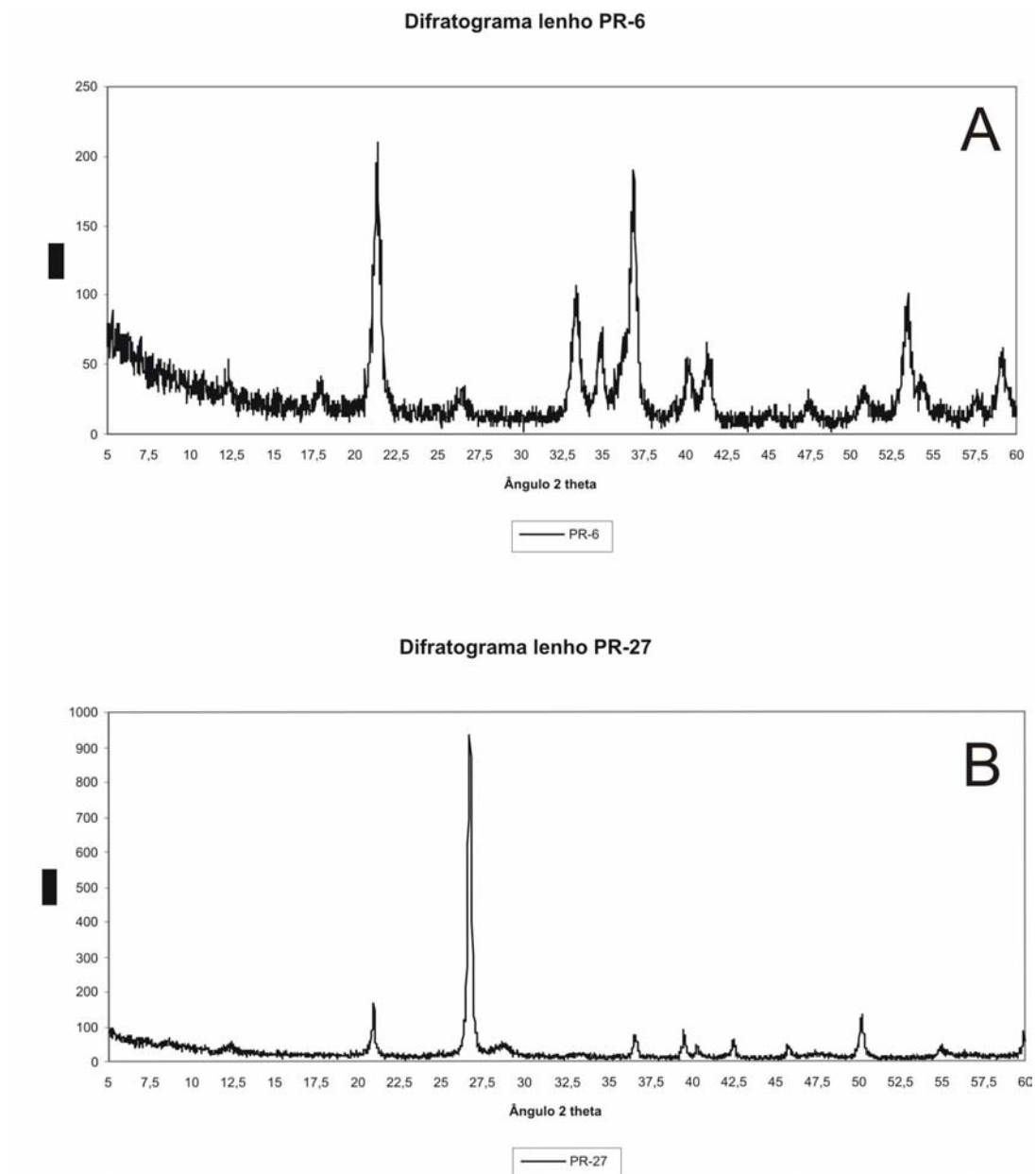


Figura 3. Mineralogia dos lenhos fósseis. A) Difratograma da amostra de madeira goethitizada (perfil B). B) Difratograma da amostra de raiz silicificada (perfil A). Escalas verticais em CPS.

Conclusões

Baseando-se nas características das rochas hospedeiras, no aspecto macroscópico dos fósseis e suas composições mineralógicas, é possível diferenciar dois conjuntos de lenhos fósseis preservados nos afloramentos de Paricatuba. O primeiro, representado por raízes silicificadas associadas a abundantes traços fósseis em arenitos, análogos aos paleossolos da Formação Alter do Chão descritos por Nogueira *et al.* (1999), nos afloramentos da praia da Ponta Negra, na cidade de Manaus. O segundo, representado por um conjunto de lenhos, possíveis ramos, devido a suas formas e dimensões, “goethitizados” e associados à pedras de ferro conglomeráticas sobrepostas às rochas da Formação Alter do Chão, com idade relativa mínima atribuída ao Neógeno. A interface entre estas unidades estratigráficas serviu como uma barreira geoquímica concentrando os óxidos-hidróxidos de ferro favorecendo a fossilização dos lenhos fósseis.

Refêrências Bibliográficas

- Albuquerque, O. R. 1922. Reconhecimento geológico no Vale do Amazonas. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.*, 3, Rio de Janeiro, 84p.
- Anand, R. R. 2001. Evolution Classification and Use of ferruginous regolith materials in gold explorations, Yilgarn Craton, Western Australia. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 1: 221-236
- Caputo, M. V., Rodrigues, R., Vasconcelos, D. N. N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. PETROBRÁS. *Relatório Interno* nº 641-A.
- Costa, M. L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*.21(2):146-160.
- Costa, M. L. 1994. Goethitização como Processo de Fossilização em Ambiente Supergênico. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, IV, *Anais*, 250-252.
- Cunha, P. R. C., Gonzaga F. G., Coutinho L. F. D. E., Feijó, F. J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências* PETROBRÁS, 8: 47-55.
- Kistler, P. 1954. Historical Resume of the Amazon Basin. Petrobrás/Renor, Belém, Relatório Interno.
- Mendes, J. C. 1988. *Paleontologia Básica*. T.A Queiroz: Editora Universidade de São Paulo, São Paulo, 347p.
- Nogueira, A. C. R., Vieira, L. C., Suguio, K. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, Regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. In: 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, *Boletim*, p.261-266.

A SUBFAMÍLIA CYTHERETTINAE TRIEBEL (CRUSTACEA-OSTRACODA) NA FORMAÇÃO PIRABAS, ESTADO DO PARÁ

¹Maria I. F. Ramos & ²Anna A. E. Nogueira

¹ Museu Paraense Emílio Goeldi, CCTE, Belém, Pará. mramos@museu-goeldi.br

² Universidade Federal do Pará, Departamento de Ciências Biológicas. bioanna@gmail.com

A Formação Pirabas é uma das unidades terciárias de maior riqueza fóssilífera de todo cenozóico marinho do litoral brasileiro, onde se encontra sua maior diversidade, sendo que os ostracodes, assim como outros microfósseis, uma ferramenta importante para a reconstituição paleoambiental, e estudos correlativos com outras unidades terciárias afins. A Formação Pirabas compreende o intervalo Neooligoceno-Eomioceno distribuindo-se ao longo da plataforma continental norte-brasileira, desde o Amapá até o Estado do Pará, onde se estende até 50 km ao sul do rio Guamá, na região do município de Irituia (Ramos *et al.*, In: Rossetti & Góes, 2004).

A micropaleontologia da Formação Pirabas, apesar dos esforços, ainda tem muito a ser estudada, devido a grande diversidade da fauna, principalmente no que se refere aos ostracodes; a maioria desses trabalhos enfatizou mais os aspectos taxonômicos e bioestratigráficos, com pouca interação com os aspectos paleoecológicos, os quais contribuíram de maneira bastante tímida para a construção de modelos deposicionais. Macedo (1970) foi um dos primeiros nesta linha de estudo corroborando com a taxonomia dos ostracodes da Formação Pirabas, assim como Távora (1992, 1994 e 1998) entre outros. Este é o primeiro registro da Subfamília Cytherettinae nos depósitos terciários desta unidade.

Os ostracodes são microcrustáceos bentônicos, em sua maioria, e representados morfologicamente por uma carapaça bivalve calcária com uma charneira ao longo da margem dorsal, a qual serve para articular as duas valvas; além da charneira, apresentam formas de carapaça lisa e ornamentada, esta última caracterizada por feições (espinhos, tubérculos, retículos, sulcos entre outras) diferenciadas de acordo com gênero e espécie. A natureza e a distribuição destas feições possuem também importância taxonômica, sendo que sua expressão pode variar como função de mudanças ambientais (temperatura, salinidade, profundidade, pH e tipo de sedimento). Os ostracodes podem ser encontrados nos mais diversos ambientes, inclusive marinho, em suas diferentes profundidades, onde são normalmente mais abundantes e diversos.

A classificação sistemática das espécies atuais é facilitada pela excelente preservação da carapaça e das partes moles sendo fundamentada no número e morfologia dos apêndices; já a classificação sistemática dos ostracodes fósseis, uma vez que a preservação de estruturas orgânicas é rara e excepcional, baseia-se principalmente nas estruturas da carapaça calcária, onde normalmente as variações na morfologia orientam os estudos taxonômicos.

O presente estudo trata da taxonomia da subfamília Cytherettinae Triebel visando identificar os gêneros e espécies e auxiliar nas interpretações paleoambientais. Assim, para se realizar esse objetivo foi necessária a coleta do material da Formação Pirabas, proveniente especificamente, de um perfil definido com base nas características sedimentológicas e estratigráficas e subdividido da base para o topo, desde o nível B0 ao B15, na Mina B-17 (CIBRASA), município de Capanema, estado do Pará (Fig.1). Em seguida, essas amostras foram levadas ao laboratório e tratadas com métodos usuais; para a triagem, foi padronizado 30g de sedimento para cada nível amostrado de onde os ostracodes foram recuperados com o auxílio de um microscópio estereoscópio da Zeiss e, isolados da amostra e colados em lâminas de “Células Franke”. Posteriormente, os espécimes encontrados da subfamília em estudo

foram preparados, colados nos *stubs* e levados ao MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura do Museu Paraense Emílio Goeldi) para serem fotografados.

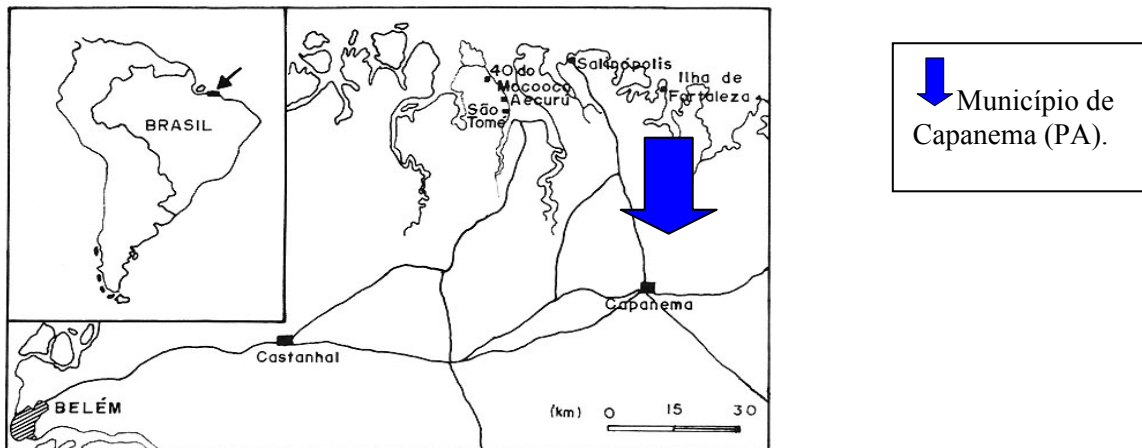


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo no estado do Pará (Góes et al. 1990).

O presente estudo permitiu a identificação e descrição detalhadas das espécies onde identificou-se dois gêneros da subfamília *Cytherettinae*: *Cytheretta* e *Protocytheretta*; o primeiro está, preliminarmente, representado pelas espécies *Cytheretta* sp.1 e sp.2; enquanto que o segundo por *Protocytheretta* sp.1 (Fig.2). Até o momento foram identificadas aproximadamente 119 espécimens de *Cytheretta* e 13 espécimens de *Protocytheretta*; quanto ao gênero *Cytheretta*, ambas as espécies apresentam dimorfismo sexual bem definido permitindo assim a identificação de machos e fêmeas e através do estudo das diferenciações morfológicas das carapaças e valvas.

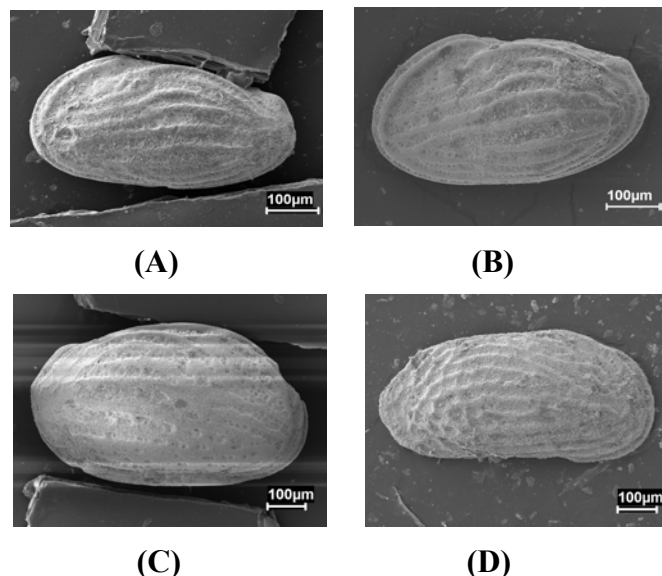


Fig.2 - Espécies da Subfamília *Cytherettinae* encontradas na Mina B-17 do município de Capanema (Formação Pirabas): (A) *Cytheretta* sp. 1. – valva esquerda (macho); (B) *Cytheretta* sp.1. – valva esquerda (fêmea); (C) *Cytheretta* sp. 2 – valva direita (fêmea) e (D) *Protocytheretta* sp. – valva direita.

Observou-se no decorrer do presente estudo que houve diferenciações na análise quantitativa de carapaças e valvas encontradas em cada nível amostrado, onde essas oscilações podem estar relacionadas com modificações nos fatores ambientais, que designam variações físico-químicas, as quais podem alterar o crescimento e o declínio de populações fossilíferas em gerais.

Portanto, cabe ressaltar a importância do estudo de microfósseis, especialmente, os de ostracodes, como sendo uma das bases de reconstrução paleoambiental e bioestratigráfica que contribui para estudos paleoecológicos da Formação Pirabas.

Referências Bibliográficas

- Bergue, C. T. & Coimbra, J. C. 2004. Ostracodes. In: Carvalho, I. de S. (Ed.). *Paleontologia*. pp. 185-199, cap. 23.
- Echevarría, A.E. & Távora, V.A. 1992. Notícias sobre alguns ostracodes da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), procedentes do furo CB-UFPA-P1(85), Município de Capanema, Estado do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **64** (4): 421.
- 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.
- Góes, A. M. & Rossetti, D. F., 2004 . Geologia. In: Rossetti, D. F. e Góes, A. M. (Eds). *O Neógeno da Amazônia Oriental*, MPEG. pp. 13-52.
- Macedo, A.C.M., 1970. *Sobre a distribuição de Ostracoda no Mioceno caribeano com um estudo especial sobre os ostracodes da Formação Pirabas, Pará, Brasil*. Rio de Janeiro. 62 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Moore, R. C. 1961. Treatise on Invertebrate Paleontology. Parte Q: Arthropoda 3 (crustacea/Ostracoda). New York, Lawrence, Geological Society of America and University of Kansas, 442p., figs.1-334.
- Ramos, M. I. F., Távora, V. De A., Pinheiro, M. P., Baia, N.B. 2004. Microfósseis. In: Rossetti, D. F. & Góes, A. M (Eds.). *O Neógeno da Amazônia Oriental*, MPEG. pp.93-107.
- Távora, V.A., 1992. Ostracodes da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no estado do Pará, Brasil. Dissertação (Mestrado em Geologia), Rio de Janeiro, 88p. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Távora, V.A. 1994a. Bythocytheridae, Cytherideidae e Cytheruridae (Crustacea-Ostracoda) na Formação Pirabas (Eomioceno) - Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, Rio de Janeiro, **6**: 91-113.
- Távora, V.A. 1994b. Hemicytheridae, Loxoconchidae, Paradoxostomatidae, Pectocytheridae e Trachyleberididae (Crustacea-Ostracoda) na Formação Pirabas (Eomioceno) - estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, Rio de Janeiro, **6**: 115-140.
- Távora, V.A. 1994c. Ostracodes da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no Estado do Pará. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, **17** (39/1): 119-129.
- Távora, V.A. 1998. Ocorrência de uma nova espécie de ostracoda na Formação Pirabas (Eomioceno) - Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, Rio de Janeiro, **10**: 3-15.

PROVENIÊNCIA DE ARENITOS ALBIANOS DA BACIA DE SÃO LUÍS-GRAJAÚ (MA) SEGUNDO IDADES Pb/Pb EM ZIRCÃO, GEOQUÍMICA DE TURMALINA E DADOS DE PALEOCORRENTES

¹Marivaldo S. Nascimento, ²Moacir J. B. Macambira, ³José A. Brod

¹Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA. msn@ufpa.br

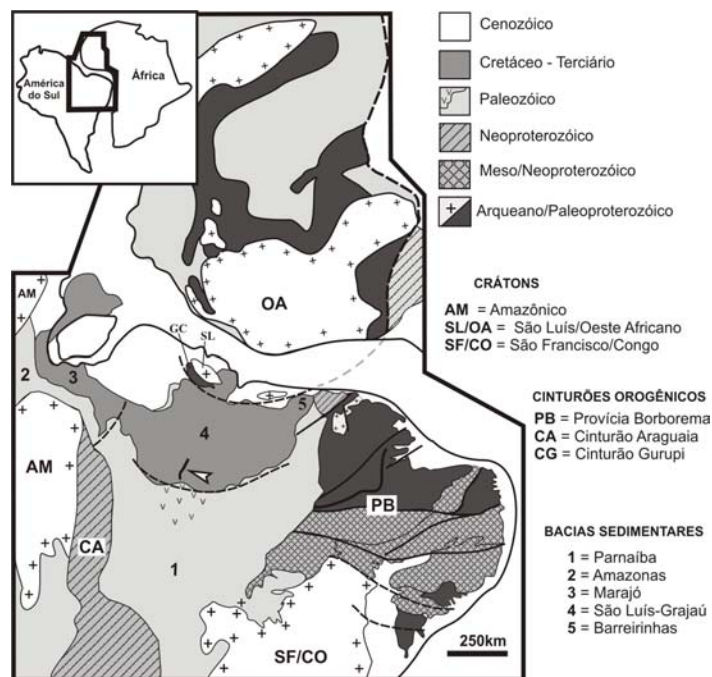
²Centro de Geociências, UFPA. moamac@ufpa.br

³Instituto de Geociências, UnB. brod@unb.br

Introdução

Proveniência tem por objetivo resgatar a história dos sedimentos desde a erosão inicial até sua acumulação e soterramento na bacia de deposição e envolve a geologia, fisiografia e o clima na área fonte (Weltje & Eynatten, 2004). Neste âmbito, os minerais pesados são os mais utilizados. Análise isotópica em zircão detritico e geoquímica em turmalina, em conjunto com dados convencionais de minerais pesados e paleocorrentes, têm ampla aplicação em pesquisas de proveniência (Henry & Guidotti, 1985; Evans & Mange-Rajetzky, 1991; Morton *et al.*, 1996; 2005) porque permite caracterizar e distinguir arenitos de ambiência tectônicas diferentes, obter dados sobre a litologia da área fonte, identificar eventos de formação de crosta, inferir a direção de áreas fontes em relação à bacia deposicional e, eventualmente, estimar a distância do transporte. Este trabalho apresenta uma análise da proveniência de depósitos albianos flúvio-deltaicos da borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú (Figura 1), utilizando idades aparentes Pb/Pb de zircão detritico (evaporação/ionização) e geoquímica de turmalina, em conjunto com dados de minerais pesados (RuZi) e paleocorrentes. Os minerais (fração 62-125µm) são de amostras de arenitos obtidas em 13 afloramentos na rodovia MA006, região de Grajaú (MA). Datou-se 238 zircões num espectrômetro de massa Finningan MAT262 do Laboratório de Geocronologia da UFPA, e foram analisados 214 seções polidas de turmalina, em microsonda eletrônica CAMECA SX50 do Instituto de Geociências da UnB, cujas variações composicionais foram expressas em termos de Mg, Fe e Al, e interpretadas em diagrama Al-Fe_(tot)-Mg and Ca-Fe_(tot)-Mg (Henry & Guidotti, 1985).

Figura 1 - Reconstrução esquemática da margem noroeste do Gondwana ocidental após a fragmentação mesozóica (modificado de Oliveira & Mohriak, 2003), mostrando a localização de Bacia de São Luís-Grajaú (4), os depósitos Albianos estudados (seta), incluindo o embasamento pré-cambriano.



Resultados

A distribuição estratigráfica dos minerais pesados (zircão, turmalina, rutilo, estauroлита e cianita), associada ao índice rutilo/zircão (RuZi) e paleocorrentes, permitiu subdividir a sucessão sedimentar em quatro zonas A, B, C e D (Figura 2A). A Zona A, na base, é marcada por um evidente aumento ascendente dos valores do índice RuZi, onde os estratos cruzados em barras distais exibem direções preferenciais para SW e W. As zonas B, C e D exibem padrões similares tanto na distribuição dos valores de RuZi quanto nos dados de paleocorrentes. Entretanto, nestas zonas o índice RuZi tem comportamento levemente contrário ao da Zona A (aumento ascendente dos valores) e, preferencialmente, mostram paleocorrentes para N, NWN e NE (Figura 2A).

Na Figura 2B observa-se que rochas metassedimentares como metapelitos e metapsammitos (campos 4 e 5 >50%) são invariavelmente as principais fontes de turmalina. Algumas composições, porém, indicam fontes de granitos, pegmatitos e aplitos (campo 2: 10-20%), exceto na Zona C onde estão ausentes. Com exceção da Zona A, algumas composições caem no campo 6 (~5%); apenas 3-5% das turmalinas analisadas caem no campo 7 (zonas A e B). O conjunto das idades dos zircões nestas zonas exhibe estrutura aparentemente similar com ampla variação, do Mesoarqueano ao Neoproterozóico (Figura 1C). Três intervalos de idades são marcantes: Neoproterozóico (540-993 Ma) que aumenta em direção ao topo da sucessão e tem picos de 556 Ma e 652 Ma; Paleoproterozóico (1684-2460 Ma) mais representativo para base seqüência, tornando-se mais representativo na Zona A com pico de 2075 Ma; e Arqueano (2545-3103Ma) com picos de 2725 Ma e 2926 Ma que possui expressivo aumento para o topo da unidade e, na Zona D define dois grupos com picos de 2905 Ma e 2725 Ma (Figura 1C). Na Zona D zircões Paleoproterozóicos têm baixa representatividade e apenas nas zonas B, C e D ocorre o componente Paleozóico (506-537 Ma), além de um pequeno componente Mesozóico (~145 Ma) na Zona D. O padrão nas composições das turmalinas e dos espectros das idades de zircão atestam mudanças tanto na fonte de turmalina, quanto na de zircão.

Interpretações e Conclusões

A Bacia de São Luís-Grajaú (BSLG) constitui uma ampla região sedimentar, no norte do Brasil, que inclui o Maranhão e a porção nordeste do Pará cujo embasamento consiste em rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas que formavam a porção noroeste do Gondwana Ocidental, e atualmente, afloram nas faixas Araguaia e Gurupí, crátons Amazônico e São Luís/Oeste Africano, e Província Borborema (Figura 1); também fazem parte deste embasamento rochas paleozóicas da Bacia de Parnaíba. A origem e evolução dos depósitos cretáceos na BSLG, em especial os Albianos enfocados neste trabalho, devem-se, efetivamente, à abertura do Oceano Atlântico Equatorial (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior) que levou à separação das placas Sul-Americana e Africana. Em consequência desse processo, deu-se a maior transgressão causada pelo Oceano Atlântico em território brasileiro entre o Neo-aptiano e o final do Albiano (Almeida & Carneiro, 2004). A partir do Atlântico Equatorial, possivelmente através da Bacia de Barreirinhas (Figura 1), o mar cretáceo ingressou sobre a porção norte da Bacia paleozóica do Parnaíba, depositando sedimentos neo-aptianos a eo-albianos, e em seguida em condições regressivas e continentais depositaram-se os sedimentos abianos. Seguindo esta linha evolutiva, os dados de paleocorrentes aqui apresentados sugerem, que os sedimentos albianos em questão teriam se depositado inicialmente ainda em caráter levemente transgressivo (Zona A) cujas áreas fontes potenciais, localizadas a NE, E e N, tiveram maior influência na contribuição de zircão do Paleoproterozóico (ver figuras 1 e 2C). Fontes com idades semelhantes de zircão são encontradas na região do Craton São Luís (remanescente do Cráton Oeste Africano) e do Cinturão Gurupí (Gorayeb *et al.*, 1999; Klein *et al.*, 2002). Na deposição das zonas B, C e D,

possivelmente já sob condições efetivamente regressivas, as fontes ao sul e sudoeste se tornaram mais importantes, envolvendo sedimentos com maior incidência de zircões do Neoproterozóico e do Arqueano, sugerindo maior influência do embasamento contendo rochas metamórficas, principalmente metassedimentares, e ígneas na Faixa Araguaia, Província Borborema e porção leste do Cráton Amazônico, onde se registram zircões com idades correlatas (Alvarenga *et al.*, 2000; Brito-Neves *et al.*, 2000; Tassinari & Macambira, 2004). Comparando-se os dados de turmalina (Figura 2B) com as idades aparentes de zircão, atesta-se que rochas metassedimentares, principalmente do Neo e Paleoproterozóico, foram fontes mais importantes de sedimentos, com participação secundária de rochas graníticas. Entretanto, vale ressaltar que a Bacia paleozóica do Parnaíba, sobre a qual se instalou a Bacia de São Luís-Grajaú, teve grande participação como fonte secundária de sedimentos, dado o auto grau de arredondamento dos minerais pesados (zircão e turmalina) e elevada maturidade textural dos arenitos (Nascimento e Góes, submetido). No Paleozóico as placas Sul-Americana e Africana ainda estavam ligadas, formando o oeste do Gondwana (Figura 1). Neste contexto paleogeográfico, a Bacia do Parnaíba recebera grande aporte sedimentar oriundo de extensos cinturões orogênicos brasileiros-panafricanos: Araguaia, Borborema e Gurupi, e regiões cratônicas, considerando também seus equivalentes africanos (ver Figura 1), que no Mesozóico foram retrabalhados na BSL. Portanto, os resultados apresentados neste trabalho mostram que através de dados de minerais pesados e paleocorrentes foi possível atestar a evolução e a proveniência dos depósitos albianos na borda sul da BSLG sob uma perspectiva mais ampla, considerando eventos geológicos que correram em tempos pré-cretáceos.

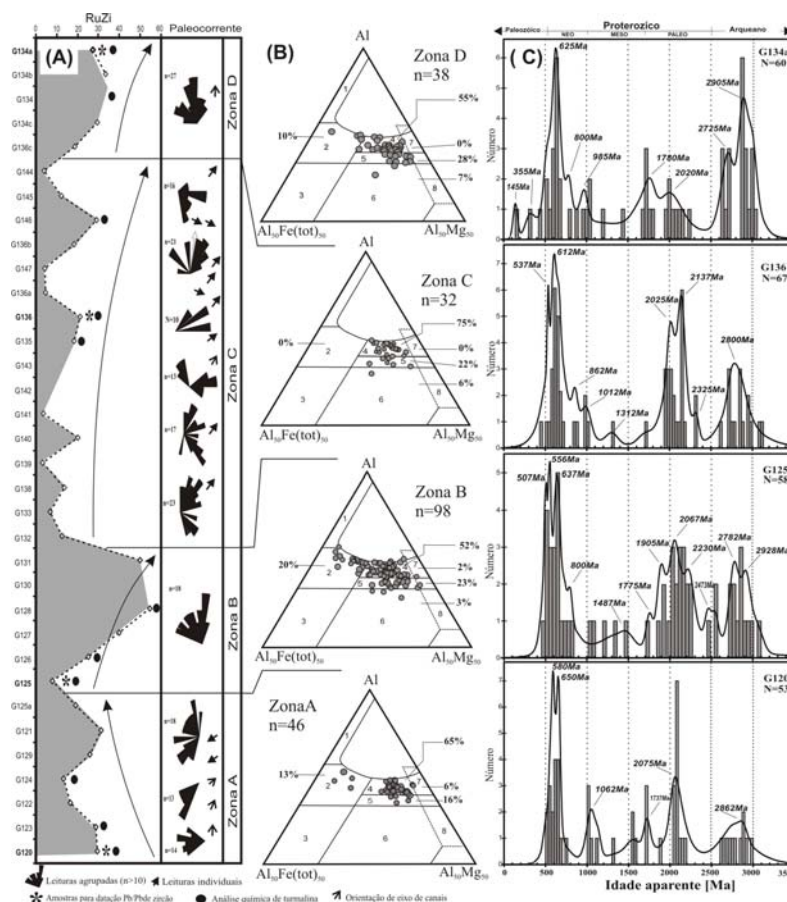


Figura 2 - (A) Índice rutilo/zircão (RuZi) e paleocorrentes, (B) química de turmalina em diagrama de proveniência (Henry & Guidotti, 1985) e (C) idades Pb/Pb de zircão dos Arenitos albianos.

Referências

- Almeida F.F.M. & Carneiro C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In.: V.Mantesso-Neto, A.Bartorelli, C.D.R.Carneiro & B.B.Brito-Neves (eds.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Masques de Almeida*. BECA Ed.: 43-58.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. In.: U.G.Cordani, E.J.Milani, A.Thomaz Filho, D.A.Campos (eds.). *Tectonic Evolution of South América*:183-229.
- Brito-Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In.: U.G.Cordani, E.J.Milani, A.Thomaz Filho, D.A.Campos (eds.). *Tectonic Evolution of South América*:151-182.
- Evans M.J. & Mange-Rajetzky M. 1991. The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. A.C.Morton, S.P.Tood & P.D.W.Haughton (eds.). *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Published by Geological Society London: 323-342.
- Gorayeb P.S.S., Gaudette H., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 1999. Geologia e Geocronologia da Suite Rasário, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4): 571-578.
- Henry D.J. & Guidotti C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 70: 1-15.
- Klein E.L., Koppe J.C. Moura C.A.V. 2002. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 14: 837-849.
- Morton A.C., Claoué-Long J.C., Berge C. 1996. SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Staffjord Formation, North Sea. *Journal of the Geological Society London*, 153: 915-929.
- Morton A.C., Whitham A.G., Fanning C.M. 2005. Provenance of Later Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology*, 182: 3-28.
- Oliveira D.C. & Mohriak W.U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 351-383.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In.: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & B.B. Brito-Neves (eds.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Masques de Almeida*. BECA Ed.: 472-485.
- Weltje G.J. & von Eynatten H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171: 1-11.

PROVENIÊNCIA DO ARENITO DO GUAMÁ (SILURIANO INFERIOR) COM BASE EM PETROGRAFIA E DATAÇÃO DE GRÃOS DE ZIRCÃO POR EVAPORAÇÃO DE Pb

Pablo S. Martins, Werner Truckenbrodt, Candido A.V. Moura

Centro de Geociências – UFPA. pablosimoes15@yahoo.com.br, trucken@ufpa.br, candido@ufba.br

Introdução

O Arenito do Guamá (Siluriano Inferior) é um quartzo-arenito que ocorre na região nordeste do Estado do Pará. A característica mais marcante do mesmo é sua notável maturidade textural e composicional. Localmente rico em *Skolithos*, este arenito foi depositado em ambiente marinho raso (*foreshore/shoreface*) e representa a fácies distal da Formação Ipu do Grupo Serra Grande na Bacia do Parnaíba (Truckenbrodt & Alves 1982, Caputo & Lima 1984), sendo correlacionável também com as fácies litorâneas da Formação Nhamundá na Bacia do Amazonas (Soares *et al.* 2005). Neste trabalho, com base em petrografia convencional, microscopia eletrônica de varredura (MEV) e datação de monocristais de zircão por evaporação de chumbo (Pb-Pb em zircão), procurou-se identificar as possíveis áreas-fonte para este arenito.

Minerais Acessórios

A análise da assembléia de minerais pesados mostrou que a mesma é do tipo ultraestável, sendo composta, principalmente, de grãos de zircão e turmalina. Anatásio e rutilo aparecem em quantidades menores e o anfibólio é mineral traço. Dentre os minerais pesados opacos, o cromo-espinélio domina enquanto a ilmenita ocorre apenas raramente.

Imageamentos de grãos de zircão sob o MEV, utilizando o modo de elétrons retro-espalhados, sugerem que os mesmos sejam notadamente magmáticos, com alguns grãos tendo passado por fases de metamorfismo, enquanto a análise das texturas superficiais de grãos de turmalina e zircão indicou que estes sofreram intemperismo químico e físico nas áreas-fonte e abrasão intensa no ambiente deposicional.

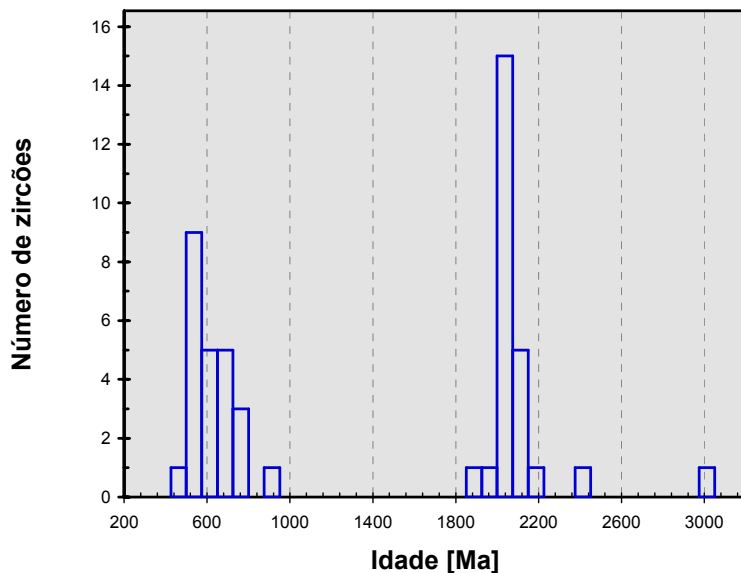
Possíveis Áreas-fonte

A partir das idades obtidas em zircões detríticos do Arenito do Guamá, pode-se afirmar que o mesmo teve como principais fontes primárias rochas formadas nos ciclos Transamazônico e Brasileiro (Figura 1). Com base nessas informações, e em dados paleogeográficos (Caputo & Lima, 1984; Grahn & Caputo, 1992), estima-se que o Cráton Oeste-Africano e o seu prolongamento no Brasil (Cráton São Luís), bem como as faixas neoproterozóicas associadas aos mesmos, foram fontes potenciais de sedimentos para o Arenito do Guamá. Da mesma forma, podemos considerar que a Província Borborema também teria sido uma importante fornecedora de detritos para esta unidade do nordeste do Pará, aventando-se ainda que a porção oriental do Escudo das Guianas e a Faixa Araguaia poderiam ter atuado, pelo menos em pequena escala, neste mesmo sentido. O fato que as faixas móveis neoproterozóicas possam ser consideradas como provedoras potenciais dos sedimentos é corroborado ainda pela existência de cromo-espinélio, mineral comum em rochas ultrabásicas, as quais ocorrem em quantidades consideráveis, principalmente nos cinturões Trans-Sahara e Araguaia. Os dados texturais, mineralógicos e geocronológicos apontam também uma provável origem do Arenito do Guamá de rochas sedimentares pré-existentes e menos uma origem direta dos terrenos cristalinos acima citados.

Referências

- Caputo, M. V. & Lima, E. C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande-Bacia do Parnaíba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 2: 740-753.
- Grahn, Y. & Caputo, M. V. 1992. Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 9-15.
- Klein, E. L. 2004. Evolução geológica pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil.
- 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.
- Soares, E.A.A., Truckenbrodt, W. & Nogueira, A.C.R. 2005. Fácies litorâneas e subglaciais da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior), região de Presidente Figueiredo, Bacia do Amazonas. *Bol.Mu.Paraense Emílio Goeldi, ser.Ciências Naturais*, 2: 105-132.
- Truckenbrodt, W. & Alves, R. J. 1982. Sobre a petrologia do Arenito do Guamá, região de São Miguel do Guamá, NE do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Nova Série: Geologia*, Belém, (27): 1-19.

