

SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

RESUMOS EXPANDIDOS

02 a 05 de outubro de 2011
Roraima - Boa Vista

ÍNDICE

ENSINO E EDUCAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

UMA ANÁLISE NO ENSINO DE PALEONTOLOGIA EM SALA DE AULA NA CIDADE DE PORTO VELHO, RO
Ednair Rodrigues do Nascimento, Damaris Ramos Bonfim, Elizabeth Maria Cherubini..... 10

A GEOLOGIA COMO SUPORTE ÀS QUESTÕES AMBIENTAIS: UM ESTUDO A PARTIR DAS AULAS DE CAMPO
Márcia Teixeira Falcão, Leovergildo Rodrigues Farias, Jozilene de Sousa, José Augusto Vieira Costa..... 14

SIMULAÇÃO DE FEIÇÕES ESTRUTURAIS EM CAIXA DE AREIA: EXPERIMENTOS DIDÁTICOS EM GEOCIÊNCIAS
Jéssica Miranda dos Santos, Liciane Auxiliadora Frota do Nascimento, Luciane Batista Gomes; Marcel Silva Passos, Clauzionor Lima da Silva 17

GERAÇÃO DO CAMPO GEOMAGNÉTICO COMO EXPERIMENTO DIDÁTICO EM CURSO DE GEOLOGIA
Rayana Jéssica S. Moraes, Jéssica Kelly M. Cruz, Antonia Maria M. Froz, Núbia R. Silva, Clauzionor Lima da Silva, Rutiênio Luiz Castro de Araujo, José Ricardo de Souza 19

GEODIVERSIDADE

FORMAÇÃO PEDRA REDONDA E OCORRÊNCIAS ARQUEOLÓGICAS ASSOCIADAS
Edgar Romeo Herrera de Figueiredo Iza, Manoel Augusto Correa da Costa, Maria Coimbra de Oliveira Garcia..... 22

ALTO ALEGRE DOS PARECÍS, RO: POTENCIAL PARA IMPLANTAÇÃO DE GEOPARQUE
Ivan Bispo de Oliveira1 & Amilcar Adamy..... 26

GEODIVERSIDADE DO ESTADO DO MATO GROSSO
Juliana Maceira Moraes & Dario Dias Peixoto 30

LEVANTAMENTO DO POTENCIAL GEOTURÍSTICO DA PAISAGEM DA SERRA DO TEPEQUÉM – RR
Luciana Diniz Cunha, Luiza Câmara Beserra Neta, Stélio Soares Tavares Júnior 33

CONSIDERAÇÕES SOBRE O GEOPATRIMÔNIO NO TRANSECTO DO HEMIGRÁBEN DO TACUTU EM BONFIM – RORAIMA
Márcia Teixeira Falcão; José Augusto Vieira Costa..... 37

GEODIVERSIDADE DE PRESIDENTE FIGUEIREDO, AM: UMA PROPOSTA DE GEOPARQUE NA AMAZÔNIA
Raphaela de Oliveira Passos & Eduardo Sobral de Souza 41

O GEOPARQUE CACHOEIRAS DO AMAZONAS EM PRESIDENTE FIGUEIREDO E QUESTIONAMENTOS SOBRE A GEOLOGIA LOCAL
Renê Luzardo 44

GEOFÍSICA

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA–GEOFÍSICA DA OCORRÊNCIA DE OURO DO GARIMPO GAVIÃO, REGIÃO DO APUI – SUDESTE DO AMAZONAS: UM DEPÓSITO EPITERMAL DE BAIXA SULFETAÇÃO?
Antonio Charles da S. Oliveira; Ulisses Antonio P. Costa..... 48

ARCO PURUS: UM GRABEN INVERTIDO SEPARANDO AS BACIAS DO SOLIMÕES E DO AMAZONAS
Marcos de Barros Munis..... 52

ANÁLISE QUALITATIVA DE PROFUNDIDADE COM O MÉTODO DE CONTINUAÇÃO PARA CIMA AEROGEOFÍSICA, SUL DO PARÁ
Marcos Kaire Miguel Sobrinho..... 56

ANÁLISE QUALITATIVA DE PROFUNDIDADE COM O MÉTODO DE CONTINUAÇÃO PARA CIMA AEROGEOFÍSICA, SUL DO PARÁ
Marcos Kaire Miguel Sobrinho..... 59

REGRESSÃO MÚLTIPLA APLICADA A DADOS AEROGEOFÍSICOS NA PROSPECÇÃO DE URÂNIO NO SUDESTE DE TOCANTINS
Paixão M. M., Vidotti R. M., Pires A. C. B 62

INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROMAGNETOMÉTRICOS GRADIOMÉTRICOS, AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS E GEOQUÍMICOS PARA CARACTERIZAÇÃO DE PROSPECTOS AURÍFEROS DO SETOR OESTE DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS
Thais Andressa Carrino, Adalene Moreira Silva, Nilson Francisquini Botelho, Marcelo Pinto, Luiz Carlos Pinheiro Clerot; Sérgio Sacani Sancevero..... 66

GAMAESPECTROMETRIA TERRESTRE APLICADA À ANÁLISE DO COMPORTAMENTO DE RADIOELEMENTOS EM DIFERENTES LITOLOGIAS E ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS: DEFINIÇÃO DE CRITÉRIOS PARA A PROSPECÇÃO AURÍFERA NA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS

Thais Andressa Carrino, Adalene Moreira Silva, Nilson Francisquini Botelho, Marcelo Pinto, Luiz Carlos Pinheiro Clerot; Sérgio Sacani Sancevero..... 70

GEOLOGIA ECONÔMICA / METALOGENIA

PROJETO DIAMANTE BRASIL: A PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA DE RONDÔNIA
Cassiano Costa e Castro; Luis Carlos Melo Palmeira; Lys Matos Cunha2& Francisco Valdir Silveira..... 74

PROJETO DIAMANTE BRASIL: A PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA DO ALTO APIAÚ E O KIMBERLITO CAIMBÉ-1, EM RORAIMA, DADOS PRELIMINARES
Francisco Valdir Silveira, Marcelo Esteves Almeida; Raimundo Gato D'Antona..... 77

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ E $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ DE ROCHAS DO DEPÓSITO DE ZN, PB, AG (AU, CU) ARIPUANÃ (MT, BRASIL)
João Carlos Biondi 1 & Roberto Ventura Santos 80

GEOLOGIA E PROCESSO FORMADOR DO DEPÓSITO DE ZN, PB, AG (AU, CU) ARIPUANÃ (MATO GROSSO, BRASIL)
João Carlos Biondi, Roberto Ventura Santos; Leonardo Fadel Cury..... 84

NÍQUEL - UMA NOVA FRONTEIRA DA MINERAÇÃO NO BRASIL
José Augusto Vieira Costa; Maria Amelia Rodrigues da Silva Enriquez..... 88

BREVE DIAGNÓSTICO DO SETOR MINERAL DO ESTADO DE RORAIMA
José Augusto Vieira Costa 92

ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E REGIME DE FLUIDOS DO DEPÓSITO DO PAPAGAIO, PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT)
Marcelo Garcia Galé, Paulo César Correa da Costa, Roberto Perez Xavier, Francisco Egidio Cavalcante Pinho, Elzio da Silva Barboza, Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros, Rafael Rodrigues de Assis 96

RECURSOS MINERAIS E EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL DA PORÇÃO BRASILEIRA DA FOLHA OIAPOQUE (1:250.000), FRONTEIRA BRASIL-GUIANA FRANCESA
Maria Telma Lins Faraco, Hervé Théveniaut, Jean-Michel Lafon 100

CARACTERIZAÇÃO DOS DIAMANTES DE RORAIMA
Miguel Martins de Souza 104

ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO E ARGÔNIO APLICADOS NO ESTUDO DO SISTEMA HIDROTHERMAL DO DEPÓSITO DE ESTANHO LIBERDADE, CAMPO NOVO DE RONDÔNIA – RO
Paulo Sérgio Mendes dos Santos Jr., Valmir da Silva Souza, Nilson Francisquini Botelho, Vital José Ribeiro Wanderley..... 107

INDÍCIOS E OCORRÊNCIAS DE ELEMENTOS TERRAS RARAS IDENTIFICADOS ATRAVÉS DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DA AMOSTRAGEM GEOQUÍMICA DE SEDIMENTO DE CORRENTE NA FOLHA ALVORADA – TO ESCALA 1:250.000
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro, Antônio Augusto Soares Frasca, Daliane Bandeira Eberhardt, Leticia Lemos de Moraes..... 111

O POTENCIAL METALOGENÉTICO DA FORMAÇÃO PALMEIRAL PARA DEPÓSITOS DE ESTANHO RELACIONADOS À SUÍTE INTRUSIVA RONDÔNIA
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro¹, Tiago Bandeira Duarte¹ & Jaime Estevão Scandolaro..... 115

GEOLOGIA ESTRUTURAL / NEOCTÔNICA

INFLUÊNCIA DOS LINEAMENTOS NA FORMAÇÃO DAS CACHOEIRAS NA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM)
Alexandre Cruz, Clauzionor Lima da Silva, Ivaldo Rodrigues da Trindade, Norberto Morales 119

GEOLOGIA ESTRUTURAL DA FOLHA GURUPI – SC.22-Z-D – TO
Antonio Augusto Soares Frasca..... 122

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, GEOQUÍMICA E ESTRUTURAL DO GRANITO CERRO PORÃ E DA FORMAÇÃO SERRA DA BOCAINA – TERRENO RIO APA – SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO – PORTO MURTINHO – MS
Dalila Peixe Plens, Amarildo Salina Ruiz, Maria Zélia Aguiar Souza, Maria Elisa Fróes Batata, Ana Flávia Nunes Brittes..... 125

ANÁLISE DE PERFIS DE KNICKPOINTS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DA REGIÃO DE MANAUS (AM) E ASSOCIAÇÃO COM MODELO NEOTECTÔNICO
Jéssica Miranda dos Santos, Pedro Fonseca de Almeida e Val, Clauzionor Lima da Silva, Márcio Luis da Silva 129

MAPEAMENTO LITO-ESTRUTURAL DE PARTE DAS SUÍTES INTRUSIVAS RIO DOURADO E SANTA INÊS NO NORDESTE DE MATO GROSSO, PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA AMAZÔNICA CENTRAL, PRÓXIMO AO CONTATO COM A PROVÍNCIA VENTUARI-TAPAJÓS, CRÁTON AMAZÔNICO (DADOS PRELIMINARES)
Jonas Mangoni Rambo, Candido Ezequiel Ribeiro, Elzio da Silva Barboza, Márcia Aparecida de Sant'anabarro, Paulo César Corrêa da Costa, Luana Laiame De Oliveira 131

CARACTERIZAÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL DAS CACHOEIRAS DA SERRA DO TEPEQUÉM-RR

<i>Marcelo Ricardo Souza de Almeida, Stélio Soares Tavares Júnior, Luiza Câmara Beserra Neta</i>	134
EVIDÊNCIAS DE INVERSÃO DE RELEVO NA REGIÃO DE MANICORÉ-NOVO ARIPUANÃ (AM), MÉDIO RIO MADEIRA, COM BASE EM ANÁLISE DE DRENAGEM <i>Mário Ivan Cardoso de Lima, Allana Queiroz de Azevedo, Talisse Neves Coelho</i>	138
CARTOGRAFIA DE UMA ZONA DE FALHA NA PORÇÃO LESTE DE MANAUS (AM) <i>Mayara Aline Santos Ribeiro, Clauzionor Lima da Silva, Noberto Morales</i>	142
CARACTERIZAÇÃO LITOESTRUTURAL DAS PORÇÕES NORDESTE E SUDOESTE DA SERRA GRANDE (MUNICÍPIO DO CANTÁ/RR) <i>Paulo Roberto Evelim Borges, Viter Magalhães Pinto</i>	145
A ZONA DE FALHA DO BAEPENDI E SEUS EFEITOS NA PAISAGEM DA MARGEM ESQUERDA DO BAIXO RIO NEGRO (AM) <i>Pedro Fonseca de Almeida e Val, Clauzionor L. Silva, Felipe R. Amaral & Tiago F. A. Maia</i>	149
FOTOINTERPRETAÇÃO EM IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO PARA ANÁLISE MORFOESTRUTURAL NO GRABEN DO TACUTU – RORAIMA <i>Silas de Oliveira Nascimento, Stélio Soares Tavares Junior, Luiza Câmara Bezerra Neta</i>	153
GEOLOGIA REGIONAL / GEOCRONOLOGIA / EVOLUÇÃO TECTÔNICA	
UM COMPLEXO DE CALDEIRAS VULCÂNICAS PALEOPROTEROZÓICAS NO NORTE DE RORAIMA <i>Ana Maria Dreher, Leda Maria Fraga, Nelson Joaquim Reis, Leandro Menezes Betiollo</i>	156
ROCHAS ASSOCIADAS A ERUPÇÕES FREATOMAGMÁTICAS FÉLSICAS NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ <i>Ana Maria Dreher, Marcelo Lacerda Vasquez, Elyana Melo Moura, César Lisboa Chaves, Junny Kyley M. Oliveira & Fabio Henrique P. Santos</i>	160
NOVOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS EM ZIRCÕES DETRÍTICOS DO GRUPO AGUAPEÍ (FORMAÇÃO FORTUNA) NA SERRA DA BORDA, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Anderson Alves de Souza</i>	164
DADOS ISOTÓPICOS DE CHUMBO E ENXOFRE DO DEPÓSITO PARAÍBA – PROVÍNCIA ALTA FLORESTA, NORTE DE MATO GROSSO: CONCEITOS E IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS <i>Anderson Costa dos Santos, Mauro César Geraldês & Máisa Pamplona</i>	166
RECONHECIMENTO GEOLÓGICO DAS PORÇÕES CENTRO-NORDESTE E SUDESTE DO ESTADO DE RORAIMA <i>Anderson Martins de Mello, Marcelo Ricardo Souza de Almeida, Mike Aranha Brandão, Paulo Roberto Evelim Borges & Stélio Soares Tavares Junior</i>	168
EVENTOS VULCANO-PLUTÔNICOS OROSIRIANOS-ESTATERIANOS NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO, NORDESTE DE MATO GROSSO <i>André Menezes Saboia, Cléber Ladeira Alves, Edson Gaspar Martins, José Luciano Stroppler I & Sheila Soraya Alves Knust</i>	172
CARACTERIZAÇÃO E ESTRUTURAÇÃO DOS DERRAMES DA FORMAÇÃO APOTERI, BACIA DO TACUTU, RORAIMA <i>Carlos Alberto Bicudo & Viter Magalhães Pinto</i>	176
LITOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO GRUPO COLÍDER E GRANITO PIUM, SE DO CRÁTON AMAZONAS, PROVÍNCIA RONDÔNIA-JURUENA – MT <i>Cleber Ladeira Alves I Edson Gaspar Martins, André Menezes Saboia, José Luciano Stroppler</i>	179
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ESTRUTURAL DO GNAISSE RIO FORTUNA – TERRENO PARAGUÁ, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO - BRASIL <i>Débora Almeida Faria, Amarildo Salina Ruiz, João Batista Matos, Newton Diego Couto do Nascimento, Camilo José de Freitas Neto & Edvaldo José de Oliveira</i>	183
GEOLOGIA DAS FOLHAS CAIANA E BRASILÂNDIA, MATO GROSSO <i>Débora Regina Vieira dos Santos, João Olímpio Souza, Karine Gollmann, Marcelo Ferreira da Silva & Felicíssimo Rosa Borges</i>	186
ARCO MAGMÁTICO JURUENA - JAMARI: UMA ENTIDADE GEOTECTÔNICA PALEOPROTEROZÓICA ÚNICA NO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO? <i>Débora Regina Vieira dos Santos, João Olímpio Souza, Karine Gollmann, Marcelo Ferreira da Silva & Jaime E. Scandola, Pedro S. E. Ribeiro, Tiago B. Duarte, Marcos L.E.S. Quadros 3 & Antonio S. Frasca</i>	190
O MAGMATISMO SERRA GRANDE EM RORAIMA: FORMAÇÃO CO-GENÉTICA DE GRANITO RPAKIVI E CHARNOCKITO EM CA. 1430 MA. <i>João Orestes Schneider Santos, Viter Pinto, Neal J. McNaughton, Luiz Carlos Silva</i>	194
DIVERSOS EPISÓDIOS DE MAGMATISMO CHARNOCKÍTICO NO CENTRO-NORTE DO CRÁTON AMAZONAS: PROVÍNCIAS TAPAJÓS-PARIMA E RIO NEGRO <i>João Orestes Schneider Santos, Viter Pinto, Neal J. McNaughton, Marcelo Esteves Almeida</i>	198

SUÍTE TRAIRÃO - ARCO MAGMÁTICO DE 2,03-2,04 GA, NA PARTE NORTE DO CRATON AMAZÔNICO <i>Lêda Maria Fraga, Ana Maria Dreher, Heitor Graziottin & Nelson Joaquim Reis</i>	202
CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA E PETROGRÁFICA DAS PARADERIVADAS DO COMPLEXO QUATRO CACHOEIRAS, DOMÍNIO JAMARI, RONDÔNIA <i>Luis Carlos Melo Palmeira & Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros</i>	206
UMA AVALIAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA DOS EVENTOS MAGMÁTICOS DE 1900-1860 MA DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Marcelo L. Vasquez1 & Ana Maria Dreher</i>	210
GEOCRONOLOGIA DO MAGMATISMO TIPO PLANALTO ASSOCIADO AO COMPLEXO PIUM, PORÇÃO OESTE DE VILA CEDERE III, CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS <i>Marco Antonio Galarza, Arlete Neves dos Santos, Ana Claudia Ferreira Martins, Davis Carvalho de Oliveira & Pablo José Leite dos Santos</i>	215
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, ESTRUTURAL E NOVOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS (U-PB, SM-ND) DO COMPLEXO JAMARI, FOLHA RIO MACHADINHO, RONDÔNIA <i>Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros1 & Luis Carlos Melo Palmeira</i>	219
CARACTERIZAÇÃO GEOCRONOLÓGICA, GEOQUÍMICA E PETROGRÁFICA DA SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA, SUDOESTE DO MATO GROSSO, CRÁTON AMAZÔNICO <i>Maria da Guia Lima</i>	224
DIVERSIDADE DO MAGMATISMO NA EVOLUÇÃO DO CINTURÃO ARAGUAIA <i>Paulo Sergio de Sousa Gorayeb</i>	228
RECONHECIMENTO GEOLÓGICO DAS PORÇÕES CENTRO-NORTE, SUL E SUDESTE DO ESTADO DE RORAIMA <i>Pedro Yuri Saraiva Hahn, Raisa Fagundes de Figueiredo, Ananda Melo Lopes, Stélio Soares Tavares Júnior</i>	232
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E LITOESTRATIGRAFIA DA FOLHA PORTO DOS GAÚCHOS (SC.21-Y-D), NW DE MATO GROSSO <i>Sheila Soraya Alves Knust</i>	236
SEDIMENTOLOGIA / ESTRATIGRAFIA / PALEONTOLOGIA	
LEVANTAMENTO PALEONTOLÓGICO NAS FORMAÇÕES SERRA DO TUCANO, TACUTU E MANARI, BACIA DO TACUTU - RR <i>Ananda Melo Lopes, Vladimir de Souza, Elizete Celestino Holanda</i>	240
RESULTADOS PRELIMINARES DO PROJETO EXECUTIVO DO PROGRAMA DE INVESTIGAÇÃO, SALVAMENTO E MONITORAMENTO PALEONTOLÓGICO DO AHE JIRAU <i>Átila A. S. Da-Rosa; Luciano A. Leal; Etiene F. Pires; Juliana M. Sayão; Carolina, S. Scherer; Alcemar R. Martello; Ana L. R. Ilha; Dilson V. Peixoto; Francisco E. De Souza; José R. de A. Benício; Juliana de A. Silva; Leomir Campos; Milton de Paula; Ruben A. Boelter; Tarsila A. Novais; Thairine de Souza</i>	243
DEPÓSITOS CRETÁCEOS-CENOZÓICOS DAS REGIÕES DO CAREIRO CASTANHO E AUTAZES, AMAZÔNIA CENTRAL <i>Eliezer Senna Gonçalves Júnior & Emílio Alberto Amaral Soares</i>	247
PROPOSTA ESTRATIGRÁFICA PARA A FAIXA PARAGUAI NA REGIÃO DE PLANALTO DA SERRA – MT <i>João Olímpio Souza, Débora Regina Vieira dos Santos, Felicíssimo Rosa Borges, José Fernandes Leite, Karine Gollmann, Marcelo Ferreira da Silva</i>	251
APLICAÇÃO DE GEOESTATÍSTICA NA ANÁLISE DE PARÂMETROS DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM PORTO VELHO - RO <i>Marcos Nóbrega III; Claudio Cesar de Aguiar Cajazeiras, Elvis Martins de Oliveira, Gerson Flôres Nascimento & Mackson Ronny de Oliveira D'Anunciação</i>	255
O SUPERGRUPO SUMAÚMA NO CONTEXTO DE EVOLUÇÃO DA FOLHA SB.20-Z-D (SUMAÚMA), SUDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS <i>Reis N.J., Bahia R.C., Almeida M.E., Costa U.A.P., Betiollo L., Oliveira A.C. da S. & Oliveira A.A.</i>	259
TERRAÇOS FLUVIAIS DA REGIÃO DO ALTO / MÉDIO MADEIRA <i>Carlos Eduardo Santos de Oliveira, Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros & Amilcar Adamy</i>	263
MINERAIS PESADOS EM SEDIMENTOS RECENTES, ILHA DO PESQUEIRO, REGIÃO DE MANACAPURU – AMAZONAS <i>Felipe José da Cruz Lima, Marcelo Batista Motta, Sílvio Roberto Riker, Desaix Paulo Balieiro Silva</i>	266
A BACIA DOS PARECIS NO EXTREMO NORDESTE DO MATO GROSSO <i>José Luciano Stropfer, Edson Gaspar Martins, Cleber Ladeira Alves & André Menezes Sabóia</i>	271

A INFLUÊNCIA DO LINEAMENTO DO RIO MADEIRA NA BACIA DO AMAZONAS: MUNICÍPIOS DE ITACOATIARA, SILVES E ITAPIRANGA - (AM) <i>Karla Evenny Brito da Silva, Clauzionor Lima da Silva & Norberto Morales</i>	275
FÁCIES E ARGILOMINERAIS DA FORMAÇÃO SOLIMÕES, RIO PURUS, COMUNIDADE BELO MONTE – AMAZONAS <i>Marcelo Batista Motta</i>	278
ARGILOMINERAIS DO DEPÓSITO DA COSTA DE IRANDUBA, PORÇÃO CENTRO-OESTE DA BACIA DO AMAZONAS-AM <i>Marcelo Batista Motta, Felipe José da Cruz Lima, Sílvio Roberto Riker & Desaix Paulo Balieiro Silva</i>	282
MICROFÁCIES DOS CARBONATOS PENNSILVANIANO DA BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS NA REGIÃO DO RIO JATAPU <i>Moeme da Silva Máximo, Lucieth Cruz Vieira, Adriana Maria Coimbra Horbe</i>	286
PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO IPIXUNA (CRETÁCEO) COM BASE EM ESTUDO DE MINERAIS PESADOS E DATAÇÃO DE MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO POR EVAPORAÇÃO DE CHUMBO <i>Nivia Oliveira da Costa, Werner Truckenbrodt & Jean-Michel Lafon</i>	290
METODOLOGIA DE ANÁLISE GRANULOMÉTRICA UTILIZADA EM SEDIMENTOS E SOLO NA FORMAÇÃO RIO MADEIRA <i>Pâmela Emanuelle da Silva, Maria Rosalva Campos Coelho & Carlos Eduardo S. de Oliveira</i>	294
ESTUDO FACIOLÓGICO DA FORMAÇÃO SERRA DO TUCANO – RORAIMA <i>Raisa Fagundes de Figueiredo & Fábio Luiz Wankler</i>	298
ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DA FORMAÇÃO AREIAS BRANCAS - BACIA DO TACUTU, RORAIMA <i>Raisa Fagundes de Figueiredo & Fábio Luiz Wankler</i>	306
OS DEPÓSITOS GLACIAIS DA BORDA OESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Ruy B. C. Bahia; Gil Barreto Trindade Netto & Alex França Lima</i>	306
A FORMAÇÃO MOA NA SERRA DO DIVISOR <i>Ruy Benedito Calliari Bahia; Alex França Lima & Gil Barreto Trindade Netto</i>	309
PERFIS PALEOECOLÓGICOS DA FORMAÇÃO PIRABAS (MIOCENO INFERIOR), ESTADO DO PARÁ <i>Saulo da Silva Nunes, Vladimir de Araújo Távora & Kauê Seoane Souza</i>	313
GEOQUÍMICA / PETROLOGIA / MINERALOGIA	
ANÁLISE MICROGRÁFICA DOS SULFETOS DOS DEPÓSITOS AURÍFEROS DA PROVÍNCIA ALTA FLORESTA: RELAÇÃO ENTRE AS FASES MINERAIS <i>A.C. Santos, A.J.P. de Barros, M. C. Geraldês & E. Bongioiolo</i>	316
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS PARAGÊNESES MINERAIS HIDROTERMAIS DAS LITOLOGIAS DA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO – AM <i>Alderlene Pimentel de Brito, Ivaldo Rodrigues da Trindade</i>	320
A SUÍTE SERRA DA PROVIDÊNCIA NO SUDESTE DO AMAZONAS: CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E IDADES PB-EVAPORAÇÃO EM ZIRCÃO <i>Almeida, M.E.; Scandolaro, J.E., Splendor, F.S., Costa U.A.P.; Betiollo, L.M.; Reis, N.J., Bahia, R.B.C., Macambira, M.J.B. & Galarza, M.A</i>	324
PETROGRAFIA, ESTRUTURAL E GEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO SERRA DA BOCAÍNA DO ARCO MAGMÁTICO AMONGUIJÁ – TERRENO RIO APA (MS) <i>Ana Flávia Nunes Brittes^{1,5,6}, Maria Zélia Aguiar de Sousa, Amarildo Salina Ruiz, Maria Elisa Fróes Batata, e Dalila Peixe Plens</i>	329
LITOGEOQUÍMICA DA SUÍTETTELES PIRES, FOLHA SUMAÚMA (SB.20-Z-D), SUDESTE DO AMAZONAS <i>Antonio Gilmar Honorato de Souza, Ulisses Antônio Pinheiro Costa, Marcelo Esteves Almeida Fábio Splendor & Leandro Menezes Betiollo</i>	333
DIAMANTES DA SERRA DO TEPEQUÉM: RESULTADOS PRELIMINARES <i>Araújo D.P., Santos R.V., Souza V., Chemale Jr. F., & Dantas E</i>	337
MAGMATISMO GRANÍTICO INTRACRATÔNICO NO CRÁTON AMAZÔNICO: CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E LITOGEOQUÍMICA <i>Camila Cardoso Nogueira¹ & Mauro César Geraldês</i>	340
PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA DA FOLHA RIO NOVO, MATO GROSSO <i>Cassiano Costa e Castro</i>	344
AVALIAÇÃO PRELIMINAR DA PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA REGIONAL NO LESTE DA PROVÍNCIA	