Figura 1- Frequência relativa das idades de zircões detriticos do Arenito Guamá



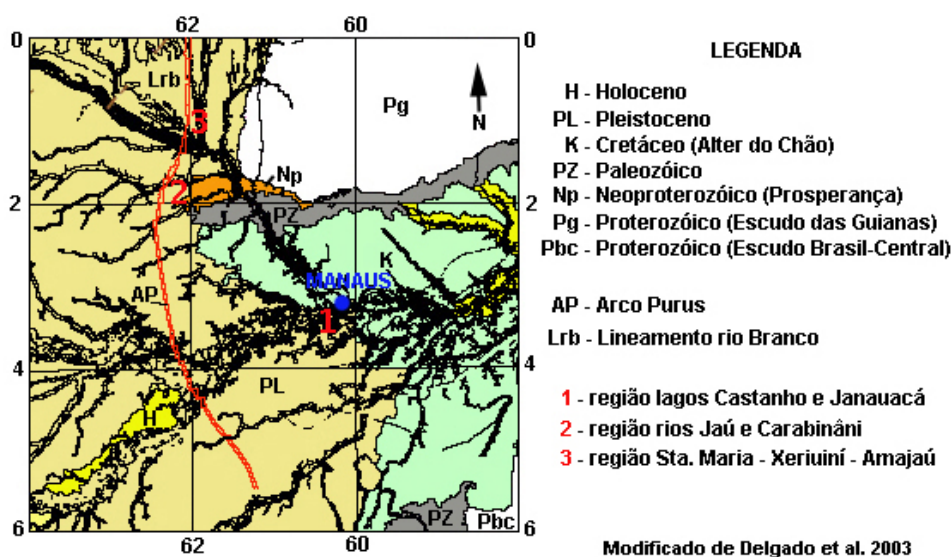
EVIDÊNCIAS DE SEDIMENTAÇÃO PLEISTOCÊNICA NO FLANCO ORIENTAL DO ARCO PURUS, ESTADO DO AMAZONAS – FORMAÇÃO IÇÁ?

Nelson J. Reis, Raimundo de J. G. D'Antona, Marco A. de Oliveira,

Serviço Geológico do Brasil – SUREG-Manaus
reis@ma.cprm.gov.br, gato@ma.cprm.gov.br, moliveira@ma.cprm.gov.br

Introdução

O Arco Purus corresponde a um alto estrutural limitante das bacias Amazonas e Solimões (Figura) e funcionou como uma zona compartimental NW-SE durante a evolução das bacias, tendo possível origem extensional, controlando, em particular, a migração lateral dos sistemas deposicionais. As sucessões paleozóicas, cretácea e do Paleogeno compõem na região do Arco Purus em seção com espessura em torno de 500 m, totalizando, contudo, mais de 2.000 metros de espessura em direção ao depocentro (Wanderlei Filho, 1999). No Paleogeno, o início do soerguimento andino veio efetivar o isolamento da bacia Alter do Chão, cujos rios cederam lugar a extensos lagos alimentados por um sistema fluvial meandrante de baixa energia. A partir do Mioceno e paroxismo andino, foram depositados em ambiente fluvio-lacustre, sedimentos argilosos, silticos e arenosos com níveis delgados de linhito e conchas de moluscos e cordatos (Formação Solimões - Maia *et al.* 1977). Finalmente no Pleistoceno a bacia passou a ser assoreada por abundante aporte de sedimentos oriundos dos Andes (Formação Içá – Maia *et al.*, 1977). Nos domínios Baixo Negro (DBN), Baixo Solimões (DBS) e Baixo Branco (DBB) têm sido mapeadas rochas sedimentares proterozóicas da Formação Prosperança (DBN, Caputo *et al.* 1971), paleozóicas do Grupo Trombetas (DBN, Caputo *et al.*, 1971), cretáceas da Formação Alter do Chão (DBS e DBN, Damião *et al.*, 1972; Santos *et al.*, 1974; Reis & Figueiredo, 1983; D'Antona *et al.*, 2006) e extensa área sedimentar estabelecida ao Paleogeno ou Neógeno (DBB e DBS). A Formação Alter do Chão, onde aflorante, desenvolve perfis lateríticos principalmente sobre as litofácies "Arenito Manaus" e arenosa caulínica. Efeitos da neotectônica têm possibilitado o reconhecimento de compartimentos morfoestruturais (Bemerguy *et al.* 2002) oriundos de complexo arranjo de falhas normais e transcorrentes de grande amplitude e que refletem prévias estruturas do embasamento da bacia (Eiras *et al.* 1994; Costa *et al.* 1996).



Quadro Geológico Regional

Um dos aspectos mais marcantes da geologia da folha SA.20-Manaus está na ampla distribuição de uma cobertura sedimentar neógena, no entanto, pouco investigada no seu aspecto estratigráfico e arcabouço estrutural. A CPRM (2005) tem apontado nesta folha uma unidade pleistocênica veiculada à Formação Içá, cujas relações estratigráficas evidenciam condições de *onlap* sobre unidades sedimentares mais antigas e rochas do embasamento. Contudo, Santos (1974) referiu-se a “Bacia Cenozóica Solimões” cuja litoestratigrafia teve trato por parte de Caputo *et al.* (1971) no estabelecimento da Formação Solimões (Paleoceno a Pleistoceno). No DBN, Santos *et al.* (1974) descreveram-na como constituída (base-topo) por siltitos e arenitos. No entanto, as seções levantadas nos rios Jaú e demais tributários do DBN revelam características litológicas diferentes daquelas definidas para a Formação Solimões (Maia *et al.*, 1977). Ademais, Cruz (1984) reafirmou abundante fauna do Mioceno – Plioceno, descartando, deste modo, qualquer relação ao Pleistoceno. No DBB, Reis & Souza (1998) noticiaram a ocorrência de arenitos ferruginosos fluviais, ricos em estratificações cruzadas tabulares e com paleocorrente para o quadrante SW. Neste estudo, reúnem-se outras duas áreas de franca ocorrência de sedimentitos representados pela intercalação de arenitos ferruginosos e argilitos acinzentados litificados, com destaque para o DBS nas exposições dos lagos Janauacá e Castanho. Estas localidades, somadas àquelas do DBN e DBB evidenciam conjuntamente a presença de uma bacia mais jovem e pleistocênica a leste do Arco Purus cuja borda revela uma situação compartimental estrutural com direção daquela do arco em NW-SE, contudo, organizando-se ao norte com a direção N-S que controla o baixo curso do rio Branco (Figura). A seguir são descritas as principais áreas de ocorrência dessa sedimentação neógena e principais características.

DBB – Área São José do Anauá – Santa Maria do Boiaçu - baixo Xeriuíni – Amajaú

O DBB representa uma unidade de relevo na forma de pediplano, dominante na porção sul de Roraima e com gradiente regional pouco acentuado em direção à calha do rio Negro. Reúne áreas inundáveis, permanentes ou não e com vegetação diversificada. Suas rochas sedimentares mais antigas têm sido creditadas ao Pleistoceno e cujas características fluviais são dominantes. Encontra-se sobreposta por uma sedimentação mais jovem relacionada ao Pantanal Setentrional (Santos & Nelson, 1995). Reis & Souza (1998) descreveram uma monótona sucessão de arenitos amarelados, ferruginosos e subordinados níveis argilosos acinzentados. Formam barrancas, em média com 5,0 metros de espessura, estando recobertos por latossolo amarelo e por vezes horizontes lateríticos. Na antiga localidade de São José do Anauá (folha NA.20-Z-D), a seção sedimentar é composta na base por argilito acinzentado, plástico gradacional a siltito argiloso amarelado e argilito mosqueado. Da ilha Quarenas para jusante (folha SA.20-X-A) predominam arenitos sobre argilitos semi-consolidados, evidenciando-se processos de ferrificação e lixiviação do material sedimentar. Nos arredores da vila Santa Maria do Boiaçu desponta espesso horizonte de canga laterítica, matriz arenosa média, sobre um pacote arenítico com cerca de 3,0 metros de espessura. No rio Branco (GPS: S 0°19'18.3"/W 61°50'2.9"), em seção com 5,0 metros de espessura (base-topo) tem-se: argilito acinzentado, maciço e gradacional a siltito argiloso (2,0m); siltito a arenito ferruginoso, coloração amarelo-avermelhada (2,0 m) com estratificação cruzada tabular (0,5 a 1,0 metro) e azimute de paleocorrente para SW (240°). No trecho Sacai - rio Xeriuíni, predominam sedimentos semi-consolidados holocênicos com níveis de turfa. No baixo Xeriuíni as barrancas atingem 5,0 metros de altura, estando representadas na base por argilito acinzentado, plástico, por sua vez capeado por siltito argiloso a argilito síltico, mosqueado, acinzentado a creme-esbranquiçado e arenitos ferruginosos. Nesses últimos, mediu-se azimute de paleocorrente em estrato cruzado acanalado com direção SW (258°) e acamadamento N20W/18SW. Nas localidades do Lago Grande e Terra Preta, no rio Xeriuíni, as barrancas

são predominantemente argilosas e recobrem níveis arenosos amarelo-avermelhados. O paraná Amaja interliga os rios Branco e Negro e sua margem direita expressa barrancas na ordem de 6,0 metros de altura com argilitos sílticos, silitos argilosos e arenitos na base e argilitos mosqueados no topo. Os estratos arenosos ferruginosos são persistentes na base e revelam acamadamento em N30W/19SW e estruturas cruzadas acanaladas (0,30 m). Em vários trechos do paraná, uma sedimentação holocênica preenche discordantemente o paleorelevo mantido pelos arenitos.

DBN – rea rios Jaú e Carabinani

A rea-foco do DBN encontra-se na margem direita e bacias dos rios Jaú e Carabinani. Constitui uma planície sedimentar onde aflora sistematicamente uma sucessão de arenitos e silitos argilosos litificados, sotopostos aos depósitos aluvionares. Os afloramentos aparecem sob forma de barrancas com até 8,0 m de espessura. Santos *et al.* (1974) descreveram uma seção sedimentar no alto Jaú com cerca de 106 metros de espessura e que recobre a Formação Prosperança. Os primeiros 62 metros correspondem a silitos argilosos, amarelados, finamente laminados e micáceos. Recobrem 20 metros de silitos argilosos acinzentados, laminados e com presença de matéria orgânica. A seção é completada com arenitos sílticos, amarelados a acinzentados e pouco estratificados no topo.

DBS – rea lago Janauacá

O lago Janauacá ocupa planície de inundação da margem direita do rio Solimões, distando cerca de 10 km a SW de Iranduba. Revela forma elíptica, assumindo, contudo, padrão dendrítico  medida que adentra a região de terra firme. Suas barrancas, no curso do canal de ligação com o rio, expõem na época de estiagem, 10 m de altura por 30 m de extensão encontrando-se em cotas mais elevadas que as áreas de planície aluvial. Da base para o topo, em estratos subhorizontais, aflora um argilito cinza-esverdeado, litificado com nível concrecionário ferruginoso (3,0 m), estando recoberto por horizonte argiloso mosqueado (2,0 m) e finalmente por crosta laterítica ferruginosa (0,10-1,0 m). Recobre um perfil de solo com cerca de 2,70 m.

DBS - rea lago Castanho

O lago Castanho integra um complexo de lagos interligados ao curso do paraná Castanho Mirim, proximidade da sede do Careiro do Castanho. Nas suas barrancas, em área no entorno da travessia da balsa pela BR-319 (Manaus-Porto Velho), afloram argilitos acinzentados, plásticos, recobertos por arenitos amarelados, ferruginosos, com estratos cruzados tabulares a plano-paralelos, recobertos por sua vez por horizonte areno-argiloso e crosta laterítica (espessura de 5,0 m). Processos de diagnese são visíveis nos horizontes mais ferruginosos e conferem morfologia ondulada em seção. O mergulho das camadas  20SW. No setor oriental do lago Castanho os barrancos ganham altura e perfilam um alto estrutural por meio de falhas normais com padrão NW-SE que controlam a unidade Alter do Chão. Deste modo, é sugestivo o contato discordante entre os depósitos neógenos descritos para aqueles cretáceos intemperizados.

Conclusões

1 - a unidade sedimentar neógena (Pleistoceno) aflora em várias drenagens a leste do arco Purus, no limite com rochas do cristalino e sedimentares das unidades Prosperança, Trombetas e Alter do Chão. Reúne uma sucessão de arenitos e silitos ferruginosos, amarelados e argilitos acinzentados afossilferos. As seções apontam para processos de lateritização mais jovem do que aquele registrado nas litologias Alter do Chão e comum presença de horizontes argilosos a síltico argilosos e lateritos no topo; de leste para oeste e de

norte para sul no DBB, DBN e DBS as ocorrências arenosas decrescem em relação aquelas argilosas e silticas;

2 – no DBB os arenitos fluviais assinalam acamadamento N20-30W/18-19SW e azimute de paleocorrente em estratos cruzados tabulares no quadrante SW (240°, 260°). A bacia denota, deste modo, vergência para oeste, em direção ao arco;

3 – a unidade sedimentar registra contemporaneidade e ambiência contígua à Formação Içá do Alto Solimões, revelando, contudo, características próprias de uma área-fonte relacionada ao substrato dos escudos Guianas ao norte e Brasil-Central a sul;

4 - a gênese dessa bacia sedimentar neógena ainda é incerta, permitindo, entretanto, por meio das exposições reunidas neste estudo, postular uma sedimentação a leste do arco Purus controlada por sistemas de riftes rasos que acompanham a direção NW-SE do arco e N-S do substrato do DBB (Lineamento rio Branco).

Bibliografia

- Bemerguy R.L. *et al.* 2002. Structural geomorphology of the Brazilian Amazon Region. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3, p. 245-258.
- Caputo M.V. *et al.* 1971. *Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas*. Belém. Petrobrás, 92 p. [Rel. Ined. 641-A].
- Costa, J.B.S. *et al.* 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos estruturais, tectônicos, geomorfológicos e estratigráficos. *Geonomos*, 4:23-44.
- Cruz N.M. da C. 1984. Palinologia do linhito do Solimões – Estado do Amazonas. In: Symposium Amazonico, 2, Manaus, DNPM, *Anais*: 473-476.
- D’Antona R. de J.G. *et al.* 2006. Projeto Materiais de Construção na Área Manacapuru – Iranduba – Manaus – Careiro da Várzea – Manaquiri – Careiro do Castanho (DBS). Relatório Final, CPRM, Manaus (no prelo).
- Delgado I. de M. *et al.* 2003. Mapa Tectônico do Brasil. 1:5.000.000. CPRM.
- CPRM 2005. Folha SA.20-Manaus. Carta Geológica Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Eiras, J.F. *et al.* 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobrás S.A*, Rio de Janeiro, **8** (1):17-45.
- Maia R.G.N. *et al.* 1977. *Projeto Carvão no Alto Solimões*. Relatório Final. CPRM/DNPM, Manaus, v.I, 142 p.,
- Reis N.J., Figueiredo E.S. 1983. *Projeto Turfa do Médio Amazonas*. Rel. Progr. CPRM/DNPM, Manaus, 69 p.
- Reis N.J., Souza, M.A.P. de 1998. Aspectos Geológicos do Domínio Baixo Rio Branco - DBRB. Rel. Interno, Inédito, CPRM, Manaus, 11p., il.
- Santos J.O.S. *et al.* 1974. *Projeto Norte da Amazônia. Geologia da Folha SA.20-Z*. Relatório Final. CPRM/DNPM, Manaus, v. I-A, 145 p., il.
- Santos J.O.S. 1974. Considerações sobre a bacia cenozóica Solimões. In:SBG, Cong. Geol. Bras., 28, Porto Alegre, *Anais*: 3-11.
- Santos J.O.S., Nelson B.W. 1995. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. In: Cong. Latino-Amer. Geol., 9, Caracas, *Temário* 4, 10p., il.
- Wanderley Filho, J. R. 1991. Evolução estrutural da bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. 1991. 125 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Belém.

A FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES, NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA ARAGUAIA: FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DO FURO SMD-08, REDENÇÃO, PARÁ

¹Felipe T. Figueiredo, ¹Setembrino Petri, ¹Renata L. Hidalgo, ²José B. C. da Silva Júnior, ²Afonso C. R. Nogueira

¹Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Curso de Graduação. ftf@cebnet.com.br, spetri@usp.br

²Departamento de Geociências, Fundação Universidade do Amazonas, Manaus, AM

³Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGC/USP, São Paulo, SP

A Formação Couto Magalhães é caracterizada por filitos, ardósias e metargilitos, com metarenitos, metarcóseos e metacalcários subordinados, em parte sobrepondo ao embasamento do Cráton Amazônico à oeste (Hasui. *et al.*, 1984., Dall'Agnol. *et al.*, 1988). Quando aflora, encontra-se intemperizada ao longo da margem sudeste do Cráton Amazônico, recobrando-o parcialmente. Compreende uma região com aproximadamente 800Km de comprimento e largura não superior a algumas centenas de quilômetros, localizada em mapa entre os paralelos 5 a 12 ° e meridianos 49 a 50. Em afloramentos, as rochas desta formação são melhor representadas à oeste do rio Araguaia, do que na porção leste, onde os filitos e ardósias são capeados por espessa cobertura laterítica. É comum a presença de intrusões de rochas ultra-básicas serpentinizadas e cloritizadas nesta Formação.

Os depósitos da Formação Couto Magalhães são ainda pouco estudados devido à escassez de exposições e o difícil acesso na região SW da Faixa Araguaia. A obtenção de testemunhos dessa unidade a partir da sondagem no Alvo São Martim, feita pela mineração Genipapo do grupo WMC (Western Mining Company) na região de Redenção, no Estado do Pará, permitiu pela primeira vez caracterizar esses depósitos e incluí-los na história neoproterozóica da América do Sul. Neste trabalho foi realizada a descrição macroscópica de 603,10 m de testemunhos de rochas siliciclásticas do Furo SMD-08. Os testemunhos de duas polegadas de diâmetro estão distribuídos dentro de 146 caixas de madeira, cada uma com capacidade para o armazenamento de 4,0 m de testemunhos, divididos em 4 segmentos de 1,0 m cada, e se encontram depositadas na UFPA.

No laboratório de Estudos Paleobiológicos do Pré-Cambriano (IGC-USP), as amostras foram agrupadas em categorias de mesma fácies, num total de 35 amostras laminadas, e foram descritas e interpretadas. A classificação das rochas sedimentares seguiu a proposta de Folk (1974) e a nomenclatura adotada para os aspectos texturais foi a de Pettijohn *et al* (1987). Para a descrição especificamente de arenitos foi seguido o esquema proposto por Tucker (2001). Adicionalmente, para melhor caracterização da mineralogia dos pelitos utilizou-se a difratometria de raios-x.

O estudo faciológico e estratigráfico preliminar permitiram interpretar a sucessão de rochas carbonáticas e siliciclásticas como depósitos de águas profundas relacionadas à zona de talude e assoalho de bacia marinha. Esta interpretação é baseada em dois aspectos principais: a) rochas carbonáticas com espessuras superiores a 30 metros o que implicaria em fonte marinha, onde este material seria produzido em abundância de forma a suprir o talude; b) variedade de fácies, o que seria sugestivo de um ambiente mais amplo que o de uma bacia restrita.

A análise litoestratigráfica dos testemunhos do Furo-SMD-08 permitiu individualizar esta Formação em três unidades litoestratigráficas informais, nessa formação da base para o topo: a) calcários b) siliciclásticos finos e c) rudáceos carbonáticos e siliciclásticos (Nogueira *et al.*, 2003). Microfósseis como *Leiosphaeridia* e *Obruchevella*, *Bavlinella*, além de sua importância cronoestratigráfica, auxiliaram na confirmação de um ambiente marinho

profundo sugerido para deposição dos depósitos sedimentares identificados nesta Formação (Hidalgo, neste simpósio). A Formação Couto Magalhães está representada no testemunho SMD-08 por rochas de muito baixo grau metamórfico. Esta sondagem atravessou, aproximadamente, 574,0 m de espessura nesta Formação, totalmente testemunhada. Estes testemunhos são constituídos por rochas siliciclásticas (542,0 m) e, subordinadamente, carbonatos (32,0 m). Sua base é constituída por carbonatos interpretados como depósitos de assoalho de bacia (*basin floor*) por Nogueira *et al.* (2003). Estes estão dispostos sobre formações ferríferas bandadas e trata-se de rochas caracterizadas por faixas de sílex (0,1 – 0,3 cm) de coloração branca e sílex ferruginoso, com níveis de hematita (0,2 – 1,0cm), geralmente dobrado.

A partir de um modelo deposicional preliminar, a associação de fácies revelou dois ambientes deposicionais. O primeiro, onde são identificadas fácies com abundância de escorregamentos, deslizamentos e estruturas de escape de fluidos comparadas a rochas de ambiente de deposição de talude. O segundo ambiente, onde teriam sido depositados sedimentos mais distais, caracterizam-se por fácies interpretadas como de talude inferior a assoalho de bacia proximal, onde é menos frequente a presença de convoluções e outros elementos tais como estruturas de sobrecarga e escorregamentos. Há maior coerência entre os ciclos granodécrescentes com intervalos de Bouma completos ou isentos do intervalo Ta, Te e diminuição de películas argilosas. Estas características podem ser atribuídas a correntes de turbidez com capacidades menores de erosão do substrato, provavelmente geradas em ambiente transicional entre o talude inferior e o assoalho de bacia, onde estes sedimentos seriam desacelerados permitindo melhor preservação do intervalo Ta. Os ciclos exibem espessuras médias de 17 m, atingindo até 40 m, o que condiz com a área de deposição e elevado espaço de acomodação do talude inferior no sentido de assoalho de bacia profunda.

O estudo petrográfico de ambas associações de fácies permite afirmar que as rochas em questão apresentam baixa maturidade textural e mineralógica, com quantidades elevadas de feldspatos, o que eventualmente implicaria na existência de uma área fonte próxima ao ambiente de deposição.

Tratando-se de rochas sedimentares pouco deformadas, com metamorfismo incipiente a nulo, que foram submetidas a um evento de fechamento de oceano, é provável que estes depósitos tenham sido acumulados num estágio final de deformação da Faixa de dobramentos Araguaia.

Os depósitos de leque submarino/talude da Formação Couto Magalhães provavelmente preencheram uma bacia profunda do tipo antepaís (*foreland*), cuja área fonte encontrava-se à leste, no bloco que colidiu com a Amazônia no evento tectônico Brasileiro. O pouco retrabalhamento dos grãos e a preservação dos feldspatos sugerem área fonte próxima. A existência de, pelo menos, um evento vulcano-sedimentar importante é aventada pela ocorrência de um nível de tufo.

A análise de outros furos de sondagem (SMD-11, 15, 02) estão em andamento e contribuirão futuramente para a correlação destes depósitos e o aprimoramento e avaliação da hipótese do modelo deposicional proposta neste trabalho.

Referências bibliográficas

- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Macambira, J.B., Kotschoubey, B., Gorayeb, P.S.S., Santos, M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da faixa de dobramentos Araguaia, Goiás – Brasil. Actas, VII Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, 1., pp.1-19
- Folk, R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill, Austin,; p.182
- Hasui, Y., Costa, J.B.S E Abreu, F.A.M. 1984 a. Província Tocantins. Setor Setentrional. In: O Pré-Cambriano no Brasil, eds. De Almeida, F.F.A. e HASUI, Y., pp.137-204. Edgard Blucher, São Paulo
- Hidalgo, neste simpósio. Análise microfossilífera do Furo SMD-08 da Formação Couto Magalhães, Pará, Brasil.

Nogueira, A.C.R.; Hidalgo, R.L.L., 2003. Relatório do Projeto São Martin – Descrição e Interpretação dos testemunhos SMD-2,8,11,15 da sucessão carbonática do Cinturão Araguaia.
Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R., 1987. Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York.
Tucker, M.E.,2001. Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks – 3rd Edition
Black Well Science Ltd

Financiado pela FAPESP (03/02836-7) e CNPq (Projeto Universal 481978/2004-6)

MINERALOGIA DOS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO SOLIMÕES E IÇÁ - AMAZONAS

Marcelo B. Motta¹, Adriana M. C. Horbe², Afonso C. R. Nogueira²

¹Graduação em Geologia/PIBIC. mottamb@bol.com.br

²Departamento de Geociências - Universidade Federal do Amazonas

Introdução

Minerais pesados constituem importante ferramenta para investigação de unidades estratigráficas, depósitos e sucessões sedimentares (Morton 1985, Morton & Hallsworth 1999, Morton *et al.* 2005). Apresentam peso específico $> 2,85 \text{ g/cm}^3$, compõem sedimentos e rochas sedimentares em até 1% (Morton 1985, Uddin & Lundbelrg 1998, Heroy *et al.* 2003). Para calcular a frequência relativa dos mesmos Fleet (1926) utilizou a contagem de grãos e posteriormente Morton (1985) e Weltje *et al.* (2004) verificaram que as proporções das assembléias mineralógicas e a morfologia dos grãos fornecem dados quanto à proveniência e condições de transporte dos sedimentos. Baseado nessas informações analisou-se por petrografia e difratometria de raios-x, minerais pesados transparentes (11 amostras) nos intervalos (0,250-0,125 mm) e (0,125-0,062mm), de sete afloramentos ao longo do rio Solimões e Purus. Destas, seis pertencem à Formação Solimões (*FS*) e 5 à Formação Içá (*FI*).

Geologia

A área de estudo localiza-se entre os municípios de Manacapuru e Tefé, região central do Amazonas na parte leste da bacia do Solimões, que se limita ao norte pelo escudo das Guianas e a sul com o escudo Brasileiro. O arco de Iquitos a oeste e o arco de Purus a leste a dividem da bacia do Acre e Amazonas, respectivamente (Cunha *et al.* 1994). Seu prisma sedimentar ultrapassa os 5.000 metros de espessura, em cujo topo afloram a *FS* e *FI* que são observadas nos rios Solimões, Içá, Negro, Jutai e Juruá (Cunha *et al.* 1994, Villas Boas & Melo, 1994, Rossetti *et al.* 2005). A *FS* é constituída de areia média a fina, intercalada com argila cinza rica em fósseis vegetais e animais (Cunha *et al.* 1994) depositada em ambiente fluvial e marinho, adentrando por $\pm 800 \text{ Km}$ de oeste para leste sobre a bacia do Solimões (Hoorn 1993, Hoorn 1995, Gingras *et al.* 2002, Nogueira *et al.* 2003). Latrubesse *et al.* (1994) sugere que a deposição da *FS* se deu pela subsidência da bacia homônima próximo ao arco de Purus. Dados palinológicos indicam que a mesma é do Mioceno Médio (Barros *et al.* 1977, Cunha *et al.* 1994, Arai *et al.* 2003) ao Superior (Silveira 2005). Por sua vez a *FI* é composta por arenitos silto-argilosos de cor amarelo avermelhado e conglomerados (Maia *et al.* 1977), os quais também ocorrem no alto rio Negro (Villas Boas & Melo 1994). A deposição foi predominantemente fluvial em face da inversão do sistema de drenagem (Sanozama) no final do Mioceno para o oceano Atlântico (Gingras *et al.* 2002). Daemon & Conteriras (1971), com base em palinologia, posiciona-a no Cretáceo, o que contradiz seu repouso discordante sobre a *FS*. Contudo, dados palinológico indicam que a *FI* referida formação é do Pleistoceno (pólen *Alnus*) (Silveira, 2005).

Resultados

As análises petrográficas e difratométricas identificaram dezessete tipos de minerais pesados transparentes e a contagem de 150 a 750 grãos ajudou a entender suas distribuições em ambas unidades. Na *FS* há cinco populações de zircão: a) uma de cor laranja com prisma curto (*LPC*₁) $\sim 0,1 \text{ mm}$ de altura, com biterminações piramidais ditragonais simétricas, sem zonação e/ou inclusão e, b) quatro incolores, sendo duas com prisma longo (*IPL*₁ e *IPL*₂) $\sim 0,18 \text{ mm}$ de altura e duas de prisma curto (*IPC*₁ e *IPC*₂) $\sim 0,08 \text{ mm}$ de altura com faces

piramidais assimétricas. O IPL_1 é zonado com as terminações piramidais desenvolvidas e faces assimétricas, enquanto o IPL_2 apresenta fraturas e terminações bipiramidais com faces simétricas, ambos mostram inclusões fluidas sólidas (*ifs*) retangulares incolores. O IPC_1 não mostra zonação e/ou inclusões, enquanto que o IPC_2 apresenta zonação, fraturas, *ifs*, inclusões fluidas líquida (*ifl*) retangulares opacas e, ovais incolores. A turmalina apresenta grãos prismáticos a subarredondados e sem zonações. O rutilo é avermelhado com grãos subarredondados a arredondados, a esfericidade é alta em alguns grãos, a clivagem é perfeita e mede entre 0,07 a 0,13 mm de comprimento. A estaurolita é amarela caramelo com grãos subhedrais, pontas serrilhadas com 0,14 a 0,09 mm de comprimento, apresentam *ifs* opaca retangular e transparente losangular, enquanto a cianita e andalusita são incolores, apresentam grãos tabulares alongados com clivagem proeminente e medem de 0,18-0,08 mm de comprimento. A sillimanita é branca a incolor, forma agregados fibrosos desorientados com eventuais *ifs* opaca, é subangulosa e mede entre 0,2-0,070 mm de comprimento. A titanita, brookita e olivina são verde escuro, amarelo citrino e incolor, têm hábito navicular, tabular e prismático subarredondado, respectivamente e tamanhos entre 0,06 e 0,1 mm de comprimento. A titanita tem clivagem perfeita em duas direções, a brookita em uma e a olivina apresenta sinais de oxidação nas fraturas. A biotita é esverdeada, arredondada com esfericidade alta, contém acículas pretas longas desordenadas. A granada mostra tons de laranja amarelado ao avermelhado, a forma é hexaocáedrica com tamanho de 0,2 a 0,12 mm de comprimento e a clivagem é perfeita em pelo menos três direções. O topázio é rosa claro com forma subhedral e prisma arredondado, apresenta sinais de dissolução e mede entre 0,1-0,07 mm de comprimento. A monazita é marrom clara a incolor, arredondada com alta esfericidade e mede de 0,2 a 0,1 mm de diâmetro. O epidoto é incolor, subarredondado com esfericidade baixa, sem inclusões e mede de 0,15 a 0,1 mm de diâmetro. O piroxênio apresenta tons verdes (verde folha, verde musgo), é euhedral com prisma perfeito e mede ~0,2 mm de diâmetro, apresenta *ifs* angulosa e opaca, enquanto o anfibólio é marrom avermelhado, subhedral com clivagem em uma direção e mede ~0,17 mm de diâmetro.

Na *FI* foram identificados duas populações de zircão, um de cor laranja (LPL_1) e outra incolor (LPL_2), ambas com prisma longo e pirâmides média perfeitas, medem ~0,18 mm e ~0,25 mm de comprimento respectivamente, porém o primeiro não apresenta inclusões, ao contrário do segundo com *ifl* irregular incolor e *ifs* retangular incolor e opaca. A turmalina é verde, mas prevalece a tonalidade marrom amarelada, os grãos prismáticos são dominantes, porém ocorre em formas subarredondadas, tem 0,2 a 0,09 mm de comprimento e *ifs*. O rutilo apresenta similaridades na cor e tamanho com os da *FS*, porém os grãos são mais arredondados e a esfericidade é baixa. A biotita é esverdeada, arredondada com esfericidade alta, não apresenta inclusão e mede entre 0,18 e 0,1 mm de diâmetro. A granada é incolor com forma euhedral trapezoédrica perfeita, não tem inclusões e mede entre 0,2-0,1 mm de comprimento. A estaurolita, cianita, andalusita, sillimanita, titanita, topázio, monazita, anfibólio e epidoto têm os mesmos padrões de cor, forma e tamanho dos da *FS*. O piroxênio difere do encontrado na mesma por não conter inclusão fluida e por ser subhedral. As análises de difração de raios x identificou que no grupo dos piroxênios a enstatita é a variedade presente (reflexões 28,0; 31,01; 35,83 °2 θ), nos anfibólios é a crossita (10,53; 28,73; 32,04 °2 θ) e nas granadas é a espessartita (30,83; 34,56; 59,61 °2 θ) e almandina (30,90; 34,65; 48,48 °2 θ). Os três primeiros ocorrem em ambas formações, mas a almandina está restrita à *FI*. Quantitativamente a proporção máxima de zircão na *FS* é 38%, turmalina 31%, rutilo 10%, estaurolita 11%, cianita 28%, sillimanita 42%, andalusita 18%, granada 12%, topázio 3%, monazita 7%, epidoto 5%, titanita 1%, biotita 4%, brookita 2%, piroxênio 14%, anfobólio 30% e olivina 1% (Tab. 1). No entanto, na *FI* o teor mais alto de zircão é de 44%, turmalina 25%, rutilo 18%, estaurolita 14%, cianita 32%, sillimanita 23%, andalusita 2%, granada 20%, topázio 115, monazita 8%, epidoto 2%, titanita 1%, biotita 9%, piroxênio 32% e anfibólio

11%. Na *FS* os minerais instáveis variam de 4 a 21% na fração grossa e entre 2% e 44% na fração fina, enquanto que na *FI* variam de 9% a 16% na fração grossa e entre 6% e 43% na fração fina. Na primeira unidade o índice ZTR varia de 12% a 62% na fração grossa e 9% a 68% na fração fina, enquanto na segunda unidade entre 12% e 45% na grossa e entre 22% e 63% na fina (Fig. 1). Na *FS* nas amostras MP-2/1 e 4/1 predominam cianita e zircão, na MP-4/2 sillimanita e zircão, MP-1/1 turmalina e cianita respectivamente nas frações 0,250-0,125 e 0,125-0,062 mm e nas amostras MP-1/2 e 3/2 predominam cianita e anfibólio na fração mais fin. Por vez na *FI*, amostras MP-5/1 e 5/2 predominam cianita e zircão, na MP-6/1 turmalina e piroxênio, na MP-7/1 zircão e turmalina, enquanto que na amostra MP-6/2 a cianita predomina em ambas frações.

Discussão e Conclusão

As diferentes populações de zircão (incolor e laranja, com prismas longos e curtos, pirâmides com faces simétricas e assimétricas, inclusões (*ifs* e *ifl*) e presença ou não de zonação) indicam que estes se formaram em diferentes condições de temperatura, composição do magma, quantidade e natureza dos voláteis, o que sugere que teve como fonte ampla variedade de rochas ígneas. O alto teor de anfibólio e piroxênio nas amostras MP-3/2 e MP-6/1 respectivamente sugerem também contribuição de rochas metamórficas ricas em Fe e Mg (Klein 1937). O rutilo com forma subarredondada e arredondada mostra que o transporte colaborou para o desgaste do mesmo, porém é provável que este processo não tenha sido competente o bastante para desgastar a turmalina. A forma e cor deste último mineral sugerem composição química variada. A biotita, assim como o rutilo também é arredondado, contudo grãos com e sem acículas sugerem fontes distintas. As variedades de granadas, apontam para rochas metamórficas com certo conteúdo de ferro e manganês e os baixos teores em algumas amostras refletem baixa produtividade de sedimentos na área fonte. Os demais minerais estauroлита, cianita, andalusita, sillimanita, titanita, topázio, monazita e epidoto ocorrem em ambas formações com as mesmas características óticas. Tais indícios sugerem, possivelmente que a área fonte produtora dos sedimentos da Formação Solimões seja a mesma que atuou como fonte para a Formação Içá e que em parte, a própria Formação Solimões seja sua fonte. A brookita e olivina são minerais restritos à Formação Solimões, no entanto, a facilidade de alteração deste último sugere contribuição de rochas jovens na gênese dessa unidade, possivelmente andinas. A confirmação dos minerais de ambas unidades por difração de raios-x mostra que a técnica pode ser aplicada na análise de pequenos grãos pré-identificados com o intuito de saber qual a variedade dos mesmos e, assim, contribuir com mais informações que possam ajudar na identificação da assembléia mineral estudada.

Os minerais encontrados em ambas formações sugerem a contribuição de fontes ígneas representada por zircão, turmalina, topázio, granada, e olivina, típicos de granitos, granitóides e pegmatitos, além de rochas metamórficas de médio grau (fácies anfíbolito e granulito) representadas anfibólio, andalusita, cianita, sillimanita e estauroлита (Cordani *et al* 2000), bem como rochas sedimentares retrabalhadas (Morton 1985). Portanto, a Formação Solimões se caracteriza por ter mais andalusita, epidoto, anfibólio, brookita e olivina, enquanto a Formação Içá pelo mais alto de piroxênio 32 %.

Referências

- Arai, M. et al. 2003. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. 8. Resumos CD-Rom.
Caputo, M. V. et al. 1971. PETROBRÁS. (relatório interno 641-A).
Cordani, U.G. et al. 2000. Tectonic Evolution South América, p. 41–95. Rio de Janeiro,
Cunha, P. R. C. et al. 1994. Bol. Geociências, Petrobrás 8(1): 47 – 55.
Daemon, R. F. et al. 1971. PETROBRÁS. Rel. Interno.
Fleet, W.F. 1926. Geol. Mag. 63, 505-516.
Gingras, M. K.; et al. 2002. Sedimentary Geology 17:591 – 601.
Heroy, D. C.; et al. 2003. Sedimentary Geology 155:343-359.

Hoorn, C., 1993. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology 105, 267 – 309.
 Hoorn, C. et al. 1995. *Geology* 23: 237-240
 Latrubesse, E. et al. Simpósio de Geologia da Amazônia, 4204 – 205.
 Maia, R. G. N. et al. 1977. Projeto Carvão no Alto Solimões CPRM – Manaus.
 Morton, A. C. 1985. In: Zuffa, G. G. Provenance of Arenites. p. 249-277.
 Nogueira, A. C. R. et al. 2003. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. 8 em CD-rom.
 Rossetti, D. F. et al. 2005. *Quaternary Research* 63:78 – 89.
 Rossetti, D.F. & GÓES, A.M. 2004. Museu Paraense Emílio Goeldi, 225p. Coleção Friedrich Katzer.
 Silveira, R.R. 2005. Dissertação de Mestrado. DEGEO/UFAM.
 Suguio, K. 2003. Geologia sedimentar. ed. Edgard Blucher Ltda, 400p.
 Truckenbrodt, W. et al. 2003. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. 8. p. 6.
 Uddin, A. & Lundberg, N. 1998. *Journal of Sedimentary Research*. 68 (3):465-472.
 Villas Boas, P. F.; Melo, A. F. F. 1994. Simpósio de Geologia da Amazônia, 4:210– 211.
 Weltje, G. J. & Eynatten, H. V. 2004. *Sedimentary Geology* 171:1 – 11.
 Parfenoff, A. et al. 1970. Les minéraux en grains – Méthode d'étude et détermination, 500p.

Tabela 1: Porcentagem dos minerais pesados da Formação Solimões e Içá segundo a fração granulométrica. Z-zircão, T-turmalina, R-rutilo, E-estauroлита, C-cianita, S-sillimanita, A-andalusita, G-granada, To-topázio, M-monazita, Ep-epidoto, Ti-titanita, B-biotita, Br-brookita, P-piroxênio, Anf-anfíbólio, O-olivina, ZTR=zircão+turmalina+rutilo, I/E=razão instáveis/estáveis, instáveis-PAnfO, estáveis ZTR.

Unidade (mm)	Am/MIn	Z	T	R	E	C	S	A	G	To	M	Ep	Ti	B	Br	P	Anf	O	I	ZTR	I/E		
Formação Içá	0,250-0,125	MP -7/1	15	20	10	4	15	6	0	8	4	8	0	0	2	0	3	4	0	7	45	<1	
		MP -6/2	3	7	3	0	44	23	1	1	2	3	0	0	4	0	9	1	0	10	12	<1	
		MP -6/1	8	25	11	0	17	19	0	8	0	6	0	0	6	0	0	0	0	0	44	<1	
		MP -5/2	8	8	8	1	32	21	0	4	1	0	0	0	1	0	14	2	0	16	24	<1	
	0,125-0,062	MP -5/1	7	14	10	14	25	5	2	5	2	0	0	0	9	0	9	0	0	9	31	<1	
		MP -7/1	32	23	18	3	1	0	0	14	0	2	0	1	0	0	6	0	0	6	72	<1	
		MP -6/2	27	11	14	2	32	1	0	6	1	7	0	0	0	0	2	0	0	2	52	<1	
		MP -6/1	16	3	4	4	5	1	0	8	11	5	2	0	0	0	32	11	0	43	22	2	
0,125-0,062	MP -5/2	41	14	17	0	10	1	0	12	1	3	0	0	0	0	2	0	0	2	73	<1		
	MP -5/1	44	12	9	1	4	1	0	20	1	2	0	0	0	0	6	1	0	7	64	<1		
	Formação Solimões	0,250-0,125	MP -4/2	1	6	4	8	20	42	7	1	0	1	0	0	4	0	6	0	0	6	11	<1
			MP -4/1	4	16	5	8	18	17	6	0	0	2	2	0	2	0	12	9	0	21	25	<1
MP -2/1			21	16	3	7	21	2	10	5	3	2	3	0	1	0	8	0	0	8	40	<1	
MP -1/1			12	31	19	0	23	8	0	4	0	0	0	0	0	0	4	0	0	4	62	<1	
0,125-0,062		MP -4/2	30	14	10	3	17	7	2	6	2	2	3	0	1	2	3	0	0	3	54	<1	
		MP -4/1	38	17	8	4	7	3	2	10	2	4	4	0	0	0	3	1	0	7	63	<1	
		MP -3/2	2	8	0	11	9	10	4	1	2	3	0	0	7	0	14	30	0	44	9	5,0	
		MP -2/1	38	23	8	0	5	0	0	12	4	7	1	0	0	0	2	0	0	2	68	<1	
0,125-0,062	MP -1/2	10	18	7	5	28	3	18	5	1	1	0	0	0	0	3	0	0	3	35	<1		
	MP -1/1	15	12	11	5	23	4	6	7	1	3	5	1	2	0	5	1	1	7	38	<1		

DEPÓSITOS FLUVIAIS DA FORMAÇÃO RIO MADEIRA, PLEISTOCENO SUPERIOR DA BACIA DO ABUNÃ, RONDÔNIA

Marcos Luiz do E.S. Quadros, Gilmar J. Rizzotto, José Guilherme F. de Oliveira; João Marcelo R. de Castro

CPRM-Serviço Geológico do Brasil (Porto Velho-RO). quadros@pv.cprm.gov.br

Introdução

A Bacia do Abunã representa uma depressão sedimentar alongada na direção NE-SW, de idade quaternária, medindo em torno de 65 km de comprimento por 30 km de largura, com espessura do pacote sedimentar em torno de 30 m, baseado em furos de sondagem. Sua maior área de abrangência encontra-se localizada em território brasileiro, mais especificamente na porção NW do Estado de Rondônia, distante aproximadamente 190 km de Porto Velho. Entretanto, parte desta bacia se estende, nas direções SW e WSW, para o território boliviano (figura 1). A origem da Bacia do Abunã tem sido frequentemente associada como resultante da interação de dois segmentos estruturais importantes, de direções NE-SW, associados a direções estruturais secundárias e relacionados à evolução Cenozóica do Megalineamento Madre de Dios-Itacoatiara. Movimentações neotectônicas ao longo deste megalineamento resultaram na geração de esforços transtensionais que culminaram no aparecimento de uma depressão ao longo da qual foram acumulados depósitos sedimentares que evoluíram do Pleistoceno ao Recente (Quadros et. al. 1996; Souza Filho et. al. 1999). Estudos geológicos realizados na região do alto rio Madeira pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil através da execução dos projetos Porto Velho-Abunã (Adamy & Romanini, 1990) e Rio Madeira (Rizzotto et. al. 2005), possibilitaram o reconhecimento de grande parte do material sedimentar que constitui o preenchimento da referida bacia, sendo este caracterizado principalmente por sedimentos de origem fluvial denominados de Formação Rio Madeira, os quais foram depositados discordantemente sobre rochas graníticas, metassedimentares e sedimentares de idade meso/neoproterozóica e, posteriormente, recobertos por sedimentos aluvionares e por solos.

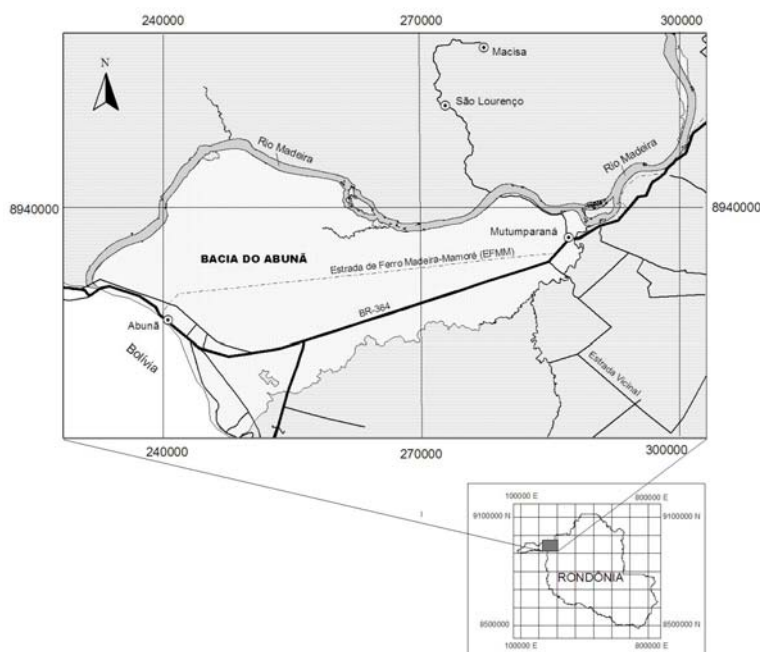


Figura 1 - Mapa de localização da Bacia do Abunã.

Aspectos Faciológicos e Estratigráficos

Os depósitos da Formação Rio Madeira ocorrem em afloramentos ao longo das margens (barrancos) e leito do rio Madeira, nos períodos de seca, no trecho compreendido aproximadamente entre a região da “praia do Avião” até a região do paredão da Penha-Colorado e no trecho entre as cachoeiras do Caldeirão e Morrinhos. Sedimentos correlacionados a Formação Rio Madeira ocorrem também em afloramentos ao longo do baixo curso do rio Mutumparaná, assim como ao longo do rio Cotia. Entretanto, a área de maior ocorrência de sedimentos que tipificam a Formação Rio Madeira são aquelas ao longo das margens e leito do rio Madeira na região da Bacia do Abunã (conhecida também como planície do Abunã), mais especificamente em afloramentos no trecho da margem direita do rio Madeira, na região das imediações da cachoeira do Paredão e na região a montante da vila do Abunã, sendo estas consideradas como áreas-tipo da referida formação (figura 2).

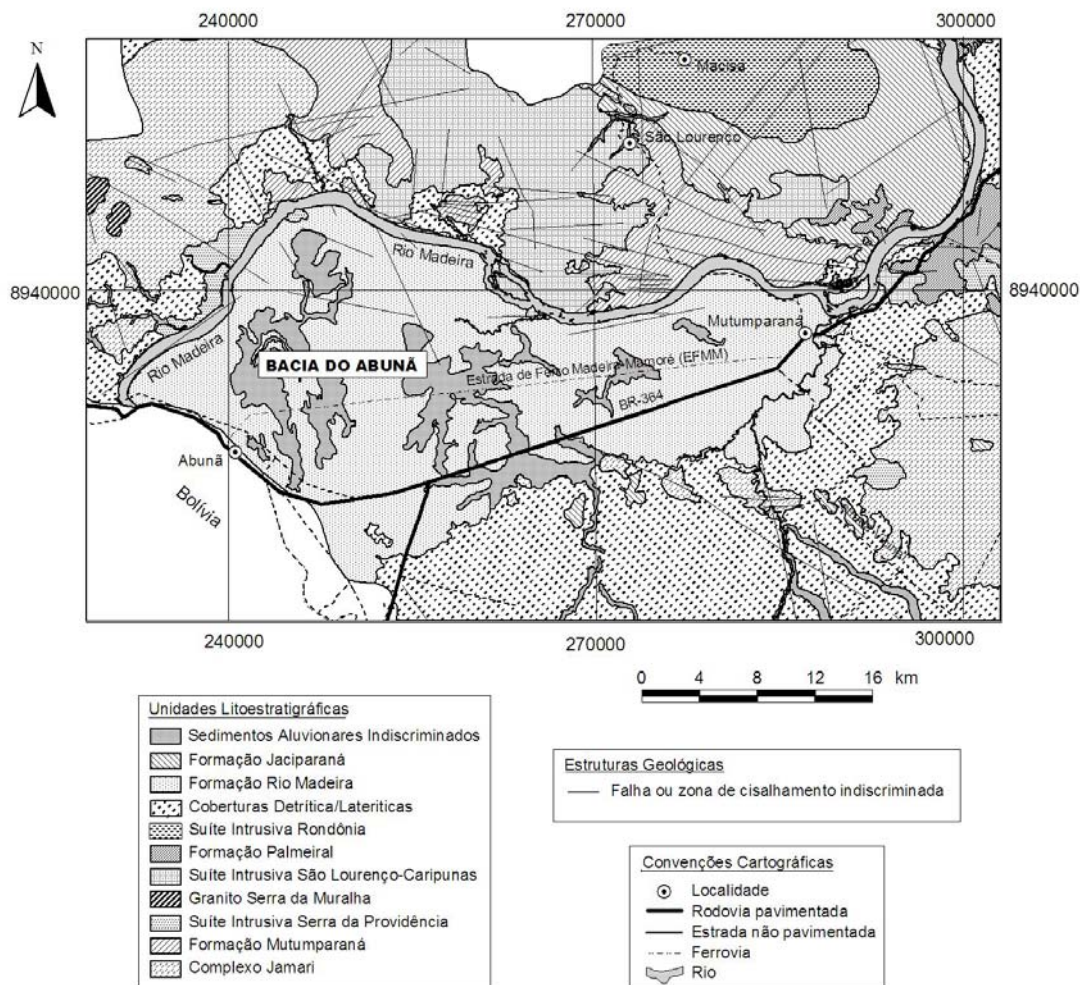


Figura 2 - Mapa geológico da Bacia do Abunã e adjacências.

A Formação Rio Madeira possui idade mais provável de deposição de seus sedimentos atribuída ao Período Quaternário-Época Pleistoceno Superior (Rizzotto et. al. , 2006, neste simpósio). Consiste em camadas métricas de sedimentos conglomeráticos, arenosos, argilosos e siltico-argilosos, inconsolidados a semiconsolidados, em geral ferruginizados, contendo fósseis vertebrados da preguiça gigante *Eremotherium* e de mastodonte, restos de folhas carbonizadas, restos de vegetais tipo galhos e partes de troncos de árvores, além de mineralizações de ouro aluvionar. Os sedimentos desta formação recobrem, discordantemente, rochas graníticas relacionadas à Suíte São Lourenço-Caripunas,

metassedimentos e metatufos da Formação Mutum-Paraná e são recobertos por sedimentos arenosos, siltosos e argilosos, sub-recentes a atuais, assim como por camadas descontínuas de solos hidromórficos, sobre os quais encontram-se instaladas áreas embrejadas, recobertas por vegetação gramínea com buritis ou por vegetação de “umirizal”.

A Formação Rio Madeira encontra-se subdividida em duas unidades (figura 3):

Unidade inferior - constituída predominantemente por camadas métricas, contínuas lateralmente, de sedimentos argilosos maciços a localmente laminados, de coloração cinza grafite a cinza claro, localmente bioturbados,ossilífero, contendo detritos orgânicos representados por folhas carbonizadas, restos de fragmentos de vegetais (galhos) e partes de troncos de árvores. Localmente ocorrem porções de sedimentos argilo-siltosos e argilo-arenosos apresentando raros grânulos de quartzo dispersos aleatoriamente.

Unidade superior - ocorre sobreposta de forma erosiva sobre a unidade inferior, sendo constituída na base por sedimentos conglomeráticos/cascalíferos de espessura variada, coloração amarelada a esbranquiçada, com tons arroxeados, compostos por cláston subarredondados e subangulosos de quartzo e, eventualmente, fragmentos de rocha, apresentando matriz de areia média a grossa. Comumente ocorrem associados a porções arenosas de granulometria grossa estratificada, mal selecionada, em geral ferruginizadas e endurecidas pela cimentação das impregnações de óxidos e hidróxidos de ferro. Estes gradacionam em direção ao topo da seqüência para sedimentos arenosos de granulometria grossa, mal selecionados, grãos subarredondados a subangulosos, coloração ocre-amarronzada, exibindo “sets” com estratificação cruzada tabular e acanalada de pequeno a médio porte, também ferruginizados e endurecidos pela impregnação e cimentação de óxidos e hidróxidos de ferro, sendo este processo destacado ao longo dos planos de estratificação, preservando as estruturas sedimentares. Nos locais onde os processos de ferruginização foram intensos, os sedimentos apresentam uma estrutura secundária denominada de “estrutura de aspecto cavernoso”, superimposta a estruturação primária dos sedimentos, gerada a partir do endurecimento de auréolas de migração e dispersão do ferro no interior das camadas de sedimentos, quando estes são submetidos aos processos atuais de intemperismo. Na parte superior ou topo da seqüência sedimentar da Formação Rio Madeira encontra-se depositado um expressivo pacote de argila-siltosa amarelada, por vezes mosqueada, maciça, bioturbada, capeada por níveis de espessura centimétrica e endurecidos por óxidos e hidróxidos de Ferro.

Conclusões

Os sedimentos da Formação Rio Madeira ocorrentes na Bacia do Abunã e nas pequenas depressões adjacentes ao longo da calha principal do rio Madeira foram depositados em um sistema do tipo fluvial meandrante, durante o Pleistoceno Superior. Estes apresentam fácies de barra de canal e de planície de inundação fluvial. Este sistema fluvial encontra-se relacionado, provavelmente, a migração de um paleo rio Madeira, controlado fortemente por movimentações neotectônicas relacionadas à Orogênese Andina e associada, também, às condições climáticas reinantes na época da deposição dos sedimentos.

Os sedimentos da Formação Rio Madeira se destacam, ainda, por hospedarem importante registro fossilífero da megafauna do Pleistoceno, nesta porção da região Amazônica, além de conter importantes depósitos de ouro aluvionar, os quais foram amplamente explotados durante atividade garimpeira nas décadas de 80 e 90 e menos intensamente nos dias atuais. Outra característica marcante nos sedimentos da Formação Rio Madeira são as feições geradas pelo intenso processo de ferruginização, ocorridos após a deposição dos sedimentos e associada às mudanças nas condições climáticas, favorecendo a percolação e a precipitação de grandes quantidades de ferro e levando ao endurecimento dos depósitos sedimentares.

A individualização cartográfica da Bacia do Abunã, a caracterização faciológica e a interpretação ambiental do seu preenchimento sedimentar, sinalizam no sentido da importância da individualização e da gênese das pequenas bacias de idades terciárias e quaternárias na Amazônia, tornando desta forma uma abordagem compartimentada e importante na reconstrução paleoambiental.

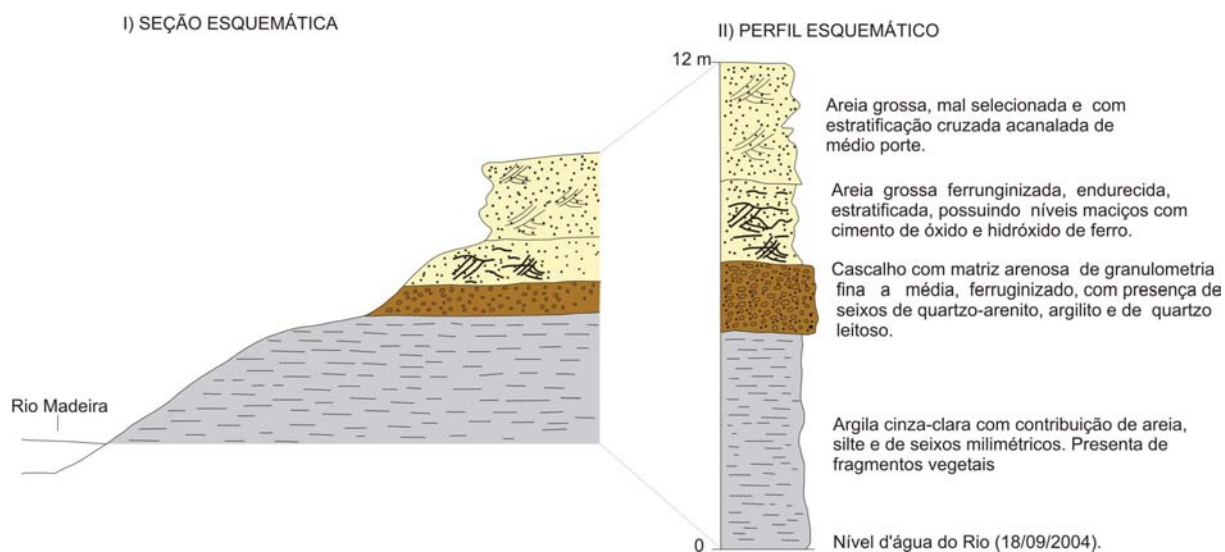


Figura 3 - Perfil esquemático da Formação Rio Madeira, margem direita do rio Madeira à jusante da balsa do Abunã e a montante da cachoeira do Tamborete.

Referências Bibliográficas

- Adamy, A.; Romanini, S. J. (Orgs.). 1990. *Geologia da Região Porto Velho – Abunã*; Folhas Porto Velho (SC.20-V-B-V), Mutumparaná (SC.20-V-C-VI), Jaciparaná (SC.20-V-D-I) e Abunã (SC.20-V-C-V). Estados de Rondônia e Amazonas. Brasília: DNPM/CPRM, 1990. 273p.
- Quadros, M.L.E.S.; Silva Filho, E.P.; Reis, M.R.; Scandolara, J.E. 1996. *Considerações preliminares sobre a evolução dos sistemas de drenagem dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, Estado de Rondônia*. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Anais, SBG/NO, Belém, p.242-245.
- Rizzotto, G. J.; Oliveira, J. G. F.; Quadros, M. L. E. S.; Castro, J. M. R.; Cordeiro, A. V., Adamy, A.; Melo Júnior, H. R.; Dantas, M. E. 2005. *Projeto Rio Madeira. Levantamento de informações para subsidiar o estudo de viabilidade do aproveitamento hidrelétrico (AHE) do Rio Madeira. AHE Jirau: relatório final*. Porto Velho: CPRM, 2005. 213p.; il.; tab.; mapas
- Rizzotto, G.J.; Cruz, N.M. C.; Oliveira, J. G. F.; Quadros, M.L.E.S.; Castro, J.M.; *Paleoambiente e o Registro Fossilífero Pleistocênico dos sedimentos da Formação Rio Madeira*. (IX Simpósio de Geologia da Amazônia).
- Souza Filho, P. W. M.; Quadros, M. L. E. S.; Scandolara, J. E.; Silva Filho, E. P.; Reis, M. R. 1999. *Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil*. Revista Brasileira de Geociências, 29(4), SBG, p. 469-476.

O NEÓGENO DA AMAZÔNIA OCIDENTAL

Afonso C. R. Nogueira, Adriana M. C. Horbe, Jackson D. Paz, Marcelo B. Motta, José M. G. Rozo

Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas. anogueira@ufam.edu.br

Introdução

Por muito tempo os sedimentos das escarpas do rio Amazonas foram consideradas como correlatos à Formação Barreiras (p.e., Moura 1938, Oliveira & Leonardos 1943). Posteriormente, estudos de palinórfos de subsuperfície indicaram idade cretácea para os arenitos e pelitos da Formação Alter do Chão que foi estendida para as escarpas dos rios (cf. Deamon 1975). Por outro lado, depósitos neógenos têm sido inferidos para algumas porções ao longo do rio Amazonas, com base na extrapolação dos pelitos miocenos restritos à Bacia do Solimões (Cunha et al. 1994, Latrubesse & Franzinelli 2002). Assim, a maioria dos estudos geológicos na região indicava apenas depósitos cretáceos na Bacia do Amazonas. Contudo, a análise estratigráfica da região entre o Rio Negro e a Foz do Rio Madeira, identificaram seguramente depósitos neógenos intercalados a duas crostas lateríticas com seção tipo na Vila Novo Remanso (AM) (cf. Rozo *et al.*, 2005).

Os depósitos cenozóicos guardam a história do Rio Amazonas desde o Mioceno, sendo caracterizados por uma superposição de depósitos fluviais ainda pouco conhecidos do ponto de vista faciológico-estratigráfico. Além disso, o mapeamento deficiente em supostas unidades paleógenas-neógenas da Bacia do Amazonas pode ser também atribuído à dificuldade de individualizar superfícies de correlação, como crostas lateríticas, que são amplamente utilizadas como guias estratigráficos do Cenozóico na Amazônia Oriental (Truckenbrodt et al. 1982, Costa 1991). O estudo faciológico-estratigráfico preliminar sobre depósitos neógenos da Bacia do Amazonas, permitiu diferenciá-los daqueles encontrados na Bacia do Solimões e abre uma nova perspectiva de mapeamento geológico para o estado do Amazonas. Nossos estudos têm verificado a presença destes depósitos desde o Arco de Purus a oeste e até Parintins à leste, ao longo das escarpas dos rios Solimões, Negro e Amazonas (Fig. 1).

A Formação Novo Remanso

Descrição

A Formação Novo Remanso é constituída por camadas de arenitos ferruginosos grossos e arenitos finos a médios, friáveis, moderadamente selecionados e com estratificação cruzada tabular orientada para ESE. As camadas estão organizadas em ciclos granodecrescentes ascendentes capeados por argilas maciças, laminadas e mosqueadas que ocorrem por mais de 2 km de extensão, mas não ultrapassam 10 m de espessura. É interpretada como produto de migração de formas de leito de canal, sedimentos de planície de inundação e de canal abandonado relacionado a um sistema fluvial meandrante (Rozo et al. 2005). Sobre a unidade se desenvolveu crosta laterítica colunar, porosa e vermiforme que contrasta com a crosta maciça, cavernosa, localmente pisolítica provavelmente da Formação Alter do Chão (Fig. 2).

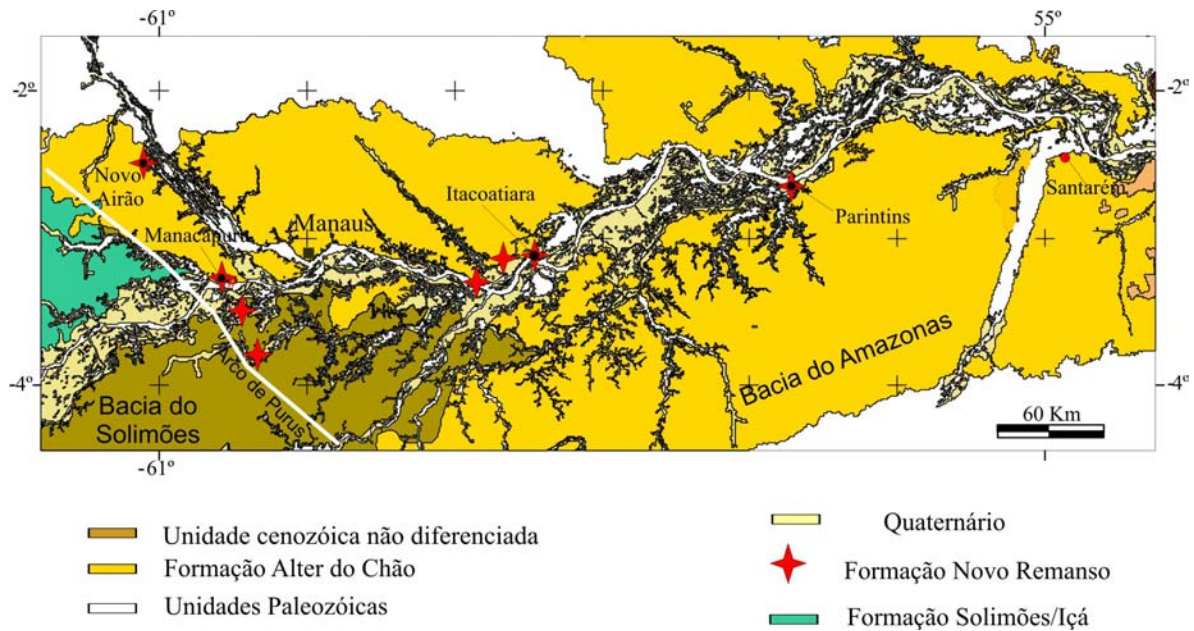


Figura 1. Mapa geológico com indicações das ocorrências de depósitos neógenos na Bacia do Amazonas.

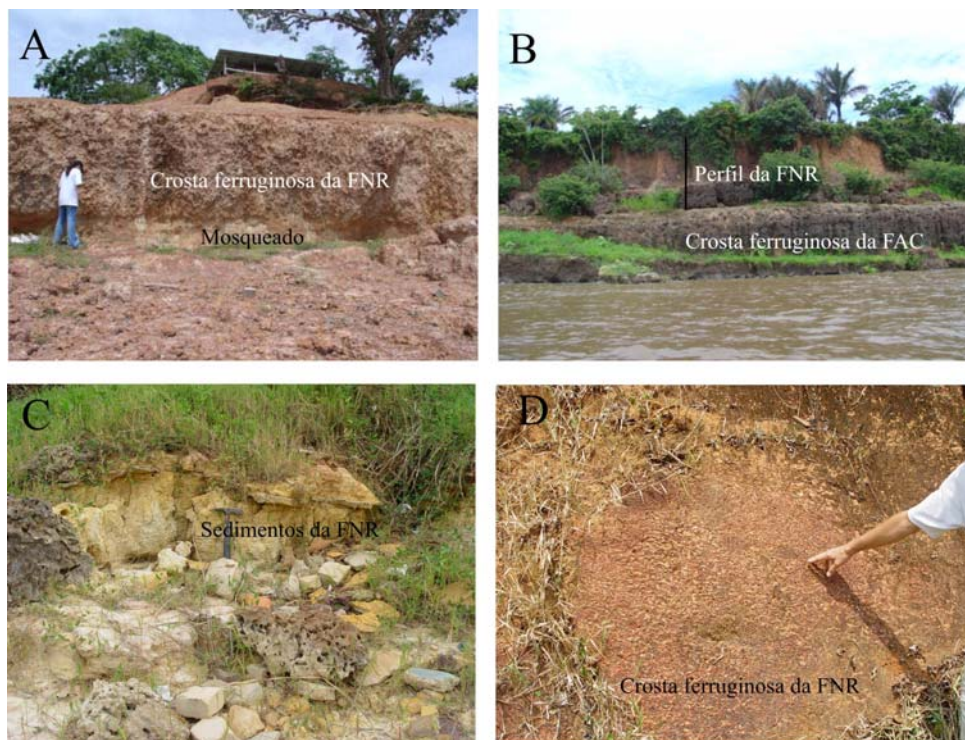


Figura 2. Perfis litológicos da Formação Novo Remanso(FNR): A e B nas margens do Rio Amazonas a oeste de Itacoatiara, C- Arenito com cimento ferruginoso em Itacoatiara, D- Crosta cavernosa.

Zona de Ocorrência

Com base nas suas características sedimentológicas e na presença de crosta laterítica, a Formação Novo Remanso foi identificada, além de sua seção tipo nas seguintes localidades: escarpas de Itacoatiara ilha de Tupinambarana, arredores em Parintins; escarpas do rio Solimões, nos municípios de Codajás e Manacapuru; e nas margens do rio Negro em Novo Airão (Fig. 1). Nesses locais afloram tanto o sedimento como seu perfil laterítico (Fig.2).

ÁCIDO HÚMICO COMO MATRIZ DE ABSORÇÃO DE METAIS NOS SEDIMENTOS DE MANGUEZAL EM MARAPANIM, PARÁ

¹Alciney M. da Costa, ¹Marcondes L. da Costa, ²José F. Berrêdo

1 GMGA/CPGG/UFPA. alciney@ufpa.br, mlc@ufpa.br

2 GMGA/MPEG. berredo@museu-goeldi.br

Introdução

As substâncias húmicas representam a principal forma de matéria orgânica (MO) distribuída na superfície e sub-superfície do planeta Terra. Elas são encontradas não apenas em solos, mas também em águas naturais, turfas, pântanos, sedimentos aquáticos e marinhos (Rocha & Rosa, 2003). Sua formação está relacionada, sob muitos aspectos, com as condições ambientais (por exemplo: clima, vegetação (adição de biomassa) e condições do próprio solo (acidez, pH, potencial redox)), por isso, o tipo de solo é fator importante na humificação. Uma vez formadas, as substâncias húmicas acarretam aumento de retenção de água, melhoria da estrutura e consistência do solo, formação de complexos com metais, poder tampão, aumento da superfície de contato e, conseqüentemente, da capacidade de troca catiônica, que são de grande importância para a fertilidade dos solos (Relan et al. 1986).

Segundo Rocha & Rosa (2003), tais substâncias influenciam na biodisponibilidade de metais do solo para plantas e/ou organismos da micro e da macrofauna, na toxicidade de alguns metais, formando complexos com diferentes labilidades relativas (Rocha, Toscano & Burba, 1997; Rocha, Toscano & Cardoso, 1997), reduzindo a toxicidade de certos metais como Cu^{2+} e Al^{3+} para organismo aquático e solos (Bloom, McBride & Weaver, 1979; Thomas et al., 1993). Também tem grande importância no transporte, acúmulo e concentração de espécies metálicas no ambiente.

Dependendo das condições do meio, as substâncias húmicas possuem características oxirredutoras, influenciando na redução de espécies metálicas para atmosfera (por exemplo, redução do íon $\text{Hg}(\text{II})$ para Hg^0 , redução do Fe^{3+} para Fe^{2+}) com produção de CO_2 (Rocha et al., 2000).

Como representantes majoritários do carbono orgânico em solos, sedimentos e águas, as substâncias húmicas têm profunda influência nos ciclos biogeoquímicos de constituintes naturais e antropogênicos nestes ambientes. Assim, o conhecimento das interações entre fração húmica-metal nos sedimentos de mangue, cujo conteúdo de carbono orgânico é considerado de médio a alto (Rossi & Mattos, 2002; Silva, 1991), associado ao longo tempo de preservação da matéria orgânica neste ambiente, são aspectos fundamentais serem investigados. Para atingir estes objetivos foram utilizados sedimentos de manguezais de Marapanim.

A área estudada situa-se no município de Marapanim, na costa nordeste do estado do Pará, a 120 Km de Belém, dentro da região limitada pelas coordenadas geográficas de $00^\circ 30' 00''$ a $01^\circ 00' 00''\text{S}$ e $47^\circ 32' 00''$ a $47^\circ 00' 00''\text{W}$ (folha SA23-V-A-VI) (Figura 1).

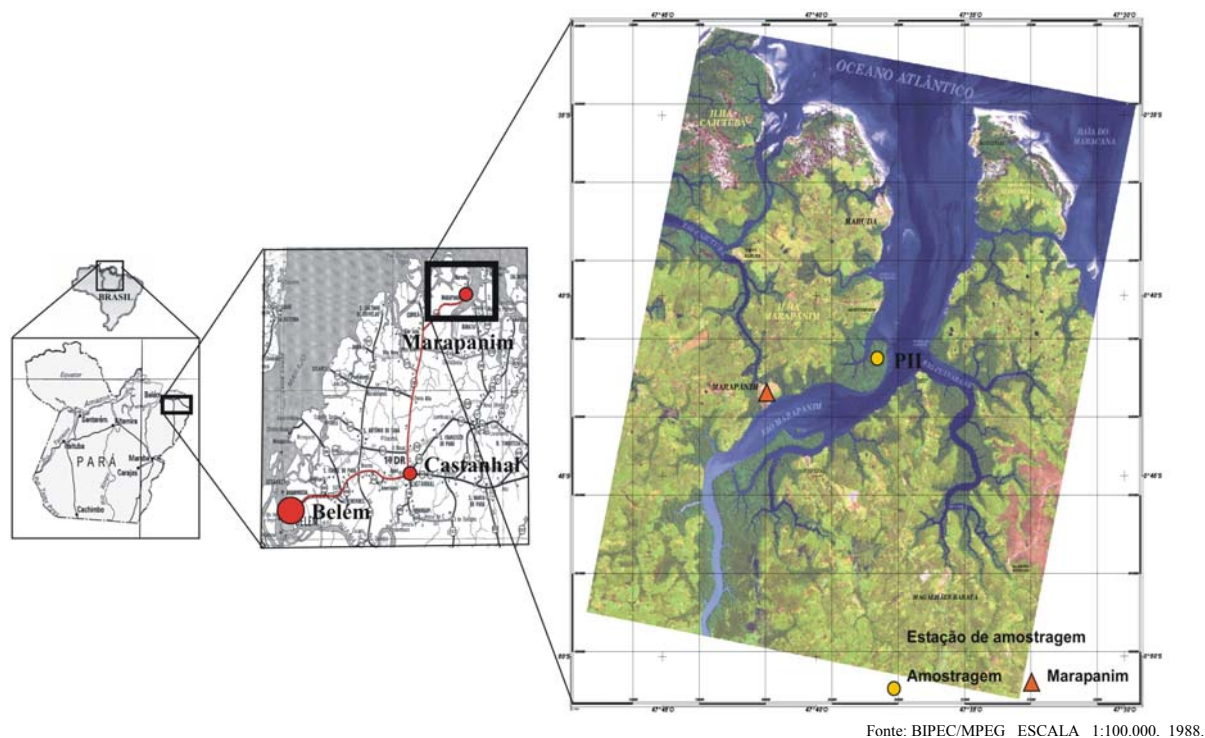


Figura 1: Localização da área estudada com indicação dos pontos de amostragem.

Materiais e Métodos

Para análise e fracionamento da matéria orgânica foram selecionadas nove amostras de sedimentos de mangue (Figura 1), reduzindo para cinco amostras na determinação de metais na fração ácido húmico isolada, descritos da seguinte forma; perfis 0 e 1000 na profundidade de 0-20cm e perfil 1100 na profundidade 0-20, 100-110 e 150-160cm

O conteúdo de carbono orgânico prontamente oxidável foi determinado pelo método de Walkey-Black (1947), adotado e modificado por Jackson (1958, pp. 219-221), que utiliza o aquecimento exotérmico e oxidação com dicromato de potássio e H_2SO_4 concentrado da amostra, seguido pela titulação do excesso de dicromato com solução de sulfato ferroso amoniacal. A oxidação do cloreto (Cl^-) pode ser prevenida pelo uso de Ag_2SO_4 na mistura de digestão.

Para fracionamento da matéria orgânica a amostra de sedimento foi acondicionada em recipientes plásticos e levada à secagem em ambiente refrigerado (temperatura entre 18° a $25^\circ C$), sendo posteriormente peneirado em peneira de 2mm de abertura. O método utilizado para a extração das substâncias húmicas é aquele descrito por Schnitzer (1982). Inicialmente foram transferidos para frascos plástico de 500mL amostras/solução extratoras (hidróxido de sódio 0,1N) na proporção 1:10 respectivamente. Os recipientes foram fechados e levados para agitação em agitador horizontal. Após a agitação, a mistura foi deixada em repouso por 24 horas, para sedimentação do material sólido e posterior coleta do sobrenadante, que corresponde a um extrato alcalino de substâncias húmicas. Esta operação de extração foi repetida várias vezes até a exaustão total das substâncias húmicas no material, indicado por um sobrenadante claro e límpido. Em seguida a solução foi acidificada, para obtenção do ácido húmico, onde é insolúvel neste meio. Posteriormente foi seco em liofilizador e analisado em ICP.