AURÍFERA DO TAPAJÓS <i>César Lisboa Chaves, Marcelo Lacerda Vasquez, Elyana Melo Moura</i>	347
PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA DO PROJETO PLANALTO DA SERRA - MT <i>Daliane B. Eberhardt, João Olímpio Souza, Débora Regina V. dos Santos, Felicissimo Rosa Borges, Karine Gollmann & José Luciano Stroppler</i>	351
COMPORTAMENTO HIDROGEOQUÍMICO DO CHUMBO NA BACIA DO MÉDIO TAPAJÓS/JAMANXIM – ESTADO DO PARÁ <i>Edesio Maria Buenano Macambira & Eduardo Paim Viglio</i>	354
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO GNAISSE MUCAJAÍ, SUÍTE METAMÓRFICA RIO URUBU, RR <i>Elen Pollyane do Santos Silva, Amanda Cristina Pires, Flávia Lopes Sabio & Cristiane Butori Rivera</i>	358
MACIÇO MATUPÁ FÁCIES 2, NORTE DE MATO GROSSO, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO: DADOS PETROGRÁFICOS E GEOQUÍMICOS PRELIMINARES <i>Ezenildes Silva Prado, Max Salustiano de Lima, Natali Tatila Maria do Nascimento, Eric Sandro Ferreira da Silveira & Maria Aparecida Domingues</i>	361
PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA DA FOLHA PARANATINGA – MATO GROSSO <i>Flávio Fernandes Faleiro, Daliane B. Eberhardt, Débora Regina Vieira dos Santos, João Olímpio Souza & Karine Gollmann</i>	365
SOLEIRAS MÁFICAS DA SUÍTE INTRUSIVA SALTO DO CÉU – GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA - EVENTO ÍGNEO RELACIONADO À RUPTURA DO SUPERCONTINENTE RODÍNIA <i>Gabrielle Aparecida de Lima, Maria Zélia Aguiar de Sousa, Amarildo Salina Ruiz e Maria Elisa Frões Batata & Moacir Buenano Macambira</i>	368
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E CONTROLE ESTRUTURAL DO DEPÓSITO AURÍFERO INCRA – SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Gil Barreto Trindade Netto & Carlos José Fernandes</i>	372
MINERALOGIA E QUÍMICA DOS FRAGMENTOS CERÂMICOS DO SÍTIO RAIMUNDO EM CAXIUANÃ-PARÁ, AMAZÔNIA ORIENTAL <i>Glauce Jholy Souza da Silva, Marcondes Lima da Costa & Dirse Clara Kern</i>	376
FACIOLOGIA PETROGRÁFICA E ASPECTOS LITOQUÍMICOS DO BATÓLITO GRANÍTICO ABONARI, PROVÍNCIA TAPAJÓS PARIMA, REGIÃO NE DO ESTADO DO AMAZONAS <i>Julio César Lombello, Valmir da Silva Souza, Ivaldo Rodrigues da Trindade, Marcelo Esteves Almeida & Desaix Paulo Balieiro Silva</i>	380
GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS RIO PERDIDO – TERRENO RIO APA – CRÁTON AMAZÔNICO - MS <i>Lorena Cristina Dias Martins; Gabrielle Aparecida de Lima; Amarildo Salina Ruiz; Maria Zélia Aguiar De Sousa</i>	384
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE VILA RICA, MT – PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL, CRÁTON AMAZÔNICO <i>Luana Laiame de Oliveira, Paulo César Corrêa da Costa; Márcia Aparecida Sant'ana Barros; Elzio S. Barboza & Kárita Borges Mendes</i>	388
DADOS PRELIMINARES SOBRE PROVÁVEL ZONA DE CÚPULA GRANÍTICA NA SUÍTE SERRA DA PROVIDÊNCIA, FOLHA JI-PARANA- RO, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Manoel Augusto Corrêa da Costa & Edgar Romeo Herrera de Figueiredo Iza</i>	392
ANÁLISE DE TRAMAS DE ROCHAS GRANÍTICAS DA SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PRATA, MUCAJAÍ - RR <i>Márcia Caroline Rodrigues Carneiro, Marta Edith Velásquez David, Carlos Alejandro Salazar</i>	396
MINERALOGIA E QUÍMICA DOS FOLHELHOS DAS FORMAÇÕES MANACAPURU E PITINGA, PRESIDENTE FIGUEIREDO-AM <i>Márcio Fernando dos Santos Albuquerque & Adriana Maria Coimbra Horbe</i>	400
PERFIL LATERÍTICO DESENVOLVIDO SOBRE FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDADA (JASPILITO) EM CARAJÁS <i>Marcondes Lima da Costa, Joana D'Arc da Silva Queiroz, Aline Cristina Sousa da Silva, Henrique Diniz Farias de Almeida, Glauce Jholy Souza da Silva & Luis Cláudio G. Costa</i>	403
INDIVIDUALIZAÇÃO DOS MACIÇOS GRANÍTICOS DA SUÍTE INTRUSIVA SANTA CLARA NA REGIÃO DE ARIQUEMES, CUJUBIM E MACHADINHO D'OESTE, RONDÔNIA <i>Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros & Luis Carlos Melo Palmeira</i>	408
EVOLUÇÃO PETROLÓGICO - GEOQUÍMICA DAS ROCHAS NA PARTE BRASILEIRA DA FOLHA OIAPOQUE (1:250.000), FRONTEIRA BRASIL-GUIANA FRANCESA <i>Maria Telma Lins Faraco, Hervé Théveniaut & Jean-Michel Lafon</i>	412

GEOTECNOLOGIA APLICADA

PROJETO AEROGEOFÍSICO ITAITUBA: INTERPRETAÇÕES COMO SUPORTE À REVISÃO DA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA E À PESQUISA MINERAL <i>Cleyton de Carvalho Carneiro, Caetano Juliani, Alvaro Penteado Crósta & Lena Monteiro</i>	415
USO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS COMO FERRAMENTA PARA O MAPEAMENTO GEOLÓGICO: ETAPA PRÉ-CAMPO, FOLHA ALTO JAMARI – RO <i>Daiane Flora Hammes, Anderson Alves de Souza, Carlos Eduardo S. de Oliveira</i>	419
FEIÇÕES MORFOESTRUTURAIS NA SERRA DO TEPEQUÉM – RR <i>Franzmilller Almeida Nascimento, Marcelo Ricardo Souza de Almeida, Stélio Soares Tavares Júnior, Luiza Câmara Beserra Neta</i>	422
IDENTIFICAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE AREIA AO LONGO DAS RODOVIAS AM-070 E AM-352 (MUNICÍPIOS DE IRANDUBA E MANACAPURU), UTILIZANDO IMAGENS ÓPTICAS E DE RADAR - SIPAM (SISTEMA DE PROTEÇÃO DA AMAZÔNIA), MANAUS – AM <i>Marcel Silva Passos, Carlos Benedito Santana da Silva Soares, Solange dos Santos Costa, Manoel Roberto Pessoa, Ulisses Oliveira Vieira & Alexander Moia Vieira</i>	426
ANÁLISE GEOLÓGICA DE DADOS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS E IMAGENS R99/SAR DA PORÇÃO NOROESTE DE RORAIMA <i>Marcos Paulo Martins de Souza, Solange dos Santos Costa, Manoel Roberto Pessoa & Ulisses Oliveira Vieira</i>	430
ESTUDOS TECTONO-ESTRUTURAIS NA BACIA DO TACUTU-RR POR MEIO DE FOTOINTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA EM IMAGENS DIGITAIS DO SENSOR ÓPTICO CCD/CBERS 2B E LEVANTAMENTOS EM CAMPO <i>Pedro Yuri Saraiva Hahn, Stélio Soares Tavares Junior, Luiza Câmara Bezerra Neta</i>	434
HIDROLOGIA / HIDROGEOLOGIA	
DADOS EMPÍRICOS DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO ESTADO DO AMAZONAS, BRASIL <i>João Frederico Guimarães Cruz</i>	437
INVESTIGAÇÃO DE MISTURA DE ÁGUAS ENTRE O SISTEMA BARREIRAS E PIRABAS COM BASE NA ASSINATURA ISOTÓPICA DE ESTRÔNCIO (SR) E HIDROGEOQUÍMICA EM ANANINDEUA, BELÉM E BACKGROUNDS EM BENEVIDES E CAPANEMA, PARÁ <i>Marco Antonio Galarza & Olavo Bilac Quaresma de Oliveira Filho</i>	441
ESTUDOS HIDROGEOLÓGICOS EM PORTO VELHO – RO <i>Marcos Nóbrega II, Claudio Cesar de Aguiar Cajazeiras, Elvis Martins de Oliveira, Gerson Flôres Nascimento & Mackson Ronny de Oliveira D'Anuniação</i>	446
O COMPORTAMENTO HIDROLÓGICO DA BACIA DO RIO CAPIM-PARÁ E SUA INFLUENCIA COMO CONDICIONANTE DA PAISAGEM <i>Victor Hugo da Motta Paca, Aline Maria Meiguins de Lima & Julio Domingos Nunes Fortes</i>	450
INDÚSTRIA EXTRATIVA MINERAL / ÓLEO GÁS	
O SETOR MINERAL E ÁREAS DE MINERALNEGÓCIO <i>Antonio Fernando da Silva Rodrigues</i>	455
A PRODUÇÃO DE CAULIM NA AMAZÔNIA E SUA DISPONIBILIDADE <i>Raimundo Augusto Correa Martires</i>	459
MEIO AMBIENTE / GEOTECNIA E RISCOS	
ATIVIDADE EROSIVA LOCAL NA CIDADE DE MANAUS: POSSÍVEIS EFEITOS NEOTECTÔNICOS <i>Alderlene Pimentel de Brito, Anna Beatriz Alves Gomes, Eliud Silva, Newton Cortez da Silva Filho, Karla Evenny Brito da Silva, Raimundo Humberto Cavalcante Lima, Marta Edith Velásquez David2 & Carlos Alejandro Salazar</i>	462
FATORES CONDICIONANTES DO DESLIZAMENTO NO PORTO CHIBATÃO EM 2010, MANAUS/AM <i>Antonio Gilmar Honorato de Souza & René Luzardo</i>	465
RECORRÊNCIAS DE EVENTOS DE CHEIAS DO RIO BRANCO, TRECHO URBANO DE BOA VISTA, RORAIMA <i>Carlos Sander, Fábio Luiz Wankler, Renato Augusto de Oliveira Evangelista, Celso Henrique Moraga & José Francisco dos Santos Teixeira</i>	468
MAPEAMENTO GEOLÓGICO E GEOTÉCNICO DO TRECHO DO GASODUTO JURUÁ-URUCU, ESTADO DO AMAZONAS <i>Lorena Malta Feitoza, Clauzionor Lima da Silva, Nilton de Souza Campelo</i>	472

OS IMPACTOS AMBIENTAIS PROVOCADOS PELA EXPLORAÇÃO DE SUBSTÂNCIAS MINERAIS DE EMPREGO IMEDIATO NA CONSTRUÇÃO CIVIL NA ÁREA DO TARUMÁ – MUNICÍPIO DE MANAUS/AMAZONAS <i>Maria do Carmo Neves dos Santos</i>	477
ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA APLICADA AO ESTUDO DE IMPACTOS AMBIENTAIS DO USO E OCUPAÇÃO DE TERRAS NA REGIÃO A NOROESTE DE MANAUS (AM), BRASIL <i>Pedro Fonseca de Almeida e Val, James R. Kahn2 & Clauzionor L. Silva</i>	481
UMA ABORDAGEM DA ADVERSIDADE DOS PROBLEMAS AMBIENTAIS DA FLORESTA AMAZÔNICA: ALGUMAS PROPOSTAS PARA CONTER ESSA DEGRADAÇÃO <i>Sueli de Oliveira Floriano, Luana Laiame de Oliveira</i>	485
GEOMORFOLOGIA	
DINÂMICA MORFOLÓGICA DA REGIÃO DE MAMIRAUÁ E AMANÃ COM DADOS SRTM DO PROJETO TOPODATA <i>Andréa Vanessa Carvalho Leal Correa; Sérgio Roberto Bulcão Bringel; Márcio Luís da Silva & Clauzionor Lima da Silva</i>	489
PROCESSO EROSIVO LINEAR (VOÇOROCAS) NA SERRA TEPEQUÉM - RR: CARACTERÍSTICAS MORFOMÉTRICAS <i>Elizabete Cruz do Nascimento, Luiza Câmara Beserra Neta & Stélio Soares Tavares Júnior</i>	492
LINHAS DE PEDRA NA SERRA DO TEPEQUÉM - RR: MORFOLOGIA E CONSTITUIÇÃO MINERALÓGICA <i>Luiza Câmara Beserra Neta, Drielly da Costa Vilhena & Stélio Soares Tavares Júnior</i>	495
ANÁLISE MORFOTECTÔNICA DA REGIÃO ENTRE TEFÉ E COARI, AMAZONAS <i>Maria Rosária do Carmo & Clauzionor Lima da Silva</i>	499

Uma análise no ensino de Paleontologia em sala de aula na cidade de Porto Velho, RO

Ednair Rodrigues do Nascimento, Damaris Ramos Bonfim, Elizabeth Maria Cherubini

Faculdades Aparício Carvalho/FIMCA – Porto Velho, Rondônia.

Resumo Nos últimos dois anos a qualidade do ensino dos conteúdos de paleontologia tem sido uma preocupação nas escolas públicas da cidade de Porto Velho. Pensando nos fatores que podem levar a precariedade do ensino desses conteúdos em sala de aula, foram desenvolvidos dois projetos de intervenção, durante um ano (2009/2010), que tiveram a finalidade de verificar o atual estado da arte do ensino de geociências em sala, em particular a ciência paleontologia. Desse modo, estudantes do curso de licenciatura em Ciências Biológicas das Faculdades Integradas Aparício Carvalho analisaram alguns aspectos referentes a essas ciências em diversos âmbitos, como: os conteúdos de paleontologia nos livros didáticos usados na rede de pública de ensino; a utilização de jogos didáticos como ferramenta de apoio ao ensino de paleontologia em sala de aula; e o conhecimento dos professores em relação a esse conteúdo.

Palavras-chave: Paleontologia, livros didáticos; professores; jogos didáticos.

INTRODUÇÃO Atualmente o ensino de paleontologia e geologia em sala de aula tem sido, em todos os níveis de escolarização, uma grande preocupação da comunidade acadêmica, sendo que nos últimos anos tem se publicado diversos trabalhos abordando as dificuldades e a necessidade do ensino destas ciências em sala de aula, principalmente na educação básica (Carneiro *et al.* 2004, Schwanke 2004, Neves *et al.* 2008). Essa preocupação deve-se aos grandes avanços dos estudos geológicos e paleontológicos nos últimos 10 anos no Brasil. Como a melhor compreensão das mudanças climáticas globais, questões relacionadas às causas dos riscos geológicos, o uso dos recursos naturais como o petróleo e aos inúmeros achados de fósseis que tem revelado o melhor entendimento da evolução biológica ocorrida em nosso continente. Além, é claro, da relevância cultural e social, pois contribui para a prática pedagógica do professor, como também todos os envolvidos no processo educacional e patrimonial. Sabe-se que a paleontologia e geologia são recomendadas pelos Parâmetros Curriculares Nacionais (PCNs-BRASIL 1998), as Ciências Naturais, cujos conteúdos no ensino fundamental são explorados pelas disciplinas de Ciências e Geografia, têm um importante papel na formação de cidadãos conhecedores da realidade em que vivem (Neves *et al.* 2008).

Apesar dessas recomendações o ensino desses conteúdos em sala de aula é ainda incipiente. Por isso acredita-se que os motivos que levam a isso, seja a complexidade na compreensão dos temas relacionados à paleontologia e a geologia, problemas na formação dos professores e a falta de informações nos livros didáticos e a carência de recursos de didáticos que auxiliem no ensino desses conteúdos (Schwanke 2002, 2004).

MATERIAL E MÉTODOS A fim de verificar o estado da arte do ensino de geociências, em particular paleontologia na cidade de Porto Velho, foram desenvolvidos dois projetos de intervenção no Ensino Fundamental em duas escolas públicas. Esses projetos foram realizados em conjunto com a disciplina de Estágio Supervisionado em Ciências e com orientação em trabalhos de conclusão no curso de licenciatura em Ciências Biológicas das Faculdades Integradas Aparício Carvalho – FIMCA, entre os anos de 2009 e 2010.

O primeiro projeto de intervenção foi realizado na Escola Estadual de Ensino Fundamental e Médio Eduardo Lima e Silva, onde foram analisados os livros didáticos de Ciências dos 6º e 7º anos, utilizados nos últimos cinco anos, com o objetivo de verificar nos livros didáticos os conteúdos de paleontologia. Analisou-se a importância dada ao tema pelos professores e os recursos utilizados em sala de aula e o conhecimento dos alunos sobre o tema em questão. A análise seguiu itens sugeridos por Moraes *et al.* (2007): o conceito fóssil, tipos de fósseis, descrição dos processos de fossilização, origem da vida, descrição das adaptações das plantas, descrição das adaptações dos animais, evolução e eras geológicas. Foram também realizado uma regência para os alunos e aplicados questionários para os professores de ciências e para os alunos, pré e pós regência. A regência foi baseada nos conteúdos dos livros didáticos e utilizou jogos como recurso didático. Posteriormente a regência fez-se um segundo questionário aos alunos a fim de obter o grau de absorção do conteúdo e para os professores em relação a abordagem do tema e aos recursos didáticos.

O segundo projeto foi aplicado na Escola Estadual de Ensino Fundamental Roberto Duarte Pires, e teve como objetivo o uso de jogos didáticos como ferramenta facilitadora para o ensino de paleontologia em sala de aula. O projeto foi destinado às turmas do 6º ano e 7º ano, do Ensino Fundamental, e foi dividido em três etapas: aplicação de um questionário pré-teste aos alunos; observação e regência com a utilização de jogos didáticos; e a avaliação dos recursos didáticos utilizados na aula. Os jogos utilizados na aula foram os seguintes: A Força, jogo bastante conhecido que estimula a competição saudável e a aprendizagem, o mesmo foi realizado com ajuda de um recurso de multimídia; A Escavação Paleontológica baseado em Perez *et al.* (2010) e Andrade *et al.* (2010); e o Jogo Tabuleiro Vivo, inspirado em Neves *et al.* (2008), em que se montou um tabuleiro no chão com uma trilha em que os alunos eram os peões e o deslocamento estava condicionado, a jogada de um dado e as respostas corretas as perguntas relacionadas ao temática da aula. Com exceção da Escavação Paleontológica que necessita de agrupamentos de no máximo três alunos, os outros dois jogos podem ser jogados por equipes com maior número de jogadores.

RESULTADOS E DISCUSSÃO Na análise dos livros didáticos foram constatados para o 6º ano, duas edições (2º e 3º) pertencentes aos mesmos autores. O primeiro livro intitulado Ciências: o meio ambiente de Barros & Paulino (2004), o segundo, uma nova edição do ano de 2008. Na análise se observou, uma abordagem insuficiente sobre a temática. O livro de Barros & Paulino (2004) apresenta apenas um quadro, onde são citados os fósseis da Bacia do Araripe, Estado do Ceará, e tal quadro está inserido no conteúdo de rochas sedimentares. O segundo livro aborda a tema fóssil, de maneira resumida e simplista (em apenas um quadro), sendo que o autor acrescenta algumas informações sobre o tema quando comparado a edição anterior. O livro também aborda temas como: Seres vivos, As rochas, Solos, onde cada assunto tem seu capítulo próprio, no qual em nenhum momento esses capítulos se relacionam.

O livro do 7º ano intitulado Ciências: Os seres vivos, de Barros e Paulino, 3ª Edição ano de 2008. Observou-se que nos livros possui um capítulo a parte relacionado à Paleontologia. Dentro deste capítulo é apresentado o aparecimento dos seres vivos na Terra, porém não menciona as eras geológicas, o que seria de extrema importância aos alunos; outro tema que possui um capítulo próprio é sobre evolução, quando tratado, este assunto faz uma relação com um dos princípios da Paleontologia, a evolução biológica dos seres vivos através dos tempos. O livro trás também questões referente ao tema fósseis, como seu conceito, mas em momento nenhum citar os processos de fossilização. Assuntos como a adaptação dos animais e das plantas são tratados de forma superficial, citado apenas em pequenos trechos, mostrando alguns tipos de fósseis que foram encontrados. Percebe-se que os livros do 7º ano, estão em acordo aos PCNs, pois menciona diferentes temáticas relacionadas a paleontologia, mesmo que de forma superficial, no entanto sabe-se que a baixa informação dada a estes assuntos dificulta a compreensão dos educandos quanto à importância da Paleontologia para um melhor entendimento sobre a evolução em suas formas de vida. Já os livros do 6º ano pouco menciona esse conteúdo não estando em acordo com os PCNs, já que os conteúdos de paleontologia são principalmente recomendados nos 6º e 7º anos.

Em relação aos questionários prévios aos professores, perguntou-se a definição do que é paleontologia, sobre a preocupação da escola com a abordagem desse tema em sala de aula e que tipo de recurso era utilizado para estudo desse tema em sala de aula. As respostas dos professores foram vagas e incompletas, porém pôde-se observar que a escola não tem preocupação em relação a esse tipo de conteúdo, e que o recurso mais indicado pelos professores foi o livro didático. No segundo questionário após a regência as repostas foram mais completas e consistentes e concordaram que diferentes recursos didáticos proporcionam uma aula mais atraente e um rico aprendizado. Para aos alunos, as questões do primeiro questionário foram as seguintes: O que a Paleontologia estuda; O que já estudou sobre paleontologia; O que lhe chamou a atenção na paleontologia; Já viu algum fóssil; Diga o nome de um animal ou vegetal fóssil, no qual a maioria dos alunos responderam “Não sei”, em todas as questões. Após a análise do primeiro questionário, verificou-se que os alunos possuíam um conhecimento muito vago ou nenhum conhecimento sobre o tema, muitas vezes com respostas equivocadas e sem fundamento, constatando que 90% dos alunos não souberam responder o questionário, e 10% dos alunos responderam o questionário com conhecimento prévio. O segundo questionário aplicado após a regência demonstrou que as metodologias utilizadas propiciaram uma melhor compreensão em relação ao conteúdo apresentado. Desde modo, sabe-se que os métodos são

determinados pela relação objeto conteúdo e referem-se aos meios para alcançar objetivos gerais e específicos do ensino, ou seja, ao “como” do processo de ensino, englobando as ações a serem realizadas pelo professor e pelos alunos para atingir os objetivos e conteúdos (Libâneo, 1994). As palavras do autor fortalecem as concepções atuais em que os métodos de ensino ligados como objetivos gerais específicos, a decisão de selecionar e utilizar as situações didáticas depende tão somente da metodologia mais ampla no processo ensino-aprendizagem, pretendida dentro do contexto educacional. A análise dos dados foi de 85% de aproveitamento e 15% de insatisfação com as respostas dada pelos alunos

Ao que se refere aos resultados do segundo projeto de intervenção, obteve-se no questionário pré-teste que 88% dos alunos do 6º ano desconheciam a temática, porém 77% dos alunos do 7º ano conheciam pouco o tema. Os jogos foram bem avaliados pelos alunos em ambos os anos. Segundo Pereira (2002) um dos recursos mais estimuladores no ensino de Ciências é a realização de atividades lúdicas, pois através destas o aluno brincando, descobre e constrói o próprio conhecimento. Nestas atividades o professor apresenta-se como um instrutor, que ajudará o aluno a construir seu conhecimento, e não mais como uma fonte inesgotável de conhecimento (Bizzo, 2001). Os jogos didáticos são importantes meios para estimular o ensino de Paleontologia no ensino fundamental. Aplicando o conteúdo de maneira correta é possível conscientizar os alunos da importância dos fósseis, indo além de reconstituir as formas de vida e a evolução do passado da Terra, mas também ensiná-los a valorização do patrimônio histórico material em contexto geral, no local onde vivemos.

Como salientado por Coscarelli (1998) os bons resultados esperados no uso deste tipo de recurso dependem do modo como seja utilizado e de sua finalidade em sala de aula.

CONSIDERAÇÕES FINAIS O ensino de Paleontologia no Ensino Fundamental é indispensável, pois é uma ciência baseada nos princípios da Biologia e Geologia, e pode conscientizar os alunos acerca da importância de preservar e valorizar a vida, em suas várias formas, além de permitir uma melhor compreensão acerca do surgimento e evolução da vida na Terra. Em relação aos livros didáticos foram constatadas deficiências nas abordagens de alguns assuntos como: adaptação das plantas e animais, processos de fossilização, tipos de fósseis, e eras geológicas. Assim, o fato de os conteúdos de Paleontologia não serem encontrados de forma clara e abrangente nos livros didáticos evidencia uma deficiência que precisa ser corrigida nos PCN's, apesar do mesmo trazer questões geológicas, evolucionistas, ambientais, assim mesmo deveria trazer estes assuntos com maior destaque e importância, já que se trata de uma matéria essencial para a compreensão da história da terra. Atualmente, o livro didático vem sendo reconhecido como um material indispensável ao processo de escolarização. Sabe-se que o livro didático é um material intimamente ligado ao processo de ensino-aprendizagem, ou seja, elaborado e produzido com a pretensão de auxiliar as necessidades de planejamento, intervenção e avaliação do professor, bem como de contribuir para o aprendizado dos alunos. Os livros são um dos principais fatores que fazem com que a Paleontologia não seja adequadamente compreendida. Desta forma, faz-se necessário dar mais credibilidade aos conteúdos desta ciência nos livros didáticos (Santos *et al* 2008).

Entretanto cabe aos professores avaliar as várias possibilidades e limitações dos livros recomendados pelo Ministério da Educação e escolher livros que tratem de forma mais aprofundada os conteúdos da Biologia. Nessa percepção, o papel do professor frente a esses materiais será fundamental. O professor deverá ser capaz de apresentar aos alunos não apenas as idéias contidas no livro, mas também as de outros materiais, com pontos de vista distintos, levando o aluno a refletir sobre a complexidade do tema trabalhado. Além disso, o livro deve ser apenas uma entre várias ferramentas para o ensino de Ciências, devendo o professor trabalhar também com textos educativos, além daqueles que os livros didáticos trazem, e filmes, documentários e reportagens em geral, que permitam integrar os conteúdos da Paleontologia à realidade de seus alunos (Moraes *et al*. 2007).

De modo geral se observou que os alunos aprovaram os jogos como atividades didáticas complementares para o ensino de paleontologia, promovendo assim, maior interação entre aluno e o professor, proporcionado à aula uma característica construtiva, que possibilitou a socialização entre os participantes. A valorização da importância dos fósseis é indispensável, pois os alunos conscientizam-se dando a devida importância para a preservação das diferentes formas de vidas já existentes no decorrer das mudanças ocorridas durante o tempo geológico. Após os Jogos Didáticos realizados, observou-se que os alunos participantes absorveram o conteúdo. É interessante perceber que até então

os alunos não tinham conhecimento do tema, e após a aula despertou a vontade de se aprofundar no conteúdo e até mesmo almejar no futuro exercer a profissão de Paleontólogo. Perante os resultados satisfatórios obtidos, concluímos que os Jogos Didáticos exerceram função de material auxiliar, em que o professor pode usufruir em suas aulas sobre temas paleontológicos.

Referências Bibliográficas

- Bizzo N. 2001. *Ciências: fácil ou difícil*. São Paulo: Editora Ática.
- BRASIL. 1998. *Parâmetros curriculares nacionais de ciências naturais e biologia*. Brasília: MEC/SEF.
- Moraes S. S., Santos J. F. S., Brito M. M. 2007. Importância dada à Paleontologia na educação brasileira: uma análise dos PCN e dos livros didáticos utilizados nos colégios públicos de Salvador, Bahia. In: Carvalho, I. S et al. (Ed). *Paleontologia: cenários de vida*, v. 2, Rio de Janeiro: Interciência.
- Carneiro C. D. R., Toledo M. C. M, Almeida F. F. M. Dez motivos para a inclusão de temas de geologia na educação básica. *Revista Brasileira de Geociências*, Paraná, vol. 34, n.4, dez. 2004.
- Coscarelli C. V. 1998. O uso da informática como instrumento de ensino aprendizagem. *Presença Pedagógica* p. 36-45.
- Libâneo J. C. 1994. *Didática* – São Paulo: Cortez.
- Neves J. P., Campos L. M. L., Simões M. G. 2008. Jogos como recurso didático para o ensino de conceitos paleontológicos básicos aos estudantes do ensino fundamental. *Terr@Plural*, Ponta Grossa, 2 (1): 103-114, jan./jun.
- Andrade L. C., Santos T. T., Perez C.P., Bissaro Jr M.C. Nascimento E.R. 2010. Escavação paleontológica: uma alternativa para promover a divulgação e a valorização da paleontologia. In: Encontro de Iniciação Científica das Faculdades FIMCA e METROPOLITA, 4, 2010, Porto Velho. *Resumos*. Porto Velho.
- Perez C. P., Nascimento E. R., Tizuka M. M., Bissaro Jr M. C., Kipnis R. 2010. Importância das atividades de educação na proteção e valorização do patrimônio paleontológico na região de Porto Velho, RO. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 7, Rio de Janeiro. *Resumos*. Rio de Janeiro: UNIRIO/DNPM, p. 72.
- Santos B. C. P., Michelotti D. V. P., Silveira L. R., Vargas R. S., Martini. V. V. 2008. Importância do livro didático: eficiência e/ou ineficiência deste instrumento no processo de ensino-aprendizagem. Disponível em: <<http://importanciadolivrodidatico.blogspot.com/2008/01/importancia-do-livro-diditico-eficincia.html>>. Acesso em: 30 março 2010.
- Schwanke C. 2002. A divulgação da Paleontologia através de atividades de Ensino e Extensão. In: *Perspectivas do Ensino de Biologia*, VIII, São Paulo, Faculdade de Educação, USP, 24179, p. 1-3. (Coletânea de trabalhos).
- Schwanke C. & Silva M. A. J. 2004. Educação e Paleontologia. In: CARVALHO, I. S. (ed) *2ª Paleontologia*. Editora Interciência, p. 123-130.

A Geologia como suporte às questões ambientais: um estudo a partir das aulas de campo

Márcia Teixeira Falcão¹, Leovergildo Rodrigues Farias¹ Jozilene de Sousa¹ & José Augusto Vieira Costa²

¹Instituto Federal de Roraima, marciafalcao@ifrr.edu.br, leovergildofarias@yahoo.com.br, jozilene@ifrr.edu.br; ²Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Social do MME – jose.costa@mme.gov.br

Resumo O presente trabalho teve como objetivo demonstrar a importância da geologia como suporte às questões ambientais através da aula de campo. O estudo foi realizado no Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Roraima – IFRR com os alunos do Curso Superior de Tecnologia em Saneamento Ambiental na disciplina de Geologia Ambiental, interdisciplinar com os demais componentes do curso, através do percurso entre Boa Vista e Pacaraima. A metodologia adotada considerou a análise geoambiental da área através dos seguintes aspectos: geologia, geomorfologia, hidrografia, cobertura vegetal e as formas de uso e ocupação do solo tendo como suporte o uso de mapas e imagens de satélites (escala 1:100.000). Durante o percurso foram realizadas quatro paradas ao longo da BR-174: extração de brita, plantação de *Acacia Mangium* Wild, áreas erosiva e lixeira pública do município de Pacaraima. Os resultados da pesquisa demonstram que a aula de campo em Geologia aliada à teoria, permitem tornar a disciplina mais consistente favorecendo o ensino-aprendizagem sobre às questões ambientais.

Palavras-chave: Aula de campo. Geologia Ambiental. Ensino-aprendizagem.

INTRODUÇÃO A atuação no ensino se torna cada vez mais dinâmica, visto que novas metodologias utilizadas devem estar interligadas ao desafio maior que é ensinar o aluno a expressar e entender a realidade vigente através da relação homem/natureza fazendo uso dos seus benefícios de forma sustentável.

Dessa forma, o estudo da geologia através das aulas de campo tem estreita relação com o valor atribuído à resolução dos problemas no âmbito ambiental seja local ou regional, promovendo a visão integrada do uso dos recursos naturais.

Assim, este trabalho tem como objetivo demonstrar a importância da geologia como suporte às questões ambientais através da aula de campo para os cursos de Tecnologia, considerando os fatores de ocupação e uso do relevo.

O estudo foi realizado a partir de aula prática da disciplina de Geologia Ambiental, realizada com os alunos do Ensino Superior do Curso de Tecnologia em Saneamento Ambiental do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Roraima - IFRR, no qual o percurso de campo foi concretizado entre os municípios de Boa Vista e Pacaraima.

METODOLOGIA A pesquisa caracteriza-se por ser dedutiva e qualitativa de cunho investigatório e descritivo. Para a realização deste trabalho, contamos com aprofundamento dos conteúdos necessários para a análise das características geoambientais da área a ser estudada tais como: a geologia, geomorfologia, hidrografia, cobertura vegetal e as formas de uso e ocupação da região em estudo.

Após esta fase realizada em sala de aula com o auxílio de mapas geológicos e geomorfológicos e imagens (satélite e fotografias) posteriormente foi construído um roteiro de campo, através de um percurso de campo entre os municípios de Boa Vista e Pacaraima, no qual foram realizadas quatro paradas em pontos estratégicos:

- a) **1ª parada:** exploração de brita nas margens da BR-174, objetivando discutir os impactos ambientais na paisagem, ocasionados pela atividade extrativa;
- b) **2ª parada:** plantação de espécies exóticas, para discutir sobre a introdução de espécies que comprometem e substituem nossa fitofisionomia natural – o lavrado, comprometido do relevo através das erosões, no qual foi debatida a interdependência entre os elementos naturais e de que forma alteração de um elemento compromete os outros;
- c) **3ª parada:** erosões as margens da BR-174 nas proximidades da entrada do município de Pacaraima, neste ponto foram discutidos os fatores que proporcionaram esse processo, relacionados;

- d) 4ª parada: lixeira pública do município de Pacaraima, onde foram discutidos os aspectos geomorfológicos para a implantação da lixeira pública.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Durante a aula prática os alunos vislumbraram no primeiro ponto a extração de brita, e de que forma essa atividade econômica proporciona danos ambientais significativos e perceberam que a problemática das mudanças ambientais insere-se com grande propriedade no campo de ação da Geologia Ambiental. Entretanto, para Sanches (2005) o surgimento e a evolução do homem propiciaram uma nova força modificadora que se tornou, no século XX, o mais poderoso agente transformador da superfície terrestre, graças ao seu desenvolvimento tecnológico, questão essa bastante discutida durante o percurso.

No segundo ponto, foi discutida a implantação de espécies exóticas, como a *Acacia mangium* Wild no lavrado roraimense, levando os alunos a perceberem que essa área é frágil e infelizmente não é visto como um ecossistema, o que favorece o intenso uso e manejo de forma inadequada, favorecendo o empobrecimento do solo.

O terceiro ponto considerou os fatores que favorecem o surgimento de erosões nas margens da BR-174, entrada do município de Pacaraima, no qual foram discutidos os fatores que favorecem esse processo. Segundo Costa e Falcão (2006) esses processos erosivos naturais (neotectônica) foram incrementados pelas ações antrópicas (abertura da rodovia) como geradores de impactos ambientais.

O último ponto estudado durante a aula prática foi à lixeira pública do município de Pacaraima, localizada nos arredores do município, percebeu-se que os animais, tais como porcos, gados e francos tem livre acesso a área, e por sua vez acabam se alimentando dos resíduos depositados na área e posteriormente esses animais servem de alimentos para o homem. Nesse ponto ressaltou-se a importância do conhecimento geológico-geomorfológico e o planejamento ambiental para implantação dessas áreas (Figura 01).



Figura 1 – Pontos estudados durante a aula prática: a) extração de brita; b) erosões nas margens da BR-174 e c) Lixeira pública do município de Pacaraima. Fonte: Falcão, 2009.

A experiência vivenciada com os alunos do curso de Saneamento Ambiental demonstrou que os trabalhos de campo são muito importantes, desde o primeiro semestre para incentivar e motivar o acadêmico a se inserir no novo universo de conhecimento. É nesse momento que o acadêmico vai decifrar o quão importante o seu curso, e entender que os conceitos e vivências espaciais fazem parte de nossa vida a todo instante (Kaercher apud Cavalcanti 2005).

O trabalho de campo deve ser muito bem planejado, com atividades claramente propostas e objetivas, visto que o acadêmico estará se deparando com situações novas e aprendendo novos conceitos.

Percebe-se que é necessário que seja vivenciado e sentido o momento da aprendizagem, visto que a teoria é feita de conceitos que são abstrações da realidade, mesmo assim não podemos separar a teoria da prática, visto que toda atividade humana está intrinsecamente ligada com a teoria e com a prática.

Corroborando com Pinheiro et al. (2007) as aulas de campo são indispensáveis para desenvolver o senso crítico, a capacidade de análise e percepção que contribuirão de forma significativa para o conhecimento e reconhecimento do espaço ocupado e modificado pelo homem.

Neste sentido a práxis nas aulas de geologia fazem parte de um processo transformador por excelência que envolve tanto a aquisição de conhecimentos, pois permite aos acadêmicos o aproveitamento uma gama de sensações que possibilitam conforme Carneiro, Cunha e Campanha (1993) o desenvolvimento de novos insights teóricos.

CONCLUSÕES Ao final da atividade de campo pode-se perceber que em cada um dos pontos estudados houve discussões sobre a realidade vislumbrada associadas ao conhecimento teórico de sala de aula, comparando com as turmas anteriores, que não participaram destas atividades, verificou-se um melhor aprendizado, reconhecidos nos momentos de avaliações escritas, trabalhos de campo, como no entendimento das explicações dos temas sucessivos do conteúdo programático de geologia e principalmente associar as diversas áreas do Saneamento Ambiental.

Portanto, esse estudo realizado através de aula prática, permitiu tornar o estudo da geologia mais consistente e prático, e menos empírico de modo a propiciar os alunos a conhecerem a geologia de Roraima, no binômio modificações ambientais *versus* recursos naturais e de que formas as sociedades evoluem nessas questões.

Referências Bibliográficas

- Carneiro, C.D.R.; Cunha, C.A.L.S.; Campanha, G.A.C. A teoria e a prática em geologia e o eterno retorno. *Rev. Brasileira de Geociências*. N.23, 1993 p. 339-346.
- Cavalcanti, L.S. *Geografia e práticas de ensino*. Goiânia: Alternativa, 2005.
- Costa, J.A.V. & Falcão, M.T. Vulnerabilidade aos processos erosivos no município de Pacaraima – RR: primeira abordagem. Simpósio Nacional de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorfology. Goiânia – GO. *Anais...* 2006.
- Pinheiro, M.N.M.; Falcão, M.T.; Barbosa, C.A.P.; Oliveira, S.K.S. A utilização do ambiente natural como recurso pedagógico no curso de Geografia. Encontro Intercontinental sobre a natureza. Fortaleza-CE. *Anais...* 2007
- Sanches, F.O. O ensino da Geografia Física sob a perspectiva ambiental. *Rev. Ciência Humana*. Taubaté, v. 11, n. 2, p. 129-135 jul/dez, 2005.

Simulação de feições estruturais em caixa de areia: experimentos didáticos em Geociências

Jéssica Miranda dos Santos¹, Liciane Auxiliadora Frota do Nascimento¹, Luciane Batista Gomes¹;
Marcel Silva Passos¹ & Clauzionor Lima da Silva²

¹Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, j_miranda_s@hotmail.com;

²Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Setor Norte do Campus da Universidade Federal do Amazonas Manaus- Amazonas.

Resumo O experimento realizado trata-se de uma simulação física de falhas e dobras representada em caixas de areia para aplicação em disciplinas básicas em geologia. O objetivo do experimento é estimular a observação da formação de estruturas a partir de processos de encurtamento de extensão comumente observado nos limites de placas, principalmente o de margem passiva e ativa. O modelo criado não pretende avaliar e quantificar a taxa de deformação envolvida, nem tampouco tentar representar as características reológicas dos ambientes geológicos, mas mostrar de modo lúdico com as cadeias de montanhas e ou as bacias podem ser geradas.

Palavras-Chaves: caixa de areia; didático; geociências; estrutural.

INTRODUÇÃO A formação de cadeias de montanhas e as bacias sedimentares é sempre um assunto que desperta curiosidade aos alunos do curso de geologia. A explicação da formação dessas feições é quase sempre teórica, com uso de recursos do tipo vídeos ou animações disponíveis quase sempre na rede mundial de computadores.

A elaboração de modelagens numéricas como ferramenta científica está bem difundida e tem servido para auxiliar no entendimento evolutivo, mas também didático acerca dos processos orogênicos e tectônicos. Muitos pesquisadores descreveram a formação de um sistema de falhas e dobras a partir de experimentos físicos em camadas, utilizando caixa de areia, designado também como, “pacote de areia” (Marshak & Wilkerson 1992, Mulugeta & Koyi 1992). Segundo os autores, a deformação se inicia com um encurtamento paralelo às camadas o que é reconhecido, no experimento, pelo espessamento do pacote de areia na frente da parede móvel da caixa de experimentos (Byrne *et al.* 1993). A modelagem física analógica tem como objetivo construir modelos que sejam tão próximos quanto possível aos seus equivalentes naturais. Hubbert (1937) escreveu um trabalho clássico sobre a teoria da similaridade, no qual demonstra porque nos experimentos é permitido o uso de materiais equivalentes aos da natureza, que são deformados sob tensão e tempo menores e em velocidade maior, em relação ao que ocorre na natureza.

Desse modo, esse estudo visa estimular a simulação e observação de feições estruturais, seja nos processos de encurtamento (formação de montanhas) ou de extensão (bacias), de modo didático e lúdico como experimento a ser utilizado em laboratórios de cursos básicos de geologia. A construção do experimento será simples e não buscará, nessa fase inicial de elaboração do modelo, a determinação de parâmetros físicos, tais como: taxa de deformação ou a reologia do material, a análise cinemática, da taxa de deformação, mas como um experimento de visualização da construção de feições estruturais em laboratório.

MATERIAIS E MÉTODOS Para construção do modelo foi confeccionada uma caixa de acrílico, transparente com as seguintes dimensões: 20 cm de comprimento por 60 cm altura por 10 cm de largura. As paredes laterais serão transparentes para permitir a observação direta dos efeitos da deformação em cada etapa do processo deformacional. A parede frontal é móvel e a oposta fixa. A movimentação manual da parede frontal permite a deformação por encurtamento pelo deslocamento em direção à parede frontal fixa. Para o caso da simulação da extensão, a base da caixa de areia é móvel e o movimento também é manual. Representando as camadas foi utilizado areia e argila coloridos para observação da deformação do material. A cada etapa do processo a deformação é descrita buscando-se notar a evolução do processo deformacional. O uso de máquina fotográfica ou de vídeo pode ser utilizado para acompanhamento da deformação com o tempo.

RESULTADOS E DISCUSSÕES No modelo didático experimental a deformação iniciou-se com a inclusão de esforços compressivos nas camadas, geradas por meio de uma parede móvel. Observa-se que as camadas a frente desta placa são espessadas com a continuidade do esforço, mas como o

procedimento é manual é necessário certo controle na aplicação da força. O mecanismo utilizado fornece resultado rápido, carecendo de melhorias na escolha do material e na mecanização dos esforços. Na sequência do processo, houve um espessamento das camadas na direção perpendicular ao sentido de maior esforço, ou seja, ocorrendo encurtamento na horizontal e adelgaçamento na vertical, seguido pela formação de dobras no acamamento, mas com a continuidade do processo compressivo houve a formação de falhas inversas de alto ângulo. As camadas arenosas se comportavam de maneira diferente em relação às argilosas, sendo que as arenosas possuem uma maior deformação elástica em relação à argilosa, pois suportou índices de compressão maiores até seu rompimento, gerando falhas. A camada argilosa se mostrou mais competente ao esforço compressivo, faturando-se mais facilmente que as arenosas, mas as camadas de argila com maior quantidade de água se mostraram mais elásticas em relação às com menor quantidade de água.

Apesar de o modelo didático demonstrar bem a formação dos processos deformacionais rúpteis e dúcteis e também o processo de formação de montanhas existem alguns problemas nos modelos didáticos, pois estes não levam em consideração alguns dos fatores que ocorrem nos ambientes de formação das montanhas e das feições deformacionais como, por exemplo, a pressão, temperatura, coeficiente de elasticidade, plasticidade e ruptura do material.

CONCLUSÃO O experimento realizado trata-se de uma simulação física de falhas e dobras, com movimentação ou cinemática que não pode ser visualizada ao nível global, mas representadas, em caixas de areia na maioria dos seus âmbitos. A explicação dos resultados e a relação com o processo natural sugerem, no entanto, que, na natureza, as condições para a gênese de tais estruturas é complexa quando comparada ao experimento, tornando-o assim apenas um modelo didático que visa um melhor aprendizado dos discentes do curso de geologia. Tal método de estudo permite constatar e observar como as feições estruturas são geradas e quais são os resultados esperados. Sugere-se que a criação de modelos desse tipo seja aplicada nos cursos básicos de geologia, de modo similar aos experimentos que os cursos de física e química aplicam nos cursos de graduação.

Referências Bibliográficas

- Byrne D. E., Wang W., Davis M. 1993. Mechanical role of backstops in the growth of forearc. *Tectonics*, **12**:123-144.
- Hubbert M.K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **48**:1459-1520.
- Marshak S., Wilkerson M. S., Hsui A. T. 1992. Generation of curved fold-thrust belts: Insight from simple physical and analytical models. In: *Thrust Tectonics* (ed. McClay, Chapman & Hall, London): 83-92.
- Mulugeta G. & Koyi H. 1992. Episodic accretion and partitioning in a model sand wedge. *Tectonophysics*, **202**:319-333.

Geração do campo geomagnético como experimento didático em curso de Geologia

***Rayana Jéssica S. Morais¹, Jéssica Kelly M. Cruz¹, Antonia Maria M. Froz¹, Núbia R. Silva¹,
Clauzonor Lima da Silva², Rutênio Luiz Castro de Araujo², José Ricardo de Souza³***

¹ Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas, antoniafroz@hotmail.com;

³ Departamento de Física, Instituto de Ciências Exatas da Universidade Federal do Amazonas.

Resumo O modelo didático trata da construção e aplicação de um motor elétrico sincronizado baseado no princípio da indução eletromagnética, a fim de representar o campo geomagnético. A realização deste projeto teve como princípio a teoria do dínamo, proposto por Walter Maurice Elsasser, no qual um fluido condutor em rotação e convecção mantém um campo e, também, a partir de adaptações realizadas nos experimentos proposto por Faraday e Oersted relacionado ao eletromagnetismo. Os experimentos gerados forneceram uma visão lúdica da geração do campo magnético terrestre, cujo funcionamento e suas aplicações devem ser utilizados em laboratório do curso de geologia.

Palavras-chave: campo geomagnético, geodínamo, motor elétrico sincronizado.

INTRODUÇÃO A geração do campo magnético que segue os modelos de Oersted e Faraday é baseada na conexão entre o campo elétrico e o campo magnético por uma corrente induzida elétrica. De acordo com esses experimentos um fio condutor percorrido por uma corrente elétrica relaciona-se a um campo magnético. Segundo a lei de Ampère, o campo magnético é estabelecido pelo sentido da corrente e, por este motivo, a inversão do sentido da corrente gera a inversão do sentido do campo (Halliday, 1996 Glatzmaier, 2008). A princípio, para entender o mecanismo e a dinâmica eletromagnética foram confeccionados modelos que simulam o campo geomagnético e também propicia a inversão dos polos magnéticos. Um modelo simples foi criado a fim de reproduzir um campo magnético e possibilitar discussões acerca do seu funcionamento. Esse protótipo visa, a partir de experiências com a geração do campo magnético, fornecer exemplos práticos do campo magnético em sala de aula e suas aplicações, as quais servem como atividade didática a ser aplicada em laboratórios nos cursos de geociências.

MATERIAIS E MÉTODOS O modelo para geração de um campo magnético é simples e foi produzido a partir de consultas em modelos simples disponíveis na literatura ou mesmo na rede mundial de computadores (Brunetto 2011, Netto 2011). O princípio físico de geração do campo magnético segue as teorias de Oersted e Faraday. Para elaboração do campo geomagnético foi adquirido um motor elétrico acoplado a uma base de madeira, lixada e envernizada, contendo dois ímãs quadrados, quatro pilhas de 1,5 volts, um pedaço de tubo de PVC, fio de cobre esmaltado (n. 26), um clipe encapado, apoios, cola, tesoura, porta pilhas, esfera de isopor; tintas de diferentes cores de PVA e uma bússola. Nesse modelo confeccionado, o rotor será a parte móvel constituída por ímãs (Figura 1). O estator será a parte fixa, funcionando como uma bobina, acionado pelas pilhas ligadas em série. É necessário que se cole sobre a base de madeira lixada e envernizada o tubo de PVC envolto pelo fio de cobre, sendo que em suas laterais sobrem uma pequena quantidade de fio, para que possam ser conectadas às extremidades da sequência de pilhas, junto aos mancais de alumínio. A parte elétrica deve ser feita ligando um dos fios do estator num dos mancais, enquanto que em cada extremidade dos fios foi conectada às pilhas. Ao colocar o rotor nas guias dos mancais é necessário que se dê um pequeno impulso com as pontas dos dedos para que o motor adquira impulso. Para tanto, se necessário, o plástico que recobre o clipe é cortado bem junto ao ímã, apenas para facilitar o giro do plástico sobre o clipe.

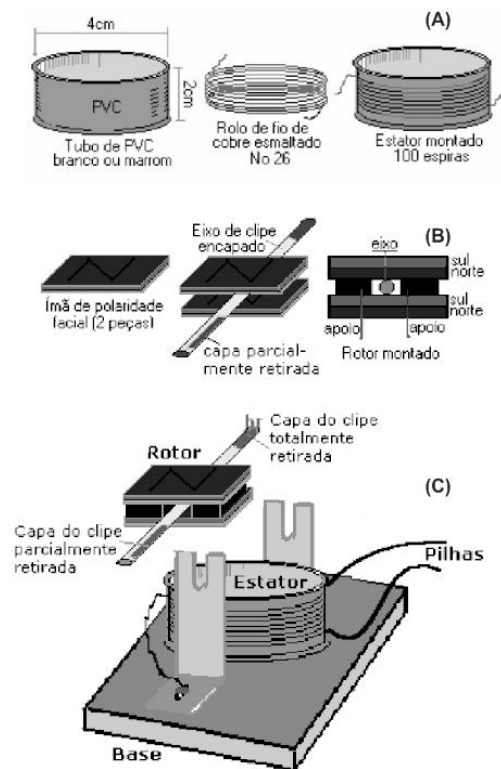


Figura 1. Modelo de criação do motor para simulação do campo geomagnético. (A) Materiais utilizados para a confecção da bobina. (B) Esquema do rotor. (C) Visualização do motor pronto.

RESULTADOS O experimento que simula o dínamo da Terra tem como objetivo criar uma corrente elétrica, variando o campo magnético dentro de uma bobina (experimento proposto por Faraday), que possa gerar um campo em torno de um fio e defletir a agulha da bússola (experimento proposto por Oersted). Dessa forma um campo magnético pode gerar um campo elétrico, e vice e versa, gerando uma força eletromotriz. Segundo a teoria eletromagnética, dois tipos de fenômenos elétricos são encontrados: uma força intensa entre correntes (cargas em movimento) e campos elétricos produzidos por correntes variáveis. Num fio metálico, as cargas positivas (núcleos atômicos) não se deslocam, estão “fixas” (a menos que haja agitação térmica) numa estrutura cristalina. Entretanto, os elétrons exteriores ou elétrons de condução estão livres para se deslocarem ao longo do fio, magnetizando a barra de ferro, e assim gerando um eletroímã. O efeito magnético, sobre a corrente alternada que surge, inverte o sentido da atuação do campo. Para analisar a variação dos polos é necessária a inversão das posições das pilhas, onde a intensidade do campo magnético será relativa ao número de pilhas usadas e finalmente com o auxílio de uma bússola é possível comprovar a existência e a variação deste campo magnético.

A partir da criação de modelos simples do campo magnético é possível criar experimentos acerca das propriedades magnéticas e tecer comentário acerca da geração do campo geomagnético. Ressalta-se que o modelo criado é simples e não pretendeu reproduzir a geração do campo geomagnético e suas características, nem tampouco discutir acerca das teorias existentes. Este serve como para chamar atenção aos estudantes, principalmente das ciências da Terra, sobre o campo magnético terrestre. Por meio dessa experiência, questões sobre a teoria do dínamo autossustentável, as características geológicas dos materiais no interior da Terra, a inversão da polaridade geomagnética podem ser discutidos e sem motivos de pesquisa em cursos de geologia básica.

CONCLUSÕES A elaboração do experimento foi simples e a construção do sistema para a geração do campo magnético foi facilmente construída. Como experimento em laboratório este foi empregado na criação de um campo magnético, no qual se associou experimentos utilizando a bússola e materiais que foram imantados. A realização de experimentos didáticos voltados para geologia é um dos

métodos mais eficientes que proporcionam ao aluno correlacionar os assuntos discutidos nas disciplinas da área com os fenômenos que se processam na natureza. Em função disto, a proposta de um modelo didático que representa o campo magnético possibilitará aos alunos fixarem conceitos relacionados ao geodínamo e a inversão dos pólos magnéticos a partir de um motor elétrico sincronizado que simulará o núcleo da Terra. Para a elaboração do modelo os alunos precisam estar atentos aos detalhes implícitos nele e a melhor forma de representá-lo. Esse experimento permite que o estudante manipule o material, sendo possível a visualização do processo resultando na maior compreensão sobre o conteúdo abordado promovendo um maior conhecimento deste ramo na Geologia.

Referências Bibliográficas

- Brunetto G. Motor de bobina fixa. 02.05.2011, http://www.ifi.unicamp.br/~junazzi/F530_F590_F690_F809_F895/F809/F809_sem1_2006/GustavoB_Douglas_RF1.pdf.
- Glatzmaier A. G, Olson P. 2008. Sondando a complexidade do geodínamo. Scientific American. São Paulo, edição especial nº20.
- Halliday R. W. 1996. Fundamentos de física: eletromagnetismo. 4. Ed. LTC– livros técnicos e científicos. Editora S.A.
- Netto F. L. Motor elétrico. 08.05.2011, <http://www.feiradeciencias.com.br/sala22/Motor03.asp>.

Formação Pedra Redonda e ocorrências arqueológicas associadas

Edgar Romeo Herrera de Figueiredo Iza¹, Manoel Augusto Correa da Costa¹, Maria Coimbra de Oliveira Garcia²

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Porto Velho/RO, edgar.iza@cprm.gov.br, manoel.costa@cprm.gov.br;

² Museu Regional de Arqueologia de Rondônia - Presidente Médici/RO, museuregional@ig.com.br.