Para a análise Elemental, adicionou-se em becker de teflon de 30mL 0,5g aproximadamente do ácido húmico seco e 5mL de ácido nítrico 65%, aquecendo em banho de areia a temperatura de $120^\circ C$, até a secura, este procedimento foi repetido mais uma vez. Em seguida adicionou-se 3mL de ácido hipoflorídrico aquecendo até a secura ($T = 180^\circ C$),

repetindo-se mais uma vez esse procedimento, acrescentou-se 10mL de ácido clorídrico 1:1, aquecendo até reduzir seu volume a metade. Transferiu para balões volumétricos de 50mL, através de filtração simples e foram determinados por espectrometria de emissão de plasma os seguintes metais: K, Ca, Mg, Al, Fe e Zn. Os ácidos utilizados são todos da marca Merck P.A., foram usados padrões analíticos multi-elementar.

Resultados e Discussões

As massas de ácido húmico obtidas por extração/fracionamento foram expressivas somente para cinco amostras das nove selecionadas. Nas amostras P-II-1100 (100-110cm) e P-II-1000 (0-20cm) as concentrações de ácidos húmicos são as mais altas, 29,9 e 26,9 g.Kg⁻¹, respectivamente (tabela 1). O teor de carbono orgânico variou de 1,8 a 4,4%, compatíveis com o conteúdo de matéria orgânica dos sedimentos de manguezais. O pH variou no intervalo de 4,96 a 6, 71, de ácido a ligeiramente ácido. As concentrações de K, Ca, Mg, Al, Fe e Zn (figura 2). Os valores mais altos são de Al, Fe e K. Ca, Mg, Al e Zn mostram correlação com o carbono orgânico.

Tabela 1: Massa, Concentração, teor de carbono e matéria orgânica e pH das amostras.

Perfil	Profundidade	Massa de AH (g)	Conc. de AH (g.kg ⁻¹)	%C.O.	%M.O.	pH
P-II-0	0-20 cm*	0,2838	14,19	1,79	3,07	6,19
	100-110 cm	0,0658	3,29	3,49	2,03	6,56
	160-170 cm	0,0542	2,71	2,77	1,61	6,56
P-II-1000	0-20 cm*	0,538	26,9	1,65	2,83	4,96
	100-110 cm	0,0205	1	2,64	4,55	6,66
	180-190 cm	0,0811	4,05	2,64	4,55	6,68
P-II-1100	0-20 cm*	0,3493	17,5	2,37	4,08	5,64
	100-110 cm*	0,5979	29,9	4,42	7,61	6,69
	150-160 cm*	0,3491	17,5	2,38	4,09	6,71

* amostra que foram feitas análises de metais.

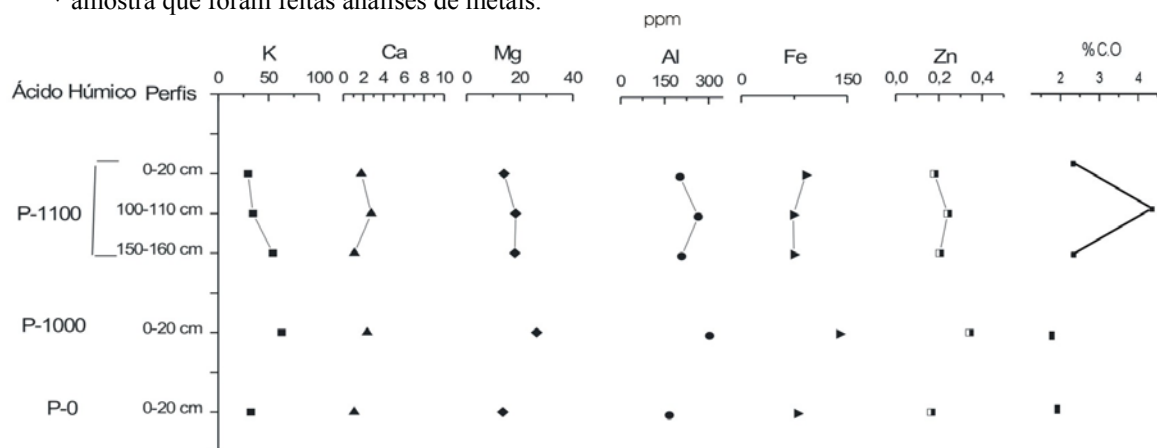


Figura 2: Distribuição das concentrações de metais na fração ácido húmico e de carbono orgânico.

Conclusões

A amostra P-1000 (0-20cm) foi a que apresentou uma maior poder absorção de metais mesmo com o menor teor de carbono orgânico comparado com as outras amostras, mais sua concentração de ácido húmico é alta (26,9 g.Kg⁻¹), juntamente com a P-1100 (100-110cm), a maior absorção de metais por essas amostras pode ser explicada pelas condições ambientais (clima, acidez, pH, potencial redox). Os teores de matéria orgânica encontrados não se

correlacionam com os de ácidos húmicos, como era de se esperar. Valores elevados de matéria orgânica podem estar refletindo uma maior concentração das outras frações (ácido fúlvico e húmica), que também são constituem a matéria orgânica.

As altas concentrações de Fe e Al absorvidas pelo ácido húmico podem estar refletindo a deposição de material da área fonte (Fomação Barreiras).

Referências

- Bloom, P.R., McBride, M. B., Weaver, R.M. 1979. Aluminium organic matter in acid soils: buffering and solution aluminium activity. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, v.43, p.488-493.
- Haitzer, M.; Abbt-Braun, G.; Traunspurger, W.; Steinberg, C. E. W. 1999. Effects of humic substances on the bioconcentration of PAH's: Correlations with spectroscopic and chemical properties of humic substances. *Environ. Toxicol. Chem.*, 18 (12), 2782-2788.
- Kerndorff, H.; Schnitzer, M. 1979. Humic and fulvic acids as indicators of soil pollution. *Water Soil and Air Pollution*. 12: 319-329.
- Relan, P. S.; Khanna, S. S.; Chand, T. R.; Kumari, R. 1986. Stability constants of Cu, Pb, Zn, Mn, Fe and Cd complexes with humic acid from farmyard manure. *J. Indian Soc. Soil. Sci., New Delli*, 34, p.250-256.
- Lovley, D. R.; Coates, J. D.; Blunt-Harris, E. L.; Phillips, E. J. P.; Woodward, J. C. 1996. Humic substances as electron acceptors for microbial respiration, *Nature*, vol. 382, 445-448.
- Rocha, J. C. & Rosa, A. H. 2003. Substâncias húmicas aquáticas: interações com espécies metálicas. Ed. UNESP. São Paulo.
- Rocha, J.C., Toscano, I.A.S., Burba, P. 1997. Lability of heavy metal species in aquatic humic substances characterized by ion exchange with cellulose phosphate. *Talanta*, v.44, p.69-74.
- Rocha, J.C., Toscano, I.A.S., Cardoso, A. A. 1997. Relative lability of trace metals complexed in aquatic humic substances using ion-exchanger cellulose-hyphan. *J. Braz. Chem. Soc.*, v.8, p.239-243.
- Rocha, J. C. et al., 2000. Aquatic humus from an unpolluted Brazilian dark-brown stream: general characterization and size fractionation on bound heavy metals. *J. Envir. Monit.*, v. 2, p.39-44.
- Schnitzer, M. 1982. Organic matter characterization. In: AL Page et. Al, (eds) *Methods of soil analysis, Part 2. Agronomy 9*: 581-594. Am. Soco f Agron. Madison.
- Silva, S. B. 1991. Análise química de solos, Belém, FCAP. Serviço de Documentação e Informação, 1991, 41p. (FCAP. Informe Didático, 11).
- Thomas, F. et al., 1993. Aluminium (III) speciation with hydroxyl carboxylic acids. ²⁷Al NMR study. *Environ. Sci. Technol.*, v.27, p.2511-2516.
- Walkey-Black, A. 1947. A critical examination of a rapid method for determining organic carbon in soil. *Soil Science*, 63:251-263.
- Rossi, M. & Mattos, I. F. A. 2002. Solos de mangue do estado de São Paulo: Caracterização química e física. *Revista do Departamento de Geologia*. v. 5 p. 3-6.

GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE FUNDO E DAS ÁGUAS DE UM LAGO DE MEANDRO ABANDONADO DO RIO ACRE: O LAGO AMAPÁ EM RIO BRANCO

¹Luis C. F. de Carvalho, ²Marcondes L. da Costa, ³Hermann Behling

¹CG/UFPA, luisfcf@ufpa.br

²CG/UFPA, PQ/CNPq. mlc@ufpa.br

³Goettingen Universitaet. hbehling@online.de

Introdução

A região Amazônica, com uma extensa rede hidrográfica e, portanto, dispendo de uma grande atividade fluvial, apresenta em sua paisagem muitos rios e lagos. Os lagos da Amazônia, como os lagos de várzea e lagos de terra firme, são feições muito comuns e são, geralmente, pouco profundos. Na Amazônia Sul-Occidental, onde se destacam duas grandes bacias hidrográficas, rios Juruá e Purus, são muito freqüentes os lagos em forma de ferradura. À margem direita do rio Acre, um dos principais afluentes do rio Purus, próximo à capital do estado do Acre, Rio Branco, está o lago Amapá, um típico lago em ferradura representando um meandro abandonado desse rio.

Os lagos, nas últimas décadas, têm atraído a atenção de muitos cientistas pois se prestam para estudar as mudanças paleoambientais durante Pleistoceno Superior e o Holoceno, especialmente. Os estudos são normalmente de natureza multidisciplinar, envolvem palinologia, sedimentologia, mineralogia, geoquímica e dados geocronológicos (Behling & Costa, 2000; Behling *et al.*, 2001; Campbell, 1998; Costa *et al.*, 2005; Horbe *et al.*, 2005). Os primeiros estudos, no lago em questão, concentraram-se na águas, com caracterização do fitoplâncton (Keppeler *et al.*, 1999), medidas de parâmetros físico-químicos (Almeida, 2000) e caracterização do zooplâncton (Keppeler & Hardy, 2002). Por outro lado, estudos de sedimentos desse lago, que registram a história recente de processos geológicos e geoquímicos ainda não foram realizados. E estes constituem os objetivos deste trabalho.

Área de Estudo

A área de estudo está situada no município de Rio Branco, nas proximidades da cidade de mesmo nome, a capital do estado do Acre. O lago Amapá se localiza à margem direita do rio Acre e pode ser alcançado pela estrada do Amapá. O lago ocupa um meandro abandonado, em planície aluvial do rio Acre e corresponde a um típico lago em ferradura, mostrado na figura 1.

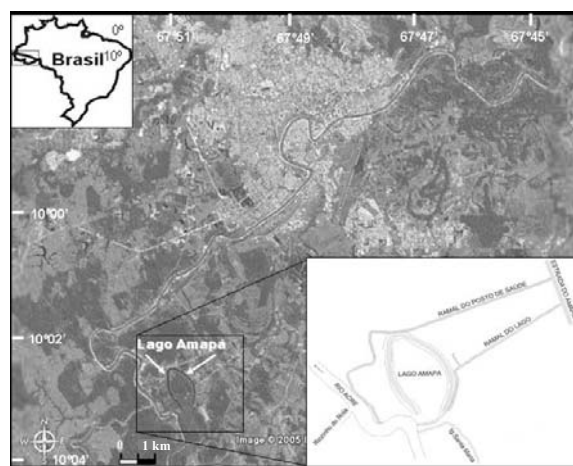


Figura 1- Mapa de localização da área.

Geologia Local

Na região estudada, os sedimentos mais basais aflorantes estão representados pela Formação Solimões que aflora no leito do rio Acre nos períodos de vazante. Os sedimentos mais jovens e ligados à drenagem e paleodrenagem do rio Acre, Aluviões Holocênicos, constituem a região do lago.

Materiais e Métodos

Foram estudadas 11 amostras de água localizadas em três estações (LAPF1, LAPF2 e LAPF3) e 1 do rio Acre próximo a uma das extremidades do lago. Para as amostras de água, foram realizadas medições de parâmetros físico-químicos. Quanto ao material em suspensão, foram feitas análises mineralógicas (DRX) e química em duas amostras. Foram estudados, ainda, os sedimentos de fundo através de 3 furos realizados com trado em 3 estações. Os materiais destes furos foram submetidos a análises: granulométricas (separação das frações argila, silte e areia); mineralógicas por DRX (amostra total e fração argila) e por MEV/SED; determinações de Eh e pH; análise química total e determinação de matéria orgânica do testemunho da estação LAPF1.

Resultados e Discussão

A ferradura do lago Amapá tem uma extensão aproximada de 3 km, em estágio de acolmatação, recebendo intermitentemente ainda carga em suspensão do seu rio formador, o rio Acre. A lâmina d'água chegou a 3,25 m na estação mais profunda, LAPF3, medida em julho de 2005, como mostra a figura 2.

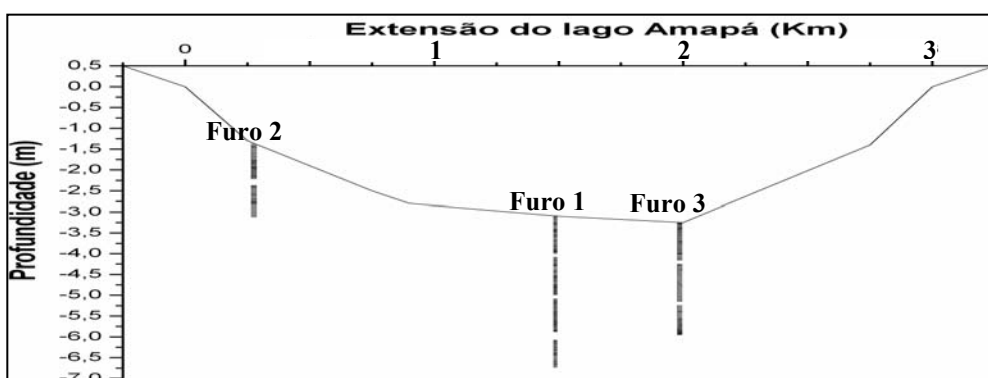


Figura 2 – Morfologia longitudinal esquemática do fundo do lago

Águas

As águas do lago Amapá são claras, com pouco material em suspensão, em geral representado por material orgânico. Elas não mostram grandes variações quanto à temperatura, OD, TDS, pH e condutividade, com valores elevados deste último parâmetro, característico da região periférica da Amazônia Oriental (Figura 3).

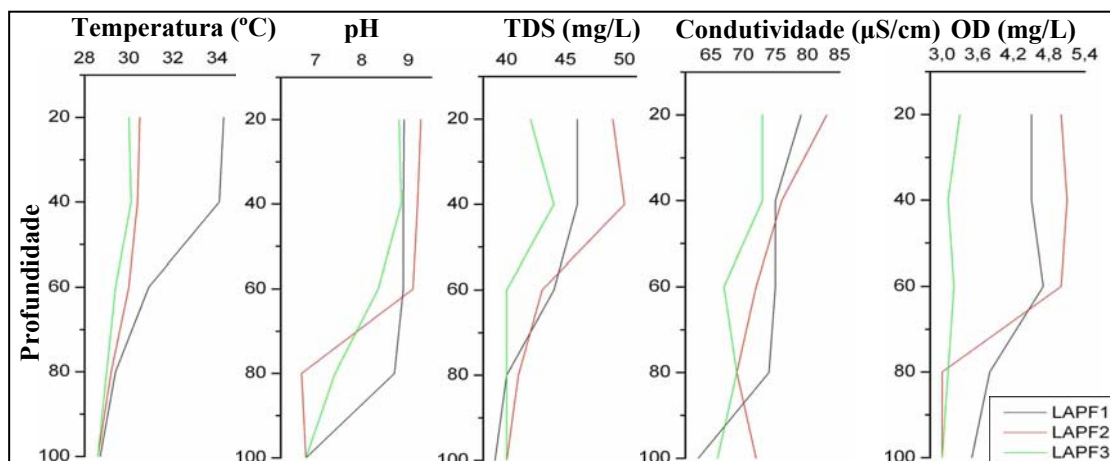


Figura 3 - Medidas de parâmetros físico-químicos em 100 cm de lâmina d'água.

Sedimentos

Descrição – Os aproximadamente 400 cm de sedimento do furo F1, 200 cm do furo F2 e 300 cm do furo F3 do lago Amapá consistem, principalmente, de material silteco argiloso fino. O sedimento apresenta fração silte-fina com diâmetro médio de grãos entre 3 e 6 μm para 50% do material passante. Observa-se, nos 50 cm do topo do perfil F2, um aumento dessa média para 7-8 μm .

Idade Radiocarbono - Os quase 400 cm de sedimentos sondados deram uma idade máxima de 3200 AP. As idades obtidas mostram homogeneidade na sedimentação, com taxa de sedimentação média de 1,1 mm/ano.

pH, Eh e Matéria Orgânica - Os dados de pH, Eh e teor de matéria orgânica nos sedimentos do lago Amapá estão mostrados na figura 4. Os valores de pH aumentam com a profundidade enquanto os de Eh e MO diminuem, sugerindo um acúmulo de MO em direção aos tempos mais jovens.

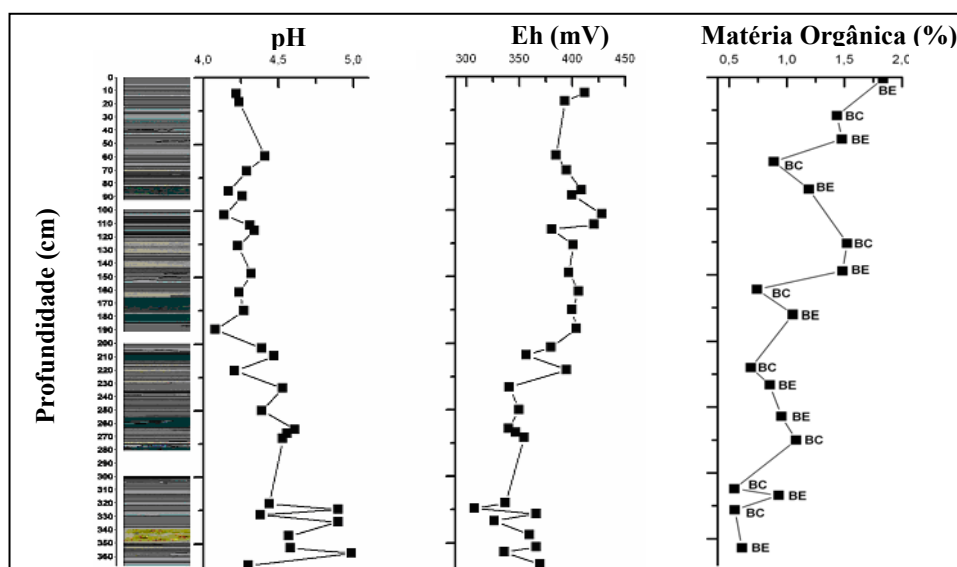


Figura 4 – Distribuição de pH, Eh e matéria orgânica do sedimento (perfil do furo F1)

Mineralogia - Os sedimentos são constituídos, principalmente, de quartzo e minerais de argila (caulinita, illita e esmectita). Esses sedimentos são originados do material em suspensão do rio Acre que entra no lago, durante os períodos de cheia, e vem se depositando no fundo ao longo do tempo. Imagens de MEV confirmam a presença de minerais de argila e quartzo identificados pelo método de difração de raios-X.

Geoquímica – Os sedimentos são formados principalmente de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 , além de Na_2O , MgO , K_2O e CaO que se encontram em concentrações relativamente baixas, como mostra a figura 5. Esse quimismo retrata a mineralogia, a base de quartzo, caulinita, esmectita e um pouco de illita. Os teores de SiO_2 aumentam com a profundidade, da mesma forma K_2O , CaO , MgO , e TiO_2 , enquanto Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO e P_2O_5 aumentam para o topo da seqüência, indicando o aumento de caulinita, minerais de ferro e fosfatos, por conta da chegada do intemperismo tropical e também da influência antrópica já no último século.

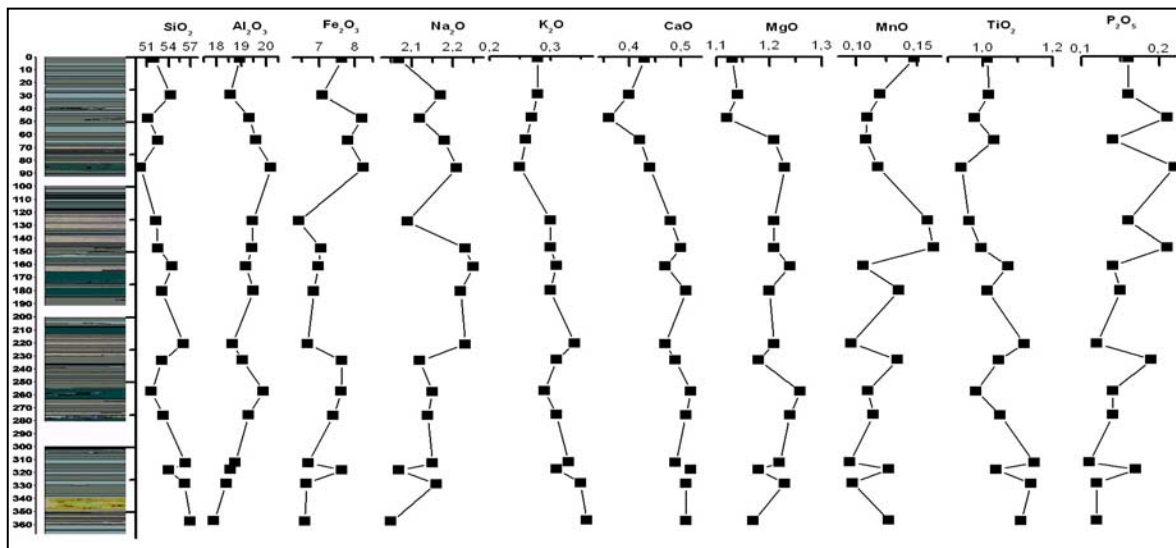


Figura 5 - Distribuição da composição química nos sedimentos do furo F1.

Conclusão

O lago Amapá é constituído de, aproximadamente, 4 m de sedimentos bandados, visualizados pela alternância de bandas claras e escuras. A granulometria e a mineralogia dos sedimentos são equivalentes ao do material em suspensão do rio Acre, embora ligeiramente mais fina, essencialmente, síltica. As composições mineralógica e química mostram que são sedimentos imaturos, da mesma forma que os sedimentos da formação Solimões e dos suspensatos do rio Acre. Da base para o topo, verifica-se um enriquecimento em matéria orgânica e em minerais de clima mais quente e úmido, indicando que o lago ao longo dos seus 3200 AP experimentou uma gradual mudança climática, de semi-seco para úmido, o que deve representar as condições climáticas de toda a região, pelo menos do seu grande entorno.

Recentemente, conforme os dados de parâmetros físico-químicos e aspectos visuais, o lago está sofrendo grande impacto por conta da ação antrópica em decorrência da expansão urbana, representada pela cidade de Rio Branco.

Agradecimentos

Ao CNPq pelo apoio financeiro através do projeto Geosedintama (Processo 471109/03-7) bem como bolsa de produtividade de pesquisa e grant ao segundo autor e ADA pela concessão de bolsa de estudos e ajuda financeira através do Convênio nº 1361/subprojeto 01.

Referências

- Almeida J. S. 2000. *Influência do regime hidrológico sobre algumas variáveis limnológicas em um lago da planície de inundação do rio Acre (Lago Amapá, Acre, Brasil)*. Universidade Federal do Acre. (Dissertação de mestrado).
- Behling H. & Costa M. L. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, Eastern Amazon Basin. *Quaternary Research* **53**: 366-077.
- Behling H., Keim G., Irion G., Junk W. Mello N. 2001 Holocene environmental changes in the Central Amazon Basin inferred from Lago Calado (Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **173**: 87-101.
- Campbell C. 1998. Late Holocene lake sedimentology and climate change in Southern Alberta, Canada. *Quaternary Research* **49**: 96-101.
- Costa M. L., Carmo M. S., Behling H. 2005. Mineralogia e geoquímica de sedimentos lacustres com substrato laterítico na Amazônia Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências* **35**: 165-176.
- Keppeler E. C. & Hardy E. R. 2002. Estudos das populações zooplancônicas em um lago de meandro abandonado da planície de inundação do rio Acre (Lago Amapá, Rio Branco-Ac, Brasil). *Cadernos UFAC, Universidade Federal do Acre (Resumo expandido)*.
- Keppeler E. C., Lopes M. R. M., Lima C. S. 1999. Ficoflórula do Lago Amapá em Rio Branco-Acre, I: Euglenophyceae. *Revista Brasileira de Biologia* **59**: 679-686.
- Horbe A. M. C., Horbe M. A., Nogueira. A. C. R. 2005. Geochemistry of Holocene lacustrine sediments – Central Amazonia. In: *X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul. Anais*.

FUNIL ESTUARINO DE MARAPANIM: MORFOLOGIA E DISTRIBUIÇÃO DOS SEDIMENTOS DE FUNDO

Cléa A. da Silva¹, Amílcar C. Mendes², Márcio S. da Silva³,
Pedro W. M. e Souza Filho¹

¹ Universidade Federal do Pará - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. clea@museu-goeldi.br

² Museu Paraense Emílio Goeldi - Programa de Estudos Costeiros

³ Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá/Centro de Pesquisas Aquáticas

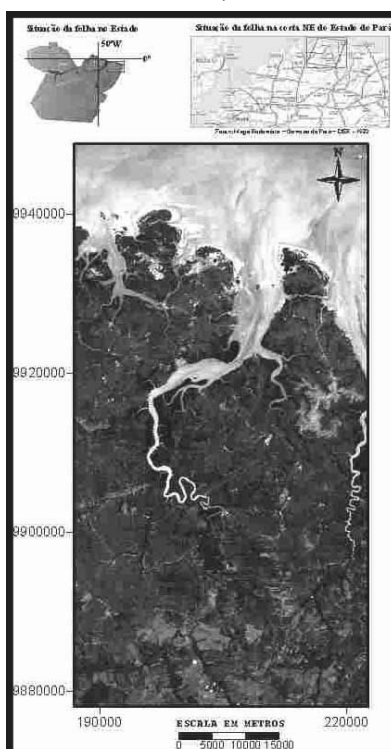
Introdução

Os sistemas estuarinos têm sido alvo de estudos interdisciplinares nas últimas décadas em todo o planeta. Apesar da enorme representatividade e importância do estuário no contexto costeiro norte do Brasil, há notória carência de conhecimento científico no que concerne aos processos físicos atuantes e sua influência na distribuição e deposição dos sedimentos. A importância de se entender a estrutura e o funcionamento deste complexo e bem preservado sistema deposicional, volta-se para a definição de um modelo evolutivo do preenchimento da foz dos estuários do litoral paraense, processo este que em vários setores vem causando sérios problemas à navegação e à atividade pesqueira.

Área de Estudo

O estuário do rio Marapanim está situado no nordeste do Estado do Pará, instalado em depósitos terciários da Formação Barreiras e quaternários, representados pelos sedimentos Pós-Barreiras. Apresenta padrão morfológico em forma de funil, com 30km de comprimento e 8km de largura na foz, estreitando-se à montante, onde atinge 3km de largura (Figura 1). É um sistema dominado por macromarés (6m) semidiurnas. As ondas atingem a linha de costa com altura média em torno de 1m e direção de NE (CPTEC/INPE 2004). Está sob forte influência do clima tropical chuvoso (úmido). Predominam ventos alísios de NE que atingem a costa com velocidade média de 6m/s, mais fortes nos meses de dezembro a março, quando somam-se aos alísios de SE (CPTEC/INPE 2004).

Figura 1 – Localização da área



Materiais e Métodos

O levantamento batimétrico foi realizado em abril de 2004 e abrangeu cerca de 76Km². A malha de amostragem, definida a partir de base cartográfica georeferenciada, foi composta por 123 linhas batimétricas espaçadas em intervalo de 300m, dispostas perpendicularmente ao eixo de maior comprimento do canal e 5 linhas longitudinais dispostas em intervalos de 200m, 400m e 1.000m, perfazendo um total de 203.085 pontos de coleta de profundidades. Para a coleta dos dados batimétricos foi utilizado ecobatímetro analógico Bathy 500, acoplado ao GPS com correção diferencial. A altura de maré foi medida através de um sensor de pressão Orphimedes OTT. Os dados batimétricos foram reduzidos ao nível de baixamar mediante utilização do *software* HYPACK MAX, enquanto que para o processamento dos dados batimétricos (geração de *grids*, mapas de contorno e *wireframes*) foi utilizado o *software* SURFER 8.0.

A malha de amostragem de sedimentos de fundo foi elaborada a partir da carta batimétrica, onde foram selecionados 95 pontos de coleta. Os sedimentos foram coletados com amostrador de fundo tipo *Petterson*. Em laboratório, as amostras foram lavadas e submetidas à secagem em estufa a 50°C. Foram utilizadas 100g para peneiramento utilizando abertura de malha de 1Ø. Com base no peso de cada fração granulométrica foram calculados os parâmetros estatísticos de distribuição (mediana, média, grau de selecionamento, assimetria e curtose) e classificação textural segundo Folk (1974), utilizando o *software* SAG. A fração silte/argila foi separada por centrifugação.

Resultados e Discussão

A análise dos dados obtidos através de levantamento batimétrico associado a coleta de sedimentos de fundo do estuário permitiu a identificação das principais formas de fundo e a distribuição dos sedimentos, sintetizados nas figuras 2 e 3.

Morfologia de Fundo

Na parte interna do funil estuarino observa-se um canal com direção NE-SW, com 1.5km de largura e profundidade média de 4m, chegando a atingir 12m nos setores mais profundos. Em direção a foz, este canal inflete para a direção N-S, onde foram registradas as maiores profundidades (24m), próximo a desembocadura do Igarapé São Marcos e, posteriormente, bifurca-se, dando origem a dois outros canais de menor porte: o canal de enchente, considerado a principal via de acesso ao estuário, com 1.5km de largura e profundidade que varia em torno de 6-20m; o canal de vazante, localizado próximo à margem direita, com 1km de largura e profundidade média de 12m. Um terceiro canal, mais estreito (100m) e menos profundo (4m), ocorre adjacente à margem esquerda, permitindo o acesso ao trapiche de Marudá. No entanto, em maré baixa, não é possível a navegação através deste, dificultando o acesso a Ilha de Algodoal-Maiandeuá.

As barras longitudinais apresentam dimensões quilométricas e encontram-se superimpostas por *sand waves*. Na parte interna do funil estuarino estas barras atingem um comprimento máximo de 2km, ao passo que na foz, o “Banco Capanema”, margeado pelo canal de vazante, apresenta 5km de extensão. Entre a “Praia Grande” e a “Ponta do Araticum-Açú” encontra-se uma barra longitudinal com 10km de comprimento e 3km de largura que está em franco processo de migração em direção a margem, assoreando o canal de acesso a Marudá. Deltas de maré (enchente e vazante), com aproximadamente 4km de comprimento e 1km de largura foram identificados na foz estuarina. Registros batimétricos difusos atestam a presença de afloramentos rochosos da Formação Barreiras, localmente conhecido como “Pedral do Paraguai”.

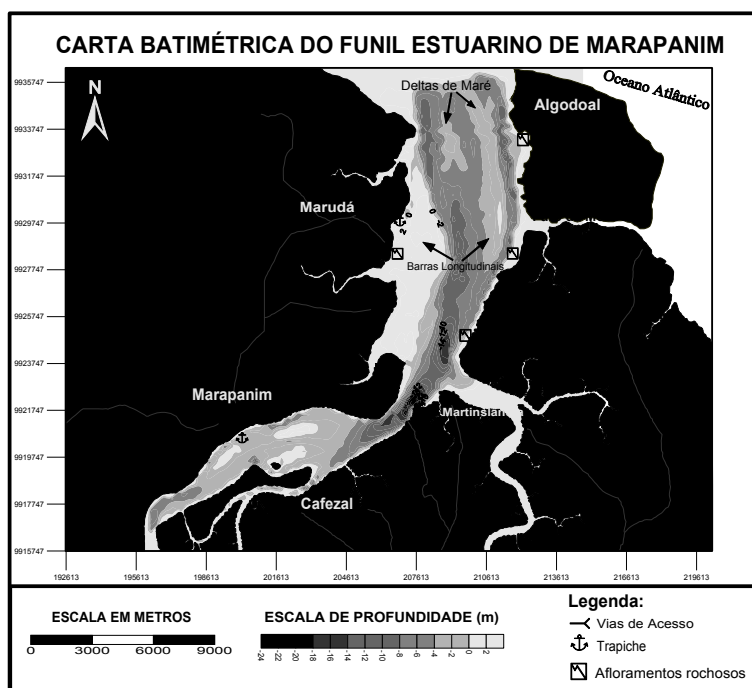


Figura 2 - Carta batimétrica do estuário do rio Marapanim.

Sedimentos de Fundo

O resultado preliminar da análise granulométrica de sedimentos de fundo evidenciou a predominância de sedimentos arenosos (Figura 3). A análise dos parâmetros estatísticos denota o seguinte quadro:

Mediana - os valores obtidos variaram entre 0,606 e 3,413mm. Em geral, os valores menores coincidem com as maiores profundidades alcançadas pelo canal estuarino, onde ocorrem condições hidrodinâmicas intensas. Os valores mais elevados estão associados às barras arenosas e planícies de maré.

Diâmetro Médio - apresenta variação entre 0,676 e 3,413mm, inseridos nos intervalos de classes areia grossa a areia muito fina. A carta de distribuição do diâmetro médio indica a predominância da classe areia fina (Figura 3A). As areias média a grossa ocorrem no canal principal de navegação, associadas às áreas com maiores profundidades e maior intensidade de correntes. As areias muito finas e finas estão associadas às barras e planícies de maré arenosas, ou seja, em zonas mais rasas, geralmente nas margens onde as correntes são mais fracas. Os sedimentos siltosos e argilosos localizam-se preferencialmente nas planícies de maré lamosa.

Desvio Padrão - mostrou a predominância de sedimentos moderadamente selecionados, em decorrência da dinâmica das marés e da contribuição de diferentes fontes, provavelmente associadas aos sedimentos da Formação Barreiras, onde a bacia de drenagem do rio Marapanim está instalada ou a um aporte secundário proveniente da plataforma continental adjacente.

Assimetria - os sedimentos apresentam assimetria que varia de -0,25 a 0,50, ou seja, com classificação que passa de negativa a muito positiva, o que retrata as variações energéticas das correntes de maré, fluvial e a ação do vento. No entanto, a predominância de valores em torno de 0,01 mostra a tendência destes sedimentos a uma distribuição aproximadamente simétrica, no sentido de classes texturais mais finas.

Curtose - Os valores variando de 0,74 a 1,86, correspondem a uma ampla faixa de classificação de suas curvas, englobando desde curvas platicúrticas até muito leptocúrticas.

Distribuição das Fácies Sedimentares

Os sedimentos de fundo foram classificados quanto à textura segundo o método de Folk (1974). Foram verificadas duas fácies sedimentares: areia e areia com cascalho esparso (Figura 3B).

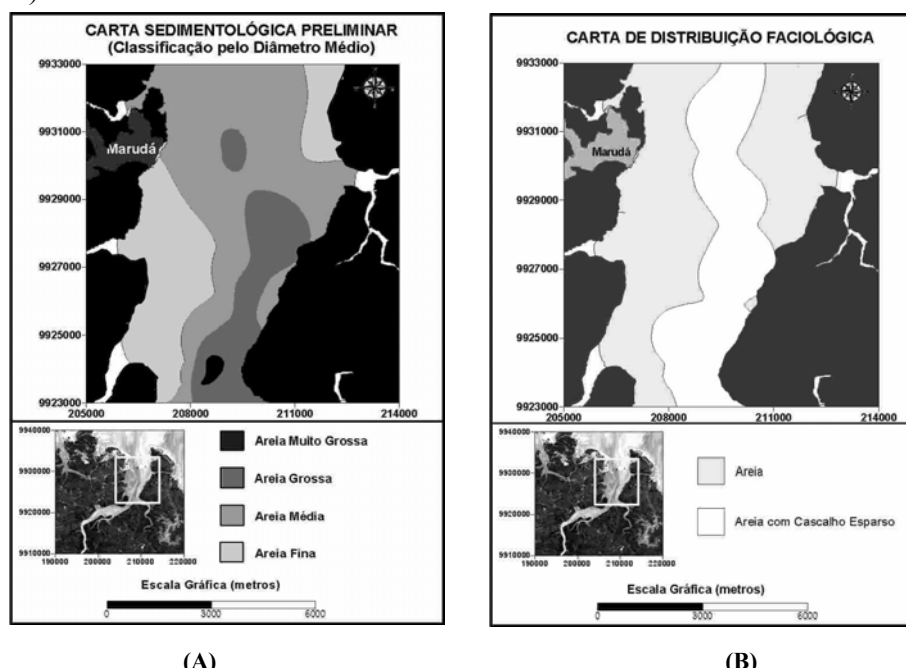


Figura 3 – (A) Distribuição do diâmetro médio dos sedimentos de fundo e (B) Distribuição das fácies texturais no funil estuarino de Marapanim, segundo a Classificação de Folk (1974).