Resumo Na porção sudeste da Folha Ji-Paraná foram cartografados arenitos feldspáticos flúvio-glaciais da Formação Pedra Redonda. Estes arenitos ocorrem fora dos domínios da Bacia dos Parecis, encaixados num vale onde ficaram parcialmente preservados e estão comumente associados a diversos sítios arqueológicos rupestres, lito-cerâmicos e bacias de polimento. O entendimento da evolução geológica associada às descobertas arqueológicas poderá ser mais um atrativo turístico da região com o objetivo maior de preservação e incentivo de políticas locais no que diz respeito ao geoturismo e a estudos relativos à implantação de geoparques. Palavras-chave: geoparque, geoturismo, sítios arqueológicos.

INTRODUÇÃO A região centro-leste do Estado de Rondônia vem despertando a atenção da comunidade regional, no que diz respeito as novas ocorrências arqueológicas. O conjunto gráfico descoberto e catalogado por Coimbra *et. al.* (2004), tem atraído curiosos, amantes e pesquisadores que querem conferir *in loco* tais ocorrências. A catalogação de sítios arqueológicos rupestres, lito-cerâmicos e bacias de polimento realizado por estes autores atraíram o olhar protetor e fiscalizador do Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional (IPHAN), levando o governo municipal de Presidente Médici, a criar o Centro de pesquisas e Museu Regional de Arqueologia de Rondônia, com a missão da curadoria dos bens arqueológicos regionais e ações voltadas para a educação patrimonial. O Serviço Geológico do Brasil (CPRM) iniciou, no segundo semestre de 2009, trabalhos de mapeamento geológico e de recursos minerais na área da Folha Ji-Paraná, na escala de 1:250.000 localizada na porção centro-leste do Estado de Rondônia. É na porção sudeste da área que ocorrem os litotipos de origem flúvio-glacial e as respectivas ocorrências rupestres. A idéia central é evidenciar a disposição espacial do vale, dos sítios arqueológicos e a relação com as unidades geológicas do seu arcabouço.

MATERIAL E MÉTODOS A fase preliminar contou com a avaliação das imagens de radar (SRTM) e de satélite com auxílio de ferramentas de sistema de informação geográfica e sensoriamento remoto, onde foram identificados os aspectos estruturais, unidades geomorfológicas, drenagens, vegetação, etc. Os dados de aerogeofísica foram disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil e permitiram individualizar alguns domínios gamaespectrométricos de forma que cada unidade foi caracterizada de acordo com seu conteúdo de radioelementos. Os trabalhos de arqueologia foram desenvolvidos durante o mestrado da terceira autora deste trabalho. Para a realização do registro das gravuras dos sítios rupestres investigados optou-se pela adoção da fotografia. Para localizar com precisão cada sítio, foi utilizado o GPS, e com as coordenadas geográficas obtidas foi elaborado um mapa com a localização dos sítios.

RESULTADOS Os litotipos constituintes da Formação Pedra Redonda ocorrem na porção centro-leste da área, num vale de aproximadamente 50 km de comprimento (N-S) e largura média de 5 km (Figura 1). É limitada a norte pelos metassedimentos da Formação Igarapé Lourdes e nas demais adjacências pelos litotipos da Suíte Intrusiva Serra da Providência. O relevo é plano, monótono e frequentemente alagadiço possuindo cotas médias de 170 m. O solo é amarelo a marrom claro, comumente associado a fragmentos de laterita de até 3 cm. O substrato do vale é constituído por tilitos suportados por matriz siltico-argilosa avermelhada com clastos de diferentes formas e tamanhos de granito rapakivi, riolito, arenito, quartzo, etc. A granulometria varia de seixos a matacões predominando aqueles entre seixo e bloco, angulosos e subordinadamente subangulosos. Afloramentos expressivos são raros apresentando-se comumente alterados e friáveis. A formação ainda é constituída por arenitos arcoseanos com coloração amarela em sua porção interna e marrom escuro a preto na sua porção externa superficial. Os sítios arqueológicos ocorrem associados a estes arenitos que são

constituídos por grãos de quartzo e subordinadamente por grãos esbranquiçados (caolinita) que estão associados à alteração dos feldspatos. Normalmente são maciços e, na área mapeada, esporadicamente apresentam inclusões de seixos e/ou fragmentos de rochas (granito, riolito, etc.). Maack (1946) trabalhando na Bacia do Paraná enfocou aspectos sobre a glaciação carbonífera sugeriu que os arenitos principais de Vila Velha seriam de origem flúvio-glacial, utilizando como um dos argumentos as raras inclusões de seixos ou materiais impelidos achatados ou angulosos. Estes arenitos ocorrem por vezes silicificados e localmente compõem relevo positivo no interior do vale, em especial na porção centro-sul da área. Feições de abrasão glacial, tais como, estrias, sulcos, etc. não foram encontradas, provavelmente devido ao intemperismo e erosão pronunciada das paleosuperfícies. Segundo Bahia (2007), depósitos glaciogênicos representam períodos interglaciais que ocorrem durante os pulsos de aquecimento ou pós-glaciais, quando geleiras de base úmida se movimentam e se retraem, possibilitando a deposição de sedimentos, em outros tipos de ambiente, como fluvial ou lacustrino em sua periferia. Os períodos glaciais *sensu strictu* são sempre representados por hiatos/discordâncias, caso do Carbonífero Inferior nas bacias do Paraná e Parecis. Em termos estratigráficos não foi observado relação direta na área entre os diamictitos (Dm) e os arenitos arcoseanos (Sm). Entretanto estas litologias são também observadas, inclusive em ocorrências mais expressivas na Bacia dos Parecis e neste caso a associação diamictito-*dropstone* é interpretada como evidência de clima glacial, onde os diamictitos/tilitos correspondem a depósitos de detritos na base de geleiras e a unidade *dropstone* associada teria se originado a partir da queda de clastos dos *icebergs* durante a deposição de pelitos em ambiente subaquoso, Pedreira e Bahia (2004). Já os arenitos arcoseanos maciços com clastos “suspensos” (fácies Sm), sugerem sedimentação rápida por fluxos de natureza gravitacional, correntes de turbidez de alta densidade, indispensáveis à sua sustentação. Neste tipo de fluxo, considera-se que a deposição é instantânea, com “congelamento” da carga transportada em função de queda súbita da energia do meio, seja por redução do gradiente do substrato ou desconfinamento do fluxo, França *et. al.* (1996). A expressiva diferença de granulação entre o clasto e os arenitos em que se encontra alojada constitui um paradoxo hidrodinâmico, (Bennett *et. al.* 1994), ou seja, um contraste entre a relativa baixa energia responsável pela deposição dos arenitos e a alta energia requerida para transportar um seixo ou bloco. A própria presença de caolinita (alteração dos feldspatos) corrobora com a idéia de um transporte muito curto em direção à bacia de sedimentação não havendo tempo suficiente para a maturação e classificação da fração terrígena. Os arenitos apresentam superficialmente, (no máximo 10 cm de espessura), uma feição característica em forma de juntas poligonais muito similares a gretas de contração (Figura 2). Bigarella (1994) sugere que algumas formações areníticas, quando expostas na superfície do terreno, ostentam formas típicas da topografia carstica, entretanto, não se trata de um carste verdadeiro, mas de formas pseudocarsticas que conferem a morfologia dessas rochas um aspecto ruiforme *sui generis*. Entre eles destacam-se as estruturas poligonais. A formação destas feições pode estar associada a processos de intemperismo, onde a interação da água com os argilominerais (caolinita) seria o fator responsável por sua formação. Maack (1956), abordando as alterações químicas e físicas de rochas, sugere que, no caso dos arenitos da bacia do Paraná (Vila Velha), as feições superficiais, similares às observadas neste trabalho, teriam se desenvolvido embrionariamente durante a deposição pela perda de água, fazendo com que toda essa massa arenosa sofresse uma ligeira compactação diferencial. Isso teria contribuído para o desenvolvimento de um sistema poligonal de minúsculas fendas de contração que ficariam evidentes com a ação do intemperismo. Uma outra possibilidade seria a ação conjunta do intemperismo mecânico e químico. A origem, embora problemática, parece estar ligada ao relaxamento de tensões pelo diaclasamento de descompressão. Vilaplana (1987) denomina estas feições de “agretamentos pseudo poligonales” as quais poderiam ser referidas como “gretamento” superficiais de intemperismo. Os gretamentos favoreceriam a penetração e circulação das águas ao longo das microfissuras, acentuando localmente a decomposição química dos minerais. Existem vários registros destas feições em diversos pontos do país, tais como: Bacia do Parnaíba no Parque Nacional Sete Cidades, na Bacia do Paraná no Parque Nacional Vila Velha, na Chapada dos Guimarães e na Bacia do São Francisco na Chapada Diamantina. Estas feições são exploradas como uns dos atrativos turísticos em todos os pontos citados devido a sua semelhança a “casco de tartaruga”.

Coimbra (2010) realizou um inventário na região centro-leste de Rondônia onde foi possível localizar 21 sítios rupestres dos quais 9 foram analisados, sendo eles: Sítios Molim I e Molim II no município de Ji-Paraná; Sítios Cachoeira Alta, Poço das Antas e Calunga no município de Ministro

Andreazza; e Sítio Mirante, Riachuelo, Lajedos da Gruta e Pedra dos Animais no município de Presidente Médici. Os sítios acima relacionados foram selecionados a partir do conhecimento prévio da região em que foram instalados e da localização. Levou-se ainda em consideração o fato de que estes sítios oferecem uma representação parcial da localização geográfica e política em que estão inseridos, e por considerar que estes continham uma amostragem significativa do estilo gráfico da região. Com relação aos temas existentes nos sítios do setor Riachuelo, verificou-se o predomínio das formas geométricas seguidas das formas humanas, inteiras ou em partes (pés, mãos, caras/máscaras). Já no setor Molim predominam as formas humanas, inteiras ou partes de figuras humanas, seguida das formas geométricas (Figura 3). O grande número das formas geométricas nestes dois setores deve-se a presença de grande número de linhas, retas ou sinuosas, variando de alguns centímetros a mais de dois metros, no setor Riachuelo, e a presença de bastonetes no setor Molim. No entanto, considerando todos os sítios analisados, os antropomorfos se sobrepõem às outras formas identificáveis, não em quantidade, mas pela visibilidade com que se apresenta nos painéis. Sobre os antropomorfos, observou-se a existência de quatro estilos diferentes detalhados por Coimbra (2010).

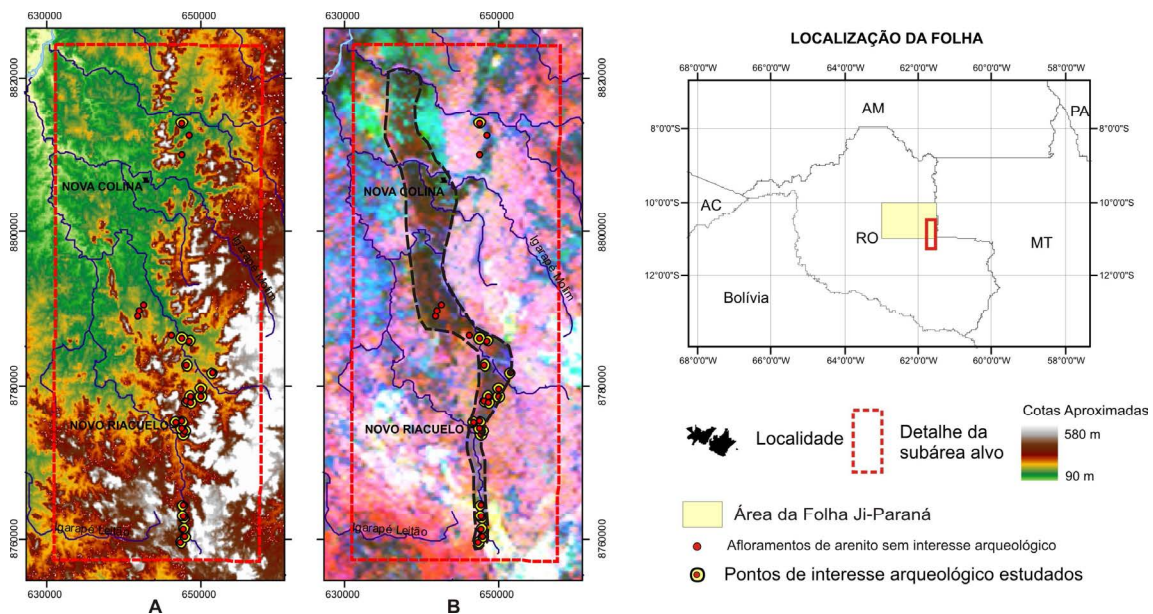


Figura 1 – Localização da Folha Ji-Paraná. A) Mapa de elevação evidenciando a subárea alvo. B) Geofísica (Ternário) e limites do vale glacial (tracejado preto).



Figura 2 - A: Matacão de arenito flúvio-glacial exibindo feições poligonais. B) Detalhe das feições.



Figura 3 - A)– Antropomorfos (A) e zoomorfos (B) sugerindo movimento. Fotos: Coimbra/Garcia.

CONCLUSÕES Existe naquela região um controle geológico dos sítios arqueológicos que estão restritos em sua grande parte aos arenitos feldspáticos da Formação Pedra Redonda. As ocorrências arqueológicas associadas às feições superficiais tipo "casco de tartaruga" e conjunto paisagístico da área merecem atenção especial no que diz respeito a estudos futuros relativos ao geoturismo e geoparques. Trabalhos futuros mais detalhados poderão ainda ser úteis na conscientização das autoridades competentes no que diz respeito à manutenção e preservação do patrimônio cultural, histórico e na criação de áreas de preservação e visitação, impulsionando o setor turístico da região.

Agradecimentos Agradecemos ao Museu Regional de Arqueologia de Rondônia pelo apoio e informações cedidas.

Referências bibliográficas

- Bahia R.B.C. 2007. Evolução Tectonosedimentar da Bacia dos Parecis – Amazônia. Ouro Preto. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Ouro Preto, 149p.
- Bennett M.R., Doyle P., Mather A.E., Woodfin J.L. 1994. *Testing the climatic significance of dropstones: an example from southeast Spain*. Geology Magazine, 131:845-848.
- Bigarella J.J., Becker R. D; Santos G. F, Passos E, Suguio K. 1994. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Ed. UFSC Florianópolis.
- Coimbra M. de O. G, Garcia J. da S, Fernandes D. D. 2004. Pedras que Guardam Segredos: Catalogação de Registros Rupestres do Município de Presidente Médici – A Partir do Distrito de Novo Riachuelo. Monografia (Especialização em História contemporânea), Iesacre, Rio Branco, 90 p.
- Coimbra M. 2010. Inventário dos sítios rupestres da região centro-leste de Rondônia-Brasil. Dissertação de Mestrado – UPO/Universidade Federal de Rondônia.
- França A.B, Winter W.R, Assine M.L. Arenitos lapa-Vila Velha. 1996: um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, grupo itararé (c-p), bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 26(1):43-56.
- Maack R. 1946. Considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. Museu Paranaense, Curitiba. 305p.
- Maack R. 1956. Fenômenos carstiformes de natureza climática e estrutural nas regiões de arenitos do estado do Paraná. Arquivos de Biologia e Tecnologia. Curitiba, v.11: 151-162.
- Pedreira A.J., Bahia R.B.C. 2004. Estratigrafia e Evolução da Bacia dos Parecis Região Amazônica, Brasil: integração e síntese de dados dos Projetos Alto Guaporé, Serra Azul, Serra do Roncador, Centro-Oeste de Mato Grosso e Sudeste de Rondônia. CPRM. Serviço Geológico do Brasil/ DEPAT/DIEDIG. Brasília, 39p.
- Vilaplana J.M. 1987. *Guia dels paisatges granítics dels paisos Catalans*. Ed. Kapel Barcelona. 182p.

Alto Alegre dos Parecís, RO: Potencial para implantação de geoparque

Ivan Bispo de Oliveira¹ & Amilcar Adamy¹

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Resumo De acordo com a proposta metodológica adotada pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil para o estudo de áreas com potencial para a implantação de Geoparques, foram inventariados pontos de interesses geológico, arqueológico e geoturístico na região de Alto Alegre dos Parecís – RO. Este procedimento, associado às caracterizações geológicas e geomorfológicas da área, tem como objetivo sustentar a proposta de criação de um projeto de geoparque na região seguindo os pressupostos da UNESCO (2005). Os pontos inventariados correspondem a afloramentos rochosos considerados importantes no contexto geológico regional, sítios arqueológicos, sítios espeleológicos e outros atrativos naturais, que uma vez agrupados possam constituir uma alternativa viável para a implantação de um pólo de atração turística. O desenvolvimento sustentável da região através das práticas do geoturismo utilizando os conceitos inerentes a um geoparque, divulgando a beleza e a importância da região amazônica no que diz respeito a seus atributos físicos, traz consigo o compromisso da preservação do patrimônio geológico (geoconservação) nestas áreas, que hoje se encontram extremamente vulneráveis a ação antrópica.

Palavras-chave: Geodiversidade, Geoparque, Geoturismo, Geoconservação

INTRODUÇÃO O conceito de Geoparque é uma marca atribuída pela UNESCO (2005) a uma área onde sítios do patrimônio geológico, com importância científica, raridade ou beleza, representam parte de uma visão holística de proteção, educação e desenvolvimento sustentável. Da mesma forma, um geoparque deve gerar atividade econômica, notadamente através do turismo, envolvendo a comunidade regional, oferecendo uma alternativa de emprego e renda.

Dados atuais do IBGE (2010) indicam que o município de Alto Alegre dos Parecís – RO possui uma área de 3.958 km², ocupada por uma população de 12.826 habitantes, dos quais 71,5% vivem na zona rural e 28,5% na mancha urbana. Este município apresenta uma grande diversidade de elementos importantes capazes de serem integrados em um geoparque, além de possuir uma vocação natural para a existência de cenários de rara beleza, merecedores de destaque em âmbito científico e turístico.

Sítios geológicos e arqueológicos, cachoeiras, cânions, grutas e outros atrativos naturais contribuem para que o município de Alto Alegre dos Parecís seja um candidato em potencial a abrigar um geoparque, amparado não somente por conter pontos de interesse científico, mas também por apresentar locais para a prática de atividades esportivas, tais como a escalada de paredes rochosas, quedas d'água para a prática de rapel, trilhas, entre outros. Outro componente indispensável para a formulação de uma proposta de geoparque é a participação efetiva de entes públicos e privados na gestão e conservação do parque, tais como órgãos da administração pública, instituições de ensino, órgãos não governamentais e a própria comunidade regional, considerando que entre os objetivos primordiais de um geoparque consta o desenvolvimento sustentável desta comunidade, através da geração de emprego e renda, carente na maioria das vezes de oportunidades e recursos financeiros.

A definição de elementos como geossítios, cachoeiras, cânions, grutas e cavernas, segundo as diretrizes do Operational Guideline for Geopark Seeking UNESCO'S Assistance de 2004, devidamente analisados, descritos e agrupados, deverão sustentar a proposta de criação de um geoparque na região de Alto Alegre dos Parecís, constituindo-se no objetivo primordial deste trabalho. Além disso, considera-se importante avançar no conhecimento da história e cultura locais, através do envolvimento direto com os habitantes do município, o que contribuirá certamente para o sucesso do projeto.

MATERIAIS E MÉTODOS A metodologia utilizada neste estudo preliminar sobre o potencial de Alto Alegre dos Parecís para a criação de um geoparque, obedeceu às recomendações propostas pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, consistindo em efetuar um inventário dos atributos, fossem eles naturais ou não, de uma área pertencente ao município de Alto Alegre dos Parecís, georreferenciando-os e caracterizando-os em consonância com as orientações sugeridas pela UNESCO para a implantação de um geoparque. Esta linha de contextualização envolve a qualificação destes atributos

no que diz respeito sua importância dentro de contextos geológico-pedagógicos, turísticos e conservacionais.

Inicialmente, foi feita uma pré-delimitação da área a ser estudada, partindo-se de cartas temáticas de geologia e geomorfologia com bases georreferenciadas, além de uma revisão bibliográfica sobre os temas geodiversidade, geoparque, geoconservação, bem como relatórios internos da CPRM. Concluída esta etapa preliminar, foram realizadas etapas de campo para a avaliação dos mapas temáticos na área de estudo, a identificação e inventariação dos pontos de interesse, além de contatos com a prefeitura do município envolvido. Em seguida, procedeu-se a consistência destas informações, formatadas posteriormente em um relatório interno, contemplando ainda a elaboração de um mapa geológico da área estudada, juntamente com a locação dos pontos de interesse.

Os trabalhos de campo utilizaram equipamentos rotineiros tais como mapas, GPS, bússola, martelo, caderneta de campo, máquina fotográfica, entre outros.

RESULTADOS E DISCUSSÃO Durante as atividades de campo, foi priorizada a identificação de sítios geológicos, que constituem o elemento fundamental para a proposição de um geoparque. Segundo Brilha (2005), sítio geológico é definido como sendo a *“ocorrência de um ou mais elementos da geodiversidade (aflorantes quer em resultado da ação de processos naturais, quer devido à intervenção humana), bem delimitado geograficamente e que apresente valor singular do ponto de vista científico, pedagógico, cultural, turístico ou outro”*. Dentro desta concepção, foram caracterizados na região, até a presente data, seis possíveis sítios geológicos, além de cinco sítios arqueológicos e outros treze pontos de interesse turístico (cânions, grutas, etc.). Os pontos cadastrados se encontram bem distribuídos na área estudada e apresentam informações relevantes quanto à geologia regional, compreendida por rochas do pré-cambriano, representadas pela unidade Complexo do Colorado, constituída por rochas polideformadas do embasamento sudeste de Rondônia e que foi subdividida em três litofácies por Rizzotto *et al.* (2007): unidade metapelítica, unidade metapsamítica e ferro-manganesífera; pela Suíte São Felipe, composta por augen-gnaisses granodioríticos e gnaisses bandados tonalítico cinzentos, individualizados por Scandolaro e Rizzotto (1998); pelos monzogranitos e sienogranitos do Granito Alto Saldanha. Por outro lado, os terrenos sedimentares são representados por duas unidades geológicas do período paleozóico – Formação Pimenta Bueno e Formação Fazenda Casa Branca. A Formação Pimenta Bueno contempla folhelhos, siltitos, arenitos finos e calcários com mineralização de cobre, enquanto que a Formação Fazenda Casa Branca está composta de arenitos ortoquartzíticos e feldspáticos, evidenciando estratificações planoparalelas, cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno porte. Deve ser ressaltado que esta última formação é a unidade mais importante no contexto da área estudada, por condicionar as mais belas paisagens da região.

O conceito de geoparque ainda é relativamente novo, inexistindo uma fórmula ou roteiro pré-definido para sua criação. Entretanto, certos requisitos são exigidos para a proposição de um novo geoparque, sendo que para a UNESCO ele deve ter importância geológica, mas também agregar valores ecológicos, arqueológicos, históricos e/ou culturais, considerados fundamentais para o êxito da proposta.

Projetos de criação de geoparques e outros parques temáticos são necessários, pois trazem consigo o compromisso da conservação do patrimônio geológico. Segundo Ruckys (2007 apud Hall, 1996, p.2-21), há a necessidade de se buscar um termo de equilíbrio entre os dois objetivos maiores da gestão deste patrimônio: garantir sua proteção e, ao mesmo tempo, torná-lo acessível ao público.

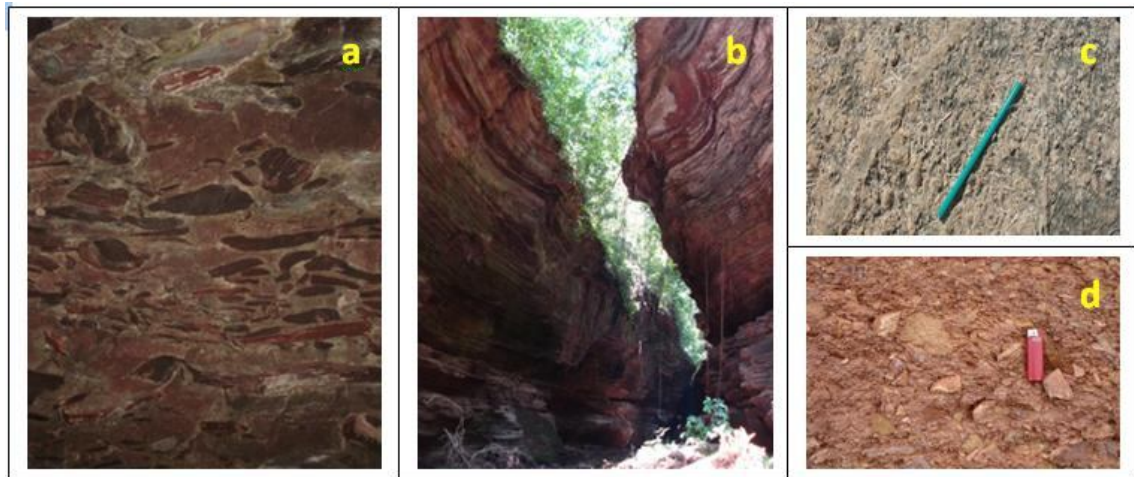


Figura 1: *Sítios Geológicos* – a) Clastos alongados de material pelítico orientados em matriz arenosa fina a média bem consolidada - Formação Pimenta Bueno; b) Arenitos estratificados da Formação Fazenda Casa Branca; c) Sienogranito da unidade Alto Saldanha; d) Debris Flow - Formação Pimenta Bueno.



Figura 2: *Sítios Arqueológicos* – a) Carimbos indígenas /Sítio Sr. Ademir; b) Fragmentos cerâmica em Terra Preta / Sítio Sr. João; c) Artefatos Líticos / Sítio Sr. Nelson.



Figura 3: *Atrativos Turísticos* – a) Cânion 28; b) Sítio Cachoeiro; c) Cachoeira Santa Rita.

CONCLUSÃO Os elementos identificados preliminarmente na região atendem as expectativas para a continuidade dos estudos em campo que visam justificar a criação de um geoparque em Alto Alegre dos Parecis – RO. Por outro lado, embora existam informações sobre a geologia regional, verificou-se a necessidade de um mapeamento geológico mais detalhado, em face de novos dados caracterizados recentemente e não contemplados nos mapeamentos anteriores.

Entende-se que exista uma grande complexidade sobre o tema discutido e que apenas atributos físicos não viabilizam um projeto de geoparque. É imprescindível que haja uma ação integrada entre pesquisadores, administradores e representantes da comunidade local, em busca de um objetivo comum associado à criação de um geoparque, com pretensões de ser certificado pela UNESCO.

Referências Bibliográficas

- Brilha J. 2005. Patrimônio Geológico e geoconservação: a conservação da Natureza na sua vertente geológica. Braga. PALIMAGE, 52 p.
- IBGE: Censo 2010. Site disponível www.ibge.gov.br. Acesso em 19/07/2011.
- Rizzotto G. J. *et al.* 2007a. Projeto Guaporé. Folha SD.20-X-B-Vilhena. Porto Velho: CPRM. No prelo.
- Rizzotto G. J. *et al.* 2007b. Projeto Guaporé. Folha SD.20-X-D-Pimenteiras. Porto Velho: CPRM. No prelo.
- Ruchkys U. A. 2007. Patrimônio Geológico e Geoconservação no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Potencial para a Criação de um Geoparque da UNESCO. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da UFMG, 02p.
- Scandolaro J. E., Rizzotto G. J. (orgs). 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SC.20 Z-C-V-Paulo Saldanha. Estado de Rondônia. Escala 1:100.000. Brasília: CPRM, 105p. il.
- Schobbenhaus C. 2006. Projeto Geoparques: proposta. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Brasília, mapa (relatório interno).
- UNESCO. 2005. International Network of GEOPARKS.
<http://www.unesco.org/science/earthsciences/geoparks/geoparks.htm>

Geodiversidade do Estado do Mato Grosso

Juliana Maceira Moraes & Dario Dias Peixoto

CPRM, juliana.moraes@cprm.gov.br, dario.peixoto@cprm.gov.br

Resumo Geodiversidade é o estudo da natureza abiótica (meio físico), constituída por uma variedade de ambientes, composição, fenômenos e processos geológicos que dão origem às paisagens, rochas, minerais, águas, fósseis, solos, clima e outros depósitos superficiais que propiciam o desenvolvimento da vida na Terra, tendo como valores intrínsecos a cultura, o estético, o econômico, o científico, o educativo e o turístico (CPRM 2006). Considerando esta e outras definições, o mapa geodiversidade do Estado do Mato Grosso compartimenta o território matogrossense em diversas unidades geológico-ambientais. Para cada uma delas foram identificadas e descritas suas principais características, potencialidades e limitações frente ao uso e ocupação do território. Palavras-chave: Geodiversidade; Mato Grosso; Unidades geológico-ambientais.

INTRODUÇÃO O Estado do Mato Grosso possui uma grande extensão territorial que compreende diversas unidades geológicas, sedimentares, ígneas e metamórficas, que compõem bacias sedimentares, áreas cratônicas e faixas móveis. O relevo também é bem variado, apresentando desde áreas totalmente planas até escarpas serranas, passando por planaltos, chapadas e morros baixos.

De acordo com essas variedades e diferenças observadas, foram identificados 18 domínios geológico-ambientais que, por sua vez, são subdivididos, totalizando 54 unidades geológico-ambientais.

A identificação e compartimentação do território matogrossense nas referidas unidades é de grande importância na gestão territorial, por criar subsídios e critérios de seleção de áreas para diversos tipos de ocupação.

METODOLOGIA O estabelecimento dos domínios geológico-ambientais e suas subdivisões para o Estado do Mato Grosso insere-se nos critérios adotados para os domínios e unidades geológico-ambientais do Brasil, onde se buscou agrupar conjuntos estratigráficos de comportamento semelhante frente ao uso e ocupação. Da mesma forma, o resultado obtido, não foi um mapa geológico ou tectônico, mas sim um produto denominado Geodiversidade do Estado do Mato Grosso, no qual foram inseridas informações de cunho ambiental, muito embora a matéria-prima para as análises e agrupamentos tenha sido proveniente das informações contidas nas bases de dados de litoestratigrafia e recursos minerais, bem como na larga experiência em mapeamento e em projetos de ordenamento e gestão do território dos profissionais do Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

Foram agrupadas unidades estratigráficas com idades diferentes, desde que a elas se aplicasse um conjunto de critérios classificatórios como: posicionamento tectônico, nível crustal, classe da rocha (se ígnea, sedimentar ou metamórfica), grau de coesão, textura, composição, tipos e graus de deformação, expressividade do corpo rochoso, tipos de metamorfismo, expressão geomorfológica e ou litotipos especiais. Se por um lado agrupou-se, por exemplo, quartzitos friáveis e arenitos friáveis, por outro foram separados pacotes sedimentares muito semelhantes em sua composição, estrutura e textura, quando a geometria do corpo rochoso apontava no sentido da importância em distinguir, por exemplo, uma situação de extensa cobertura, de uma situação de pacote restrito, limitado em *rifts*.

O principal objetivo desta compartimentação foi atender a uma ampla gama de usos e usuários interessados em conhecer as implicações ambientais decorrentes do embasamento geológico. Para a elaboração do mapa, na escala 1: 1.000.000, analisaram-se as implicações ambientais provenientes das características físico-químicas, geométricas e genéticas dos corpos rochosos. Também foram selecionados atributos aplicáveis ao planejamento e dos compartimentos de relevo.

Como a Base de Geodiversidade é fruto da reclassificação das unidades litoestratigráficas contidas na base multiescalar de litoestratigrafia, compondo conjuntos estratigráficos de comportamento semelhante frente ao uso e ocupação, atualmente a base de Geodiversidade possui estruturação dinâmica e, à medida do detalhamento das escalas, novos domínios e unidades podem ser inseridos.

RESULTADOS Como principal resultado tem-se o MAPA GEODIVERSIDADE DO ESTADO DO MATO GROSSO, composto por 54 compartimentos, denominados unidades geológico-ambientais (Figura 1).

Cada unidade geológica (segundo a classificação do mapa geológico do Estado do Mato Grosso, escala 1:1.000.000 - Lacerda Filho *et al.* 2004), foi enquadrada em uma das 54 unidades geológico-ambientais presentes no estado que, por sua vez, se agrupam em 18 Domínios Geológicos. Os diversos Domínios Geológicos e as Unidades Geológico-Ambientais relacionadas, quando associadas ao relevo, podem apresentar diferentes respostas frente ao uso e ocupação do território.

Uma legenda associada ao mapa apresenta a distribuição territorial de cada uma das unidades, o domínio ao qual ela pertence e um resumo de suas principais características, relacionadas aos seguintes aspectos: agricultura, obras de engenharia, recursos hídricos, fontes poluidoras, potencial mineral e potencial geoturístico. Um relatório complementar também foi desenvolvido, no qual todas essas informações foram detalhadas e ilustradas com exemplos locais.

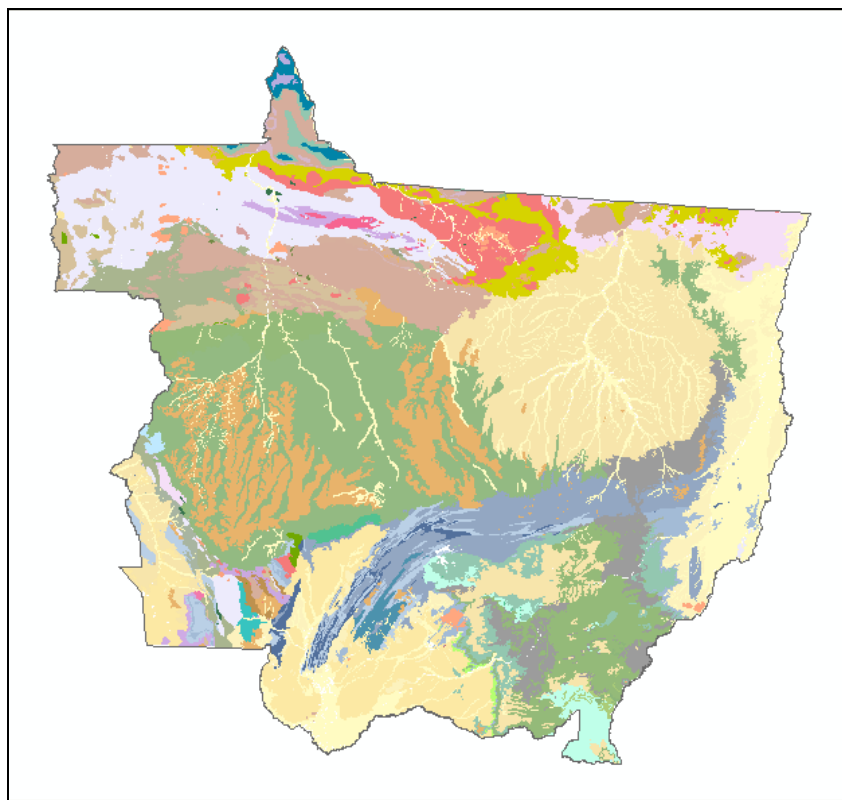


Figura 1. Distribuição espacial das Unidades Geológico-Ambientais do Estado do Mato Grosso (Lacerda Filho *et al.* 2004).

DISCUSSÃO O Estado do Mato Grosso possui uma enorme gama de variedades de rochas. Há representantes de rochas sedimentares recentes inconsolidadas e consolidadas, metassedimentos, rochas ígneas e metaígneas, em diversos graus metamórficos.

Observa-se que, por possuir extensas áreas de bacia sedimentar, o estado apresenta amplas regiões aplainadas, sejam elas no topo de planaltos ou em várzeas, que possibilitam a implementação de áreas de agricultura extensiva. Notam-se, especialmente, grandes plantações de soja e algodão.

Nas regiões onde ocorrem rochas duras ígneas e metaígneas, que ocupam principalmente o noroeste do estado, os terrenos são mais acidentados, formados por morros e serras baixas e são ocupados espacialmente pela pecuária.

Nos locais onde há quebras de relevo, principalmente nas imediações da Chapada dos Guimarães, há grande potencial turístico, proporcionado pela beleza cênica e grande quantidade de cachoeiras. Na maior parte do território matogrossense, com exceção da referida chapada e da região do Pantanal, o

potencial turístico não é explorado, o que pode ser atribuído às difíceis condições de acesso e às grandes distâncias a serem percorridas para se atingir tais locais.

Além das cachoeiras, observam-se também grutas e cavernas formadas pela erosão nas faixas e lentes de metacalcário. O calcário ocorre numa extensa faixa na parte centro-sul do Estado e é amplamente utilizado como fertilizante agrícola e brita.

Outros bens minerais do Mato Grosso são as britas de gnaiss e rochas ornamentais (que podem ser de rochas de várias origens, como quartzitos, arenitos, ardósias, gnaisses e granitos), além dos minerais metálicos, que podem ser extraídos principalmente das rochas máficas e ultramáficas das seqüências metavulcanos-sedimentares que ocorrem em grande parte no oeste do estado.

Há grande disponibilidade hídrica, subterrânea e de superfície, em todo o Estado do Mato Grosso, que é cortado por largos, extensos e caudalosos rios, como o Araguaia (que divide o MT de GO e TO), o Rio das Mortes, o Juruena e o Teles Pires, dentre outros. Estes rios são amplamente utilizados para navegação, por serem importantes vias de acesso alternativo às estradas. Na época seca, o surgimento de praias é um atrativo à parte, com a formação de balneários e implementação de empreendimentos de comércio e lazer, voltados especialmente para as comunidades locais.

Também nota-se no Estado do Mato Grosso a presença de inúmeras áreas indígenas e unidades de conservação, onde é possível observar a exuberante vegetação nativa preservada, bem como animais silvestres, alguns inclusive em extinção.

CONCLUSÃO O Estado do Mato Grosso possui uma grande extensão territorial que compreende diversas unidades geológicas, além de um relevo também muito variado.

De acordo com essas variedades e diferenças observadas, foram identificados 18 domínios geológico-ambientais que, por sua vez, são subdivididos, totalizando 54 unidades geológico-ambientais.

Após a observação e descrição de cada um dos compartimentos geodiversidade presentes no Estado do Mato Grosso, conclui-se que o conhecimento e aplicação das informações da geodiversidade, das particularidades de cada porção do estado, é fundamental para o melhor planejamento, para gestão territorial e, principalmente, para que se faça melhor uso e aproveitamento dos recursos oferecidos pelo território.

É importante ressaltar que as informações geradas pelo presente trabalho possuem caráter regional e, portanto, recomenda-se a realização de estudos de detalhe antes da ocupação dos terrenos.

Referências Bibliográficas

- CPRM 2006. *Mapa geodiversidade do Brasil*. Escala 1: 2.500.000. Legenda expandida. Brasília: CPRM/ Serviço Geológico do Brasil, 68p. CD-ROM.
- Lacerda Filho J. F. (Org.) *et al.* 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*: texto explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Cuiabá: CPRM, 235 p. Inclui 1 CD-ROM com mapas estaduais. Programa Geologia do Brasil (PGB).

Levantamento do potencial geoturístico da paisagem da Serra do Tepequém – RR

Luciana Diniz Cunha¹, Luiza Câmara Beserra Neta², Stélio Soares Tavares Júnior²

¹ Mestranda em Geografia –UFRR, Bolsista REUNI; ² Professores adjuntos –IGEO/UFRR- Av. Ene Garcez, 2413, Aeroporto, Boa Vista- RR.

Resumo A Serra do Tepequém localizada no Município de Amajari, norte do Estado de Roraima atrai um enorme contingente de pessoas no final da década de 30 devido às atividades garimpeira diamantífera. Hoje, atrai visitantes em busca de atividades de lazer e turismo, devido as suas características fisiográficas, a exemplo, das feições geológicas-geomorfológicas, que formam belas cachoeiras, além do microclima, configurando paisagens de belezas cênicas. Devido à crescente atividade turística no local, é imprescindível o conhecimento técnico científico sobre a região, para melhor explorar o potencial geoturístico que a paisagem oferece.

Palavras – chave: Serra do Tepequém, Turismo, Geoturismo.

INTRODUÇÃO As práticas turísticas tem demonstrado mudanças dentre seus segmentos: cultural ecológico, rural, religioso, de negócios, eventos entre outros, surgindo assim, um “novo segmento” o geoturismo, no qual se contempla o meio físico geológico-geomorfológico de um local visitado desde que seja de maneira tecnicamente orientada, apresentando esse meio como um produto de desenvolvimento sustentável, com ênfase ao conhecimento científico sobre a gênese da paisagem (GEOTURISMO BRASIL, 2008).

Conforme Hose (1995) *apud* Nascimento, Ruchkys e Neto (2007), o geoturismo permite aos turistas a aquisição de conhecimento e entendimento da geologia e geomorfologia, o que perpassa a mera apreciação estética da paisagem. Assim, os processos de formação dos ambientes pretéritos são fonte de informação para os visitantes em busca de conhecimento e ou estudo técnico científico em pontos paisagísticos denominados geoturísticos.

A riqueza paisagística do estado de Roraima não consiste apenas na beleza Amazônica, tendo em vista suas peculiaridades vinculadas aos testemunhos da história geológica bem como o realce geomorfológico de morros, montanhas e colinas que quebram a monotonia da planura; a vegetação composta por floresta e savana sendo esta conhecida popularmente de lavrado, a riqueza hídrica de rios caudalosos e meandantes.

Na atualidade, a atividade turística em Roraima encontra-se em desenvolvimento, estando ligada a festas, eventos culturais e ao lazer direcionado em ambientes naturais sem que haja “valor geoturístico”. No que diz respeito a serra do Tepequém, que outrora fora famosa pelo auge das atividades garimpeira diamantífera (ciclo iniciado na década de 30 com término na década de 90), atualmente é um dos principais atrativos turísticos do estado devido as suas características fisiográficas, a exemplo, das feições geológicas-geomorfológicas (cachoeiras, morros, mirantes, grutas etc), além do microclima nas áreas elevadas, atribuindo assim um crescimento de visita a tais ambientes. Assim, este trabalho objetivou levantar as potencialidades geoturísticas da serra do Tepequém (figura 01) a partir da inclusão do meio físico (geológico-geomorfológico) como um produto de desenvolvimento sustentável do turismo com base local.

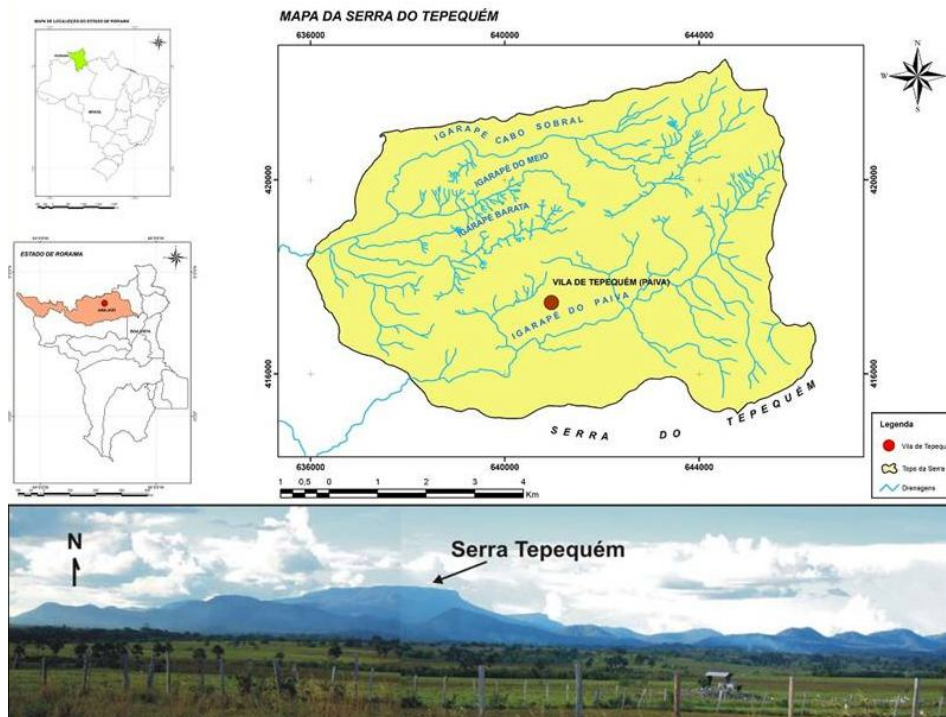


Figura 01: Localização da área de estudo – Serra do Tepequém – RR.

MATERIAIS E MÉTODOS

a) Levantamento bibliográfico, cartográfico e de sensores remotos: Este momento consistiu em levantamento de informações pertinentes a trabalhos realizados anteriormente sobre a serra do Tepequém e a temática geoturística. Em relação aos dados cartográficos e de sensoriamento remoto foram utilizados a carta plani-altimétrica de escala 1:100.000 (IBGE, 1983) e imagens do SAR SIPAM (resolução 6x6), ano 2007 e CEBERS (20x20), órbita 197 6 ano 2007.

b) Trabalho de campo: Foram realizadas três etapas de campo, o que proporcionou a obtenção dos dados físicos (geológicos e geomorfológicos), com o auxílio de máquina fotográfica Sony 12.1 mega pix, utilizada na aquisição de imagens de detalhe dos pontos geoturísticos, bem como de GPS Garmin Entrex, na aquisição de pontos de controle (coordenadas UTM) dos pontos geoturísticos estudados, considerando os seguintes parâmetros: características dos aspectos litológicos aflorantes, testemunhos de processos da história geológica envolvida para a criação do ambiente;

c) Trabalho em gabinete: Inicialmente foram analisados os dados obtidos anteriormente em campo o que possibilitou a estruturação do trabalho. Posteriormente um banco de dados foi criado em ambiente de Sistema de Informação Geográfica SIG e inserido atributos das feições geoturísticas. Na elaboração da cartas/imagem realizou-se procedimentos de tratamento das imagens de Sensoriamento Remoto (SERE), tais como: correção atmosférica, geométricas e operações de realce, posteriormente foi realizada a transformação em IHS para melhor visualização e interpretação da imagem.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Potenciais Geoturísticos Fluviais As cachoeiras estudadas na Serra do Tepequém apresentam peculiaridades nos aspectos geológicas e geomorfológicas, os quais definem uma paisagem bastante peculiar com potencialidade e características geoturísticas (Figura 02), as quais são descritas a seguir:

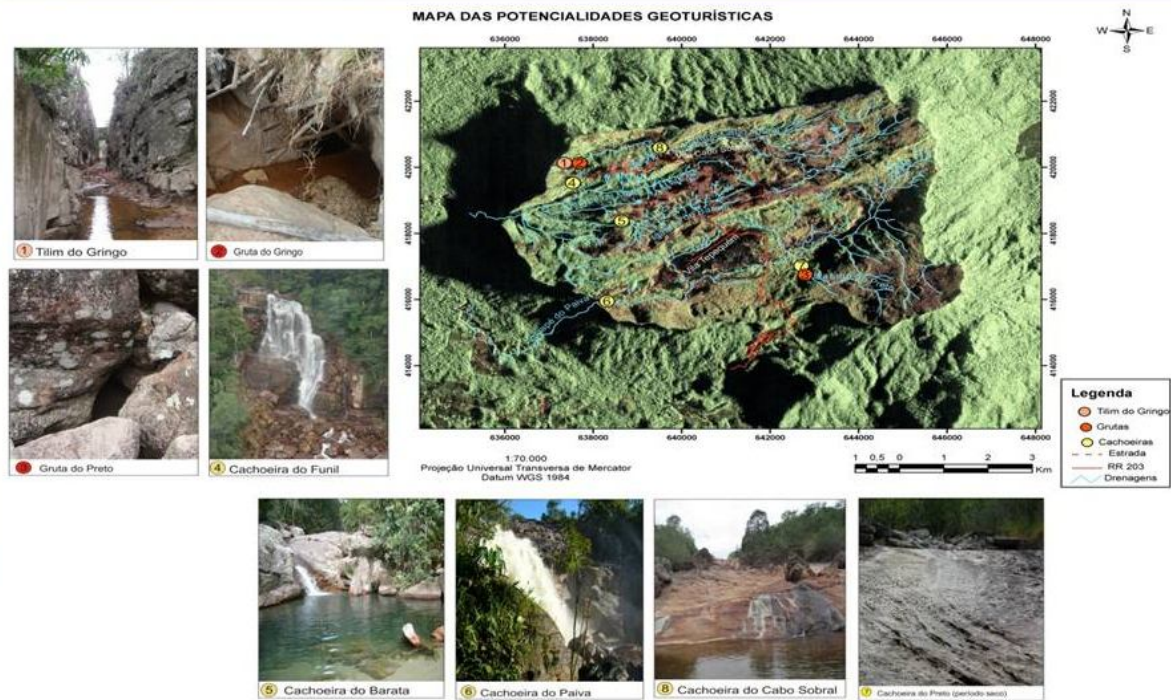


Figura 02: Cenários característicos da paisagem geoturística.

a) **Cachoeira do Paiva** - Seu modelado é formado por patamares definindo múltiplos degraus. Tais desníveis podem estar condicionados a falhas e fraturas e contatos litológicos entre arenitos e siltitos favorecendo o trabalho erosivo das águas ao longo do tempo geológico. No piso das quedas d' água é comum deparar-se com feições geomorfológicas do tipo marmitas, que apresentam morfologia arredondada com fundo chato e diâmetro variando de 10 a 70 cm e profundidade de 10 a 40 cm. A infraestrutura turística da cachoeira supracitada é considerada boa. Há um corrimão feito com madeira e cordas o que facilita o acesso, estrutura esta organizada pelo Serviço Social do Comércio – Roraima (SESC-RR). Entre os equipamentos de infraestrutura turística foram encontrados placas que sinalizam o nome da cachoeira visitada bem como local para lançamento do lixo e informações educativas em relação à preservação do meio ambiente.

b) **Cachoeira do Funil** - Sua arquitetura morfológica é formada por uma queda subdividida em degraus, onde se destacam cavas horizontais devido ao potencial erosivo da água que consequentemente formam banheiras naturais, também foi observado desagregação de blocos rochosos bem fraturados em decorrência da tectônica local. A mesma é resultante da ação antrópica diretamente ligada à atividade garimpeira. O canal por onde dar passagem a água é estreito e foi elaborado pela ação do homem, através de explosivos (dinamites), com o objetivo de facilitar a procura pelo mineral precioso, o diamante de valor econômico significativo. No siltito (parte superior da cachoeira) é comum deparar-se com as marcas deixadas pela dinamite. Não há placas informando o nome da cachoeira ou qualquer outro tipo de informação educativa, nem local adequado para lançamento de resíduos sólidos.

c) **Cachoeira do Cabo Sobral** - Esta foi elaborada em arenito que pontualmente são recortados por intrusões de veios de quartzo leitoso. A mesma segue linhas de falhas e fraturas NE-SW. Seus patamares são formados por morfologia de diversos degraus e na base destes há formações de pequenas piscinas de águas transparentes. Em sua paisagem foi observado que suas margens encontram-se assoreadas formando extensa faixa de praia em relação a seu leito, o que demonstra o imenso impacto causado nas décadas anteriores pela intensa atividade garimpeira. Atualmente resíduos (surucas) são encontradas, o que indica a prática de garimpo artesanal de diamante.

Em seu canal foi feito um desvio, denominado Tilim, cuja abertura foi feita mediante explosivos (dinamite) e tinha o propósito de baixar o nível da drenagem. Assim a gruta ou gruna (linguagem garimpeira) do gringo, era explorada e a mesma era rica em cascalho que indica a presença de diamantes. Não há placas informativas e educativas.

d) Cachoeira do Barata - Apresentando falhas e fraturas de direção NE-SW, observa-se o intemperismo físico, químico e biológico. O último se dá pela mata de galeria, onde é perceptível a intrusão das raízes na rocha. A sua morfologia atribui-se a inúmeros degraus que seguem a direção das falhas e fraturas. Abaixo dos desníveis há formações de piscinas naturais com formas circulares, grandes blocos de arenito geralmente as circundam, e é neste ambiente que o atrativo turístico é de maior proporção. Comumente há presença de placas informativas com intuito de conservação do ambiente pelos visitantes bem como local adequado para colocação do lixo produzido pelos mesmos.

e) Cachoeira do Preto - Sua morfologia é formada por patamares suavizados, onde se observa o resultado erosivo de atuação da água o que deixa a rocha com aspecto desgastado. Em seu leito é comum a presença de blocos de tamanho matacão rolados por gravidade. Entre os grandes blocos rochosos há uma gruta de nome homônimo, com abertura estreita e com grandes blocos de arenito que a circundam, nos blocos observa-se a colonização de musgos e líquens o que indica intensa atividade microbiológica. Em relação às intervenções antrópicas no passado a gruta também foi alvo de exploração garimpeira. Na cachoeira não há placas informativas.

CONSIDERAÇÕES A Serra do Tepequém reúne um quadro natural paisagístico diverso, atribuindo grande valor geoturístico de caráter científico. A partir da descrição dos pontos estudados, a expectativa é de que a carta imagem acompanhada das imagens e localização dos pontos geoturísticos venham a contribuir como fonte de pesquisa para orientação e estímulo aos visitantes que buscam aprender sobre a paisagem contemplada proporcionando o entendimento do local visitado.

O ambiente de SIG (Sistema de Informação Geográfica), auxiliou no gerenciamento e análise das informações geoturísticas, possibilitando a reunião das informações em um único produto (Mapa/carta/imagem), proporcionando uma visualização espacial da serra e ao mesmo tempo divulga as potencialidades geoturísticas.

Referências Bibliográficas

- GEOTURISMO BRASIL. Geoturismo, 2008. Disponível em: http://br.groups.yahoo.com/group/geoturismo_brasil/. Acesso em: 10 maio 2010.
- IBGE. Instituto Brasileiro de geografia e Estatística. Carta plani-altimétrica vila Tepequém - Folha NA.20-X-A-III-MI-25. Rio de Janeiro, 1983. Escala 1:100.000 .
- Nascimento A.L.N, Ruchkys U.A, Neto V.M. Geoturismo: Um Novo Segmento do Turismo no Brasil. Disponível em: www.periodicodeturismo.com.br. Acesso em 10 abril 2010.