Conclusões

A integração de dados batimétricos com a análise da distribuição dos sedimentos de fundo mostrou que a fácies arenosa é predominante ao longo de todo o fundo estuarino abrangendo cerca de 68% da área. Esta compreende essencialmente areias com granulometria fina a muito fina, associadas às barras longitudinais e deltas de maré que preenchem a foz do estuário. A fácies arenosa com cascalho esparso ocupa cerca de 32% do fundo estuarino, sendo constituída por areias de granulometria média a grossa, estão associadas as maiores profundidades do canal estuarino.

Agradecimentos

Este trabalho foi desenvolvido na Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia do Museu Paraense Emílio Goeldi, através do projeto “Ecossistemas costeiros amazônicos: interações entre características ecológicas, desafios sociais e desenvolvimento sustentável” (PNOPG/CNPq), coordenado pela Dra. Maria Thereza Ribeiro da Costa Prost.

Referências

CPTEC/INPE. 2004. Dados previsionais. Portal oceânico. Disponível em <http://tucupi.cptec.inpe.br/wam>.
Folk R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 181p.

ÁGUA DE LASTRO E O IMPACTO AOS ECOSISTEMAS COSTEIROS DA AMAZÔNIA: UMA INTRODUÇÃO AO TEMA

Romero de A. Maranhão

Divisão de Gestão Ambiental da Base Naval de Val-de-Cães. romeroalbuquerque@bol.com.br

Introdução

O transporte marítimo movimenta mais de 80% das mercadorias do mundo e transfere internacionalmente 3 a 5 bilhões de toneladas de água de lastro a cada ano. A água de lastro é essencial para a segurança e eficiência das operações de navegação, proporcionando equilíbrio e estabilidade aos navios sem carga, dentre eles os cargueiros e mercantes que transportam óleo e derivados de petróleo. Entretanto, isso pode causar sérias ameaças ecológicas, econômicas e à saúde, principalmente pela introdução de espécies novas no ecossistema.

A Organização Marítima Internacional estima que cerca de 4.500 espécies são transportadas pela água de lastro (SILVA,2005). A grande maioria das espécies não sobrevive à viagem por conta do ciclo de enchimento e despejo do lastro, e das condições internas dos tanques, hostis à sobrevivência dos organismos. Mesmo para aqueles que continuam vivendo depois da jornada e são jogados no mar, as chances de sobrevivência em novas condições ambientais, incluindo ações predatórias e/ou competições com as espécies nativas, são bastante reduzidas.

No entanto, quando todos os fatores são favoráveis, uma espécie introduzida, ao sobreviver e estabelecer uma população reprodutora no ambiente hospedeiro, pode tornar-se invasora, competindo com as espécies nativas e se multiplicando em proporções epidêmicas. Como exemplo temos o mexilhão dourado (*Limnoperna fortunei*), um molusco bivalve originário dos rios asiáticos, mais particularmente da China e encontrados fixados a substratos duros, naturais ou artificiais. Esse organismo de água doce e salobra foi introduzido no Rio da Prata, em 1991, avançando pelos rios Paraná e Paraguai.

Materiais e Métodos

O estudo é exploratório e foi realizado com base no referencial bibliográfico e teórico disponível sobre o impacto das águas de lastro para o ecossistema amazônico.

Resultados e Discussão

Ao contrário de outras formas de poluição marinha, como derramamentos de óleo, em que ações mitigadoras podem ser tomadas e o meio ambiente pode eventualmente se recuperar, a introdução de espécies marinhas é, na maioria dos casos, irreversível (CARLTON,1993; LEAL NETO et Al,2002).

Atualmente *L. vannamei*, conhecido como camarão-cinza, corresponde a 95% da produção brasileira de camarões marinhos, sendo cultivado em vários estados do nordeste (Piauí e Maranhão), do norte (Pará), do sudeste e sul. Esta espécie é atacada por diversas doenças de origem viral, possivelmente por microorganismos de lastros, constituindo um sério risco de contaminação à espécies nativas (CASSOLA et Al, 2004).

O mexilhão dourado já provoca impactos sócio-econômicos significativos para a economia e parte da população, uma vez que entope os filtros protetores das companhias de abastecimento de água potável, exigindo manutenções freqüentes; impedem o funcionamento normal das turbinas da Usina de Itaipu, com custos de quase US\$ 1 milhão a cada dia de paralisação; forçam mudanças na pesca de populações tradicionais; e prejudicam o sistema de refrigeração de embarcações, fundindo motores (CORDEIRO,2004).

Referências

- Carlton, J.T. & Geller J.B. Ecological roulette: the global transport of nonindigenous marine organisms. *Science*, 1993 - 261: 78-82.
- Cassola R.S., Castro E.B.V, Rodrigues Jr. C.E., Reinecke W. & Breyer E.B. O impacto da carcinicultura nas áreas de proteção ambiental federais costeiras do nordeste brasileiro. In: Anais do IV Congresso Brasileiro de Unidades de Conservação, 2004 - 1: 406-416. Fundação O Boticário, Curitiba, PR
- Cordeiro, I.D. Águas de Lastro e Desequilíbrio Ambiental: o Turismo tem culpa? *Revista de Turismo*. Fev/04. Disponível em: < <http://revistaturismo.cidadeinternet.com.br/artigos/aguasdelastro.html>> Acesso em 05/04/2004
- Silva,A.S. Água de Lastro e as Espécies Exóticas. Disponível em: < <http://www.ambientebrasil.com.br/aguasalgada/artigos/aguadelaastro.html>>. Acesso em 15/10/2005.
- Leal Neto, A.C. & Jablonski, S. Atividades do Programa GloBallast no Brasil. *Gerenciamento Costeiro Integrado*, 2002. 2:21-24.

PALEOAMBIENTE E O REGISTRO FOSSILÍFERO PLEISTOCÊNICO DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO RIO MADEIRA

Gilmar J. Rizzotto¹, Norma M. da C. Cruz², José G. de Oliveira¹, Marcos L. do E.S. Quadros¹, João M. de Castro¹

¹CPRM – Serviço Geológico do Brasil-Porto Velho. gilmarizz@pv.cprm.gov.br

²CPRM –Rio de Janeiro.

Introdução

A Bacia do rio Madeira é constituída por terras baixas alternadas com pequenas serras e altos topográficos pouco expressivos, situada em uma zona equatorial quente e úmida com área aproximada de 31.000 km². Nesta região, a dinâmica de vegetações e a diversidade de espécies encontrada foram por muito tempo explicada como resultante da permanência estável da floresta amazônica durante milhares de anos. Entretanto, com o avanço no conhecimento e atrelados aos estudos palinológicos e outros realizados por vários pesquisadores na Amazônia, sugerem a diminuição da área de florestas em algumas épocas, acompanhadas pelo aumento de áreas de savanas e/ou cerrados e, aumento das florestas em outras épocas remotas.

Neste trabalho, procuraremos caracterizar através de análises palinológicas e datações radiocarbônicas em matéria orgânica encontrada em sedimentos antigos do rio Madeira, as condições paleoambientais e as espécies que dominavam naquelas épocas passadas.

Amostragem

Foram selecionados dois pontos de amostragem ao longo dos paleoaluviões do rio Madeira visando caracterizar os seus conteúdos paleoflorísticos e as suas determinações geocronológicas. Para tanto, foram coletadas amostras ricas em matéria orgânica num pacote de sedimentos argilo-siltosos da Formação Rio Madeira (Quadros *et al.*, 2006, neste simpósio), finamente laminados, onde a camada de argila cinza escura compacta basal é o horizonte-guia do material fossilífero. Essa amostra foi identificada pelo ponto JM-52 e está localizada na margem direita do rio Madeira (fig.1), distrito de Abunã, e foi coletada na base do barranco do rio. As outras amostras (JM-63 e JG-73) foram coletadas numa das cavas do garimpo Taquaras, margem direita do rio Madeira (fig.1). Neste local ocorre um pacote sedimentar de natureza argilo-siltosa, coloração cinza, de espessura de 15 metros, rico em matéria orgânica, sobreposto por uma camada de sedimento siltoso, laminado, oxidado, de coloração creme-amarelada, sem presença de restos e/ou fragmentos de vegetais. Esse mesmo pacote sedimentar apresenta na parte basal, uma camada de argila plástica cinza-escura sobreposta a um nível de cascalho compacto aurífero (mucururu) onde foi coletada uma parte de um tronco vegetal parcialmente carbonizado (JG-73).

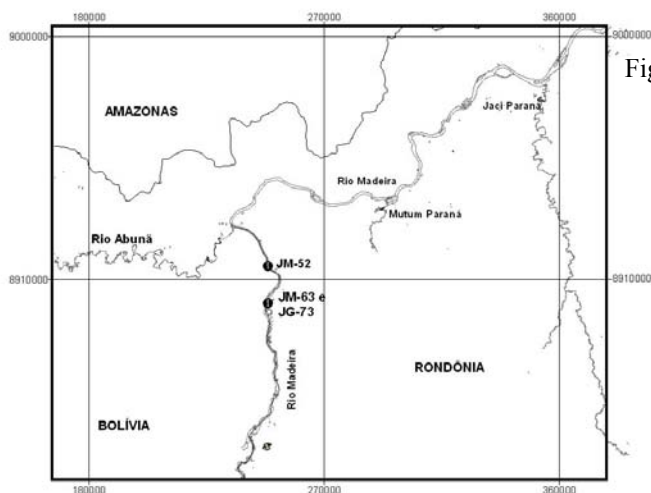


Figura 1- Mapa mostrando a localização das amostras analisadas.

Análise Palinológica

amostra JM-52:

A amostra revelou-se extremamente rica em matéria orgânica vegetal. A palinoflora obtida demonstrou, além da abundância de exemplares, grande diversidade de formas. Entre os elementos obtidos, as angiospermas foram os elementos predominantes, seguidos pelas pteridófitas, gimnospermas e algas. Fragmentos orgânicos carbonizados foram observados com frequência. Na tabela 1, são listados os elementos da palinoflora mais significativos.

ANGIOSPERMAS	Monocotiledôneas	Cyperaceae
		Palmae
		Amaryllidaceae
	Dicotiledôneas	Ulmaceae
		Melastomataceae
		Malphighiaceae
		Solanaceae
		Euphorbiaceae
		Lythraceae
		Chloranthaceae
		Apocynaceae
		Ericaceae
		Polemoniaceae
		Papilionaceae
Bignoniaceae		
Sapotaceae		
GIMNOSPERMAS		Ephedraceae
PTERIDÓPHYTA		Ophioglossaceae
		Selaginellaceae
		Cyatheaceae
		Lycopodiaceae
		Polypodiaceae
	Parkeriaceae	
ALGAE		Zygnemataceae

Tabela 1- Elementos da palinoflora identificados na amostra JM-52.

Desta forma, o conteúdo palinológico observado na amostra JM-52 indica deposição continental, de idade pleistocênica superior a holocênica.

amostra JM-63:

A amostra revelou um conteúdo palinoflorístico constituído de fragmentos de cutículas vegetais, esporos de fungos, pólen e algas. Há uma predominância de tecidos vegetais e esporos de fungos. Pólen, esporos de pteridófitas e algas em número razoável. Os elementos identificados estão exemplificados na tabela 2.

ANGIOSPERMAS	Monocotiledôneas	Cyperaceae
		?Orchidaceae
		Bromeliaceae
	Dicotiledôneas	Ericaceae
		Rubiaceae
		Betulaceae
GIMNOSPERMAS		?Podocarpaceae
PTERIDÓPHYTAS		Lycopodiaceae
		Hymenophyllaceae
		Selaginellaceae
ALGAE		Zygnemataceae
		<i>Spirogyra</i> sp
		<i>Mongeotia</i> sp

Tabela 2- Elementos da palinoflora identificados na amostra JM-63.

Portanto, a palinoflora obtida para a amostra JM-63 sugere paleoambiente continental, úmido, de idade pleistocênica superior a holocênica.

Datação Radiocarbônica

Duas amostras foram analisadas para datação de ^{14}C sendo que uma é de sedimentos orgânicos (JM-52) e outra é de um fragmento de um tronco vegetal parcialmente carbonizado (JG-73), o qual não possui identificação taxonômica. As amostras passaram por um pré-tratamento para posterior análise no Laboratório Beta Analytic Inc, Miami, Florida. A amostra JM-52 sofreu uma aplicação de HCl repetidamente para assegurar a ausência de carbonatos, enquanto que a amostra JG-73 foi primeiramente pulverizada e dispersada em água deionizada. Em seguida, foi lavada em HCl quente para eliminar os possíveis carbonatos e lavada em solução alcalina (NaOH) para remover ácidos orgânicos secundários e, finalmente, essa solução alcalina foi neutralizada com um enxágüe com ácido. Após esses procedimentos, as amostras foram datadas, apresentando os resultados indicados na tabela 3.

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 202981 SAMPLE : JM-52 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : (result is outside of the calibration range)	27360 +/- 200 BP	-28.3 o/oo	27310 +/- 200 BP
Beta - 202982 SAMPLE : JG-73 ANALYSIS : Radiometric-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (wood): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : (result is outside of the calibration range)	> 46440 BP	-32.8 o/oo	> 46310 BP

Tabela 3- Resultados das análises radiométricas pelo método ^{14}C das amostras de material orgânico dos sedimentos do rio Madeira

Conclusões e Discussões

Os dados polínicos sugerem que a área compreendida pela bacia hidrográfica do rio Madeira era coberta, no Pleistoceno Superior, por uma densa floresta fluvial tropical, indicando a ocorrência de clima úmido o bastante para manter esse tipo de vegetação na região por um extenso período de tempo. A vegetação predominante era composta pelas Angiospermas, Gimnospermas, Pteridófitas e Algas, muito semelhante a vegetação atual. Alguns autores sugerem que em áreas periféricas da Amazônia seriam mais sensíveis às mudanças climáticas, em especial por causa da variação do regime hídrico, podendo predominar a vegetação de campos e savanas. Nesse sentido, eles admitem a hipótese de que os grandes rios têm uma influência significativa na manutenção de uma vegetação florestal, mesmo em épocas secas. Sendo assim, esses pesquisadores admitem que os prováveis refúgios florestais ocorreram em áreas próximas aos grandes rios.

Corroborando a idade sugerida pelo conteúdo polínico, os dados de ^{14}C revelaram idades de 27.310 ± 200 anos AP (amostra JM-52) e > 46.310 anos AP (amostra JG-73). Assim sendo, a primeira idade deve ser considerada como a idade mais provável da deposição dos sedimentos dos paleoaluviões do rio Madeira, ou seja, durante o Período Quaternário-Época Pleistoceno Superior. A segunda idade pode ser interpretada, com ressalva, como idade máxima da deposição. Outra possibilidade de interpretação é que a idade maior represente um depósito ainda mais antigo que foi retrabalhado e redepositado pelo rio Madeira. Entretanto, não dispomos de dados suficientes para comprovar esta última hipótese. Portanto, os dados aqui apresentados indicam um paleoambiente continental quente e úmido, com idade Pleistocênica Superior, onde foram depositados os sedimentos do rio Madeira.

Referências Bibliográficas

- Pessenda, L.C.R.; Boulet, R., Gomes, B.M., Aravena, R., Gouveia, S.E.M., Ribeiro, A.S., Lamotte, M. *Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a Forest-savanna transition zone, southern Amazonas State region, Brazilian Amazon region, in The Holocene*, v.11(2), p.250, 2001.
- Quadros, M.L., Rizzotto, G.J., Oliveira, J.G., Castro, J.M. 2006. *Depósitos Fluviais da Formação Rio Madeira, Pleistoceno Superior da Bacia do Abunã, Rondônia*. IX Simpósio de Geologia da Amazônia.

TRAÇOS FÓSSEIS SILURO-DEVONIANOS DO GRUPO TROMBETAS DA BACIA DO AMAZONAS NA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO – AM

Joelson L. Soares & Afonso C. R. Nogueira

Departamento de Geociências da UFAM. joelsonls@gmail.com, anogueira@ufam.edu.br

Introdução

Durante o intervalo Siluriano-Devoniano (443 - 359 Ma) as massas continentais reunidas no Hemisfério Sul formavam o supercontinente Gondwana e devido à sua proximidade do Pólo Sul foi afetado pela glaciação iniciada no Ordoviciano e que se estendeu até o Siluriano Inferior. Entre o final do Siluriano e o início do Devoniano houve o derretimento das geleiras que causou a elevação do nível do mar e a criação de novos nichos ecológicos, este evento está relacionado principalmente à deriva continental e ao ciclo astronômico (Caputo & Crowell 1985). Neste cenário foi que se depositaram os sedimentos das formações Nhamundá (Siluriano Inferior) e Manacapuru (Devoniano), pertencentes ao Grupo Trombetas, na região de Presidente Figueiredo (AM) localizada a 107 km ao norte da cidade de Manaus. As primeiras interpretações paleoambientais e paleogeográficas para a região de Presidente Figueiredo revelam que durante o intervalo siluro-devoniano o local era uma região costeira arenosa de águas turvas com influencia de clima glacial (Grahm & Caputo 1992, Nogueira *et al.* 1997, Soares 1998, Soares *et al.* 1999). A vida no início do Siluriano se restringia aos mares e oceanos chegando ao continente somente na metade do Devoniano. Os registros de corpos fósseis deste intervalo encontrados na região de Presidente Figueiredo restringem-se a Formação Manacapuru (conchas de braquiopódas e possíveis fragmentos de peixe), enquanto que na Formação Nhamundá eles não ocorrem. Os traços fósseis são os principais registros de vida encontrados nestes depósitos, são produzidos durante as diversas atividades realizadas pelos organismos e em muitos casos os únicos indícios da existência de alguns invertebrados. Neste contexto, o entendimento de ambientes siluro-devonianos e sua relação com o registro biológico ainda é pouco entendido, principalmente nas rochas sedimentares da Amazônia Ocidental.

Traços Fósseis do Siluro-Devoniano

Formação Nhamundá

São identificados nesta unidade cinco traços correspondentes as icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* associados a depósitos marinhos glacio-costeiros. Na icnofácies *Skolithos* foram identificadas a icnoespécie, *Skolithos isp.* e um traço fóssil com características de *Dominichnia* e *Fodinichnia* sem icnogênero determinado. A icnofácies *Cruziana* é composta por traços do icnogênero *Arthropycus* Hall 1852, representado por três icnoespécies, os *A. alleganiensis* e *A. lateralis*.

Icnoespécie *Skolithos isp*

Tubos endocriais verticais simples e cilíndricos, com 35 cm de comprimento máximo e 1.5 de diâmetro. *Skolithos* são descritos em afloramentos de quartzo-arenitos estratificação cruzada tabular (Figura 1F). Os traços fósseis de *Skolithos* foram produzidos por organismos vermeformes filtradores e suspensívoros, possivelmente anelídeos poliquetas, que fugiam do soterramento causado pela deposição contínua de areias em ambientes de grande aporte sedimentar. *Skolithos* é um traço típico de ambientes de alta energia onde o substrato ainda não está consolidado, o que explica a sua disposição vertical e a ausência de ornamentações.

Ícnito de Habitação e Alimentação

Estes traços fósseis são caracterizados por escavações tubulares e achatados endicniais meniscadas dispostas de forma vertical ou oblíquas ao acamamento (Figura 1E). Medem até 15 cm de comprimento e 1,5 cm de diâmetro, seus meniscos variam de 0,3 a 0,5 cm de espessura. Os prováveis organismos que geraram estes traços eram vermeformes sedimentívoros a procura de alimento em substrato argiloso semi-consolidado, que proliferam em um ambiente de sedimentação caracterizado por constantes e longas paradas do suprimento de sedimentos, proporcionando a deposição de material argiloso e estabilidade para a realização das atividades diárias dos organismos que perfuravam o substrato. Com a volta do fornecimento de sedimentos os organismos abandonam o substrato argiloso que é recoberto por areias, formando estratificações cruzadas de baixo ângulo, só retornando com o um novo recesso no suprimento sedimentar.

Ícnogênero Arthropycus Hall, 1852

Escavações bilobadas hipicniais dispostos no substrato de forma horizontal a subhorizontal na base das camadas de quartzo-arenitos com estratificação cruzada tabular, os traços variam de 5 a 32 cm de comprimento e de 1,5 a 4 cm de diâmetro e são comumente retilíneos com alguns apresentando formas curvadas ou meandranes. As ramificações por truncamento ou intersecção de traços são comuns, porém traços sem ramificações também ocorrem, estruturas em forma de sulcos transversais contínuos espaçados com pelo menos 3 sulcos por centímetros estão na porção externa dos traços. Os traços fósseis de *Arthropycus* foram produzidos possivelmente por organismos vermeformes, atualmente se acredita que trilobitas ou outros artrópodes que possuíssem apêndices abdominais seriam os organismos geradores destes traços (Rindsberg & Martin 2003). O *A. alleganiensis* (Figura 1A) são os mais comuns, apresentando diversas formas (retilíneos e curvados), ramificações por intercruzamento de traços ocorrem frequentemente, mas traços isolados podem ocorrer. Os traços de *A. lateralis* são diferenciados do *A. alleganiensis* por apresentar ramificações terminais múltiplas terminais em forma de feixes, curvadas para os lados, suas dimensões inferiores aos de outros traços sugerem organismos geradores de menor tamanho. Rindsberg & Martin (2003), analisando as fotos do artigo de Nogueira *et al.* (1999) sugerem que os traços fósseis descritos como *A. alleganiensis*, seja classificado como *A. brongniartii*, porém a reavaliação dos exemplares mostrados naquelas fotos indicam apenas a ocorrência de *A. alleganiensis* e *A. lateralis*. De acordo com a análise de fácies e o posicionamento do ícnito nos estratos indicam que os traços foram gerados em substrato argiloso, depositado pelo processo de suspensão no *toe set* (porção frontal) de dunas subaquosas marinhas, estas por sua vez migravam por cima destas camadas argilosas recobrimdo os traços e preservando-os em hiporrelevo convexo.

Formação Manacapuru

Os traços fósseis que foram descritos estão relacionados às icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* associados a depósitos de *shoreface*. Foram encontradas três icnoespécies da icnofácies *Cruziana*: *Planolites* isp., *Bifungites* isp. e *Phycodes* isp. A icnofácies *Skolithos* é composta por uma única icnoespécie a cf. *Laevicyclus*.

Ícnoespécie cf. Laevicyclus

Ícnitos endicniais verticais retilíneos, em seção transversal variam de circular a elíptico. Apresentam estrutura interna concêntrica com um tubo interno sem ornamentações e ramificações (Figura 1B). Os ícnitos variam de 1 a 1,5 cm de diâmetro, o comprimento destes traços varia com a espessura da camada. Organismos vermiformes que habitavam um substrato siltico-arenoso semi-consolidado seriam os prováveis geradores destes traços. Na época em que o traço foi gerado, o organismo provavelmente ficava camuflado embaixo da

superfície a espera de uma presa ou para a própria proteção contra outros predadores. A natureza do substrato possibilitou a preservação das ornamentações produzidas pelo organismo durante o seu período de colonização, enquanto que a disposição vertical do traço indica que foi produzido em um ambiente de energia moderada, quando a energia hidrodinâmica diminuía os organismos abandonavam o local. O tubo central que apresenta estrutura maciça e uma pequena elevação no topo do traço parece ser onde o organismo se alojava, enquanto que as paredes eram mais largas e intercaladas de areia e lama, produto do retrabalhamento do substrato realizado pelo organismo.

Icnoespécie Planolites isp

Ícnitos hipicniais em hiporrelevo positivo, variando de retilíneos a curvados, em seção transversal são subesféricos com ramificações por interseção de traços e preenchimento ativo (Figura 1C). Os ícnitos variam de 1,5 a 5,5 cm de comprimento e 0,6 cm de diâmetro. Os possíveis organismos geradores dos traços são vermes anelídeos que colonizaram o substrato areno-pelítico durante longos períodos, só abandonando o local após o aumento do aporte sedimentar.

Icnoespécie Bifungites isp

São traços fósseis hipicniais (endicnial?) em hiporrelevo positivo, retilíneo, com terminações globulares interligadas por um eixo central, mede 2,5cm de comprimento, diâmetro do eixo central de 0,4cm e nas extremidades de 0.7cm (Figura 1D). O traço fóssil é classificado na literatura como um ícnito de habitação, gerado por um organismo sedentário de corpo mole de hábito suspensívoro, semelhante aos anelídeos (Fernandes *et al.* 2003). Este ícnito foi gerado quando o sedimento estava semiconsolidado, produzindo perfurações verticais com objetivo de se fixar no substrato. O organismo fazia dois tubos com terminações ampliadas, estes eram conectados por uma escavação horizontal da mesma espessura dos tubos verticais. As terminações serviam de abrigo para o organismo ou mesmo como o espaço de acomodação.

Icnoespécie cf. Phycodes

São descritos como tubos endicniais em alto relevo que variam de retilíneos a levemente curvados e com preenchimento ativo. Os traços estão dispersos em todas as direções e podem ocorrer isolados, interdigitados ou sobrepostos em forma de feixes, suas perfurações são sempre em direção as bases das camadas indicando que o organismo escavava o substrato sempre a procura de alimento. Os ícnitos apresentam comprimento máximo de 3,5 cm e 1 cm de diâmetro. Estes tubos foram gerados por organismos vermiformes sedimentofagos em um ambiente marinho raso com baixa energia hidrodinâmica e bem oxigenado, sobre um substrato areno-pelítico semiconsolidado e estável, provavelmente rico em matéria orgânica.

Conclusões

Durante o Siluriano o avanço e o recuo das geleiras controlavam o nível do mar e as condições de vida na região de Presidente Figueiredo com final da glaciação ainda no Siluriano houve a elevação do nível do mar e a mudança de um clima periglacial para tropical. Estas mudanças paleoclimáticas possibilitaram a proliferação e diversificação de organismos por todo o paleolitoral da região de Presidente Figueiredo, e são observadas no registro icnológico das formações Nhamundá e Manacapuru. No Siluriano as condições climáticas eram mais severas, e possibilitava apenas a sobrevivência de organismos especializados, enquanto que no Devoniano, com o recuo das geleiras, estas condições climáticas foram amenizadas e foi possível a migração e proliferação de organismos mais diversificados. A assembléia icnofossilífera da Formação Nhamundá é composta por icnoespécies de

Arthropycus e *Skolithos* o que sugere que os seus geradores eram mais especializados e resistentes às condições de alta latitude. Os seus traços são encontrados associados a quartzarenitos com estratificação cruzada tabular ou de baixo ângulo que indicam depósitos marinhos costeiros, a linha de costa neste período provavelmente variava com o recuo e avanço das geleiras. No Devoniano a fauna siluriana foi substituída lentamente por uma fauna adaptada a climas mais amenos, isto é possível observar pela variedade e abundância de traços fósseis nas rochas deste período e pela total ausência de icnoespécies de *Arthropycus* e *Skolithos*. Os traços também estão associados a depósitos marinhos costeiros e os condicionantes de colonização são variações no aporte sedimentar. Em algumas amostras é possível observar dois períodos de colonização relacionados a mudança de fluxo hidrodinâmico, uma com predominância de traços horizontais hipicniais em ambientes mais calmos (*Bifungites* e *Planolites*) e escavações verticais de períodos com águas mais turbulentas (*Laevicyclus*).

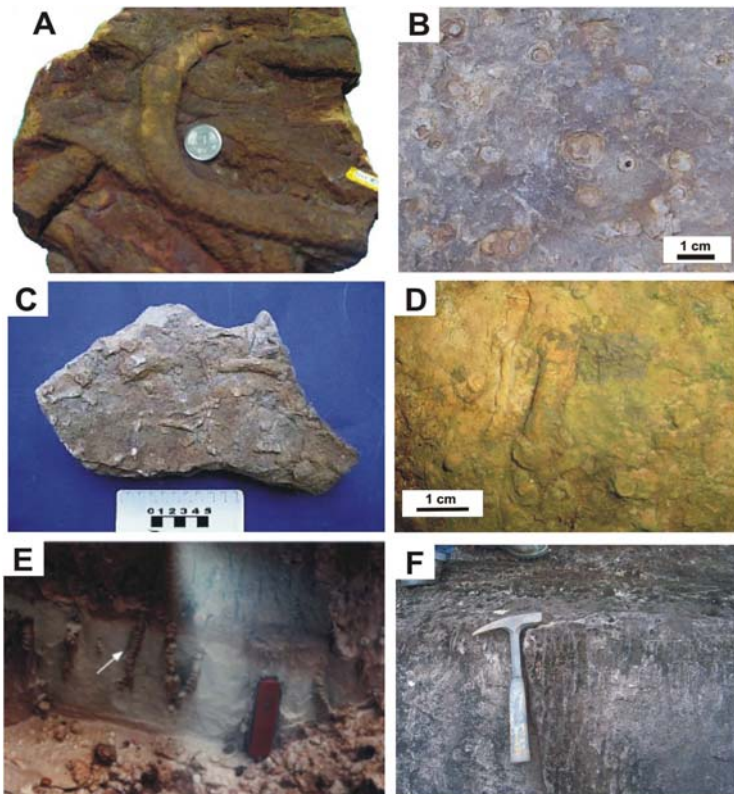


Figura 1 – Traços fósseis das formações Nhamundá (A, E e F) e Manacapuru (B, C, D) do Grupo Trombetas: A) *Arthropycus alleganiensis*, B) cf. *Laevicyclus*, C) *Planolites* isp., D) *Bifungites* isp., E) Icnito de habitação e alimentação e F) *Skolithos* isp.

Referências

- Caputo M. V. & Crowell J. C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, **96**:1020-1036.
- Grahn Y. & Caputo M. V. 1992. Early Silurian glaciations in Brazil. *PALAEO*, **99**: 9-15.
- Nogueira A.C.R., Soares E.A.A., Souza V., Truckenbrodt W., Caputo M. V. 1997. Estruturas glacioteclônicas na Formação Nhamundá, Siluriano da Bacia do Amazonas. In: SBG, Simp. Nac. Estud. Tect., 6, Pirinópolis. *Resumos expandidos*, p. 153-155.
- Nogueira A. C. R., Truckenbrodt W., Soares E. A. A. 1999. O icnogênero *Arthropycus* de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:135 -140.
- Rindsberg A. K. & Martin A. J. 2003. *Arthropycus* in the Silurian of Alabama (USA) and the problem of compound trace fossils. *PALAEO*, **192**:187-219
- Soares E.A.A.. 1998. *Análise faciológica-estratigráfica da Formação Nhamundá, Grupo Trombetas, Siluriano da Bacia do Amazonas, Região de Presidente Figueiredo (AM)*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências/UFGA, 98 p.
- Soares E. A. A., Truckenbrodt W., Nogueira A. C. R. 1999. Contribuição ao paleoambiente e a paleogeografia da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) na Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo-AM. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 6, Manaus, *Resumos expandidos*, p. 435-436.

TAFONOMIA PRELIMINAR DA PALEOICTIOFAUNA DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO (PERMIANO DA BACIA DO PARNAÍBA) AFLORANTE NO MUNICÍPIO DE GUARAÍ (TOCANTINS)

Nalba C. G. de Abreu & Sérgio D. da Silva

Universidade Federal do Tocantins. ncbio@uft.edu.br, sergiosilva@uft.edu.br

Introdução

A Bacia do Parnaíba é um dos maiores e mais importantes depocentros brasileiros. Até o momento, seus ictiofósseis estão representados na Formação Pedra do Fogo, a qual também é conhecida pela ocorrência de troncos petrificados de *Psaronius* (Cox & Hutchinson 1991, Góes & Feijó 1994). Quanto aos peixes, foram relatados principalmente paleonisciformes (*Brazilichthys macrognathus* e *Bythiacanthuis* sp.) e tubarões ctenacantídeos e xenacantídeos (Santos 1990, Cox & Hutchinson 1991, Richter *et al.* 2001). Estes ocorrem em níveis previamente interpretados como tendo sido depositados em ambiente nerítico e litorâneo com planícies de *sabkha* (lagos de regiões desérticas), sob eventual influência de tempestades (Góes & Feijó 1994). Richter *et al.* (2001), interpretaram estes depósitos como gerados em ambiente estuarino/deltaico. Os afloramentos estudados neste trabalho localizam-se no município de Guaraí, estado do Tocantins (Figura 1).



Figura 1: afloramento localizado no município de Guaraí (TO), de onde as amostras foram coletadas.

Objetivos

Neste trabalho é realizada análise tafonômica preliminar com base amostras fossilíferas coletadas no município de Guaraí. As feições macroscópicas empregadas na descrição de concentrações fossilíferas são importantes na identificação de diferentes processos físico-químicos e biológicos responsáveis pela sua origem (Simões & Holz 2004). Assim, procurou-se corroborar ou não as interpretações paleoambientais propostas por Góes & Feijó (1994) e Richter *et al.* (2001).

Resultados e Discussão

Os dados coletados foram, na maioria dos materiais examinados, interpretados de forma qualitativa, uma vez que o afloramento estudado possui toneladas de materiais ainda *in situ*. A realização de estudos quantitativos neste estágio do presente estudo seria uma

subestimativa da informação potencialmente disponível na localidade de Guaraí. Isto posto, são listadas adiante as feições tafonômicas preliminares presentes nas amostras coletadas.

Feições Sedimentológicas

Foram identificados de três graus de empacotamento (Figura 2a, b, c e d): (1) matriz sedimentar com bioclastos densamente empacotados. Para Holz & Simões (2002), este grau de empacotamento pode refletir acentuada seleção hidráulica e deposição de restos esqueléticos sob condição de baixa taxa de sedimentação. Tal feição pode ser interpretada como indicativa de níveis de acumulação de bioclastos originados por ondas de turbulência, uma vez que nesses locais ocorre grande concentração de escamas e fragmentos ósseos pouco densos. Nessas condições, os fósseis mais leves podem ser colocados em suspensão, sendo, deste modo, transportados até os locais de deposição; (2) matriz sedimentar com bioclastos fracamente empacotados e, finalmente, (3) matriz sedimentar com bioclastos dispersos. Nos níveis fracamente empacotados os bioclastos exibem pouco contato direto entre si. Já nos níveis onde o grau de empacotamento é disperso os bioclastos então esparsamente distribuídos na matriz sedimentar (sem contato direto). Ambos os níveis podem ter sido formados em episódios de calmaria ou em locais de águas mais profundas. Outra feição sedimentológica digna de nota é a presença de marcas de ondas nos níveis de onde os fósseis foram recuperados (Figura 1). Os fragmentos ósseos podem ser pouco selecionados, já que cerca de 80% deles estão distribuídos em três ou mais classes de tamanhos.

O estudo da orientação em planta dos bioclastos mostrou que os estes têm distribuição polimodal, não havendo orientação preferencial. Este padrão pode ocorrer tanto em fluxo de velocidade inferior àquela necessária para movimentar os bioclastos quanto em fluxo turbulento durante a formação da assembléia fossilífera (Holz & Simões 2002).

A relação entre o grau de empacotamento e a orientação dos bioclastos, sugere a deposição da tafocenose tanto em fluxo de velocidade intenso, quanto em períodos de calmaria, já que a disposição dos bioclastos densamente empacotados sugere episódios de deposição provocados por ondas de tempestades e os níveis fracamente empacotados ou dispersos apontam para ocasiões de mar calmo. Os espinhos de tubarão ocorrem concordantemente ao plano de acamamento (paralelamente ou subparalelamente).

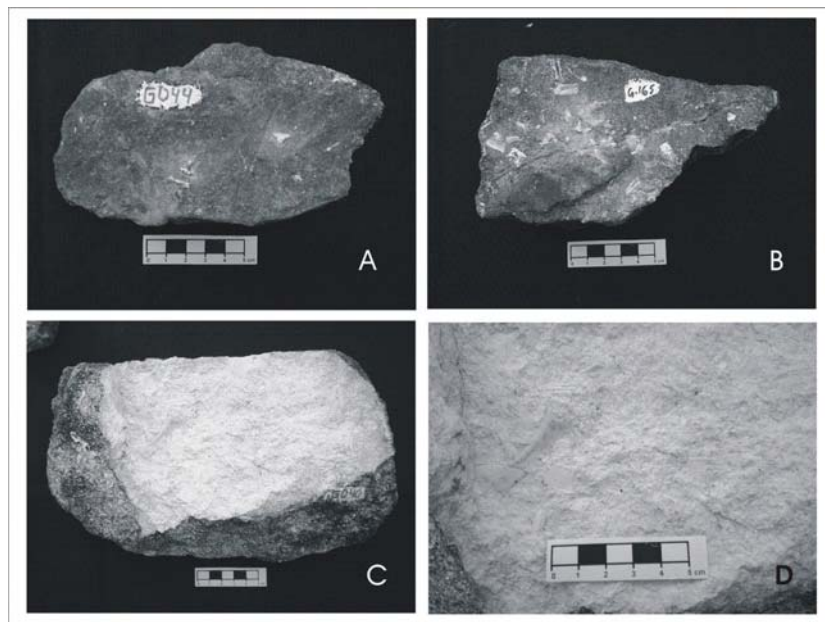


Figura 2: empacotamento dos bioclastos presentes em amostras selecionadas. Em A, dispersos; em B, fracamente empacotados; em C, densamente empacotados; em D, detalhe de C. Para explicação ver texto. Escala representa 5 cm.

Feições Bioestratinômicas

Os fósseis encontram-se, em sua maioria, fragmentados e totalmente desarticulados indicando alto grau de retrabalhamento do material. Quanto aos possíveis tipos de morte desses animais, são necessários estudos mais detalhados para uma avaliação segura. O processo de necrólise deve ter sido aeróbio, tanto pelo grau de desarticulação do material quanto pela presença de marcas de ondas nos níveis de onde os fósseis foram recuperados, o que sugere ambiente oxigenado.