Considerações sobre o geopatrimônio no transecto do Hemigráben do Tacutu em Bonfim – Roraima

Márcia Teixeira Falcão¹; José Augusto Vieira Costa²

¹Profa. do IFRR, MSc. Em Recursos Naturais pela UFRR – email: marciafalcao@ifrr.edu.br; ² Geólogo da Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Social do MME – jose.costa@mme.gov.br

Resumo O relevo sempre foi notado pelo homem como um dos componentes da natureza principalmente pela sua imponência ou forma, as quais levaram o ser humano, através da capacidade de observar e raciocinar, a estabelecer as relações entre os processos modeladores e as formas de relevo. Este trabalho tem como objetivo levantar algumas considerações sobre o geopatrimônio através da geomorfologia no transecto do Hemigráben do Tacutu, nos trechos de Boa Vista (capital) ao município de Bonfim em Roraima. Para realização da pesquisa considerou-se a abordagem sistêmica para análise da paisagem. A coleta de dados *in loco*, envolveu o uso de mapas em escala de 1:100.000, imagens de satélites e Sistema de Posicionamento Global. Os resultados obtidos com o trabalho demonstram a necessidade da identificação, avaliação, classificação do geopatrimônio da região com o objetivo promover a preservação do ambiente natural.

Palavras-chave: Hemigráben. Geomorfologia. Geopatrimônio

INTRODUÇÃO O Estado de Roraima apresenta uma enorme variabilidade e complexa distribuição da paisagem, principalmente no aspecto geomorfológico, no qual os diversos estudos sobre a evolução dessa paisagem tiveram por base a influencia de diversos fatores, em especial as variações climáticas ao longo de eras pretéritas (Schaefer & Dalrymple 1995).

A variabilidade paisagística de Roraima nos remete a Bertrand (1968, citado por Falcão et al. 2010) quando definiu a paisagem como uma entidade global, que possibilita a visão sistêmica numa combinação dinâmica e instável dos elementos físicos, biológicos e antrópicos (conjunto único e indissociável em perpétua evolução).

A partir do exposto surge o termo **Geopatrimônio**, como sinônimo de Patrimônio Natural Abiótico, equivalente do termo inglês *Geoheritage*, entendido como o conjunto de valores que representam a geodiversidade do território, que inclui o patrimônio geológico, geomorfológico, hidrológico, pedológico e outros (Rodrigues & Fonseca 2008). Dessa forma, o presente artigo tem como objetivo traçar algumas considerações sobre o geopatrimônio no transecto do hemigráben do Tacutu em Roraima.

METODOLOGIA A área estudada localiza-se no setor centro-nordeste do Estado de Roraima, abrangendo os municípios de Bonfim e Boa Vista, entre as coordenadas 3º a 3º 45' de latitude norte e 59º 40' a 60º 33' longitude oeste, abrangendo as Folhas NA-21-V-A (Bonfim), NA-20-X-D (Boa Vista) e NA-21-V-C (Rio Tacutu). O acesso à área é feito em Boa Vista pela rodovia Federal BR 174 e estadual RR-401, que liga Boa Vista ao município de Bonfim, cerca de 130 km da capital. Os estudos admitem que a área encontra-se inserida numa unidade geotectônica denominada Cinturão Guiana Central (Figura 1).

Para a construção do Modelo Digital do Terreno - MDT foram utilizadas técnicas de geoprocessamento por meio do aplicativo *ArcGis* 9.1, no qual as imagens foram obtidas de forma gratuita, a partir do site da EMBRAPA, que disponibiliza as imagens do satélite *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) da missão da National Aeronautics and Space Administration - NASA.

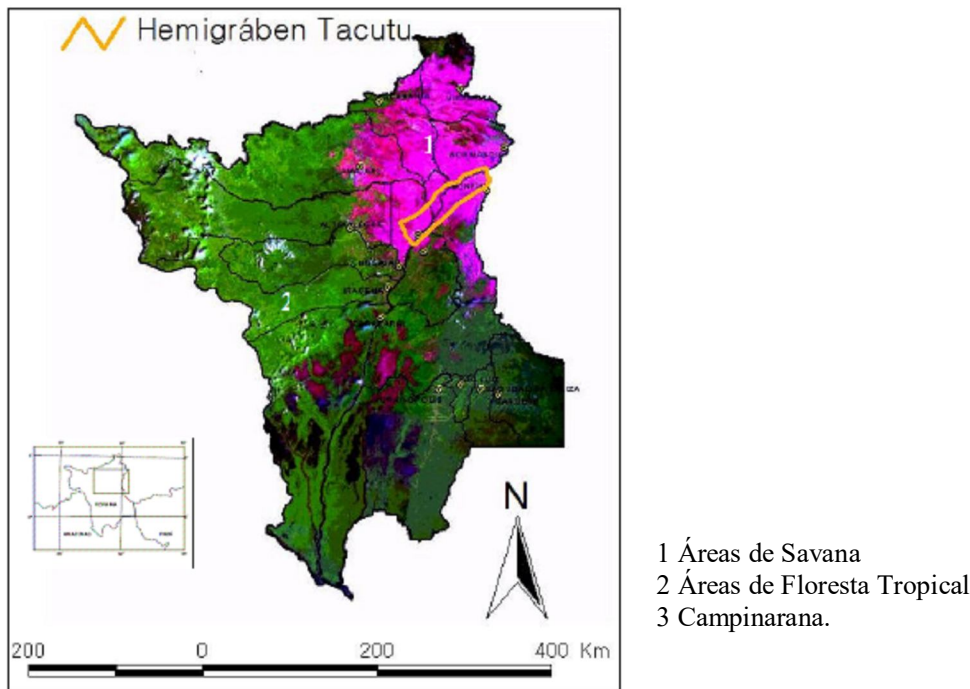


Figura 1: Mosaico de imagem de satélite do Estado de Roraima com a localização do Hemigráben do Tacutu. Fonte: ITERAIMA (1996)

RESULTADO E DISCUSSÕES

Características paisagísticas da região do Hemigráben do Tacutu A região do Hemigráben do Tacutu caracteriza-se por rochas antigas, intensamente falhadas e fraturas, são geralmente cristas com vertentes de forte declividade, modeladas por drenagens de primeira ordem. Enquadram-se nesse contexto de relevo as serras do Tucano e de Nova Olinda, elaboradas em rochas jurássicas da Formação Tacutu.

A estrutura na qual se insere a bacia faz parte do Pediplano Rio Branco – Rio Negro, que insere nos domínios morfoclimáticos de patamares erosivos e superfície pediplanada, onde feições morfoestruturais que ocorrem em meio a essa superfície e merecem destaque, pois, são colinas constituídas por afloramentos de rochas do embasamento cristalino estruturado, representando remanescentes de erosão fluvial, devido ao recuo final das vertentes (Brasil 1975).

Esse pediplano caracteriza-se por ser uma superfície relativamente baixa, com a presença de *inselbergs*, isso se deve ao intenso processo de aplainamento realizado através das oscilações cíclicas ao longo das eras geológicas. Shaefer e Vale Jr. (1997) afirmam que nessa área a existência dos *inselbergs* graníticos, e os afloramentos de rochas estão associados a solos rasos, mas a maior parte destes planos estão sobre sedimentos terciários da Formação Boa Vista, compreendendo, dessa forma, perfis profundamente intemperizados.

O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (2005) denominou essa área em seu contexto geomorfológico de Depressão Boa Vista, baseado na interpretação de mosaicos, imagens de satélite Landsat TM e remodelagem dos trabalhos realizados por Brasil em 1975, e ressalta que os domínios morfoestruturais se caracterizam pela presença de bacias sedimentares e coberturas inconsolidadas.

Para Falcão (2007) a região do Hemigráben do Tacutu pode ser compartimentada geomorfológicamente através d modelagem digital de terreno, aliados aos dados da literatura, em especial aos mapas geomorfológico proposto por Brasil (1975), pelo IBGE (2005) em escala 1.1.000.000 permitiram individualizar o hemigráben em 03 compartimentos geomorfológicos com características específicas: o compartimento **01** representa as Planícies Aluviais, que constituem cerca de 75% da área mapeada, **02** Depressão Boa Vista, representando cerca de 20% e o **03** caracteriza os Planaltos Residuais, que constituem cerca de 5% do hemigráben, que por sua vez foram individualizados conforme suas características geológicas-geomorfológicas em: Residuais Vulcânicos

(Domínio Vulcânico Apoteri), Residuais Sedimentares (Serra do Tucano) e Residuais do Proterozóico (Figura 2).

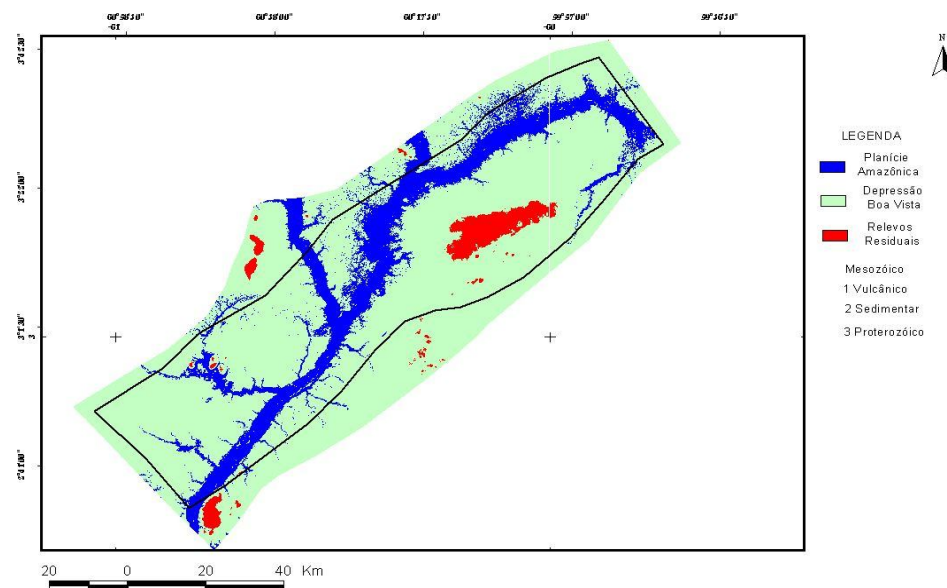


Figura 2: Compartimentação geomorfológica do Hemigraben do Tacutu
Fonte: Falcão (2007).

Com relação aos aspectos fisiográficos a rede hidrográfica de Roraima é marcada pelo rio principal, o Branco, que possui 584 km de extensão. A área da pesquisa é formada pela junção dos rios Tacutu e Uraricoera, que, para muitos estudiosos, é um prolongamento do rio principal.





A região em estudo está estabelecida na classificação Aw, que predomina no nordeste do estado em uma área de período seco, definido por cerca de 4 meses do ano, entre os meses de dezembro e março. Com relação aos aspectos pedológicos a região caracteriza-se pela presença da Formação Tacutu, que é constituída por arenitos finos a conglomeráticos, siltitos e folhelhos com intercalação do basalto da Formação Apoteri, constituindo o material de origem dos Latossolos Vermelhos e Plitossolos Pétricos Concrecionários Lateríticos (Brasil 1975).

Na área em estudo predominam principalmente os ecossistemas da Savana – Parque, Savanas Estépica e a Savana Gramíneo – Lenhosa (Brasil 1975). A Savana Parque caracteriza-se por apresentar uma fitofisionomia campestre com árvores isoladas, espalhadas de maneira mais ou menos ordenada, na Bacia do Tacutu apresenta-se sempre em grupos lenhosos, tendo como centro do grupo a *Curatella americana*, entremeada por extensões gramíneas dominadas por espécies do gênero *Andropogon* ora pela *Trachypogon plumosus* (Brasil, 1975).

Na área estudada nota-se ainda a presença da Savana de Térmita, que se destaca principalmente em Normandia e ainda esparçada na Serra do Tucano, Bigarella et al. (1994) ressaltam que os cupins se destacam pela revolvimento remoção do solo, provocando o intemperismo químico ao trabalharem as partículas de solo. Entremeadas as savanas, nota-se a presença dos buritizais *Mauritia flexuosa* ao longo dos cursos de água temporários e não temporários, enquanto que o relevo vai ficando distante, este vai se rarefazendo.

Potencial turístico geológico-geomorfológico A região do Hemigraben do Tacutu oferece uma beleza paisagística exuberante apresenta elevado potencial geológico-geomorfológico e ainda, a dinâmica da mudança geológica com a presença de rochas de idades distintas, sendo evidências de mudanças climáticas em eras passadas, demonstradas em rochas sedimentares e vulcânicas altamente intemperizadas influenciando na geomorfologia local (Tabela 1).

Tabela 1: Características geológica-geomorfológica

Era	Unidade	Característica geomorfológica	Geopatrimônio
Formação cobertura recente (Terciário-Neogeno)	Formação Vista (Campos)	Áreas aplainadas, cujos sedimentos são de idade quaternária, constituídos por areias argilosas, argila arenosa e cascalhos (BRASIL, 1975). A paisagem é marcada pela presença de igarapés e lagos.	
Mesozóico	Formação Apoteri (Conjunto de Serras Nova Olinda)	Situa-se a aproximadamente 15 km do ponto de partida, que corresponde a um agrupamento de colinas de rochas basálticas residuais, com cotas em torno de 240m. Atualmente, uma delas possui autorização de lavra, onde o material extraído é utilizado como agregado para a construção civil.	
Mesozóico	Formação Tucano (Serra do Tucano)	A Formação Serra do Tucano está recoberta, tanto a norte como a sul, pela extensa sedimentação da Formação Boa Vista, mas, nas adjacências do Morro do Redondo e Rio Arraia (sentido Bonfim), tem-se o contato tectônico com os derrames basálticos, através da falha de Lethem.	
Paleoproterozoico	Residuais do Grupo Cauarane	São remanescentes que demonstram a evolução do relevo regional provavelmente desde a instalação da bacia, seguida de sua inversão, e a dissecação dessas ombreiras ao longo dos tempos cenozóicos	

CONSIDERAÇÕES FINAIS A geomorfologia contribui significativamente na medida em que procura compreender os processos formadores do relevo e sua dinâmica externa proporciona a esse setor a utilização desses conhecimentos.

Nesse contexto, surge a necessidade do aproveitamento da paisagem na região junto dos principais núcleos geomorfológicos permitindo aproveitar o espaço para o turismo, no qual possibilitará ao visitante ter uma percepção mais real e um melhor entendimento da paisagem e dos elementos que a estruturam.

Referências Bibliográficas

- Bigarella J.J, Becker R. D., Santos G. F. 1994. *Estrutura e origem das paisagens Tropicais e Subtropicais*. Florianópolis: Editora da Universidade Federal de Santa Catarina v. 1, 425 p.
- Brasil. 1975. *Projeto Radambrasil: Levantamento dos Recursos Naturais. Folha NA 20 Boa Vista e parte das Folhas NA 21 Tumucumaque, NB 20 Roraima e NB 21*. IBGE, Rio de Janeiro. 2003. 1CD-ROM
- Falcão M.T. 2007. *Compartimentação do relevo no Hemigráben do Tacutu, estado de Roraima*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Recursos Naturais, Universidade Federal de Roraima, 105 p.
- Falcão, M.T.; Costa, J.A.V.; Silva, G.P.; Fernandes, M.A.F.B. 2010. Potencial turístico do patrimônio geomorfológico no transecto Boa Vista – Pacaraima / Roraima. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 8, 2010, Recife. *Anais...* Recife – PE.
- IBGE-INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. 2005. Mapa geomorfológico de RR. Disponível em: < ftp://geofp.ibge.br/mapas/tematico/tematico_estadual/RR_geomorfoлогия.pdf>. Acesso em 15 fev. 2006.
- Rodrigues, M. L. & Fonseca, A. 2008. A valorização do geopatrimônio no desenvolvimento sustentável de áreas rurais. In: COLÓQUIO IBERICO DE ESTUDOS RURAIS, 7. 2008, Coimbra. *Anais...* Coimbra, Portugal.
- Schaefer, C. E. R. G & Vale Júnior, J. F. 1997. Mudanças climáticas e evolução da paisagem em Roraima: uma resenha do cretácio ao recente. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLON, E. G. (Ed.). *Homem, ambiente e ecologia em Roraima*. Manaus: INPA, p. 231-261.
- Schaefer, C.E.G.R & Dalrymple, J.B. 1995. Pedogenesis and relict properties of soils with columnar stuture. *Geoderma*. v.71 n-1, p. 1-17.

Geodiversidade de Presidente Figueiredo, AM: uma proposta de geoparque na Amazônia

Raphaela de Oliveira Passos & Eduardo Sobral de Souza

Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, raphaelapassos@gmail.com, edusobral@gmail.com

Resumo Presidente Figueiredo é uma das propostas da CPRM de geoparque no Brasil. Esta região é popularmente conhecida como a “Terra das Cachoeiras”, devido sua interessante história geológica que expõe sítios/geossítios com elevado valor geocientífico, bem como sua raridade em formas e feições peculiares. Soma-se a este interesse, locais de rara beleza cênica, tradições culturais e turísticas, com isso as atividades geocientíficas devem ser intensificadas conscientizando a população da importância dos monumentos geológicos como subsídio para o desenvolvimento sustentável.

Palavras-chave: Geodiversidade; Geoparque; Presidente Figueiredo.

INTRODUÇÃO A geodiversidade é voltada à aplicação dos conhecimentos geológicos para solucionar ou amenizar problemas oriundos de ação antrópica e ainda avaliar alternativas para a utilização racional e pertinente ao meio físico, adequando-se as características regionais. Associada a geodiversidade a geologia ambiental contempla estudos multidisciplinares do meio físico, tendo a geologia o papel preponderante no entendimento dos efeitos impactantes sobre o meio ambiente (CPRM 2006), além de fornecer subsídios ao planejamento dos geoparques de acordo com informações geocientíficas sobre a diversidade do patrimônio natural da região.

Uma das propostas de geoparque no Brasil está localizada na região Amazônica, no Município de Presidente Figueiredo (Figura 1), à 107 km ao norte de Manaus, este conhecido como a “Terra das Cachoeiras”, devido as diversas quedas d’água naquela região. Possui também importante conteúdo estratigráfico, espeleológico, histórico-cultural e arqueológico de grande interesse científico e de rara beleza. O Município de Presidente Figueiredo apresenta uma série de peculiaridades: o lago da Usina Hidrelétrica de Balbina (a), a mineração de cassiterita na região do rio Pitinga, a Reserva Indígena Waimiri-Atroari e um complexo turístico formado por cachoeiras (b), cavernas, esportes radicais e outros atrativos naturais, além da Festa do Cupuaçu, que garantem um lugar de destaque.

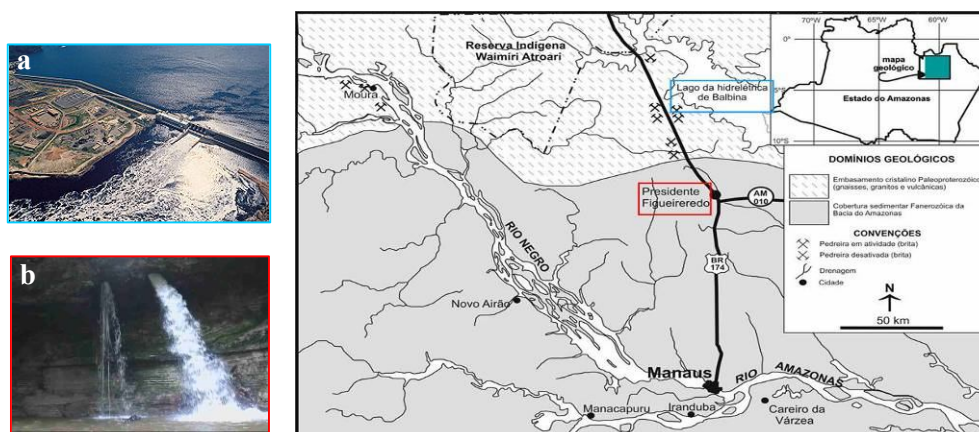


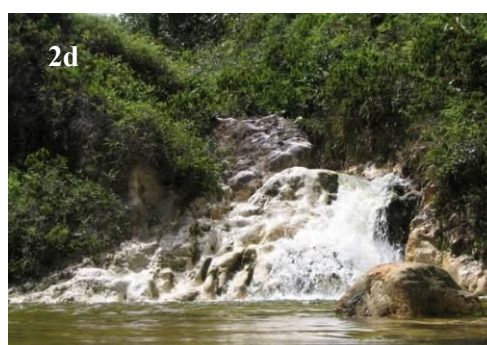
Figura 1: Localização geral da área estudada. Modificada de Maas 2009.

Com relação à Geologia, a área de estudo é constituída por dois Domínios distintos: o Domínio Paleoproterozóico e Neoproterozóico e o Domínio Fanerozóico. O Paleoproterozóico é representado pelas seguintes rochas: Gnáissicas, graníticas e vulcânicas pertencentes ao Complexo Jauaperi, Suíte Intrusiva Água Branca, Grupo Iricoumé, Suíte Intrusiva Mapuera e Suíte Intrusiva Madeira, sobrepostas por rochas sedimentares Neoproterozóicas, constituída pela Formação Prosperança e Fanerozóicas composta pelos

grupos Trombetas e Javari. Somado a esses dados encontra-se intrusões básicas de idade incerta, cobertura lateríticas e depósitos colúvio-aluvionares datando o Cenozóico.

MATERIAIS E MÉTODOS Primeiramente realizaram-se levantamento de informações preliminares sobre geoparques internacionais e nacional, seguido de confecção de inventário. Durante esta etapa foram selecionados pontos potenciais para possíveis geossítios no município de Presidente Figueiredo e vicinais adjacentes. Em cada ponto fez-se identificação, caracterização do tipo litológico, descrições, classificação do tipo de geossítio quanto a sua relevância potencial e seu valor intrínseco (I_c =Interesse Científico; I_d =Interesse Didático; I_t =Interesse Turístico/Recreativo; I_s =Interesse Socioeconômico), adaptado da metodologia de García-Cortés & Urquí (2009). Posteriormente confeccionou-se um banco de dados com fotografias e características peculiaridades de cada geossítio, além de sugerir uma proposição de ficha de inventariação e caracterização de geossítios.

RESULTADOS Os atrativos naturais (Figura 2) podem ser divididos em três classes: (1) *Cachoeiras* - As mais visitadas são as cachoeiras das Lages, da Pedra Lascada, de Iracema, da Pedra Furada, das Araras, da Suframa e das Orquídeas, (2) *Cavernas* - em destaque para o Refúgio da Maroaga com mais de 380 metros de galeria, a do Lago, das Araras, de Iracema, das Lages e do Batismo, esta última possui pintura rupestres, (3) *Corredeiras* - ideais para a prática de turismo de aventura como o rafting e canoagem, dentre elas destacam-se a Corredeira do Urubuí, Santa Bárbara, Uirapuru, Panorama, do Sítio Santa Lúcia e as Corredeiras do Balneário Água Viva, estes são algumas propostas de geossítios e estão disposto em um área com limites definidos visando a conservação, educação e turismo de natureza, estimulando a atividade econômica e o desenvolvimento sustentável, levando em consideração o potencial de cada geossítio.



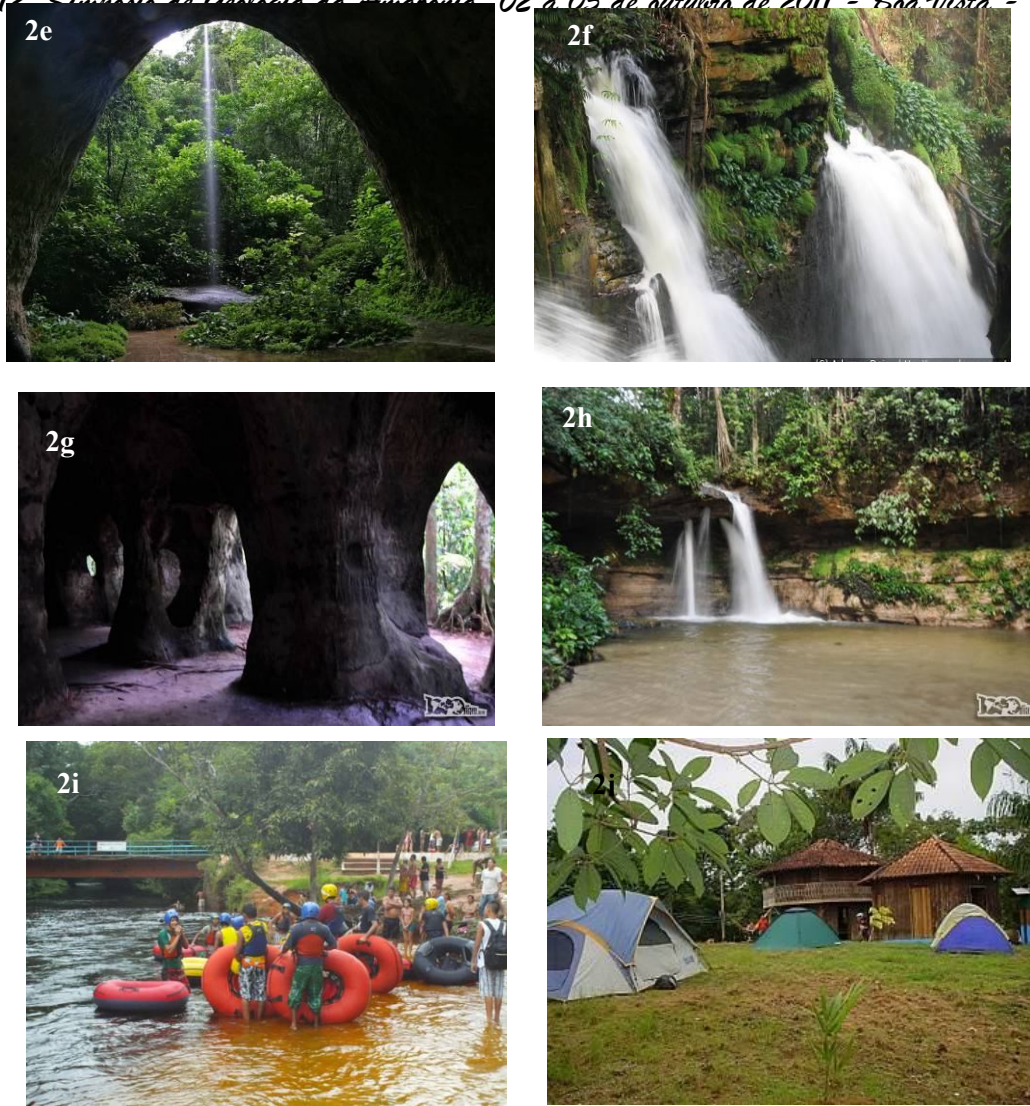


Figura 2: (a) Mapa de turismo que pode ser utilizado como base para a delimitação do geoparque ($I_{c,d,t,s}$); (b) Praça Central de Presidente Figueiredo ($I_{t,s}$); (c) Cachoeira na BR-174 ($I_{c,d,t,s}$); (d) Cachoeira da Suframa ($I_{c,d,t,s}$); (e) Cachoeira do Santuário ($I_{c,d,t,s}$); (f) Caverna/Gruta Refúgio do Maroaga ($I_{c,d,t,s}$); (g) Caverna/Gruta de Iracema ($I_{c,d,t,s}$); (h) Cachoeira da Pedra Furada ($I_{c,d,t,s}$); (i) Bóia Cross na Corredeira do Urubuí ($I_{t,s}$) e (j) Camping na Terra das Cachoeiras ($I_{t,s}$).

CONCLUSÃO Divulgar a geodiversidade da região de Presidente Figueiredo como uma proposição de geoparque na Amazônia incentiva a geoconservação da região. Possibilita o acesso dos pesquisadores aos geossítios auxiliando pesquisas geocientíficas futuras, preservando os monumentos geológicos e conscientizando a população por meio de educação geoambiental promovendo assim, o desenvolvimento sustentável.

Referência Bibliográfica

- García-Cortés A. & Urquí L. C. 2009. Documento metodológico para la elaboración Del inventario Español de lugares de interés geológico (IELIG). Version 11. Instituto Geológico y Minero de España.
- Mapa da CAT de Presidente Figueiredo. Disponível em: <http://oeldoradoaqui.blogspot.com/2010/08/presidente-figueiredo.html>. Acessado em 07 de jun de 2011.
- Turismo de aventura, faça um turismo diferente na Terra das Cachoeiras. Disponível em: <http://selvadentro-aventuras.blogspot.com/>. Acessado em 12 de jun de 2011.

O Geoparque Cachoeiras do Amazonas em Presidente Figueiredo e questionamentos sobre a Geologia local

Renê Luzardo

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/SGB, SUREG/MA, GERIDE,
rene.luzardo@cprm.gov.br

Resumo O Projeto Geoparques, criado pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM em 2006, tem um importante papel indutor na criação de geoparques no Brasil, uma vez que tem como premissa básica a identificação, levantamento, descrição, inventário, diagnóstico e ampla divulgação de áreas com potencial para futuros geoparques no território nacional. No cumprimento desta missão, a Superintendência Regional de Manaus da CPRM- Serviço Geológico do Brasil divulga a proposta de criação do Geoparque Cachoeiras do Amazonas localizado no Município de Presidente Figueiredo no Estado do Amazonas. A ação catalisadora desenvolvida pela CPRM representa, entretanto, somente o passo inicial para o futuro geoparque que deverá contar com a parceria das autoridades públicas, comunidades locais e interesses privados.

INTRODUÇÃO Um Geoparque (*Geopark*) no conceito da UNESCO identifica um território que tem como objetivo (i) preservar o patrimônio geológico, (ii) educar e ensinar ao grande público sobre temas relativos a paisagens geológicas e temas ambientais e prover meios de pesquisas para as geociências e (iii) assegurar o desenvolvimento sustentável das comunidades locais. Seguindo esse conceito, o Projeto Geoparques do Serviço Geológico do Brasil - CPRM tem como objetivos identificar, descrever, catalogar, georreferenciar e divulgar áreas com potencial para candidatarem-se a geoparques do Brasil, bem como recomendar diretrizes para a criação de uma estrutura de gestão do proposto geoparque e para o desenvolvimento do geoturismo na região. Para ser identificado, um geoparque deve ter uma área suficientemente grande para incluir diversos sítios do patrimônio geológico que podem ser visitados através de roteiros definidos, que mostrem importantes registros da história geológica, de interesse regional, nacional ou internacional, ou apresentem beleza cênica excepcional. Aspectos arqueológicos, ecológicos, históricos e culturais quando presentes valorizam a proposta de um geoparque. O Brasil, devido ao extenso território que possui, aliado à rica geodiversidade e a importantes registros da história evolucionária do planeta Terra distribuídos desde a Era Paleoproterozoica à Era Cenozoica, possui um imenso potencial para a criação de geoparques. O Projeto Geoparques foi implantado na CPRM - Serviço Geológico do Brasil no ano de 2006 (Schobbenhaus 2006) envolvendo mais de duas dezenas de propostas distribuídas por todo o território nacional em áreas com elevado potencial para a proposição e criação de geoparques. No Amazonas a região a ser escolhida para contemplar os primeiros estudos visando à proposição de um geoparque, denominado Geoparque Cachoeiras do Amazonas, foi o Município de Presidente Figueiredo, caracterizado por importantes atrativos geoturísticos e inúmeras cachoeiras (Fig.1).

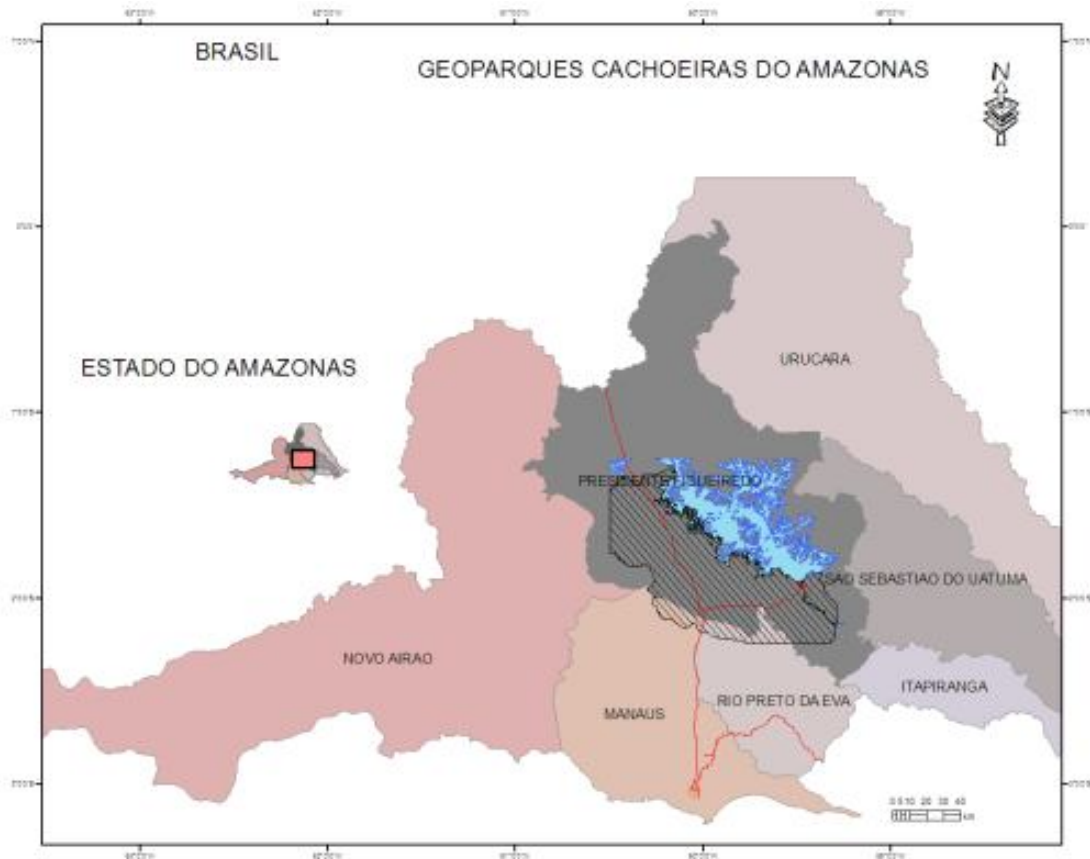


Figura 1. Localização e limite (área achurada) do geoparque Cachoeiras do Amazonas.

MATERIAL E MÉTODOS A metodologia empregada foi à proposta por Schobbenhaus (2006) que, resumidamente, se inicia pela etapa de escritório que começa pela revisão da geologia da região preliminarmente selecionada objetivando identificar locais ou áreas potenciais para a criação de um geoparque. Escolhida a região ou local do geoparque que atende também aos critérios de desenvolvimento socioeconômicos, delimita-se a área, integram-se as informações geológicas, cria-se um banco de dados e elabora-se um mapa geológico preliminar. Após a etapa preliminar de escritório, segue-se a etapa de campo ou inventário geológico que começa com a verificação de campo e reavaliação do mapa geológico e estudo, descrição e georreferenciamento dos sítios (aflorentamentos ou locais de interesse). Realizadas as atividades de campo, elabora-se o mapa geológico do geoparque, estruturado em um sistema de informações georreferenciadas, com indicação de roteiros e geossítios (aflorentamentos ou locais de interesse geológico que apresentam valor singular do ponto de vista científico, pedagógico, cultural e/ou turístico) e o texto explicativo e, finalmente, divulga-se o geoparque em eventos geocientíficos e turísticos nacionais e internacionais utilizando diversos meios como internet, jornais e revistas em busca de patrocínio para a obra.

RESULTADOS Conhecido como “A Terra das Cachoeiras”, o Município de Presidente Figueiredo, Estado do Amazonas, apresenta fascinantes paisagens naturais onde se associam belas cachoeiras e corredeiras, exóticas cavernas e interessantes sítios geológicos/paleontológicos que representam parte da história geológica do planeta compreendida entre as Eras Paleoproterozóica e Cenozóica. E todo este cenário ocorre em meio à exuberante floresta equatorial ornamentada por exemplares da rica fauna amazônica. O proposto Geoparque Cachoeiras da Amazonas localiza-se no Município de Presidente Figueiredo, a aproximadamente 100 km de Manaus, entre a imensa planície amazônica e o longínquo planalto das Guianas. Ocorre ali, o contato entre as camadas de rochas paleozóicas da Bacia Sedimentar do Amazonas que recobrem, em discordância, o embasamento cristalino formado predominantemente por granitos e gnaisses paleoproterozóicos e conhecido como Escudo das Guianas.

O Geoparque Cachoeiras do Amazonas (GCA) possui área de 6774 km² e situa-se na porção centro-sul do Município de Presidente Figueiredo, abrangendo a sede municipal e o entorno das rodovias BR-174 e AM-240. O limite sul do GCA é o rio Urubu, o limite leste/nordeste, o Lago da Balbina, ao norte é a Serra Abonari e o limite oeste, a rodovia BR-174. A principal atração do Geoparque Cachoeiras do Amazonas é a diversidade de geformas esculpidas pela ação erosiva de intensas chuvas equatoriais em camadas horizontais de rochas siliciclásticas bastante friáveis do Grupo Trombetas do Devoniano-Siluriano. São formas de relevo tabulares como colinas de topo chato e mesas em cujas escarpas e encostas dissecadas pela erosão ocorrem às magníficas cachoeiras que denominam o geoparque. Também ocorrem feições de relevo ruiforme e pseudocárstico, como cânions, pontes e arcos de pedras, dolinas, cavernas, grutas e superfícies alveolares que são verdadeiras esculturas naturais. Além das belas geformas, as rochas do Geoparque Cachoeiras do Amazonas apresentam outros atrativos como fósseis e estruturas sedimentares que reportam a praias de mares paleozóicos revoltos e tempestuosos. Atrativos arqueológicos como pinturas rupestres podem ser admirados nas paredes de diversas grutas e cavernas do geoparque. A região apresenta ecossistemas naturais preservados onde espécies endêmicas ameaçadas, como o espetacular galo da serra e o melodioso uirapuru, ainda ocorrem naturalmente. A criação do Geoparque Cachoeiras do Amazonas promoverá a preservação de cachoeiras e cavernas que ocorrem em rochas siliciclásticas muito vulneráveis à ação da erosão acelerada provocada pela atividade humana. E, conseqüentemente, garantirá a preservação de parte da floresta amazônica, de áreas de recarga de importante aquífero regional e fomentará atividades de desenvolvimento sustentável como o turismo, educação e pesquisa, além de proteger importantes ecossistemas ameaçados.

DISCUSSÕES Após o inventário inicial do Projeto Geoparque Cachoeiras do Amazonas que catalogou mais de 50 sítios geológicos (a maioria deles em cachoeiras ocorrentes nos arenitos paleozóicos da Formação Nhamundá), surgiram alguns questionamentos a respeito da geologia da região. As principais questões são a respeito da ausência de afloramentos da Formação Nhamundá com feições geradas por glaciação como diamictitos glaciais (tilitos) com blocos erráticos de granito e com as estruturas glacioteclônicas descritas por Soares (1998) e Soares *et al* (2005) como planos de cavalgamentos e diamictitos foliados. Outros questionamentos sobre a geologia local são quanto à gênese das cachoeiras atribuídas por Nogueira e Sarges (2001), a falhas tectônicas normais e também quanto às relações estruturais entre os granitóides e as rochas básicas na borda do Granito São Gabriel, no km 151 da BR-174. Foram as seguintes questões formuladas:

- Quais são as principais evidências da glaciação siluriana nas rochas do Grupo Trombetas e onde ocorrem os afloramentos mais didáticos sobre o tema na região de Presidente Figueiredo?
- Qual é a origem das cachoeiras de Presidente Figueiredo? Falhas tectônicas normais ou erosão diferencial?
- As rochas básicas e graníticas que ocorrem entrecruzadas no afloramento do km 151 da BR-174 representam uma evidência de mistura de magmas?

CONCLUSÕES Em nenhum dos afloramentos da Formação Nhamundá visitados foi possível identificar feições ou evidências relevantes e didáticas da glaciação Siluriana na área do Projeto Geoparque Cachoeiras do Amazonas. Feições glaciogênicas “clássicas” como pavimentos estriados, blocos erráticos e facetados, diamictitos glaciais (tilitos) e varvitos não foram observados em nenhum dos afloramentos descritos durante os trabalhos do referido projeto. Os dois afloramentos considerados como principais registros das estruturas deformacionais de origem glacial por Soares (1998) e Soares *et al* (2005) encontram-se bastante alterados e não apresentam caráter didático, ou seja, são pouco expressivos e não conclusivos. Quanto à faciologia dos depósitos sedimentares de origem marinha da Formação Nhamundá foi possível identificar, baseado na análise dos litótipos, estruturas sedimentares primárias e fósseis, três distintas fácies sedimentares (fácies de antepraia, fácies litorânea superior e fácies litorânea inferior). Falhas geológicas ou evidências de falhas nas rochas do Grupo Trombetas, (principalmente na Formação Nhamundá) como, por exemplo, espelhos e estrias de falha, brechas tectônicas e/ou camadas deslocadas não foram observadas. Os casos considerados como “camadas inclinadas da Fm. Nhamundá por ação de falhas” são interpretados, neste relatório, como estruturas primárias não deformadas, ou seja, são lâminas internas dos “sets” que formam a estratificação cruzada tabular. As camadas de rochas sedimentares depositadas a partir de suspensão como argilitos e

folhelhos ocorrem, invariavelmente, horizontais. No Km 151 da BR 174, as rochas básicas ocorrentes no Granito São Gabriel (de idade paleoproterozóica) e consideradas como diques mais jovens pertencentes à Formação Seringa, são interpretadas neste relatório como indício de mistura de magmas, ou seja, são diques sinmagmáticos. Sugere-se realizar estudos geocronológicos para confirmar a hipótese de que as rochas básicas e graníticas são praticamente de mesma idade.

Referencias Bibliográficas

- 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. Ciênc.*, **73**(2):287-301.
- Schobbenhaus C. (2006). Projeto Geoparques: proposta (relatório Interno). Brasília: Serviço Geológico do Brasil-CPRM, mapa anexo (inédito), 9p.
- Soares E.A.A. 1998. Fácies litorânea e feições glaciais da Formação Nhamundá (Siluriano inferior), região de Presidente Figueiredo, AM, Bacia do Amazonas. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 98p.
- Soares E.A.A., Truckenbrodt W., Nogueira A.C.R. 2005. Fácies litorâneas e sub-glaciais da Formação Nhamundá (Siluriano inferior), região de Presidente Figueiredo, Bacia do Amazonas. *Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi.*,**2**:105-132
- Souza V. S., Nogueira A.C.R. 2009 Seção Geológica Manaus – Presidente Figueiredo (AM), borda norte da Bacia do Amazonas: um guia para excursão de campo. *Revista Brasileira de Geociências* 39(1): 16-29, março de 2009.

Caracterização geológica–geofísica da ocorrência de ouro do Garimpo Gavião, região do Apuí – Sudeste do Amazonas: um depósito epitermal de baixa sulfetação?

Antonio Charles da S. Oliveira¹ & Ulisses Antonio P. Costa¹

¹ CPRM – Serviço Geológico de Brasil, Superintendência de Manaus, charles.oliveira@cprm.gov.br, ulisses.costa@cprm.gov.br.

Resumo A mineralização aurífera do garimpo do Gavião, sudeste do Amazonas, está hospedada em rochas tufáceas e riolíticas de idade Paleoproterozóica, que mostram alteração hidrotermal pervasiva associada a veios de quartzo com sulfetos e ouro, e uma importante ação de enriquecimento supergênico. Nas cercanias do garimpo as imagens gamaespectrométricas de razão K/eTh e K Anômalo apresentam valores muito elevados, além de grandes anomalias magnéticas, assim definindo uma assinatura geofísica para essa mineralização que se estende ao longo de um *trend* NW, que sugere áreas com características semelhantes e potencialidade para ocorrências do mesmo tipo.

Palavras-chave: alteração hidrotermal, ouro, gamaespectrometria, magnetometria.

INTRODUÇÃO O presente trabalho traz resultados preliminares sobre geologia e metalogênia referentes à área do entorno ao garimpo Gavião, uma importante ocorrência de ouro que teve seu auge de produção na década de 80, com base na análise integrada entre geologia de campo, petrografia e aerogeofísica. O garimpo está localizado no município de Novo Aripuanã (AM), a margem do rio Roosevelt, distando cerca de 75 km a montante da foz (Figura 1C). Em contexto semelhante são observadas outras importantes ocorrências nessa região (e.g. Garimpos Eldorado do Juma, das Pombas, Igarapé Dez Dias), hospedadas em rochas vulcanoclásticas com intensa alteração hidrotermal e intempérica. O objetivo é fornecer ferramentas para caracterização dessas ocorrências e definir ambientes favoráveis a novas descobertas.

MATERIAIS E MÉTODOS Os dados geológicos utilizados foram extraídos do Projeto Sumaúma–Roosevelt (CPRM 2011, no prelo) e consistem em dados de superfície – afloramentos, e de subsuperfície – testemunhos de sondagem (cedidos a CPRM pela Empresa *Lund Gold Ltda*). A base geofísica – Magnetometria e Gamaespectrometria – foi extraída do Projeto Aerogeofísico Aripuanã (CPRM 2011). O processamento dos dados aerogeofísicos foi realizado seguindo a metodologia proposta por Silva *et al.* (2003), a qual integra métodos de classificação não supervisionada (Miethke *et al.* 2007) a técnicas clássicas de fotointerpretação (Soares & Fiori 1976) adaptadas a aerogeofísica, acrescidas de métodos de correção e normalização das concentrações gamaespectrométricas proposto por Pires (1995), assim delimitando domínios com características geofísicas que permitem a correlação com os litotipos aflorantes na área (Figura 02). Os produtos geofísicos utilizados na interpretação foram: Gamaespectrométrico, os canais individuais e suas razões, além de composições coloridas RGB – CMY e os produtos de expressões matemáticas: K anômalo (Pires Op. Cit.) e Parâmetro F (Prichystal & Gnojek 1985 *in* Blum *et al.* 1999); e Magnetométrico, o campo magnético anômalo, e seus subprodutos – Gradiente Vertical, Gradiente Horizontal Total, Amplitude e Inclinação do Sinal Analítico.

GEOLOGIA REGIONAL A área de estudo faz parte da Província Rondônia–Juruena (Figura 1B), mais especificamente entre os domínios Roosevelt–Aripuanã e Juruena (Lacerda Filho *et al.* 2006). Costa *et al.* (2010) descrevem para região rochas vulcânicas e intrusivas de arco magmático paleoproterozóico, pertencentes a Suíte Colíder e Suítes Teodósia e Teles Pires, respectivamente, que são intrudidas por granitóides mesoproterozóicos pós-tectônicos da Suíte Serra da Providência. Importantes eventos tectonogênéticos que se estendem do paleo ao mesoproterozóico, representados pelos Grupos Vila do Carmo e Beneficente, completam a geologia da área.

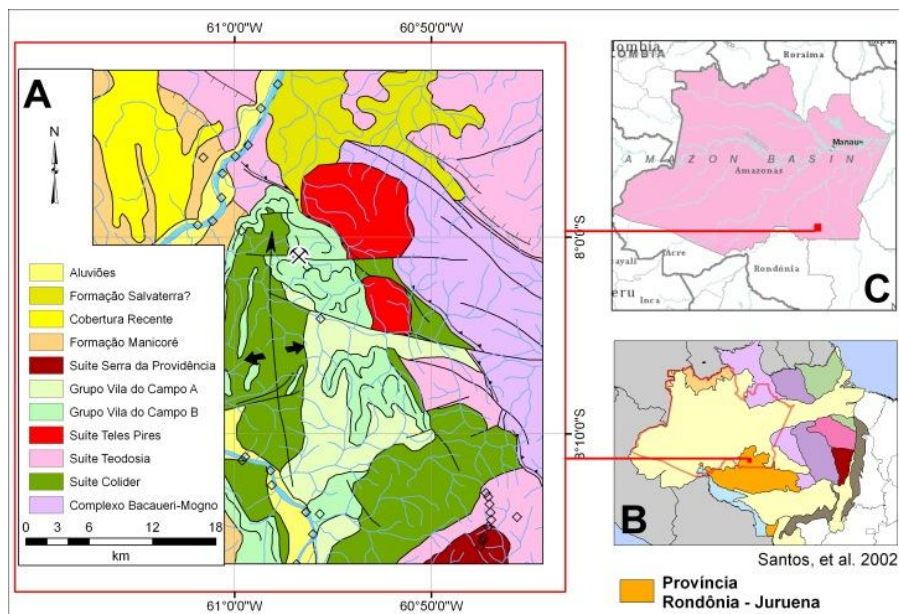


Figura 1 – Mapa Geologia de detalhe da área estudada.

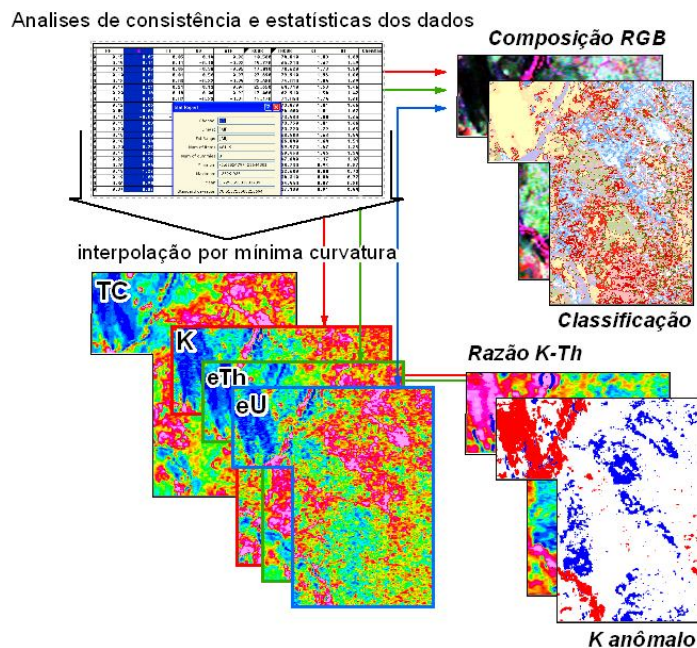


Figura 2 – Organograma do processamento dos dados aerogamaespectrométricos, e os temas gerados e utilizados nas interpretações geofísicas.

RESULTADOS

Interpretação geofísicos Para caracterização geofísica do garimpo do gavião foi necessário um mapa geológico de detalhe - 1:100.000, o qual foi confeccionado por meio do mapa de domínios gamaespectrométricos de classes não supervisionada, gerado a partir da composição ternária RGB – KeTheU, integrado as unidades geológicas mapeadas na escala regional de 1:250.000 (Projeto Sumaúma–Roosevelt – CPRM 2011). Com o detalhamento da geologia da área (Figura 1A) observamos que o garimpo Gavião está inserido numa sequência vulcanoclástica composta por dacitos–andesitos, tufos–cineríticos, siltito–arenitos ferruginosos, a qual pode ser atribuída às unidades geológicas Suite Colider (1.870 Ma, CPRM 2011, no prelo) e Grupo Vila do Carmo (1.700 – 1.540 Ma, CPRM 2011, no prelo). Nas cercanias do garimpo as imagens gamaespectrométricas de razão K–

eTh e K Anômalo apresentam valores muito elevados, além de grandes anomalias magnéticas (Figura 3D–E). Essas assinaturas geofísicas são atribuídas à intensa alteração hidrotermal e a estruturas rúpteis de fluxos cataclásticos, onde a percolação de fluídos enriquecidos em quartzo, illita, glauconita, e subordinadamente clorita, siderita, calcopirita, pirita, galena, modifica os litotipos nas áreas mineralizadas. Ainda nesses produtos geofísicos pode ser definido um *trend* NW, ao longo do qual ocorrem diversas áreas com as mesmas características geológicas–geofísicas, ou seja, potencialmente favoráveis para mineralizações semelhantes ao Garimpo Gavião.

Geologia do garimpo Em concordância com as interpretações geofísicas, observa-se nas cercanias do garimpo Gavião a sequência hospedeira da mineralização aurífera composta por rochas tufáceas e riolíticas, normalmente intemperizadas constituindo um regolito amarelado muito argiloso. No regolito se observam fragmentos preservados de vulcanoclásticas intensamente silicificadas e argilitizadas, compostos essencialmente por quartzo e pseudomorfos de feldspatos. Estruturas tipo *stockwork* ocorrem associadas aos processos metassomáticos, os quais frequentemente são preenchidas por óxidos de ferro, sulfetos, quartzo e argilo-minerais (Figura 3B). Por meio dos dados de subsuperfície é possível observar esses litotipos afetados por fluxos cataclásticos hidrotermais ricos em sílica, que constituem brechas com matriz esverdeada com concentrações de óxidos de ferro. Tais zonas brechadas, intensamente silicificadas e oxidadas, localmente apresentam veios de quartzo com agregados de pirita (\pm calcopirita \pm galena), podendo mostrar partículas de ouro. Associado ocorrem estruturas tipo *boxwork* – dissolução de material secundário – calcita e clorita. Vulcânicas félsicas a intermediárias predominam a partir de 60 m de profundidade, com intensa percolação de fluídos hidrotermais ricos em sílica e ferro, localmente com zonas brechadas completamente oxidadas.

CONCLUSÕES Os tipos litológicos observados na área do garimpo do Gavião se correlacionam a sequência vulcanoclástica Vila do Carmo, na porção superior, onde predominam tufos, até cerca de 60 m, quando rochas eminentemente vulcânicas provavelmente pertencentes à Suíte Colider são observadas. A mineralização aurífera está hospedada em veios de quartzo com sulfetos, preferencialmente na porção superior do perfil, dominada por tufos. É possível que a porosidade mais elevada do tufo tenha sido um fator crucial na formação das vênulas em *stockwork* observadas, feição comum em depósitos epitermais de baixa sulfetação. A alteração supergênica contribuiu para a desagregação das rochas e enriquecimento do minério primário, porém a mesma mascara características do processo hidrotermal pretérito.

Tento o conhecimento insitu das características das rochas hospedeiras da mineralização, conclui-se que essas rochas apresentam assinaturas geofísicas, que nos produtos gamaespectrométricos e magnetométricos, definem um *trend* NW, ao longo do qual ocorrem diversas áreas potenciais para mineralizações de ouro, ou seja, zonas enriquecidas em potássio e com magnetismo anômalo, que são controladas por uma estruturação rúptil-dúctil com direção noroeste. Sendo o modelo prospectivo para região, os litotipos vulcanoclasticos – arenitos-líticos, siltitos, tufos ignimbritos, riolito – do Grupo Vila do Carmo, e/ou Suíte Colider, afetados por uma estruturação rúptil-dúctil, materializada por zonas de brechação e intensa alteração hidrotermal – potassificação e silicificação – que geofisicamente apresentam-se com anomalias magnéticas rasas e com concentrações gamaespectrométricas elevadas de K Anômalo e razão K/eTh (e.g. anomalia a NNE da Cava Gavião – Figura 3D–E).