Feições Paleocológicas

A concentração fóssilífera é politípica (constituída por diferentes elementos anatômicos - dentes, espinhos, ossos isolados e escamas). Esta tafocenose é do tipo poliespecífico (formada por diferentes espécies).

Interpretação Paleoambiental

A interpretação paleoambiental é feita com base na comparação entre os representantes da ictiofauna estudada e seus descendentes atuais (analogia entre seus modos de vida), bem como na análise das condições de deposição. Como já foi dito estudos prévios sugerem ambiente marinho litorâneo deltaico, sob influência de tempestades (Góes & Feijó 1994, Richter *et al.* 2001). A assembléia fóssilífera da formação em estudo é constituída por algumas formas de Chondrichthyes e Osteichthyes que viveram em ambientes marinhos e outras formas consideradas dulceaquícolas (tubarões xenacantídeos). Quanto aos paleoniscídeos, estes deveriam possuir habitat marinho, visto que seus fósseis são frequentemente encontrados em depósitos sedimentares desta natureza. Os dipnóicos vivem atualmente em ambiente dulceaquícola e a literatura atribui a estes modo de vida semelhante em épocas passadas. Já os Chondrichthyes ocorrem geralmente em ambientes marinhos. No entanto, algumas espécies invadiram águas continentais (Richter *et al.* 2004), como é o caso dos xenacantídeos (Zangerl 1981). Em guará são constituídos basicamente por dentes e em quantidade relativamente pequena, quando comparados às formas de outros táxons encontrados. Isto sugere que tanto os xenacantídeos quanto os dipnóicos (representados apenas por uma mandíbula isolada) não habitavam o local de onde seus restos foram depositados, tendo sido carreados após a sua morte. Concluindo, as feições tafonômicas analisadas preliminarmente neste trabalho sugerem que a assembléia fóssilífera estudada foi formada ora por eventos de tempestade, ora por episódios de calmaria, corroborando a proposta feita por Góes & Feijó (1994). A mistura de táxons marinhos e dulciaquícolas (estes em muito menor número), também sugere que o ambiente em questão poderia estar localizado próximo a um corpo de água doce (influência deltaica), também corroborando a proposta feita por Richter *et al.* (2001). Assim, o presente estudo sugere que a tafocenose foi depositada em ambiente litorâneo com influência estuarino/deltaica.

Referências Bibliográficas

- Cox C.B. & Hutchinson, P. 1991. Fishes and amphibians from the Late Permian Pedra de Fogo Formation of Northern Brazil. *Paleontology*, **34**: 561-573.
- Góes A.M. O & Feijó F. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8**: 57-72.
- Holz M. & Simões M.G. 2002. *Elementos Fundamentais de Tafonomia*. Ed. Universidade/UFRGS, Porto Alegre, 232 pp.
- Santos R.S. 1990. Paleoictiofauna da Formação Pedra do Fogo, Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil: Holocephali – *Petalodontidae*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **66**: 347-355.
- Simões M.G. & Holz, M. 2004. Tafonomia: Processos e Ambientes de Fossilização. In: I.S. Carvalho (ed.) *Paleontologia*. Editora Interciência, pp.: 19-45
- Richter M., Terra G.J.S., Nascimento A.J., Andreis R.R. 2001. Fishes from the Permo-carboniferous of the Parnaíba Basin in the State of Tocantins, North Brazil, and their Palaeoenvironment. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **2**:142.

MORFOLOGIA E MICROMORFOLOGIA DE ALGUNS SOLOS ANTRÓPICOS NA REGIÃO DAS ILHAS, BELÉM, PARÁ

Maria de Lourdes P. Ruivo, Rita D. Oliveira, Paulo R. do C. Lopes

Museu Paraense Emílio Goeldi
ruivo@museu-goeldi.br, rdoliveira@museu-goeldi.br, paulocanto@museu-goeldi.br

Introdução

Estudou-se a morfologia e micromorfologia de alguns solos antrópicos nos municípios de Barcarena, Moju e Abaetetuba, região das Ilhas Belém, PA (Figura 01). Os sítios arqueológicos estudados, descritos detalhadamente em Lopes, 2005, são: a) *PA-BA-83*: Bittencourt está localizado na margem esquerda do igarapé Arapiranga de Beja, no município de Abaetetuba; b) *PA-BA-84*: Alunorte foi encontrado na margem esquerda do igarapé Murucupi, no município de Barcarena e c) *PA-BA-85*: Jambuaçu, na margem direita do igarapé Jambuaçu, no município de Moju.

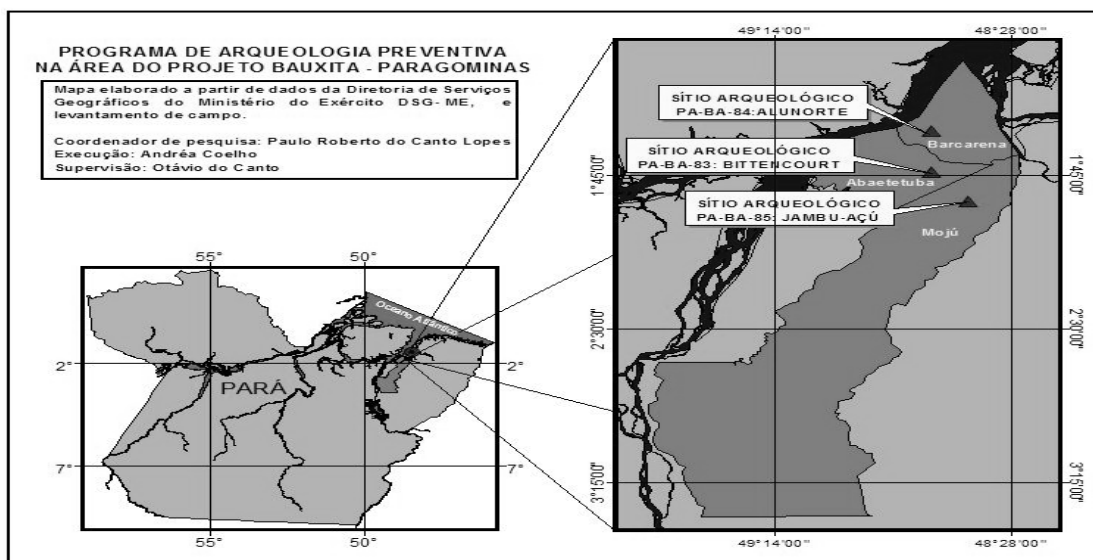


Figura 1: Mapa de Localização dos Sítios Arqueológicos PA-BA-83: Bittencourt; PA-BA-84: Alunorte e PA-BA-85: Jambuaçu. (Lopes, 2005)

Descrições Macro e Micromorfológicas do Solo

A metodologia utilizada no campo constou da descrição morfológica dos perfis de solo de até 1,50m de profundidade, realizada com o auxílio do Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (Lemos & Santos, 2002), após a identificação e separação dos horizontes pedogenéticos no campo foram avaliadas texturas, estrutura, consistência, os tipos de transições entre os horizontes e a quantidade de raízes, entre outras observações. A coloração das amostras foi obtida através da comparação com a carta de cores de Munsell (1975). Dos horizontes pedogenéticos foram coletadas amostras para análises micromorfológicas que foram obtidas através da utilização de microscópio eletrônico de Varredura (MEV) para descrição e fotografia das unidades microestruturais

Resultados e Discussão

As características morfológicas dos solos dos sítios mostram que os mesmos apresentam horizonte A antrópico, com coloração bastante escura alcançando o preto na carta de Munsell (10YR2/1) presença de fragmentos cerâmicos, lítico e carvão, sugerindo presença de Terra Preta Arqueológica e ocorrência de múltiplas reocupações em diferentes momentos históricos no sítio, dada à diversidade de material coletado.

A análise da micromorfologia dos horizontes superficiais nos três sítios mostrou presença de microagregados de origem organo-mineral, exibindo abundância de fragmentos vegetais, carvão e argilo-mineral do tipo 1:1, representado pela caulinita. A microporosidade nos três sítios é bastante variável (Figura 2).

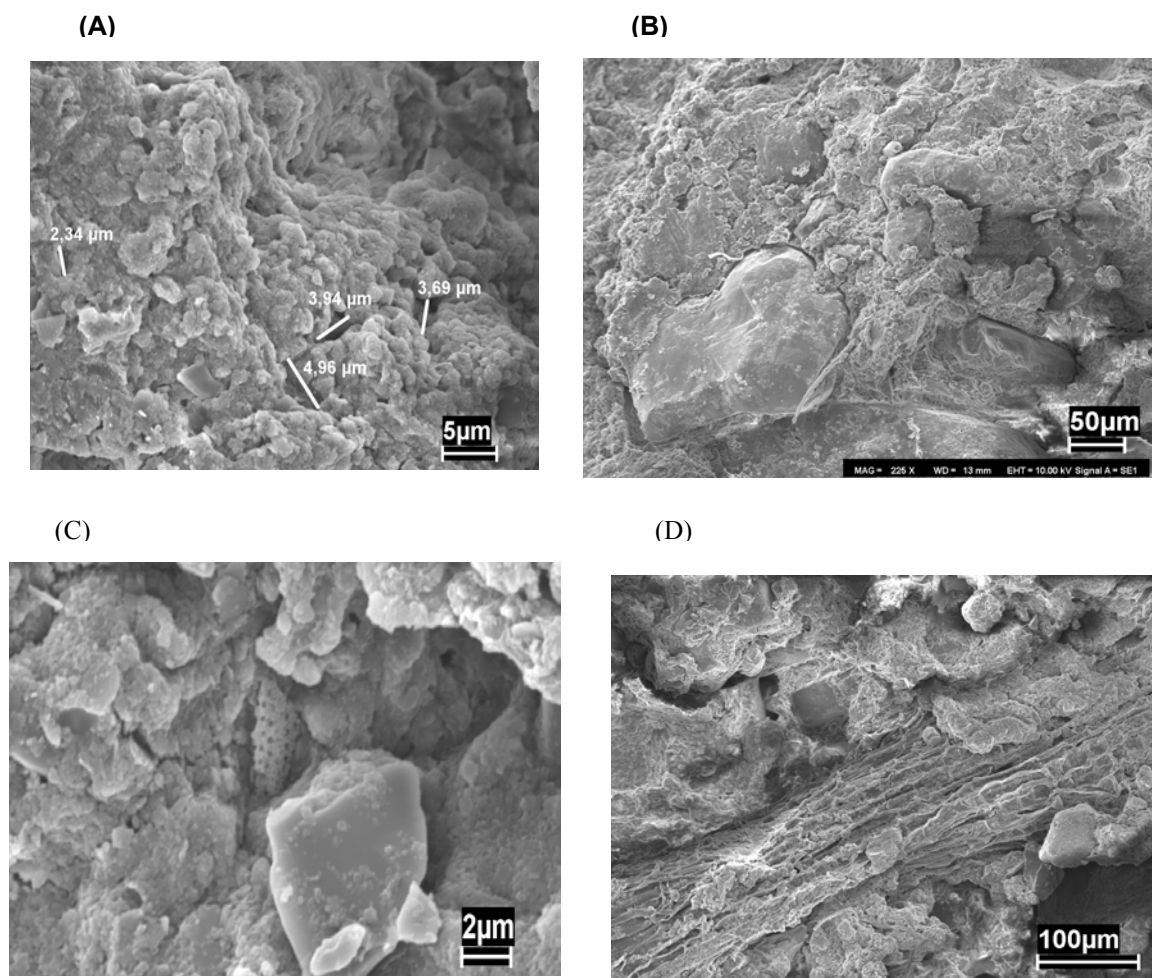


Figura 02: Imagens obtidas no MEV mostrando: (A) porosidade variável dos solos dos sítios, (B)predomínio de partículas grosseiras, como quartzo associados a argila do tipo caulinita, tipo 1:1, (C) algas diatomáceas e (D) fragmentos vegetais .

O sitio arqueológico PA-BA-85: Jambuaçu apresenta características peculiares quando comparado aos outros sítios PA-BA-84: Alunorte, em Barcarena, e PA-BA-83: Bittencourt, em Abaetetuba, nos quais foram efetuados os salvamentos arqueológicos, haja vista que a intervenção antrópica neste sítio pode ser considerada bem mais impactante que nos demais sítios. No que se refere às características químicas destes solos ainda não é possível afirmar se são solos de Terra Preta Arqueológica típicos, pois apesar da identificação de restos de material cerâmico, é necessário saber a variação dos teores de alguns elementos como Ca, Mg, P e C, a fim de classificá-los adequadamente.

A análise de resíduos arqueológicos de origem biológica é um campo que tem se expandido bastante, sobretudo em áreas temperadas, enquanto na faixa tropical em sítios arqueológicos do Formativo, caracterizado por sistemas sociais cuja subsistência baseia-se no uso de técnicas agrícolas e vegetais cultivados (De Blasis, 1999). Novas técnicas de análise em artefatos cerâmicos e líticos provenientes de solos arqueológicos têm sido utilizados envolvendo a Microscopia Eletrônica de Transmissão, Microscopia Eletrônica de Varredura, Microscopia com Luz Polarizada para a identificação e interpretação de componentes microscópicos de plantas como grãos de amido, fitólitos, pólen e lipídios. Estas informações são importantes para melhor compreender a agricultura de subsistência de populações pré-históricas, a produção e usos de artefatos e na reconstrução paleoambiental (Dennel, 1976).

Considerações Finais

A análise morfológica e micromorfológica mostraram presença de microagregados de origem organo-mineral, exibindo abundância de frações grosseiras como quartzo, fragmentos vegetais, carvão e argilo-mineral do tipo 1:1, representado pela caolinita e algas diatomáceas apesar dos indicadores de solos antropogênicos, o resultado das análises físicas e químicas a influência de grupos em vários momentos históricos dada a diversidade de artefatos coletados. Apesar das diferenças morfológicas entre os solos dos sítios arqueológicos e das áreas adjacentes, não é possível classificar os solos dos sítios como Terra Preta Arqueológica (TPA), à medida que é preciso conhecer os teores de alguns elementos como P, K, Ca, C, Mg, Zn e Cu, que geralmente apresentam conteúdo mais elevado quando comparados aos das áreas adjacentes

Referências Bibliográficas

- De Blasis, Paulo A. D. "Indicadores da Transição do Arcaico para o Formativo na Região Montanhosa do Médio Vale do Ribeira, SP". *In: Pré-História da Terra Brasilis*. Org. Maria Cristina Tenório. Editora da UFRJ, Rio de Janeiro, 1999.
- Dennel, R. W. 1976. The economic importance of plant resources represented on archaeological sites. *Journal of Archaeological Science* 3: 229-47.
- Lemos, R.C & Santos, R.D. 2002. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 4 ed. Viçosa: SBCS. 83p.
- Lopes, P. C. 2005. Programa de Arqueologia Preventiva na área do Projeto Bauxita Paragominas/PA. Relatório Preliminar. MPEG/Fidesa, 2005
- Munsell Colors Company .1975. Munsell soil colors charts. Baltimore.

ALTER DO CHÃO: O MAIOR AQUÍFERO DO MUNDO?

Francisco de Assis M. de Abreu, André M. D., José de Ribamar M. Araújo

UFPA. famatos@ufpa.br, amonte@ufpa.br, rmouta@ufpa.br

Introdução

Muito se escreve, fala e conjectura sobre as riquezas naturais da Amazônia. A biodiversidade, a floresta com seu potencial de biomassa e a abundância de madeiras nobres, os recursos hídricos e minerais. Dentre essas riquezas, no contexto das geociências, destacam-se os recursos minerais e os estoques de água doce, esses últimos parte de um complexo ciclo hidrológico local.

Este artigo enfoca as águas da Amazônia, mais especificamente o tesouro que é o Aquífero Alter-do-Chão, provavelmente o maior reservatório de água doce da Terra, o qual em razão de um quadro de colapso que se prenuncia no suprimento de água doce para atendimento das necessidades humanas em escala global, nos próximos anos, possui um enorme valor estratégico para o Brasil e para toda a humanidade. O objetivo principal deste trabalho é parametrizar, ainda que de forma inicial, as reservas hídricas que configuram esta riqueza.

Definições Geométrica e Volumétrica dos Aquíferos da Amazônia

A Amazônia é, de fato, um patrimônio de bens naturais. Suas águas destacam-se entre estes bens. Historicamente, as águas da Amazônia foram entendidas e divididas em claras, escuras e brancas (Salati et al, 1983).. Tal classificação e conseqüentemente a divisão apresentada se refere apenas às águas superficiais, ou seja, aquelas de seus imensos rios, especialmente o Amazonas, o maior do planeta, e que tanto impressiona os olhos de quem as vê. A riqueza hídrica da Amazônia, porém, não se restringe às suas águas superficiais, sendo as subterrâneas, as atmosféricas, bem como a dinâmica destas águas todas, isto é, seu ciclo, um tesouro dos amazônidas, dos brasileiros e de toda a humanidade.

Estimativas de caráter mais descritivo, já consolidadas no âmbito científico, estabeleceram que na região estão cerca de 1/5 das águas doces líquidas do planeta. Estudos mais recentes apontam para um número mais conservador, na ordem de 150.000 Km³ (150 trilhões de litros), o que representaria cerca de 3% do volume total de água doce líquida da Terra, ainda assim uma quantidade impressionante, tanto em termos relativos como absolutos.

Indubitavelmente, a maior parte dessas reservas de água encontra-se na sub-superfície, configurando-se aquíferos importantes..

Em uma primeira aproximação, sem buscar detalhes e minúcias, em face da escala do trabalho e dos objetivos deste estudo, pode-se descrever a Amazônia, em termos do contexto da ocorrência de reservatórios subterrâneos de água, como compreendendo dois ambientes distintos: terrenos sedimentares e terrenos cristalinos.

Nesta divisão, constata-se que, dos 7 milhões de km² da Amazônia, 24,39%, ou seja, 1.707.200 km² correspondem a bacias sedimentares e 75,61%, ou seja, 5.292.800 km² correspondem a áreas onde ocorrem o cristalino.

As bacias sedimentares encontram-se, praticamente, em sua totalidade, no território brasileiro, ou seja, na Amazônia brasileira, cuja extensão é de aproximadamente 4,7 milhões de km², dos quais 36% constituem-se de depósitos sedimentares e 64% de terrenos cristalinos.

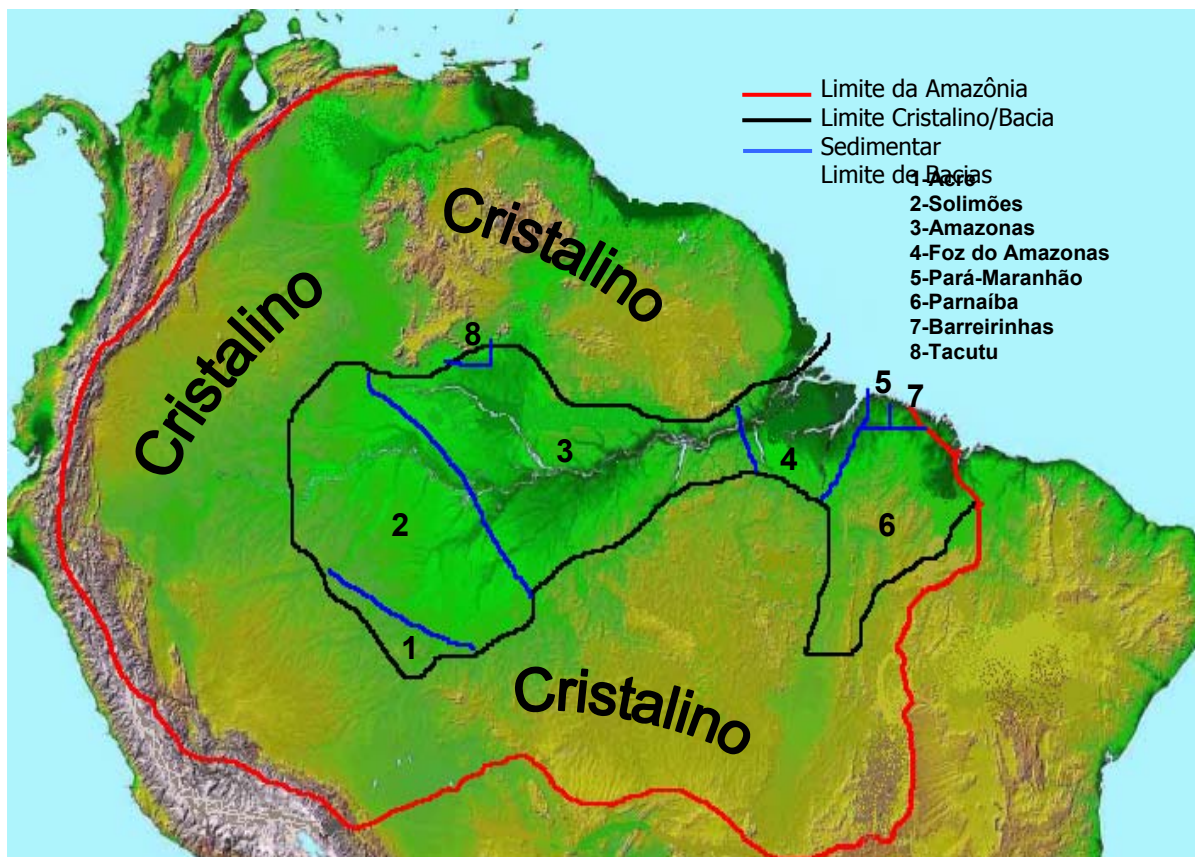


FIGURA 01: Divisão geológica esquemática simplificada da Amazônia. Fonte: Inpe (2006) e Petrobrás (1994), modificados.

Adotando-se os dados existentes na literatura pode-se estimar, a quantidade de água existente na sub superfície da Amazônia como segue.

Nas bacias sedimentares:

Tabela 1 – Cálculo dos volumes dos aquíferos e das reservas de água na Amazônia.

Nome da Bacia Sedimentar	Área (Km ²)	Formações (até 1000/1500m)	Espessura Máxima (m)	Espessura. Aquíferos (Km)	Porosidade	Volume (Km ³)
Acre	150.000	Solimões	2.200	-	20%	
Solimões	400.000	Alter do Chão (mais profundo)	1.000	0,48	20%	38.400
Amazonas	500.000	Alter do Chão (menos profundo)	1.250	0,48	20%	48.000
Foz do Amazonas (Marajó)	268.000	Tucunaré/Pirarucu/Orange	8.000	0,40	20%	21.440
Pará- Maranhão	48.000	Areinhas	566	0,25	20%	2.400
Paranaíba (parte - 1/2 do todo)	300.000	Itapecuru	724	0,20	20%	12.000
Barreirinhas (parte - 2/3 do todo)	40.000	Barreiras/Pirabas	720	0,25	20%	2.000
Tacutu	1.200	Boa Vista	120	0,10	20%	24
TOTAIS	1.707.200					124.264

Fontes: Nome, área, formações e espessura máxima: Petrobrás (1994);
 Espessura dos Aquíferos: Petrobrás (1994) e, especificamente da formação Alter-do-Chão, Tancredi (1996);
 Porosidade: Tancredi (1996), especificamente para a formação Alter-do-Chão, adotado como padrão para as demais bacias.
 Volume = Espessura do Aquífero x Área da bacia x 0,20

No cristalino:

A disponibilidade de água está ligada à:

- grau de fraturamento das rochas;
- espessura do manto de intemperismo que recobre a rocha sã;
- natureza ou composição deste manto.

Como não há informações ou dados específicos sobre os elementos que promovem a disponibilidade de água nos terrenos cristalinos da Amazônia como um todo, será adotado um valor médio, estabelecido em outras regiões, que correlaciona a superfície do cristalino como volume médio de reserva de água.

Com base nos estudos realizados em São Paulo e no nordeste do Brasil, sistematizados na tabela seguinte, estimou-se esta relação superfície x volume da seguinte forma:

Tabela 2 – Cálculo da relação entre superfície do cristalino e volume de água.

Dados	Domínio Geológico	Extensão (Km ²)	Reservas (Km ³)	Relação
1	Rochas Cristalinas (SP)	6.599	9,898	0,001499924
2	Terrenos Cristalinos (PI)	25.127	50,200	0,001997851
3	Terrenos Cristalinos (CE)	118.412	236,800	0,001999797
4	Terrenos Cristalinos (RN)	26.583	53,100	0,001997517
5	Terrenos Cristalinos (PB)	8.093	91,700	0,01133078
6	Terrenos Cristalinos (PE)	20.204	161,600	0,007998416
7	Terrenos Cristalinos (AL)	8.731	40,700	0,004661551
8	Terrenos Cristalinos (SE)	4.398	35,100	0,0079809
9	Terrenos Cristalinos (BA)	113.395	907,100	0,007999471
	TOTAIS	331.542	1.586	0,047466

Fontes: Estudo em São Paulo: Costa (1995) / Estudo no Nordeste: Costa (1995)

Após tratamento estatístico da relação, com saneamento amostral dos dados discrepantes, considerando-se como parâmetros o coeficiente de variação máximo de 50% e/ou uma amplitude máxima de ± 1 desvio-padrão em relação à média, para que o valor médio da relação fosse, de fato, representativo, chegou-se ao seguinte resultado:

Tabela 3 – Processamento Final do tratamento estatístico

Dados	ROL SANEADO	Resultados	
1	0,0014999		
2	0,0019975		
3	0,0019979	Média	0,0018738
4	0,0019998	Desvio Padrão	0,00024923
		Coeficiente. de Variação..	13,30%

Volume (em km³) = Área do Cristalino (em km²) x Relação = 5.292.800 x 0,0018738 = 9.918 km³

Total dos Aquíferos: Volume = 124.264 km³ + 9.918 km³ = 134.182 km³

Conclusões

O volume aproximado das águas subterrâneas na Amazônia, até uma profundidade de 1.000/1.500m, alcança o valor de 134.182 Km³, ou seja, 134 trilhões de litros de água. Para este cálculo, não foram efetuados levantamentos de campo, fundamentando-se o mesmo em dados secundários existentes na literatura e também em considerações e artifícios matemáticos.

A formação Alter do Chão, cuja ocorrência é praticamente restrita ao território brasileiro, nas bacias sedimentares Solimões e Amazonas, quando considerada isoladamente, apresenta uma reserva de água, a qual volumetricamente alcança 86.400 Km³, indicando que pode ser, desta forma, o maior aquífero do mundo, superando, inclusive, o Aquífero Guarani, cujas reservas são estimadas em 45.000 Km³.

Referências Bibliográficas

- Costa, Jorge. 1995. A água oculta. *Ciência Hoje / SBPC*, nº 110
- Costa, Vera Rita. 1995. Águas Subterrâneas em São Paulo. *Ciência Hoje / SBPC*, nº 110
- INPE. 2006. www.inpe.br (acessado em fevereiro de 2006)
- PETROBRAS 1994. Boletim de Geociências da Petrobrás, Volume 8, nº 1, Rio de Janeiro
- Salati, Enéas; Shubart, Hebert Otto Roger; Junk, Wolfgang; Oliveira, Adélia Engrácia de 1983. *Amazônia: desenvolvimento, integração, ecologia* – Editora Brasiliense e CNPQ, São Paulo
- TANCREDI, Antonio Carlos. 1996. Recursos Hídricos Subterrâneos de Santarém. Tese de Doutorado, Centro de Geociências/UFPA, Belém
- www.daaearaquara.com.br/guarani.htm (acessado em fevereiro de 2006)

HIDROGEOLOGIA PROSPECTIVA EM TERRENO CRISTALINO: ESTUDO DE CASO EM NOVO REPARTIMENTO, SUDESTE DO PARÁ

¹Paulo P. Araújo, ²Roberto V. L. Pinheiro, ²Geraldo S. Dias

¹Serviço Geológico do Brasil – CPRM. ppontes@br.cprm.gov.br

²Universidade Federal do Pará

Resumo

Neste trabalho, foram utilizadas técnicas de fotointerpretação, geológico-estrutural, geofísica (VLF e SEV) e hidrogeologia para a definição de áreas prioritárias a alocação de poços a serem perfurados em terrenos cristalinos, objetivando a captação de água potável para o abastecimento público da cidade de Novo Repartimento, no sudeste do Estado do Pará. A metodologia de pesquisa adotada envolveu três etapas: levantamento hidrogeológico; geologia-estrutural; levantamento geofísico VLF (“Very Low Frequency”) e SEV (Sondagens Elétricas Verticais). Os resultados obtidos demonstraram a presença de um manto de alteração saturada com valores mais frequentes de espessura entre 2,05 e 12,50 m. O relevo dos terrenos influencia as condições climáticas e a distribuição das espessuras do manto de alteração. A análise estrutural sugere que a permeabilidade do meio fraturado está diretamente associada à gênese da fraturamento, sendo que os fraturamentos desenvolvidos ao longo da direção NW-SE apresentam maior potencialidade de constituir-se em aquífero fraturado. A provável espessura de material que pode conter água subterrânea, está assim indicada. Na posição da SEV 1, essa espessura é de 38 m; na SEV 6 a espessura é de 40,8 m; na SEV 9 a espessura é de 45,10 m; na SEV 11 a espessura é de 28,40 m e; finalmente, na SEV 13 a espessura é de 36,80 m. Existem cinco áreas prioritariamente mais favoráveis a conter aquíferos fraturados, quais sejam: *Prioridade 1* – próximo ao poço 1 situado na maior zona de fraturamento da rocha encontrado na cidade. *Prioridade 2* – Bairro Tucuruí parte oeste da cidade de Novo Repartimento. *Prioridade 3* – rua do Contorno, parte sul da cidade. *Prioridade 4* – no bairro Morumbi, próximo a caixa d’água e na rua A1. *Prioridade 5* – na rua do Espigão, próximo ao parque de mesmo nome.

Introdução

A cidade de Novo Repartimento está assentada sobre terrenos cristalinos, o que ocasiona uma carência acentuada de disponibilidade de água potável para consumo humano. Em face disso, a Companhia de Saneamento do Pará - COSANPA solicitou ao Serviço Geológico do Brasil - CPRM, através do Projeto de Informações Hidrogeológicas – PIH, um trabalho de pesquisa objetivando a identificação de possíveis áreas contendo aquíferos fraturados. Este trabalho, contou também com a participação da Hidrotécnica Ltda, a qual realizou trabalhos relacionados à geotectônica e a geofísica.

Localização

A sede municipal de Novo Repartimento localiza-se na região sudeste do Estado do Pará, a cerca de 350 km de Belém. Possui como coordenada geográfica central, aproximadamente 49° 54' 45" W de Gr e 04° 17' 00" S, situada na confluência da BR-230 com o final da PA-422 .

Objetivos

Esta pesquisa teve por objetivo principal identificar possíveis aquíferos em zonas de cisalhamento ou em áreas onde a porosidade secundária da rocha cristalina permitiu seu estabelecimento, visando definir locais mais adequados à alocação de poços tubulares para o abastecimento público de água potável.

Geologia

Na cidade de novo Repartimento, destacam-se três unidades geológicas: o Piriclasito Rio Preto (Arp), o Enderbito Cajazeiras da Suíte Metamórfica Bacajá (Aec) e a faixa das Aluviões (Qa). As unidades do citado cinturão são bem definidas, tanto litológica como estruturalmente. Araújo *et al.* (1991) definem como sendo rochas de idade arqueana, submetidas a um regime colisional oblíquo com transporte de massa rochosa de SW para NE. Localmente, pode-se efetuar algumas leituras de feições lineares, com destaque para rochas da unidade Rio Preto (Arp), expostas de maneira bastante alterada nas ruas e estradas do perímetro urbano de Novo Repartimento. A análise destas fraturas permite a caracterização de um importante evento rúptil, aparentemente regional, com caráter não-coaxial dextral assim materializado:

Tipo de fratura	Atitude média predominante	Penetrabilidade
Y (D)	120 ⁰ AZ sub. vert.	Boa
P	100 ⁰ AZ sub. vert.	Fraca
R	150 ⁰ AZ sub. vert.	Fraca
T	NNE AZ sub. vert.	Forte

Cabe ressaltar que o principal fraturamento corresponde àquele do tipo T, com atitude predominante verticalizada e direção no quadrante NNE, variando entre N-S e N40E, sendo mais freqüentes aqueles em 25 E. As fraturas do tipo Y (D), paralelas à foliação milonítica, mostram-se como as mais importantes depois das T, mantendo também uma atitude verticalizada porém com direções em torno de 120-130⁰AZ. Os veios de quartzo, boudinados ou não, dado à sua alta competência, registram com freqüência as direções das fraturas mesmo onde os afloramentos mostram-se intemperizados e a rocha apresenta características saprolíticas. Nestes casos observa-se quase sempre a persistência das fraturas com direção NNE e mergulhos subverticais.

Geofísica Aplicada

A geofísica teve como objetivo apresentar os dados geológicos de subsuperfície na localidade de Novo repartimento e região adjacente, dando ênfase ao reconhecimento e cartografia de feições tectônicas de caráter rúptil, assim como de discontinuidades geológicas que possam alterar a porosidade e permeabilidade das rochas. As anomalias que parecem mais interessantes e que tem chances de ser devidas a fraturas, apresentam ainda pouca ou nenhuma influência das linhas de alta/baixa tensão são as seguintes: a) ao longo da parte sul da Rodovia Transamazônica e Rua da Estrada; b) desenvolvidas nas ruas da Ladeira e do Contorno; c) na linha que parte da Av. Vicinal e termina na bacia de Estabilização; d) na Rua do Espigão e arredores do poço 1 e Rua P4; e) na região das Ruas A1 e A2; f) na Rua W2, às proximidades do poço 2 e; g) na PA-422.

Hidrogeologia Urbana

Para realizar a análise das características hidrogeológicas do sistema aquífero estudado, procurou-se associar com as informações de âmbito hidrogeológico aquelas relativas à geologia, à geologia-estrutural e a geofísica. A zona de alteração saturada pode ser caracterizada em função dos dados de pontos d'água e da fotointerpretação de aspectos morfológicos. O meio fraturado foi caracterizado principalmente em função da associação das conclusões obtidas na análise do fraturamento com a análise dos parâmetros geofísicos. O critério empregado para estimar a espessura do manto de alteração, entendendo-se como manto de alteração os solos em geral e a rocha alterada ou saprólito, foi à profundidade dos tubos de revestimentos dos poços tubulares ou as profundidades dos poços manuais medidas através de trena métrica. O manto de alteração e o manto de alteração saturado, em função desses critérios, podem ser encontrados com espessura de até 21,54 m. Os valores mais freqüentes, de acordo com o que se pode observar, situam-se entre 2,05 m e 12,50 m para a espessura total do manto; e entre 0,50 m e 1,50 m para a espessura saturada do manto de alteração. Não obstante, na caracterização hidrogeológica da área efetuou-se uma análise com relação à profundidade das entradas d'água nos dois poços tubulares de responsabilidade da COSANPA existentes na cidade. No entanto, devido à inconsistência dos dados disponíveis, não foi possível tratarmos essas informações.

Resultados Obtidos

As pesquisas de hidrogeologia, geologia-estrutural e geofísica, realizada na cidade de Novo Repartimento, revelaram que: a) foram definidos dois conjuntos de traços tectônicos regionais principais: o primeiro, com direção NW-SE, correspondente a foliação milonítica fortemente impressa nas rochas graníticas, e o segundo, que se apresenta associado a fraturamentos com atitude NNE subverticais; b) ocorre a presença de uma forte descontinuidade do tipo T, originada na direção N20E e verticalizada associada a uma tectônica rúptil, que corta a área urbana, passando obliquamente pela rua do Espigão (Ponto 19) em direção a Av. Vicinal e cruzando o Igarapé Uirapuru, quase que perpendicularmente, possivelmente prolongando-se em direção à Praça do Açaí; c) algumas zonas anômalas evidenciadas pelo método VLF podem não corresponder a zonas fraturadas devido à interferência de linhas elétricas de alta/baixa tensão; d) as SEV evidenciaram 3 padrões de curvas de distribuição de resistividade aparente. Dois dos padrões podem ser devidos à presença de fraturas nas rochas: os do tipo "b", observados nas SEV 1, 6, 9, 11 e 13 e aquele das SEV 5 e 7; e) as SEV 1, 7 e 13 estão posicionadas em locais onde o mapeamento geológico observou fraturamentos, enquanto que as SEV 5, 6 e 9 foram realizadas em locais muito próximos de anomalias evidenciadas pelo método VLF; f) os locais das SEV 1, 5, 6, 7, 9, 11 e 13, caracterizados por apresentar rochas biotita-quartzo gnaisse, parecem ser os locais mais adequados para encontrarem-se fraturas com água na área da cidade de Novo Repartimento; g) dentre as várias fontes de água, ao sul da BR-230, destaca-se a da Serraria Sete Quedas. Apesar de fornecer um bom apoio para funcionamento dessa indústria, deve ser mais bem estudada, no que tange a certos parâmetros como: capacidade específica, potabilidade, captação adequada, etc; h) o poço produtor, da COSANPA, está situado em zona fraturada (SEV 1).

Conclusões

Com base na integração dos resultados pode-se concluir que o manto de alteração e o manto de alteração saturado, podem ser encontrados com espessura de até 21,54 m (Figura 1). Existem cinco locais recomendados para serem perfurados, nos quais ocorre maior potencial para conter água subterrânea em aquífero fraturado (rochas biotita-quartzo gnaisse), na seguinte prioridade: *Prioridade 1* – local próximo ao poço 1 situado na maior zona de fraturamento da rocha encontrado na cidade. *Prioridade 2* – local situado no Bairro Tucuruí parte oeste da cidade de Novo Repartimento, onde ocorre carência de abastecimento. *Prioridade 3* – na rua do Contorno, parte sul da cidade. Todavia, deve-se ter cautela com relação a esta alocação por estar próximo a uma fonte de contaminação (bacia de estabilização dos esgotos da cidade). *Prioridade 4* – no Bairro Morumbi, próximo a caixa d'água e na rua A1. Também a estes locais deve-se ter cautela pois existe influência da área do cemitério sujeita a degradação ambiental. *Prioridade 5* – Na rua do Espigão, próximo ao parque de mesmo nome (Figura 2). As fraturas do tipo Y (D), mostram-se como as mais importantes depois das T, mantendo também uma atitude verticalizada porém com direções em torno de 120-130°AZ.

Referências Bibliográficas

- Araújo, O.J.B. de & Maia, R.G.N. - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SB.22-Z-A, Serra dos Carajás. Programa Grande Carajás. Belém: DNPM/CPRM, 1991.
- Araújo, Paulo Pontes, et al. - Prospecção Hidrogeológica no Núcleo Urbano de Redenção. Projeto Informações Hidrogeológicas. Belém: CPRM/COSANPA, 1993.
- Araújo, Paulo Pontes, & MARTINS R. C. - Reconhecimento Hidrogeológico da cidade de Novo Repartimento. Belém: CPRM/COSANPA, 1997.
- Bertachini, A. C. – Estudo das características hidrogeológicas dos terrenos cristalinos sob clima úmido, na região de Jundiá, em São Paulo, p.119 (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo), (1987).
- Frangipani, A. – Análise dos critérios para locação de poços em áreas cristalinas, Instituto de Pesquisas de São Paulo, Relatório nº 14614, São Paulo, p. 110, circulação restrita (1982).

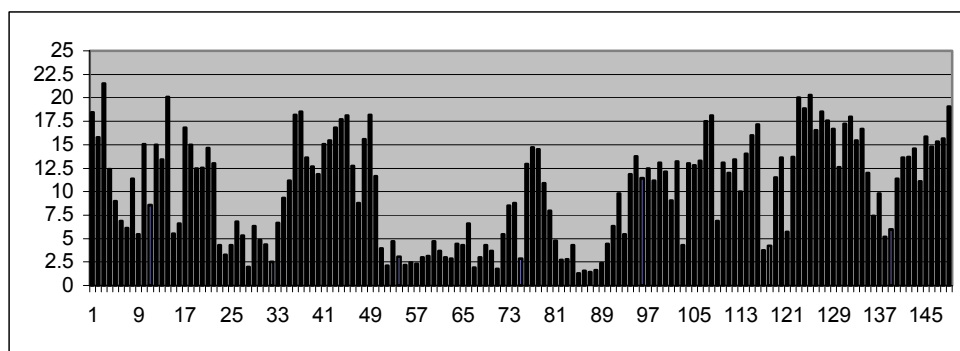


Figura 1 - Espessura total do manto de alteração em metros (eixo y)

CPRM E O PERFIL DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NO ESTADO DO PARÁ

Josafá R. de Oliveira, Ariolino N. Souza, Adib L. da Conceição

CPRM-Serviço Geológico do Brasil
josafa@be.cprm.gov.br, ariolino@be.cprm.gov.br, Adib@be.cprm.gov.br

Introdução

A CPRM através do Projeto SIAGAS, cadastrou 3.500 poços tubulares, dos quais 3.287 já foram consistidos. Estima-se que em todo estado do Pará tenha mais de 15.000 poços tubulares.

Espera-se que com a criação da Lei 6.481 de 2001, prestes a ser regulamentada, que obrigação de cadastrar qualquer poço seja cumprida. Isto em parte, posto que nem todo poço está sujeito à outorga, ao se considerar à vazão mínima, como é o caso de poços tubulares rasos de particulares (poços de fundo de quintal).

Apesar desses poços ficarem fora da exigência da outorga, eles deveriam ter a atenção da Vigilância Sanitária, dadas as suas condições precárias de construção e instalação.

Com a continuidade do cadastramento pela CPRM, caso não haja paralisações por falta de recursos financeiros, o número de poços registrado será ampliado consideravelmente.

CPRM dispõe, desde 1997, do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), criado com o objetivo de armazenar, sistematizar e disponibilizar dados e informações georreferenciadas. Inicialmente para dar suporte a elaboração de mapas hidrogeológicos inseridos no Programa Levantamentos Geológicos Básicos e, posteriormente, para atender as demandas dos usuários, foi instituído o Cadastro Nacional de Poços, suprimindo as necessidades da área de Recursos Hídricos e correlatos.

Uma das preocupações prioritárias, desde o início do desenvolvimento do sistema, foi fornecer aos gerentes e tomadores de decisões, informações precisas e relevantes – baseada em dados reais, que reflitam a confiabilidade dos poços cadastrados no Estado.

Daí a filosofia adotada ser a de abordagem de um banco de dados, estruturado em um modelo com conteúdo abrangente, de modo a permitir maior flexibilidade no trato dos recursos hídricos, racionalização e intercâmbio com outras bases de dados. Outra finalidade é permitir acesso às informações pela Internet, por parte das entidades públicas e privadas.

Os dados que compõem o acervo foram obtidos, na sua maioria, de fichas de poços fornecidas por diversas instituições públicas e privadas, gestoras e/ou usuárias de água subterrânea, as quais passaram a colaborar com a CPRM. Mais recentemente, o banco de dados do SIAGAS vem sendo enriquecido com dados atualizados, levantados através do cadastramento de fontes de abastecimento de águas subterrâneas.

Hoje, decorridos sete anos da sua instituição, o sistema acaba de sofrer atualização, com adoção da Versão 2.2, constituída de 03 (três) módulos.

a) – Programa de entrada de dados desenvolvido pela CPRM, de uso público e irrestrito;

b) – Programa de consulta na Web, desenvolvido de forma compartilhada com a Waterloo Hydrogeologic; e

c) – Programa de análise e interpretação de dados, desenvolvido pela Waterloo Hydrogeologic, de uso restrito da CPRM e seus parceiros.

Segundo o coordenador nacional, Engenheiro de Minas Josias Barbosa de Lima, o SIAGAS é um sistema de informações para dar suporte ao gerenciamento de águas subterrâneas, composto de modelo de dados padrão, que visa facilitar o intercâmbio e a comunicação entre bases de dados internas e externas. A sua arquitetura é de cliente-servidor

e se apóia no gerenciador de banco de dados SQL_SERVER, permitindo o controle rigoroso das permissões de acesso, carga e alteração dos dados. Incorporam em seus programas ferramentas gráficas, para consistência de dados; Atlas digital e rotina de exportação de dados.

Aos novos e antigos usuários do SIAGAS, informa-se que os recursos apresentados pelo programa de entrada de dados poderão estimular a padronização e a integração interinstitucional, facilitando a constituição de uma base de dados nacional consistente; o programa de consulta na Web oferece facilidades a constituição de uma base de dados nacional consistente e de pesquisas hierarquizadas, tanto textuais como espaciais, permitindo aos usuários utilizá-lo numa ampla gama de aplicações; e, opcionalmente, os usuários da área de pesquisa, planejamento e gestão podem contar, via parceria ou aquisição no mercado, com poderosa ferramenta de interpretação e análise de dados.

Antecedentes

A CPRM, desde o final da década de 70 e início da década de 80, desenvolveu várias perfurações exploratórias no Estado do Pará, com destaque para os municípios de Belém, Soure, Capanema, Salinópolis, Santarém, Alenquer, Itaituba e Novo Repartimento, visando o conhecimento hidrogeológico da região.

Desde a celebração de Convênio entre a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM e a Companhia de Saneamento do Pará – COSANPA, através do Projeto de Informações Hidrogeológicas – PIH, em maio de 92 / julho de 94, desenvolveram-se trabalhos de prospecção de águas subterrâneas para os municípios de Santa Isabel do Pará, Castanhal, Paragominas, Redenção, Xinguara, Rio Maria, Sapucaia e Conceição do Araguaia, com vista ao abastecimento público.

A partir da metade da década de noventa até o segundo semestre de 1998, foi desenvolvida uma série de estudo sobre a gestão das águas subterrâneas com propostas concretas de projetos de poços tubulares profundos, através do Projeto PRIMAZ, destacando-se: no nordeste do Pará, os municípios de Viseu, Tracateua, Bragança e Augusto Correia; no sudeste do Pará, os municípios de Marabá, São João do Araguaia, Eldorado do Carajás e Curionópolis; e no oeste do Pará, os municípios ou localidades de Novo Progressos, Jacareacanga, Trairão, Km 30, Itaituba, São Luis, Pimental, Santarém, Alter do Chão e Mojui dos Campos.

Adicionalmente, o PRIMAZ proporcionou aos gestores municipais a implantação de vários temas relacionados ao meio físico, como: Estudo da Qualidade das Águas Superficiais, áreas para disposição de Resíduo Sólido e Meio Ambiente de quase todos os municípios trabalhados.

Vale ressaltar que nas áreas de cristalino foram realizados estudos geofísicos, eletrorressistividade em arranjo Dipolo-Dipolo em espaçamento de 50 a 50 metros, que serviram também de balizamento para locação e determinação das profundidades dos poços tubulares.

Com a extinção do Projeto PRIMAZ, a CPRM com recursos próprios, no meados do primeiro semestre de 1998, iniciou o Projeto Estudo Hidrogeológico da Região Metropolitana de Belém e Adjacências, com término em dezembro de 2002, que consta de um texto de mais de cem páginas e três Anexos (Mapa Hidrogeológico da RMB, Mapas de Poços Profundos, Mapa de Vulnerabilidade da área e Mapa Potenciometrico, todos nas escalas de 1:75 000). Esta foi a fórmula encontrada para a obtenção dos expressivos resultados em pouco tempo, juntamente com as parcerias com as prefeituras e entidades congêneres, muito elevou o conhecimento sobre os recursos hídricos subterrâneos do estado do Pará.

Este Projeto tem servido de apoio para Trabalho de Conclusão de Curso - TCC, dissertação de mestrado e doutorado tanto da UFPA, UEPA e UNAMA, como para o Plano Diretor de Águas e Saneamento da COSANPA / UFPA.

Durante a execução do PEHRMBA, foram executadas outras atividades para o Distrito de Icoaraci e município de Ananindeua, por solicitação das prefeituras de Belém e Ananindeua, respectivamente. Assim, foram desenvolvidos vários temas para o Apoio e Ordenamento Territorial, como: Caracterização Preliminar das Potencialidades Aquíferas, Diagnóstico da Qualidade das Águas Superficiais e Diagnósticas e Proposta para o Tratamento dos Resíduos Sólidos dessas áreas.

A CPRM direciona seus trabalhos para ações de maior alcance social e de benefícios para a sociedade, materializada por sua missão corporativa de gerar e difundir os conhecimentos hidrogeológicos necessários para o desenvolvimento sustentável do Pará.

E dentro dessa premissa é que vem desenvolvendo desde 1996, o Projeto SIAGAS, que agora na sua nova versão já conta, com mais de 100.000 mil poços cadastrados no Brasil. No Estado esperamos ultrapassar os 4.000 mil poços até o final do ano.

Esse cadastro advém de um levantamento entre instituições públicas e privadas e do levantamento do cadastro da própria CPRM, na sua área de jurisdição, que alimenta o banco de dados (SIAGAS).

Assim, a CPRM está colocando à disposição da sociedade o Sistema de Informação de Água Subterrânea – SIAGAS, ferramenta valiosa para apoiar a gestão das águas subterrâneas no Estado.

Os aquíferos que compõem os 143 municípios, a grande maioria, ainda não se tem um controle de suas reservas subterrâneas. Espera-se que com a implantação do instrumento de outorga pelo uso da água, contido na Política Nacional de Recursos Hídricos, bem como mediante a adoção de um sistema unificado de gestão de Informações de Águas Subterrâneas, poder-se-á dispor de um cadastro dos usuários das águas que permita avaliar a demanda desse recurso.

Com o cadastro de poços que a CPRM detém, poderá auxiliar em muito a falta de controle dos usos das águas subterrâneas no Estado do Pará.

Constam de fichas padronizadas, dados construtivos dos poços, caracterização litológica, parâmetros hidráulicos, profundidade de perfuração, diâmetros de revestimento e filtros, cimentação, qualidade de águas, dentre outras.

Estes tópicos serão mais bem apresentados e consubstanciados, quando a CPRM, concluir o mapa GIS Hidrogeológico do estado do Pará, com início previsto para junho de 2006.

A meta até o final do ano de 2006, ou mais tardar meados de 2007, é disponibilizar parte dos poços cadastrados e consistidos na internet. Esses dados ao serem colocadas à disposição das políticas públicas ou mesmo dos usuários de águas subterrâneas, permitirão fazer com melhor eficácia a gestão dos recursos hídricos do Estado do Pará.

Neste sentido, o trabalho de coleta de poços que a CPRM / BE vem realizando no Pará, priorizará as regiões oeste, sudeste e nordeste, de modo a proporcionar ações de um melhor conhecimento dos municípios que compõe essas regiões.

Vale salientar que o cadastramento realizado demonstra que vários poços estão abandonados, desativados, ou não instalados, como também a falta de cimentação em quase todos poços cadastrados.

Contextos Lito-Estrutural e Hidrogeológico.

Geologicamente o estado do Pará apresenta três domínios tectônicos como estruturas armazenadoras de água subterrâneas, sendo que a primeira é do tipo poroso, com vazões acima de 150 m³/h, localizadas, principalmente nas bacias sedimentares terciárias e cretáceas

do Amazonas (Alter do Chão, Barreiras, Pirabas, dentre outras) e do Parnaíba (Itapecuru, Ipixuna etc.). O segundo é do tipo cárstico, restrito a bacia Paleozóica (Monte Alegre, Itaituba, Maecuru e Trombetas), com vazões da ordem de 60 metros cúbicos por hora. É o último domínio, de natureza fraturada, que englobam, tanto rochas ígneas (vulcânicas e plutônicas) de idade proterozóica, como metamórficas (de idade proterozóica inferior a arqueana), com vazões variando de 3 a 12 m³/h.

Vale ressaltar que 70 % do território do estado do Pará são constituídas de rochas cristalinas de baixas produtividades. Eventualmente, em alguns locais, existem poços com vazões acima de 15 m³/h (Novo Repartimento, Canaã dos Carajás, Redenção, Trairão e Novo Progresso).

No primeiro domínio as profundidades dos poços variam de 60 a 300 metros, e qualidades físico-químicas dentro dos padrões de potabilidade estabelecidos pelo Ministério da Saúde, com exceção do ferro, que na maioria das vezes estão fora desse padrão.

Já no segundo domínio as profundidades variam de 270 a 360 metros, com águas termais, sulfurosos, salinizados e altos teores de ferro na maioria das vezes (Itaituba, Inglês de Zouza e Alenquer).

No domínio do cristalino os poços atingem profundidades de 60 a 200 metros, em muitos casos, e água de boa qualidade físico-química, tendo em vista a grande pluviosidade durante boa parte do ano e clima predominantemente equatorial. É bom lembrar que a experiência em terrenos amazônicos do cristalino, não é aconselhável ultrapassar os 130 metros.

Tendo em vista o grande volume de informações técnicas contabilizada pela CPRM no Estado do Pará, já se vislumbra uma definição mais precisa das características hidrogeológicas, hidrodinâmicas e hidroquímicas dos domínios aquíferos aflorantes e em subsuperfície, de forma a facilitar o desenvolvimento socioeconômico, diminuir os processos de degradação ambiental e propiciar a exploração racional dos recursos hídricos subterrâneos.

Bibliografia

SIAGAS – Sistema de Informações de Águas Subterrâneas
PRIMAZ – Projeto de Integração dos Municípios da Amazônia

CAPTAÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA ATRAVÉS DE POÇOS TUBULARES NA SUB-BACIA DO BAIXO JAGUARIBE, CEARÁ – BRASIL

¹Itabaraci N. Cavalcante, ²Carlos A. M. Cardoso, ³Nirlando de O. Viana
³Cláudio C. de A. Cajazeiras

¹ Departamento de Geologia, DEGEO/UFC. Campus Universitário do Pici. Fortaleza-CE.

² SOHIDRA-CE. Mestrando do Curso de Geologia – DEGEO/UFC.

³Mestrandos do Curso de Geologia – DEGEO/UFC. Bolsista do CNPq/CT-Hidro – Brasil.

ita@fortalnet.com.br, nirlandoviana@yahoo.com.br, ccac_claudio@yahoo.com.br

Este trabalho foi realizado na Sub-Bacia Hidrográfica do Baixo Jaguaribe que está localizada na porção norte-oriental do Estado do Ceará (Figura 01), procurando caracterizar o estado atual da captação de água subterrânea através de poços tubulares e, através desta, gerar uma contribuição para o conhecimento da matéria e uma melhoria do planejamento e política do uso deste recurso hídrico. A área é de 9.116 km² englobando, total ou parcialmente, 12 municípios e foram cadastrados 1150 poços tubulares pela CRPM – Serviço Geológico do Brasil até o final da década de 90.

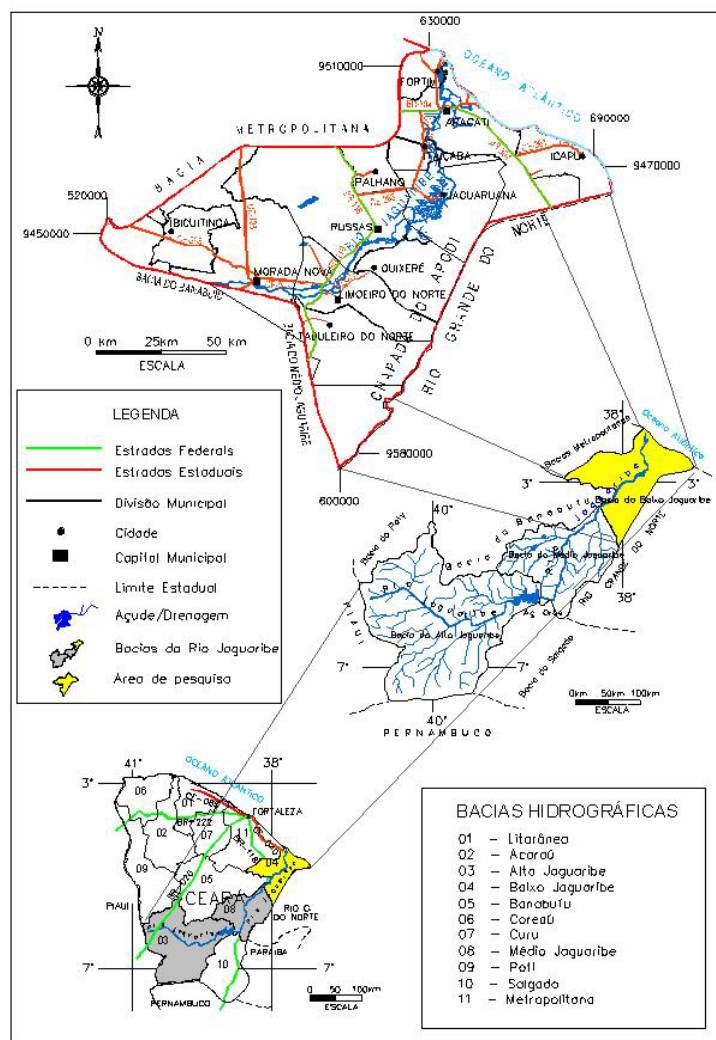


Figura 01 – Sub-Bacia Hidrográfica do Baixo Jaguaribe, Ceará - Brasil.

Foi realizada, também, uma avaliação dos parâmetros técnicos referentes aos poços tubulares enfocando, entre outros, as profundidades, nível estático, vazão e capacidade

específica. Procurando uniformizar os dados, optou-se por utilizar somente os poços que foram executados pela SOHIDRA – Superintendência de Obras Hidráulicas do Estado do Ceará e, para isto, foi realizado um cadastro de poços junto a este órgão, resultando em uma análise de 635 obras para a abordagem sobre os parâmetros técnicos dos poços tubulares.

A precipitação pluviométrica não ultrapassa 1.200 mm/ano e, em geral, na porção interior (ocidental) os valores pluviométricos médios anuais são de 800mm/ano, caracterizando condições de semi-aridez. A temperatura na região varia de 32 a 22°C (FUNCEME, 2000). Nas águas superficiais tem-se a presença do rio Jaguaribe, onde no cenário estadual se destaca como o mais extenso e importante, tendo suas nascentes nas serras Calogi/Pipocas/Joaninha, no centro-oeste do Estado, e com barramentos (açudes) do rio e de seus afluentes representando uma forma de aproveitamento dessas águas.

Na área afloram rochas sedimentares (68%) representadas pelas formações Açu, Jandaíra, Faceira, Moura, Barreiras e sedimentos representados pelas Paleodunas, Dunas e Aluviões, além de rochas cristalinas como o Complexo Gnaíssico-Migmatítico (32%) (NASCIMENTO,1981; CAMPOS *et al.*, 1976).

No cadastro inicial de poços tubulares, verifica-se que existe uma pequena predominância dos poços em uso (56%). Porém, levando-se em conta que existe uma parcela significativa de poços desativados (20%) ou não instalados (11%) (Figura 02), associado ao fato da necessidade de água que acomete a população local, é plenamente justificável se considerar estes poços como fontes hídricas potenciais, merecendo uma reavaliação e recomendações técnicas pertinentes ao funcionamento e a sua vida útil.

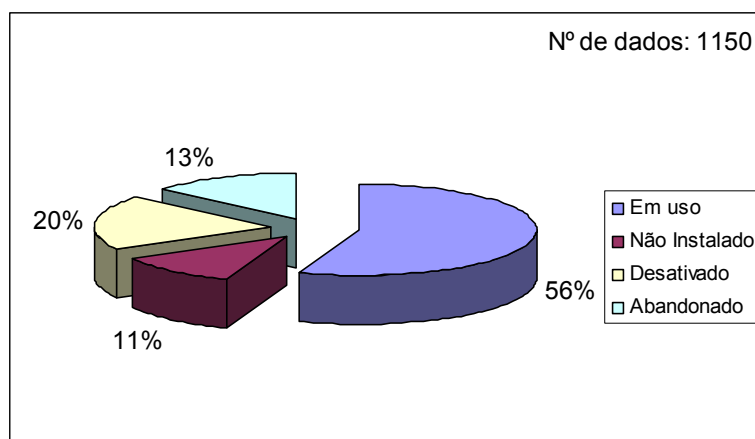


Figura 02 - Situação atual dos poços tubulares na Sub-Bacia do Baixo Jaguaribe, Ceará

Dos 635 poços utilizados, 31% (198) estão em domínios hidrogeológicos sedimentar e 69% (437) e cristalino, distribuídos predominantemente nos municípios de Morada Nova (26%) e, Aracati e Russas cada qual detendo 14%.

Existe um predomínio de poços construídos no cristalino, sendo que este representa um meio hidrogeológico heterogêneo e anisotrópico, não permitindo uma designação genérica de aquífero. Apesar das pequenas vazões do cristalino, comparativamente ao sedimentar, o poço ainda representa uma fonte substancial de oferta hídrica para qualquer comunidade com menos de 5.000 habitantes.

Dos 635 poços construídos na Sub-Bacia Hidrográfica do Baixo Jaguaribe, 627 possuem dados de profundidade. Os poços variam de 12,0 a 150,0 m, com média de 61,3 m, sendo que existe uma predominância (64 %) entre 51,0 a 75,0 m, reflexo mais da política construtiva existente nas empresas, do que de critérios técnicos de locação e construção de poços. Os mais profundos, com 76,0 a 100,0 metros, representam 14%, e os poços com profundidades superiores a 100,0 m representam menos de 1 % da amostra.

A profundidade do nível estático no cristalino varia entre 0,2 a 83,0 m, média de 11,3 m. Porém, a grande maioria dos poços - 195 (57%) - tem nível estático inferior a 10,0 m e em 127 poços (37%) oscila entre 10,1 a 25,0 m, indicando, no geral, que as águas neste meio hidrogeológico são pouco profundas na Bacia do Baixo Jaguaribe.

No Sistema Hidrogeológico Sedimentar, verifica-se que o nível estático apresenta uma variação de 1,0m a 50,0 m. Entretanto, observa-se que 105 poços (63%) ele alcança até 15,0 m, configurando um nível estático freático.

A vazão dos poços comporta-se de forma heterogênea, tanto no cristalino como no meio sedimentar. A média das vazões no cristalino é de 2,7 m³/h, enquanto que para os poços nos sedimentos é de 4,4 m³/h. No geral, o cadastro dos 655 poços mostra que existem desde poços secos (7%), até um pouco mais de 30 m³/h, com predominância de vazões abaixo de 5,0 m³/h (63%) seguidas pelos intervalos de 5,1 a 10,0 m³/h (18%) e de 10,1 a 15,0 m³/h (8%).

É crescente o número de projetos públicos de irrigação e grande área irrigada privada. A partir do município de Limoeiro do Norte começa a diversificação da produção com os grandes projetos de irrigação Jaguaribe/Apodí (5.000 ha), Morada Nova (3.600 ha) e o Tabuleiro de Russas (10.000 ha). Existem, também, grandes projetos privados de irrigação para produção de frutas e grãos gerando um crescimento de oferta de mão de obra local.

Bibliografia

- Cardoso, C.A.M. 2005. Cadastro de poços tubulares da SOHIDRA. Arquivo pessoal. Fortaleza – CE. 19p.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2000. Atlas dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Ceará. 2ª Edição. Programa Recenseamento de Fontes de Abastecimento por Água Subterrânea no Estado do Ceará. CPRM/REFO. CD ROM.
- Nascimento, D. A., Gava A., Pires, J.De L. E Teixeira, W. 1981. Projeto RADAMBRASIL, Folhas SA.24 Fortaleza, V.21, geologia. Divisão de Geologia MME/Secretaria Geral. Rio de Janeiro. 488p. il. 7 mapas.
- Campos, M. de et al. 1976. Prometo Rio Jaguaribe; relatório final. Recife, DNPM/CPRM,. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2584) V.1.

QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DOS MUNICÍPIOS DE CRATO E JUAZEIRO DO NORTE – VALE DO CARIRI, CEARÁ, BRASIL

¹Itabaraci N. Cavalcante, ²Nirlando de O. Viana, ³Luis C. B. Freitas, ²Carlos A. M. Cardoso, ²Cláudio C. de A. Cajazeiras, ⁴Cícero R. M. Lopes, ⁵Liano S. Veríssimo

¹ DEGEO/CC/UFC. e-mail: ita@fortalnet.com.br

² DEGEO/CC/UFC. Bolsistas do CNPq/CT-Hidro. e-mail: nirlandoviana@yahoo.com.br;
ccac_claudio@yahoo.com.br

³ C/UFC. Bolsista SIPIBIC/CNPq. e-mail: lcgeologia@hotmail.com

⁴ CC/UFC, Área de Hidrogeologia. e-mail: ciceroberito@zipmail.com.br

⁵ CPRM - Serviço Geológico do Brasil – Residência Fortaleza. email:liano@fo.cprm.gov.br

A qualidade das águas está diretamente associada à qualidade de vida humana e isto é ressaltado pelos números vinculados à saúde, onde têm-se que de 70 a 80% das doenças dos países em desenvolvimento são oriundas de águas contaminadas, segundo dados da Organização das Nações Unidas - ONU (Agenda 21, 1992).

A área de estudo está situada na região sul do Ceará, a 600 km de Fortaleza, capital do Estado, compreendendo os municípios de Crato e Juazeiro do Norte (Figura 01).

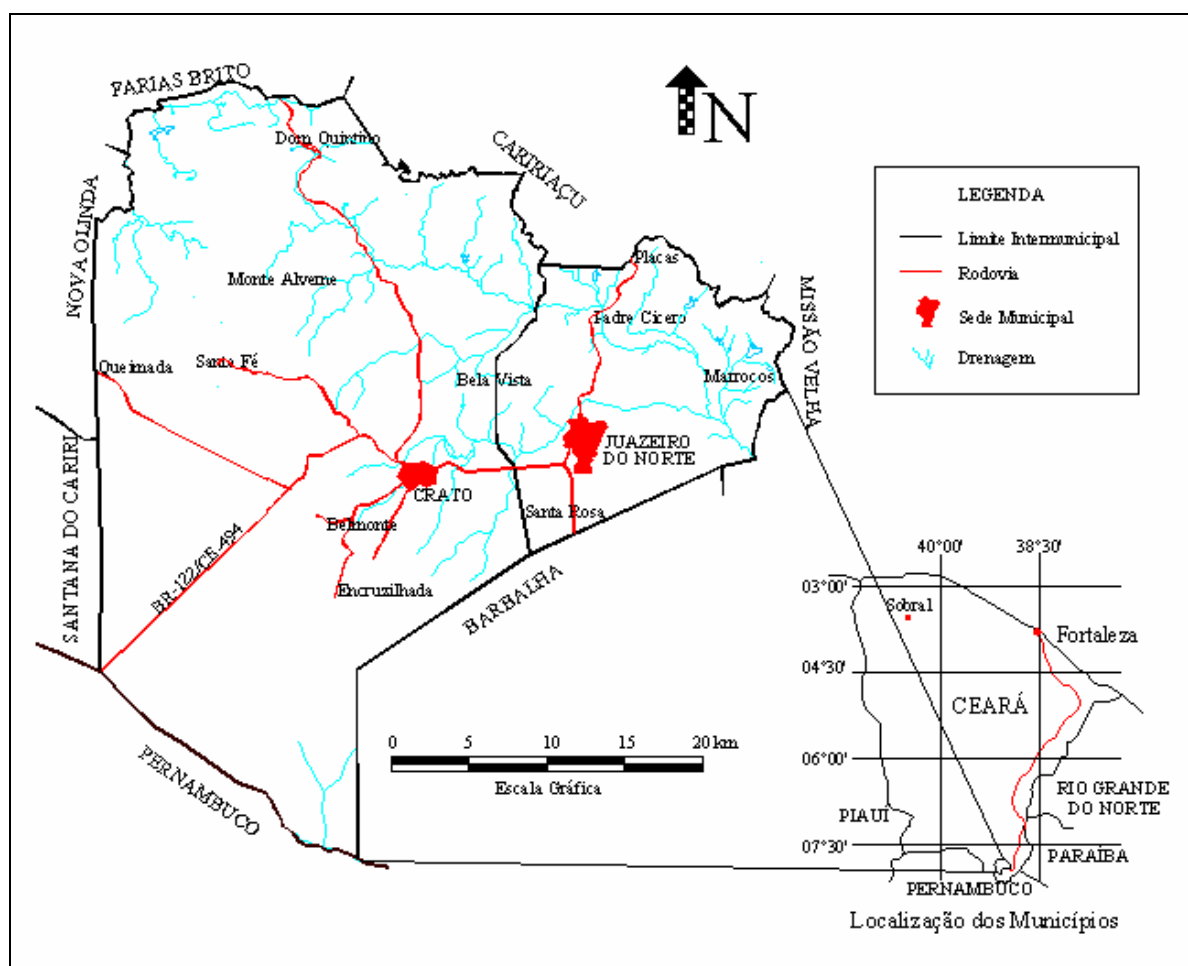


Figura 01 – Municípios de Crato e Juazeiro do Norte, Ceará – Brasil.

O estudo teve por objetivo caracterizar qualitativamente as águas subterrâneas através de análises físico-químicas e classificá-las de acordo com o conteúdo iônico dominante, utilizando o diagrama Triangular de Piper.

Os principais constituintes iônicos estão em todas as águas subterrâneas representando, assim, suas características e concentrações e podem ser usados para uma análise hidroquímica da área de estudo. No grupo dos cátions destacam-se o sódio (Na^+), potássio (K^+), cálcio (Ca^{++}) e o magnésio (Mg^{++}). No grupo dos ânions, os cloretos (Cl^-), sulfatos (SO_4^{--}), bicarbonatos (HCO_3^-) e carbonatos (CO_3^{--}).

Foram utilizadas 36 análises físico-químicas de águas subterrâneas captadas dos poços tubulares profundos de Crato e Juazeiro do Norte contendo os seguintes íons e parâmetros: bicarbonatos (HCO_3^-), cloretos (Cl^-), sulfatos (SO_4^{--}), carbonatos (CO_3^{--}), sódio (Na^+), potássio (K^+), cálcio (Ca^{++}), magnésio (Mg^{++}), pH, condutividade elétrica e Sólidos Totais Dissolvidos (STD) (Tabela 01).

Tabela 01 – Valores médios das análises físico-químicas das águas subterrâneas de Crato e Juazeiro do Norte – Ceará, Brasil.

Município	Nº de Amostras	Na ⁺	K ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Cl ⁻	So ₄ ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Dureza	STD	pH	Cond. Elét.
		Concentração (mg/L)											uS/cm
<i>Crato</i>	13	7	7	9,7	17	20	11	8,3	74,1	88,8	119	7	222,5
<i>Juazeiro</i>	23	18	14	11	23	20	17	6,2	74,6	103	144	8	306,9
<i>Total</i>	36	14	11	11	21	20	15	7	73,4	98,2	135	7	276,4

As amostras apresentam valor médio de pH igual a 7,3 mostrando que estão na faixa das águas neutras, dentro dos padrões de potabilidade (6,5 a 8,5) e com uma pequena tendência a um aumento de alcalinidade.

A condutividade elétrica (CE) é uma grandeza diretamente proporcional à concentração iônica na água, independente do tipo de íons presente, e varia em função da temperatura. Nas águas subterrâneas analisadas, os valores de condutividade elétrica variam entre 60,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e 561,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$, com todos os valores situados entre os limites considerados aceitáveis pela FUNASA - Fundação Nacional de Saúde (condutividade relativa entre 50,0 e 1500,0 $\mu\text{S}/\text{m}$).

Segundo a Portaria nº 518 do Ministério da Saúde do Brasil (25/03/04), o Valor Máximo Tolerável de Sólidos Totais Dissolvidos - STD é de 1.000 mg/L. Nas amostras estudadas os valores de STD para 35 amostras apresentam uma média de 137,6 mg/L, oscilando entre 56 e 292 mg/L, observando-se, assim, que o STD das águas da área encontra-se dentro dos padrões aceitáveis, podendo ser usadas para fins domésticos e econômicos (indústria, irrigação e atividades recreativas).

Para a classificação iônica das águas utilizou-se o diagrama de Piper, onde foram identificados diferentes tipos predominantes de águas existentes nos aquíferos da região. Na confecção do diagrama foi utilizado o programa QUALIGRAF, versão Beta, desenvolvido por MÖBÜS (2003).

Nesse diagrama pode-se distinguir três campos onde são plotados os valores percentuais das concentrações dos principais constituintes iônicos para os cátions e ânions, permitindo identificar a fácies hidroquímica. O cruzamento do prolongamento dos pontos na área do losango define sua posição e classifica a amostra de acordo com suas fácies, podendo ser utilizado, ainda mais, para classificação de águas de diferentes aquíferos (Figura 02).

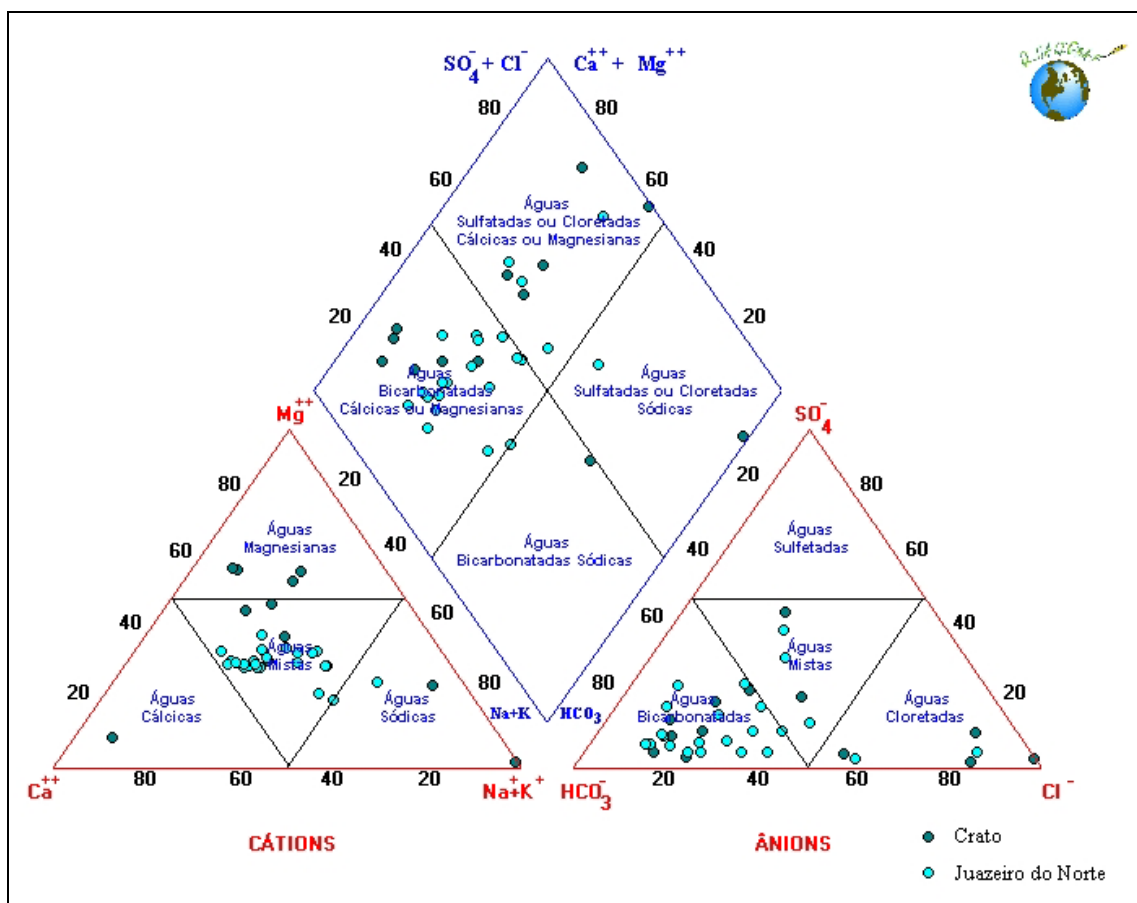


Figura 02 – Diagrama de Piper mostrando as fácies químicas das águas subterrâneas da área de estudo.

A qualidade físico-química das águas subterrâneas é, no geral, boa. Foi observada a seguinte relação iônica entre ânions e cátions: $r\text{HCO}_3^- > r\text{Cl}^- > r\text{SO}_4^{++}$ e $r\text{Mg}^{++} > r\text{Ca}^{++} > r\text{Na}^+$. Observa-se que no município de Juazeiro do norte há uma predominância de águas Bicarbonatadas-Mistas (86,9%), seguida pelas águas Mistas-Mistas (8,7%) e as Mistas-Sódicas (4,4%).

No município de Crato há uma predominância de águas Bicarbonatadas-Mistas (23,1%), seguida das Bicarbonatadas-Magnesianas, Bicarbonatadas-Sódicas e Cloretadas-Mistas (15,4% cada) e das Cloretadas-Sódicas, Cloretadas-Magnesianas, Mistas-Magnesianas e Mistas-Mistas (7,7% cada), sendo que as últimas quatro classificações são representadas apenas por uma única amostra em cada.

Pode-se perceber a predominância do íon bicarbonato, função direta da percolação da água subterrânea e relação de contato água/rocha através dos litotipos carbonáticos da Formação Santana na área de recarga na Chapada do Araripe.

Referências Bibliográficas

- Brasil. 2004. Portaria n.º 518, de 25 de março de 2004. Estabelece os procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade. Brasília.
- Möbüs, G. Qualigraf. 2003. Programa para Análise da Qualidade de água. FUNCEME. www.funceme.br (Acessado em dez/2005).
- Lopes, C.R.M. 2004. Qualidade das águas subterrâneas no Vale do Cariri – Área em Crato, Juazeiro do Norte e Barbalha – Estado do Ceará. Relatório de Graduação. DEGEO/UFC. Fortaleza – Ceará. 123 p.
- Santiago, M. M. F. 2005. Hidroquímica. Apostila da disciplina Hidroquímica do Curso de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Ceará – UFC. Fortaleza – Ceará. 54p.
- Veríssimo, L.S. 1999. A importância das águas subterrâneas para o desenvolvimento socioeconômico do eixo CRAJUBAR, Cariri Ocidental-Ceará. Dissertação de Mestrado. CC/DEGEO/UFC. 129p.

AS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DE ICARAI, AQUÍFERO COSTEIRO DE CAUCAIA – RMF, CEARÁ

**¹Itabaraci N. Cavalcante, ²Cláudio C. de A. Cajazeiras, ²Nirlando de O. Viana
³Luis C. B. Freitas**

¹ Departamento de Geologia, DEGEO/UFC. Campus Universitário do Pici. Fortaleza-CE

² DEGEO/UFC. Bolsistas do CNPq/CT-Hidro – Brasil

³ DEGEO/UFC. Bolsista SIPIBIC-CNPq

ita@fortalnet.com.br, ccac_claudio@yahoo.com.br, nirlandoviana@yahoo.com.br, lgeologia@hotmail.com

Este trabalho é parte de um Relatório Final do Curso de Graduação em Geologia do Centro de Ciências da Universidade Federal do Ceará, cujo tema é “Aspectos Hidrogeológicos e Estado Atual dos Poços Tubulares na Faixa Costeira de Caucaia, Ceará” (CAJAZEIRAS & OLIVEIRA, 2004), dando enfoque aos sistemas hidrogeológicos, ao aproveitamento das águas subterrâneas e a qualidade das águas subterrâneas.

A área de estudo situa-se no âmbito da Região Metropolitana de Fortaleza (RMF), faixa costeira do município de Caucaia, numa área de 96km², na porção nordeste do Estado do Ceará, distando o limite leste da área de 15 km do centro da capital Fortaleza (Figura 01).

Caucaia possui 890 poços tubulares cadastrados pela COGERH (2000), sendo 810 particulares e 80 públicos, irregularmente distribuídos na área de estudo. Mais da metade de todos os poços foram construídos a partir de 1980.

O objetivo deste trabalho foi fazer a caracterização hidrogeológica, avaliação do uso atual das obras de captação e aspectos qualitativos baseando-se na concentração de Sólidos Totais Dissolvidos (STD) das águas subterrâneas.

Foi elaborada a Base de Zoneamento Hidrogeológico baseando-se em dados de vazão, profundidade do nível estático e profundidade dos poços, propiciando uma classificação potencial de volume de água e gerando informações úteis para locação de novos poços, auxiliando a seleção de áreas com maior possibilidade de suprimento d'água, atingindo um público não familiarizado com os termos técnicos relacionados à hidrogeologia, e que poderá ser utilizada por usuários da sociedade civil organizada.

Os arquivos de dados e mapas podem ser obtidos no trabalho de CAJAZEIRAS & OLIVEIRA (2004).

Foram definidos seis (6) sistemas hidrogeológicos: Aluvionar, Dunas/Paleodunas, Barreiras, Cristalino e sistemas mistos Barreiras/Cristalino e Dunas/Barreiras cujos dados constam na tabela 01.

O Sistema Dunas/Paleodunas possui a melhor vocação aquífera, representando um aquífero livre cuja recarga é essencialmente pluviométrica e seus exutórios naturais são representados pela evapotranspiração, drenagens efluentes, lagoas e formações geológicas aptas a receberem fluxo hídrico subterrâneo, sendo captado por poços tubulares rasos (profundidades inferiores a 15,0 metros) e vazão média de 2,7 m³/h.

A ocorrência de um percentual maior (45%) de poços no Sistema Dunas/Paleodunas pode ser justificada por dois motivos: melhor qualidade das águas e pela sua extensão em relação às outras formações geológicas, ocupando 36% da área em estudo.

As aluviões constituem-se de pequenas manchas isoladas na área, com apenas 4,8% dos poços selecionados. Elas possuem nível estático sub-aflorante (média de 1,6 metros), representando aquífero livre cuja recarga é oriunda da precipitação pluviométrica e os exutórios são, no geral, a evapotranspiração e camadas geológicas sotopostas. São captadas por poços rasos (profundidades média de 5,3 metros) e, em função das elevadas porosidade e condutividade hidráulica são classificadas como áreas muito vulneráveis à contaminação.

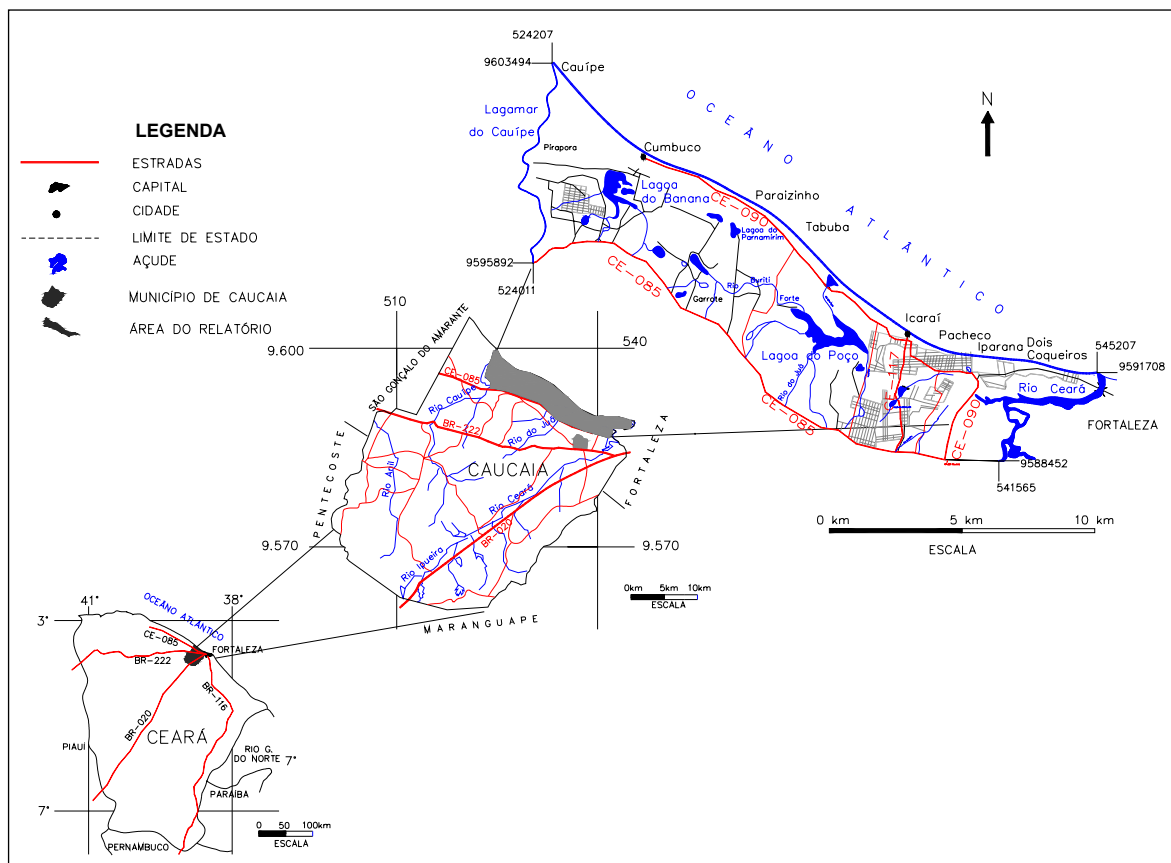


Figura 01 - Faixa Costeira de Caucaia, Ceará.

Tabela 01 - Síntese dos parâmetros hidrogeológicos médios dos poços na faixa costeira de Caucaia, Ceará.

PARÂMETRO	SISTEMA HIDROGEOLÓGICO					
	Dunas/ Paleodunas	Aluvionar	Barreiras	Cristalino	Misto	
					Dunas/ Barreiras	Barreiras/ Cristalino
Prof. de Poço (m)	10,2	5,3	30,4	44	34,5	50,5
Nível estático (m)	3,2	1,6	6,4	10,2	-	8,0
Nível dinâmico (m)	9,0	-	18,0	17,3	-	26,0
Vazão (m ³ /h)	2,7	-	2,5	3,8	2,5	3,9
Cap.específica [(m ³ /h)/m]	2,8	-	0,54	0,85	-	1,0
STD (mg/L)	367,0	252,0	495,0	990,0	963,0	495,0
Nº de poços	327	23	228	11	68	233
Área de ocorrência (km ²)	34,2	12,4	38,80	10,7	-	-

Fonte: CAJAZEIRAS & OLIVEIRA, 2004

STD – Sólidos Totais Dissolvidos

O Sistema Barreiras representa um aquífero livre, localmente semi-confinado com significativa importância, pois ocupa a maior parte da área. Sua recarga é essencialmente realizada através da precipitação pluviométrica e aporte de água oriunda de zonas aluvionares e dunas/paleodunas sobrepostas, enquanto que os exutórios são representados pela evapotranspiração, drenagens efluentes e o cristalino fraturado apto a receber água. No contexto, as vazões oscilam no geral de 1,0 a 3,0 m³/h, com média de 2,5 m³/h, sendo

essencial para a população que explora suas águas subterrâneas, representando um recurso hídrico alternativo e estratégico.

O Sistema Cristalino só representa um meio aquífero quando possuir zonas com fraturas abertas, interconectadas e associadas à zona de recarga, sendo esta representada pela água oriunda da chuva, drenagens e espelhos d'água influentes e aquíferos de transferência. Os poços sobre este sistema possuem profundidades oscilando predominantemente entre 25,0 e 50,0 metros, sendo poucos (13%) os que possuem profundidades acima de 50,0 metros, com vazão média de 4,0 m³/h.

O Sistema Misto Dunas/Barreiras é captado por poços tubulares com profundidades variando de 30,0 a 50,0 metros (54%) cedendo vazões que variam, no geral (74%), entre 1,0 a 3,0 m³/h, enquanto que o Barreiras/Cristalino é captado pelos poços com profundidade média de 50,0 metros que alcançam um nível estático médio de 8,0 metros, produzindo vazão média de 3,9 m³/h.

Quanto ao diagnóstico atual da situação, pode-se constatar que a predominância é para os poços em operação (87%), com um número pequeno de poços desativados (7%), abandonados (3%) e não instalados (3%).

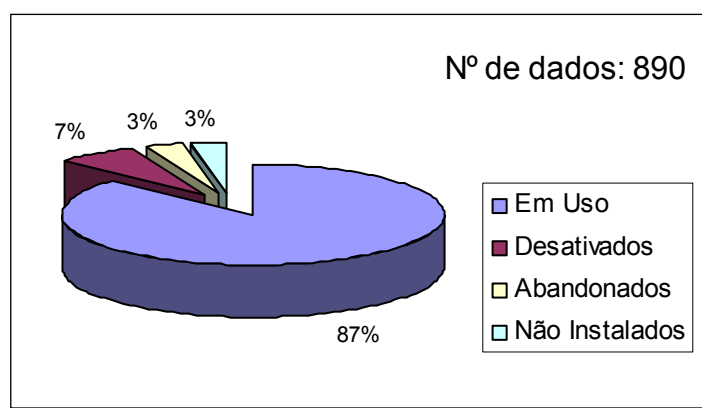


Figura 02 - Situação atual dos poços da área.

Como finalidade de uso para as águas subterrâneas da faixa costeira de Caucaia, temos que 69% é destinada ao consumo humano e 27% a recreação, isto devido a grande atividade turística da área, 3% para o consumo animal e apenas 1% para agricultura.

Na área em apreço, os valores de STD obtidos nas águas de 714 poços apresentam uma média de 498 mg/L, variando entre o mínimo de 18,8 e o máximo de 7.115,5 mg/L. No geral as maiores concentrações estão vinculadas ao cristalino e próximas as áreas de interferência de planície flúvio-marinha.

Existe uma reserva hídrica subterrânea estimada de 71,5 milhões de m³, com reservas renováveis de 7,7 e 0,97 milhões de m³/ano para as Dunas/Paleodunas e Barreiras, respectivamente. Os recursos exploráveis são apresentados em termos de disponibilidade, existindo uma disponibilidade potencial de 32,4 milhões de m³/ano e disponibilidade efetiva de 1,0 milhão de m³/ano.

Referências Bibliográficas

- Brasil. 2004. Portaria n.º 518, de 25 de março de 2004. Ministério da Saúde. Estabelece os procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade. Brasília.
- Cajazeiras, C. C. de A. & Oliveira, P.G.S. de. 2004. Aspectos Hidrogeológicos e Estado Atual dos Poços Tubulares na Faixa Costeira de Caucaia - Ceará. Relatório de Graduação, DEGEO/UFC, Ceará. 112p.
- Feitosa, F. A. C. & Manoel Filho, J. (Coords). 1997. Hidrogeologia: conceitos e aplicações. CPRM, LABHID-EFPE. Fortaleza/CE. 412p.

PROJETO ALVORADA AMPLIAÇÃO DO SISTEMA DE ÁGUA DA SEDE MUNICIPAL DE PRIMAVERA/PA

Josafá R. de Oliveira & Edilberto R. Leão

CPRM/SGB. josafa@be.cprm.gov.br, leao@be.cprm.gov.br

Apresentação

O presente artigo descreve os trabalhos desenvolvidos na construção de uma bateria de 11 poços tubulares rasos para exploração de água subterrânea no município de Primavera, nordeste do Pará, de acordo com o Contrato de Serviço nº 049/03, celebrado entre a MARPOÇO Perfuração de Poços Artesianos Ltda e KC-Empreendimentos, sendo o projeto da bateria - 02 executado conforme especificações do *Projeto Alvorada*.

A implantação de microsistemas de abastecimento de água pelo *Projeto Alvorada* é um programa do Governo Federal, que conta com a parceria dos governos estaduais e municipais e a sociedade civil organizada, buscando criar condições necessárias para reduzir a pobreza e as desigualdades regionais do país visando o fornecimento de água potável as comunidades carentes.

O nordeste do Pará é uma região grande, complexa e cheia de contrastes hidrogeológicos, além dos fatores climáticos, elementos determinantes das condições de acumulação das águas subterrâneas. A água é um recurso renovável, porém finito, sendo imprescindível à sobrevivência humana. A disponibilidade dos recursos hídricos, tanto superficiais como subterrâneos, é de grande relevância. Os limites dos mananciais não obedecem às divisões político-administrativas, sendo inadiável sua gestão integrada e centralizada.

A gestão integrada desses recursos é fator decisivo para solucionar os problemas encontrados em grandes concentrações urbanas e rurais, O aumento do uso da água para abastecimento público, indústrias, e irrigação, a exploração desordenada de água subterrânea e o aumento dos casos de poluição dos complexos aquíferos causada pela disposição inadequada de águas residuais domésticas e industriais, afetam milhões de habitantes das áreas urbanas e periurbanas mais desassistidas.

A utilização de água subterrânea através de poços tubulares, nessas comunidades de infra-estrutura precária, porém, alguns, com recursos hídricos subterrâneos de regular a boa qualidade representa, na grande maioria dos casos economia de recursos financeiros associada com outras fontes na qualidade de vida, se comparado com outras fontes de captação, já que propiciam soluções definitivas e resultados imediatos.

Assim sendo, o perímetro da sede municipal da área urbana de Primavera, foi contemplada com duas baterias de poços tubulares rasos, para ampliação da demanda de água potável a população do sistema administrado pela SAAE.

Introdução

O Projeto Alvorada faz parte de um convênio entre os governos estadual e federal e foi iniciado em 2000, para melhorar o saneamento básico em diversos municípios do Estado do Pará.

O Pará foi um dos estados considerado pobres escolhido para receber R\$ 170 milhões do Projeto Alvorada, do governo federal. O dinheiro deveria ser aplicado em obras de esgoto e distribuição de água potável para 1,5 milhão de pessoas. As obras iniciaram em 2000, e o governo estadual recebeu 1/3 dos recursos até 2002, quando foram suspensos os repasses do

financiamento pelo governo federal. Resultado: as construtoras contratadas para tocar as empreitadas desativaram canteiros de obras. O povo que seria beneficiado continua sem água, saneamento e sem saúde.

Em síntese, essa é a história do Projeto Alvorada, iniciativa do governo Fernando Henrique Cardoso para executar obras em municípios nos quais a população tivesse o Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) inferior a 0,50 (sem saúde, educação, moradia, alimentação ou qualquer condição adequada de vida).

Foram contemplados 57 municípios, já que os mesmos preenchiam os requisitos e abrigariam mais de 100 obras. Em junho de 2001, o governo do Pará assinou com a FUNASA-Fundação Nacional de Saúde o contrato 065/01 para repasse de R\$ 147,3 milhões, dos quais R\$46,6 foram liberados entre maio de 2002 e setembro de 2003. Três anos depois, apenas uma das mais de 100 obras iniciadas foi concluída (o sistema de água de Limoeiro do Ajuru). O restante está abandonado ou, quando muito, com um vigia no canteiro de obra.

Com respeito à água subterrânea estava programado a ser perfurado 166 poços profundos. Entretanto, ressalta-se que foram perfurados, poços com 28 metros de profundidade, como por exemplo, a bateria de poços da área urbana do município de Primavera, que é objeto do nosso tema.

Localização e Acesso

A área onde os trabalhos de sondagem foram realizados acha-se localizada na porção nordeste do Estado do Pará, mais precisamente no município de Primavera, cujos seus limites estão entre as latitudes 1° 00' S e 1° 30' S e longitudes de 48° 30' WGr e 46° 30' WGr.

A partir de Belém a sede municipal pode ser acessada através da BR-316, num percurso de 146km, com duração de aproximadamente 2 horas. O acesso pode ser feito também a partir de Capanema através da PA-124 e PA 446.

Objetivos

O objetivo principal dessa Bateria de 11 poços é a exploração de água subterrânea com a finalidade de fornecer água potável aos habitantes da cidade de Primavera, conforme preconizado pelo *Projeto Alvorada*.

Síntese do Abastecimento de Água Subterrânea de Primavera

Com o crescimento urbano da sede municipal de Primavera há necessidade de captação dos recursos hídricos subterrâneos, a fim de atender a demanda exigida pela população com água de boa qualidade. E por se tratar de uma região em plena expansão e que conta com o sistema de abastecimento de águas deficiente, subsidiado por uma bateria de poços tubulares rasos. Essa captação composta inicialmente de 10 poços ponteira, construída pela Fundação SESP na década de 80.

Os poços dessa bateria são camisados com tubos geomecânicos de 6 polegadas, com profundidade dos mesmos variam de 8 a 12 metros, todos conectados a um conjunto de moto bomba de 7 CV, que alimentam um reservatório com capacidade de 60m³/ h. Esse sistema está em funcionamento, porém, em condições precárias, devido à falta de manutenção, principalmente, das válvulas de retenção que ficam posicionadas a profundidade de 6 metros.

Como o município de Primavera está encravado em terrenos sedimentares da Formação Pirabas, caracterizado como um aquífero do tipo cárstico ou mesmo poroso fraturado, onde as condições de circulações de água são favoráveis, entretanto, há um

inconveniente, que dificulta sobremaneira a perfuração em subsuperfície na área, devido às camadas de calcário muito duro, e as cavernas existentes nessa unidade.

Geologia Local

A região urbana do município de Primavera e arredores é representada geologicamente por sedimentos arenos argilosos da unidade Pós-Barreira, bem como os sedimentos continentais holocênicos do Grupo Barreiras e sedimentos da Formação Pirabas.

A partir da profundidade de 12 metros são visíveis mudança brusca na sedimentação, possivelmente a transição do Grupo Barreiras / Formação Pirabas, caracterizado por um meio deposicional de baixa a alta energia, representada por calcário, margas, folhelhos e arenitos calcíferos, heterogêneos, estratificação maciça, coloração creme / cinza / esverdeada, granulometria variando de fina a média e grãos arredondados a subarredondados.

A área de interesse situa-se no contexto das rochas sedimentares da Bacia Amazônica, representada pelo Grupo Barreiras (0 –12m) e pela Formação Pirabas (12 – 28m), com base em dados de sondagem.

Hidrogeologia

Na região nordeste do Pará é identificada pelo menos quatro sistemas aquíferos distintos, constituídos pelos sedimentos das unidades Pós-Barreiras, Grupo Barreiras, Formação Pirabas, e do Cristalino. Os dois primeiros são caracterizados por sedimentos clásticos e arenos - argilosos de origem continental.

O terceiro domínio é representado pela Formação Pirabas, onde são evidenciados sistemas aquíferos múltiplos, até a profundidade de aproximadamente 180m, conforme atestam os poços tubulares profundos perfurados pela FEMAC e CPRM, para COSANPA em Salinópolis, onde atingiram profundidades de 170 e 129m, respectivamente.

Os aquíferos cársticos da Formação Pirabas são constituídos, em parte, por calcário, arenitos calcíferos, calcoarenitos de origem marinha, intercaladas por camadas de marga e argilas, sendo que essa formação atinge profundidades não superiores a 180m, na área costeira do nordeste do Pará. E por último os aquíferos fraturados, caracterizados por granitóides e metassedimentos, com presença ou não de manto de alteração, ocorrem em menor parte da área, constituindo aquíferos descontínuos associados a zonas fraturadas.(Granito Traquateua, Ney Peixoto, Mirasselas, Boca Nova, Gurupi, entre outros). Seu potencial hidrogeológico está restrito as zonas de falhas.

Comentários Adicionais

As baterias de poços foram construídas dentro das condições pré-estabelecidas pelo Projeto Alvorada e não alcançaram os objetivos em termos de produção de água.

A guisa de informações complementar seria necessária, perfurar toda espessura da Formação Pirabas, que certamente ter-se-ia vazões suficientes para atender a demanda exigida pela população.

A cprm quando do cadastro dos poços na região nordeste do Pará, pelo Projeto SIAGAS, constatou mais de uma dezena de poços tubulares profundos, construído pelo Projeto Alvorada, na grande maioria paralisado, devido a não instalação das bombas submersas. Ainda se observou, que alguns poços estão abandonados e cobertos de matos.

Conclusão e Recomendação

Recomenda-se que se execute uma primeira manutenção preventiva em um intervalo máximo de 12 meses, visando verificar principalmente as condições dos equipamentos de bombeamento e tubos edutores, dada a agressividade corrosiva da água do aquífero. Salienta-se que essa manutenção seja finalizada com um novo teste de vazão, visando fornecer dados comparativos sobre a evolução da hidráulica do poço e do aquífero.

Como toda estrutura de engenharia, o poço tubular profundo também requer, manutenções periódicas a intervalos médios de 18 meses, incluindo, escovações da parede, plungeamento, bombeamento com compressor de alta vazão de ar, aplicações de produtos químicos desincrustantes e avaliação de rendimento hidráulico.

O poço é uma obra civil realizada abaixo do nível solo, fora do alcance visual, sujeito a problemas de origem mecânica, química ou geológica.

A manutenção preventiva é a maneira mais econômica e eficiente de reduzir os efeitos prejudiciais destas ocorrências.

Como o **Projeto Alvorada** contempla, na maioria das vezes, mais de um poço é, de suma importância, a observação de um dos poços, quando do bombeamento do poço produtor, para uma perfeita definição da vazão de exploração, tendo ainda o conhecimento dos parâmetros hidrodinâmicos do aquífero, que são elementos importantíssimos para o estudo hidrogeológico da área trabalhada.

Referências

SIAGAS – Sistemas de informações de águas subterrâneas.

Oliveira, J. R. de. Caracterização potencialidades hidrogeológicas da Região Nordeste do Pará (Viseu) com proposta técnica para perfuração de poços tubulares profundos para captação de água subterrânea – Pará: CPRM/PRIMAZ, 1998.

MAPEAMENTO DA VULNERABILIDADE NATURAL DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS COMO FERRAMENTA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL PARA A IMPLANTAÇÃO DAS UHE'S DE SANTO ANTÔNIO E JIRAU NO RIO MADEIRA, MUNICÍPIO DE PORTO VELHO (RO)

Homero R. de Melo Junior

Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Homero@pv.cprm.gov.br

Resumo

O mapa de vulnerabilidade natural das águas subterrâneas na Área de Influência Indireta dos empreendimentos Jirau e Santo Antônio no rio Madeira, município de Porto Velho (RO), em escala 1:250.000 foi produzido através do modelo GOD desenvolvido por Foster & Hirata (1993), onde se identificou as áreas mais viáveis para o assentamento da população atingida pela elevação do nível do rio. Estas áreas se localizam nas áreas centro-leste e nordeste da AII Santo Antônio, nas proximidades da vila de Jaciparaná; assim como na zona central do mapa, entre a vila de Mutumparaná e a localidade Jirau, na AII Jirau. Enquanto que, as zonas onde se identificaram os maiores índices de vulnerabilidade se localizam nas porções centro-norte e sudoeste da AII Santo Antônio e na parte centro oeste da AII Jirau em ambas as margens do rio Madeira.

Introdução

Mapas de vulnerabilidade são imprescindíveis ferramentas para o planejamento do meio físico, cujo objetivo principal é identificar as áreas de maior fragilidade natural onde seja exercido qualquer tipo de atividade antrópica danosa aos recursos naturais, em especial, as águas subterrâneas, já que é de conhecimento notório que, os custos da preservação das águas subterrâneas são infinitamente menores que aqueles relativos à sua remediação (Melo Junior, 2002). Desta forma, o mapeamento da vulnerabilidade natural das águas subterrâneas na Área de Influência Indireta (AII) dos empreendimentos hidrelétricos Santo Antônio e Jirau, no município de Porto Velho (RO) (Figura 1) correspondente a uma área de 23.572 km², se apresentou como um excelente instrumento de gestão do meio físico; uma vez que, através do mapa final produzido se tornou possível delimitar as áreas com os índices mais elevados de vulnerabilidade a fim de orientar os tomadores de decisão local no assentamento da população removida para regiões ambientalmente viáveis durante a execução do projeto.

Objetivos

O objetivo principal deste estudo foi mapear a vulnerabilidade natural das águas subterrâneas na Área de Influência Indireta (AII) das UHE's de Santo Antônio e Jirau, através da identificação das principais características do meio físico, avaliadas pela metodologia adotada.

Metodologia

O método utilizado para o mapeamento da vulnerabilidade natural das águas subterrâneas na área investigada foi o modelo GOD, proposto por Foster & Hirata (1993), onde cada letra representa um parâmetro a ser avaliado; sendo "G" (*Groundwater occurrence*) o tipo de ocorrência da água subterrânea; "O" (*Overall litology of aquiperm*) o litotipo da zona não saturada e "D" (*depth of water*) a profundidade do nível estático. Esses três parâmetros foram identificados em cada ponto cadastrado sendo em seguida multiplicados entre si, gerando o índice final de vulnerabilidade para os aquíferos investigados. Nas regiões

geotécnicas e perfurações a trado devem ser realizadas para se confirmar o modelo matemático da vulnerabilidade natural das águas subterrâneas nas áreas menos susceptíveis à contaminação, com o intuito de obter-se dados do meio físico, como profundidade do nível estático, tipo de aquífero e tipo de sedimentos da zona não saturada.

Ao se confirmar o modelo matemático a população atingida pela inundação das localidades em que residem devem ser removidas para estas áreas, onde o impacto sobre a qualidade das águas subterrâneas será menor, influenciando diretamente na qualidade de vida da população local.

As sondagens realizadas nos pontos indicados, para a obtenção de dados do meio físico deverão ser aproveitadas, em seguida, como poços de monitoramento das águas subterrâneas, a fim de se obter dados contínuos da variação sazonal do lençol freático, assim como da qualidade das águas subterrâneas.

Referências

- Aller L., Bennet T., Lehr, J.H., Petty R.J. 1987. *Drastic*: a standardized system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeological settings. U.S.EPA Report 600/2-85/018.
- Foster S.S.D., Hirata R.C.A., 1993. Determinação do risco de contaminação das águas subterrâneas: um método baseado em dados existentes. *Boletim do Instituto Geológico*, **10**.
- Melo Junior H.R. 2002. *Mapeamento da vulnerabilidade e análise de risco de contaminação como instrumentos de proteção das águas subterrâneas em áreas industriais: caso da ALBRAS, Barcarena-PA*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 138 p.

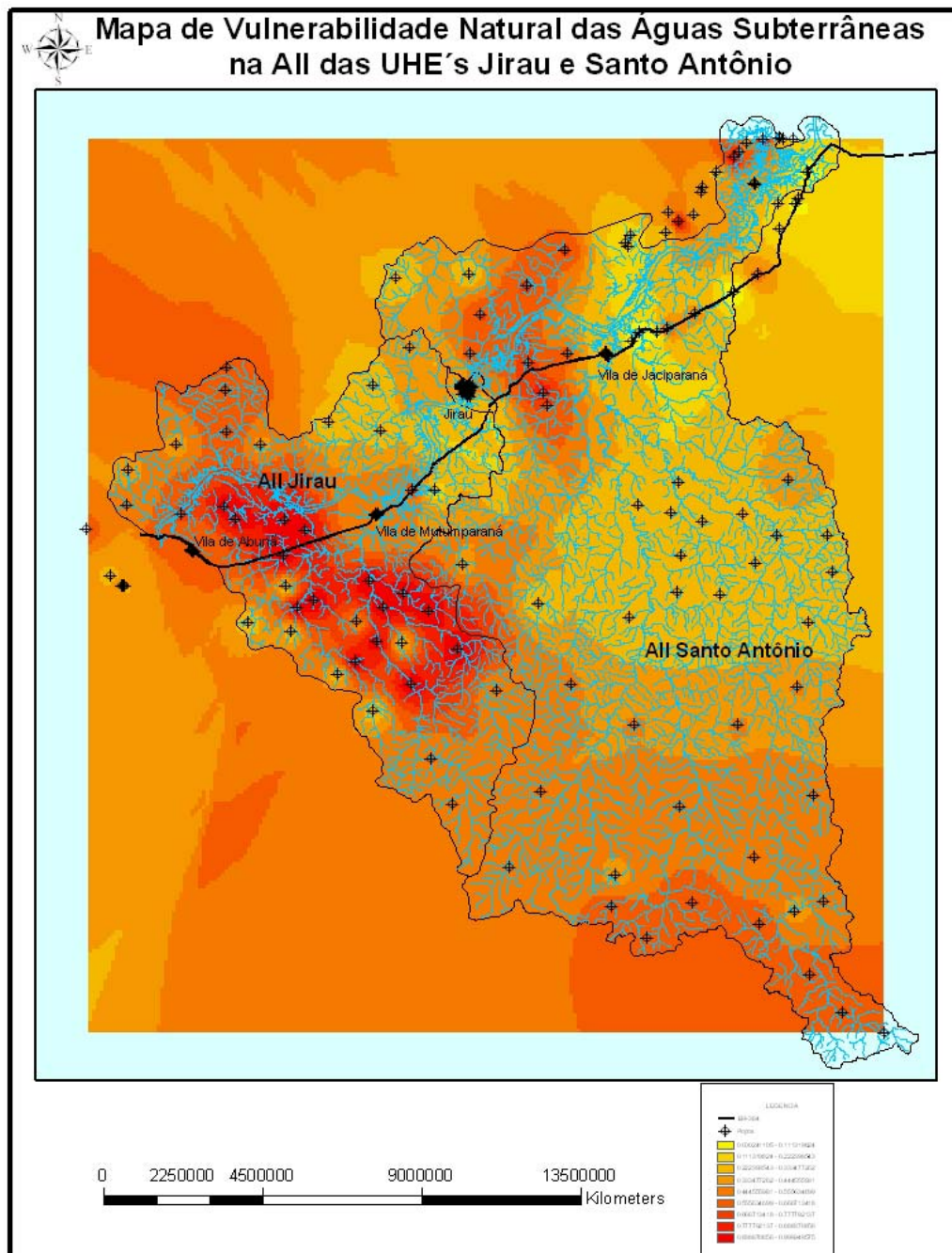
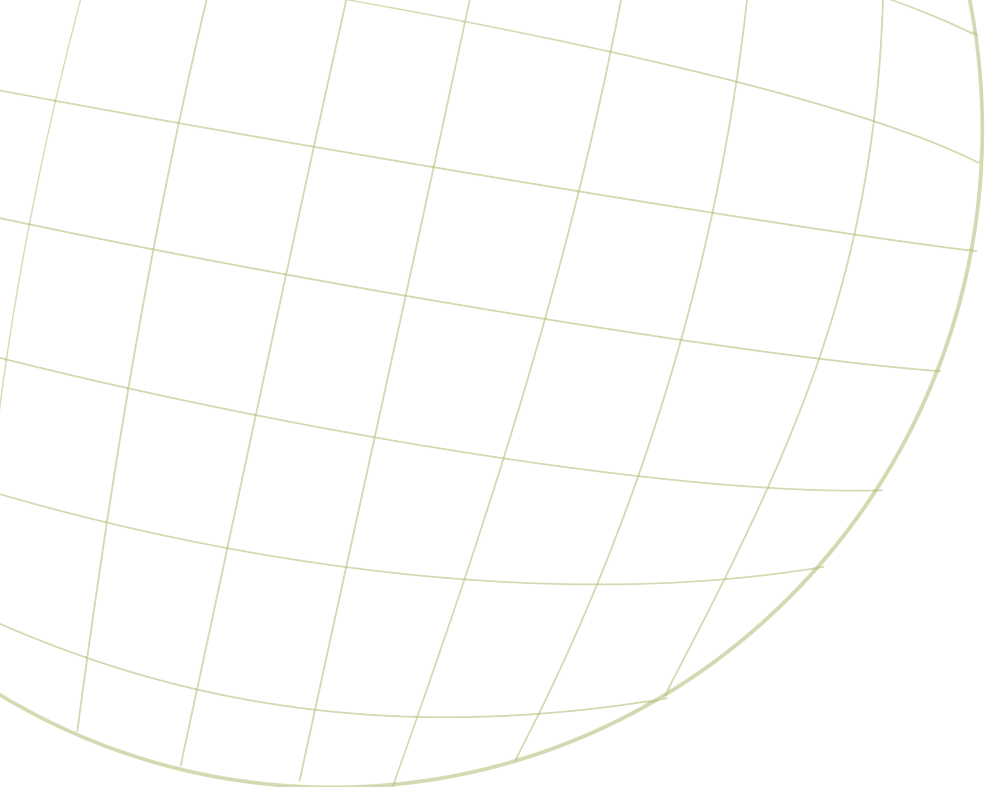
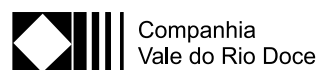


Figura 2- Mapa de vulnerabilidade natural das águas subterrâneas na AII Jirau e AII Santo Antônio.



Patrocínio



Apoio



Realização



NÚCLEO NORTE

Organização