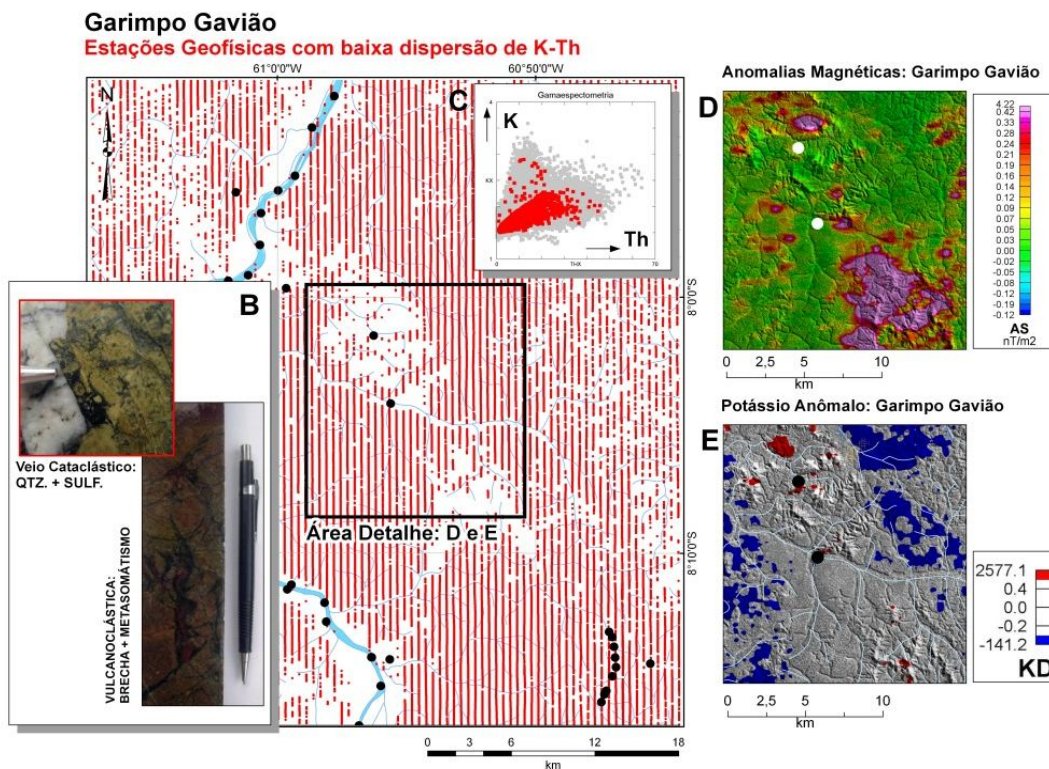


Figura 03 – Mapa de estações aerogamaespectrométricas, selecionadas através do gráfico de dispersão no item C. Nos detalhes observamos (B) mineralização associada a fluxos hidrotermais, (D) anomalias magnéticas próximas às ocorrências de ouro e (E) anomalias de potássio (vermelho).

Agradecimentos Agradecemos à CPRM, em especial ao Dr. Marcelo E. Almeida – GEREMI–CPRM/Manaus e a geóloga Maria Laura V. de Azevedo – DIGEOF/Rio de Janeiro, pela liberação de dados digitais geológicos e geofísicos utilizados nessa publicação. Agradecemos ainda ao Prof. Dr. Augusto César B. Pires – UNB, por sugestões e críticas sobre o processamento dos dados gamaespectrométricos quanto a aplicação na exploração mineral, e ao Dr. Ruy Benedito C. Bahia, pelo apoio em atividades de campo e discussões geológicas.

Referências Bibliográficas

- Blum M.L.B. 1999. Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 229 p.
- Costa U.A.P., Splendor F., Almeida M. E., Bahia R.B.C., Betiollo L.M., Reis N.J., Oliveira A.C.S., Oliveira A. A., Souza A.G.H. 2010. Geologia e recursos minerais da Folha SB20-Z-D (Sumaúma), sudeste do Estado do Amazonas. In: SBG, Núcleo Norte, Cong. Bras. Geol., XLV. Belém, Anais:1 CD-ROM.
- CPRM. 2011. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Sumaúma, Folha SB.20-Z-D. Escala 1:250.000. Estado do Amazonas. Superintendência Regional de Manaus (no prelo).
- Lacerda Filho J.V. et al. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Esc. 1:1.000.000. Campo Grande: CPRM. 121p. il. Convênio CPRMSEPROTUR/MS-EGRHP/MS.
- Pires A.C.B. 1995. Identificação Geofísica de Áreas de Alteração Hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**(1): 61-68.
- Miethke C., Souza Filho C.R. & Silva A.M. 2007. Assinatura geofísica e modelos prospectivos ‘*knowledge-driven*’ de mineralizações de Au no lineamento congonghas, sul do Cráton São Francisco, MG. *Rev. Bras. Geoc.*, **37**(3): 490-503.
- Silva A.M. 1999. Integração de dados geológicos e geofísicos utilizando-se uma nova técnica estatística para seleção de alvos para exploração mineral, aplicada ao *Greenstone belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 195 p.
- Soares P. C. & Fiori A. P., 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. *Notícia Geomorfológica*, v. 16, n. 32, p. 71-103.

Análise Qualitativa de Profundidade com o Método de Continuação para Cima Aerogeofísica, Sul do Pará

Marcos Kaíre Miguel Sobrinho

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Resumo Esse trabalho consiste na análise qualitativa dos dados de aerogeofísica do Sul do Pará com o método *Up Ward Continuation* com o objetivo de analisar o comportamento das assinaturas magnéticas, em vista que os basaltos, soleiras de diabásio e granitóides são delimitados nos dados mesmo a 20 km de profundidade, uma vez que a primeira derivada e o canal de potássio balizaram as estruturas, a primeira derivada por conta da eliminação das baixas frequências e o potássio pela característica da faixa granitóide e verificação em campo, portanto tirando conclusões para o restante.

INTRODUÇÃO O uso de medidas de um campo em uma elevação de nível ou superfície para determinar os valores do campo em um nível superior. A técnica é mais frequentemente usada em campos potenciais, como a gravidade ou em campos magnéticos, para reduzir medidas dispersas para um nível comum de uma simples interpretação entre os domínios temporais e frequenciais, aqui tratamos no frequencial. Continuação para cima é um método utilizado na exploração de petróleo e para estimar os valores de um campo gravitacional ou magnético usando medições em uma elevação mais baixa e extrapolando para cima, assumindo continuidade. Esta técnica é comumente usada para mesclar diferentes medidas para um nível comum de forma a reduzir dispersão e permitir a fácil análise. Ou seja, todas as altas frequências são removidas.

Uma vez que técnicas de *Fourier* se tornaram disponibilizadas, foi possível computar as derivadas verticais de enésima ordem pelo uso da idéia de que um campo independe do caminho, o diferencial é igual à zero. Fisicamente os dados estão continuados para cima em uma distância infinitesimal e são subtraídos do campo original (Figura 2).

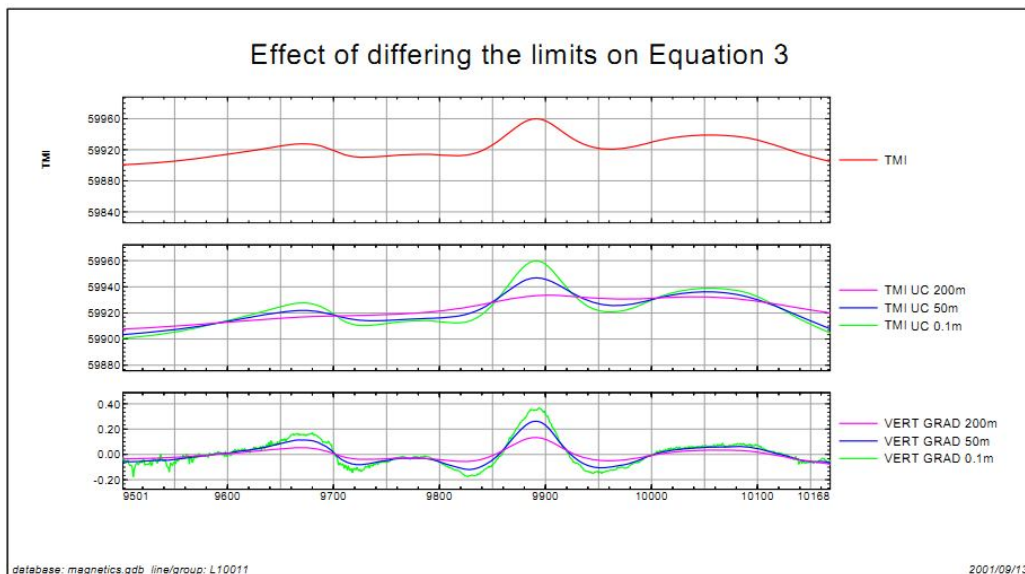


Figura 1 – Continuações de 0,50 e 200 m.

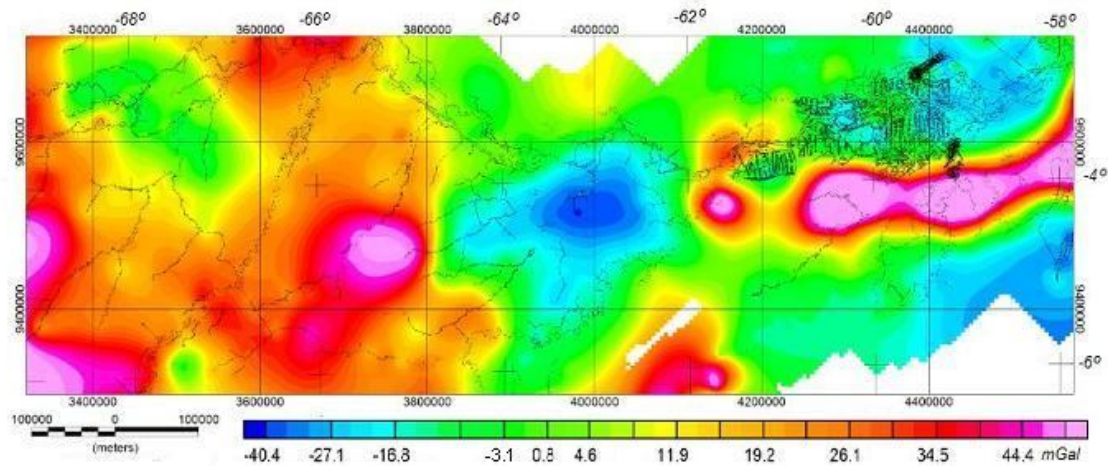
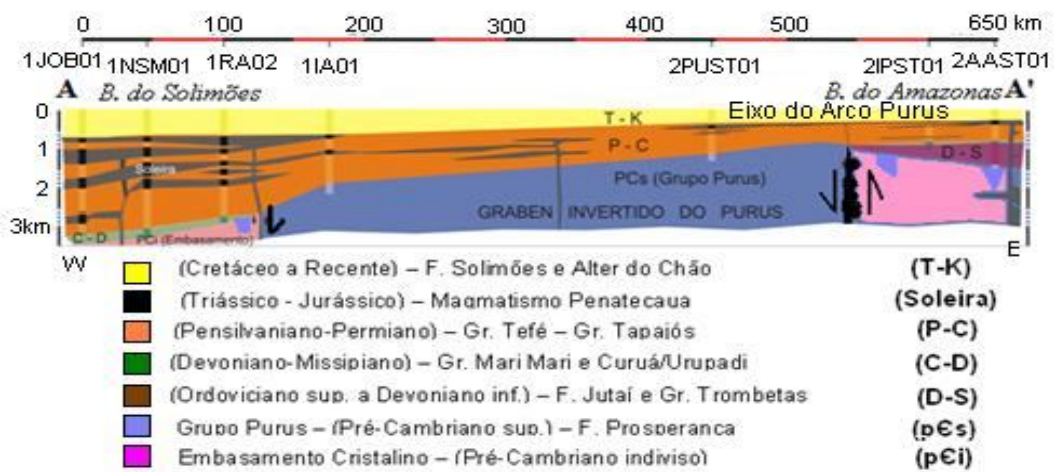


Figura 2 – Mapa Bouguer da região do Arco Purus, com pontos de amostragem.



(Localização da seção na Fig. 1)

Fonte: ANP/BDEP - Dados históricos.

Figura 3 – Seção geológica A-A' – Região do Arco Purus.

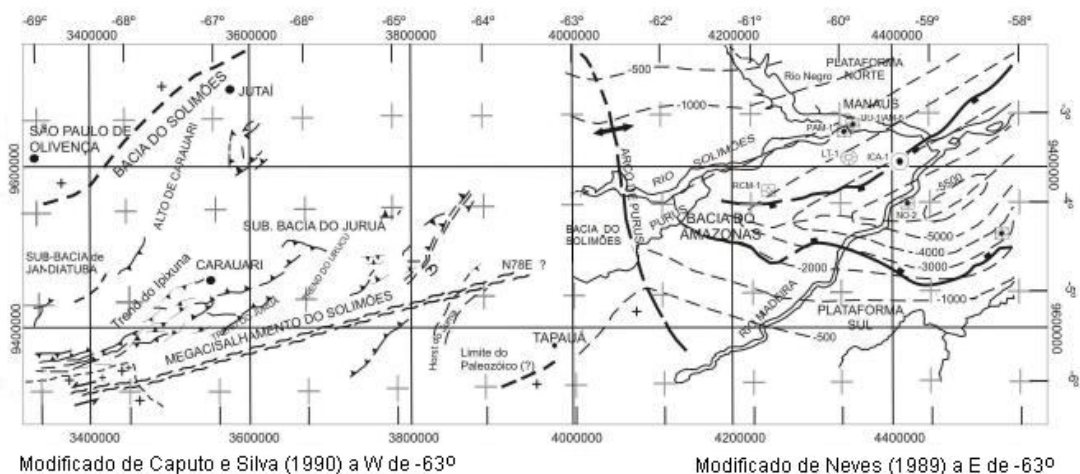
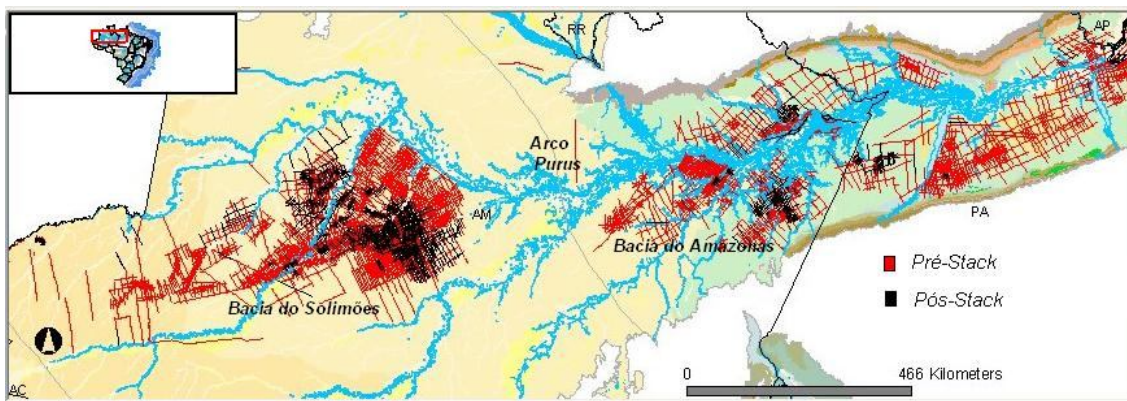


Figura 4 – Arcabouço estrutural das Bacias do Solimões e do Amazonas.



Fonte: BDEP Web Maps (<http://bdep.gov.br>)

Figura 5 – Dados públicos de aquisição sísmica 2D.

Devido à amostragem irregular e pouco densa das estações gravimétricas, os dados não se prestaram à aplicação de filtros para melhoria da relação sinal/ruído. Os dados aeromagnéticos, entretanto, mesmo antigos e de baixa qualidade para os padrões atuais, foram recuperados (caso dos projetos Manaus Oeste e Leste) e reprocessados, incluindo-se técnicas de micronivelamento, continuações e reduções para um mesmo nível e *datum*. A Figura 6 mostra o resultado obtido na forma de relevo sombreado.

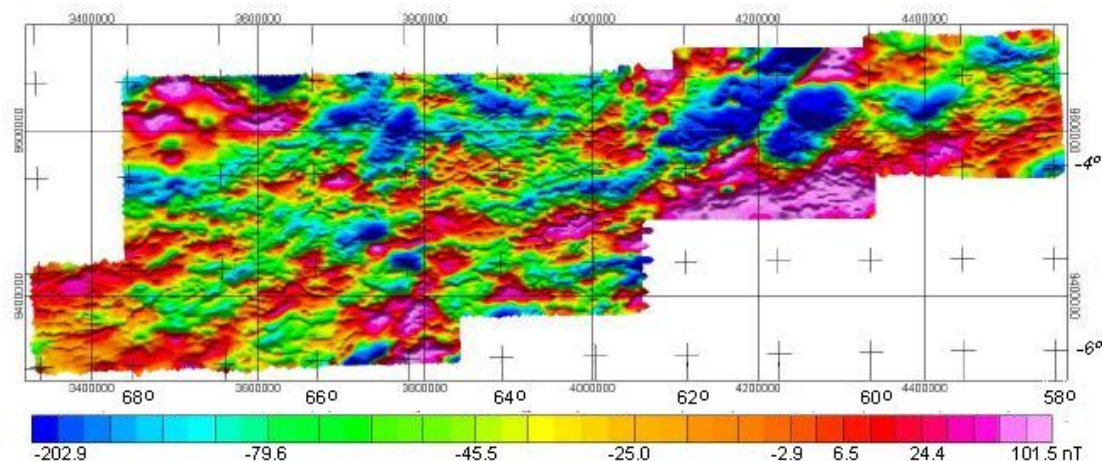


Figura 6 – Componente total do campo magnético reduzido do IGRF, continuado a 1 km.

Este mapa contém sinais de alta frequência provenientes das soleiras de diabásio, e de baixa, provenientes do embasamento cristalino. Os primeiros mascaram o fraco sinal proveniente do embasamento, dificultando a detecção do *graben*. Para contornar o problema foi feita uma continuação para cima (10 km), seguida da redução ao pólo, utilizando-se um forte fator de redução de amplitudes e, para reforçar a detecção do *graben* aplicou-se a deconvolução de Euler, utilizando-se o índice estrutural igual a zero (contatos) e janela de 20 por 20 km (Figura 7).

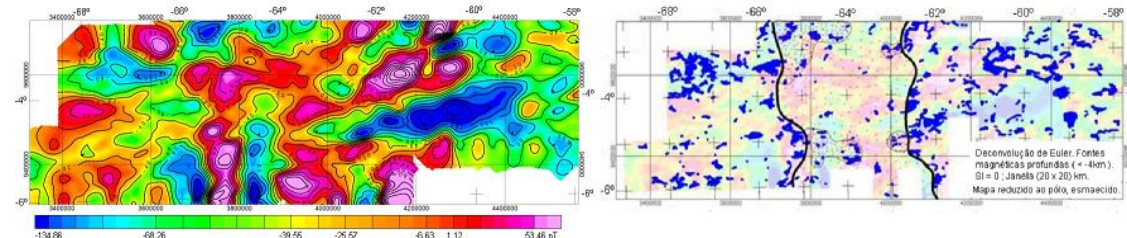


Figura 7 – Mapa Reduzido ao pólo. A direita, Deconvolução de Euler, sobre mapa esmaecido.

Finalmente, a Figura 8 mostra a interpretação estrutural profunda dos dados magnéticos continuados a 10 km, apoiada por dados gravimétricos, de poços de sondagens e da bibliografia existente, onde o conhecido Arco Purus (assinalado em preto na figura), coincide com o limite oriental de um grande *graben* invertido com largura da ordem de 300 km.

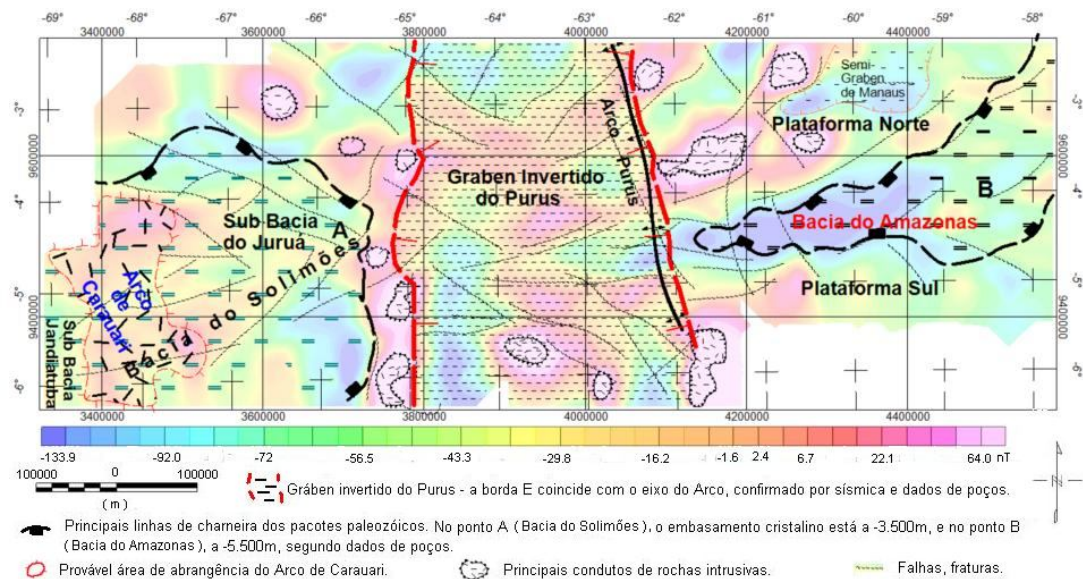


Figura 8 – Interpretação geofísica estrutural de dados magnéticos da região do Arco Purus.

CONCLUSÕES Este trabalho mostra que, mesmo se trabalhando com antigos dados aeromagnéticos, alguns perdidos e parcialmente recuperados pela digitalização de antigos mapas, como foi o caso dos projetos Manaus W e Manaus E, pode-se obter um ganho significativo no conhecimento estrutural das bacias sedimentares. As bacias cratônicas brasileiras estão todas cobertas por levantamentos semelhantes ou de melhor qualidade que estes, e conseqüentemente, a análise dessas bacias através desses dados, poderá agregar grandes valores em um curto espaço de tempo e baixo custo.

Agradecimentos Ao Serviço Geológico do Brasil, pelas facilidades disponibilizadas para apresentação deste trabalho.

Referências Bibliográficas

- Caputo M. V., Silva O. B. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões, in Origem e Evolução das Bacias Sedimentares. Petrobrás.
- Morales L. G. 1959. Geology & oil possibilities of Amazonas Basin. Fifth World Petroleum Congress, NY.
- Munis M. de B. 2009. Caracterização geomagnética do Graben Purus e suas implicações na evolução das bacias do Solimões e do Amazonas. Tese de Doutorado, PEC, Sistemas Petrolíferos, COPPE-UFRJ. 102p.
- Neves C.A.O. 1989. Prospectos potenciais e áreas prioritárias para a exploração na Bacia do Amazonas. I Seminário de Interpretação Exploratória. Petrobrás, p.13-23.
- Paiva G. de. 1929. Valle do Rio Negro; physiographia e geologia. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico. Rio de Janeiro, 40, 62p.
- Wanderley Filho J. R., Travassos W. A. S., Alves D. B. 2005. O diabásio nas Bacias Paleozóicas Amazônicas - herói ou vilão? Boletim de Geociências da Petrobrás, 14, 1, p.177-184.

Análise Qualitativa de Profundidade com o Método de Continuação para Cima Aerogeofísica,
Sul do Pará

Marcos Kaíre Miguel Sobrinho

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Resumo Esse trabalho consiste na análise qualitativa dos dados de aerogeofísica do Sul do Pará com o método *Up Ward Continuation* com o objetivo de analisar o comportamento das assinaturas magnéticas, em vista que os basaltos, soleiras de diabásio e granitóides são delimitados nos dados mesmo a 20 km de profundidade, uma vez que a primeira derivada e o canal de potássio balizaram as estruturas, a primeira derivada por conta da eliminação das baixas frequências e o potássio pela característica da faixa granitóide e verificação em campo, portanto tirando conclusões para o restante.

INTRODUÇÃO O uso de medidas de um campo em uma elevação de nível ou superfície para determinar os valores do campo em um nível superior. A técnica é mais frequentemente usada em campos potenciais, como a gravidade ou em campos magnéticos, para reduzir medidas dispersas para um nível comum de uma simples interpretação entre os domínios temporais e frequenciais, aqui tratamos no frequencial. Continuação para cima é um método utilizado na exploração de petróleo e para estimar os valores de um campo gravitacional ou magnético usando medições em uma elevação mais baixa e extrapolando para cima, assumindo continuidade. Esta técnica é comumente usada para mesclar diferentes medidas para um nível comum de forma a reduzir dispersão e permitir a fácil análise. Ou seja, todas as altas frequências são removidas.

Uma vez que técnicas de *Fourier* se tornaram disponibilizadas, foi possível computar as derivadas verticais de enésima ordem pelo uso da idéia de que um campo independe do caminho, o diferencial é igual à zero. Fisicamente os dados estão continuados para cima em uma distância infinitesimal e são subtraídos do campo original (Figura 2).

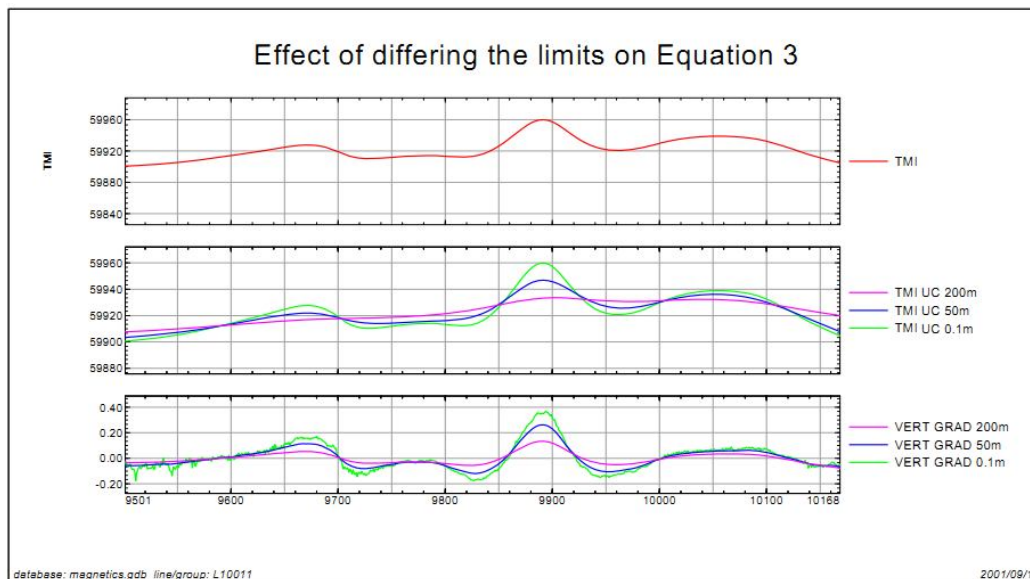


Figura 1 – Continuações de 0,50 e 200 m.

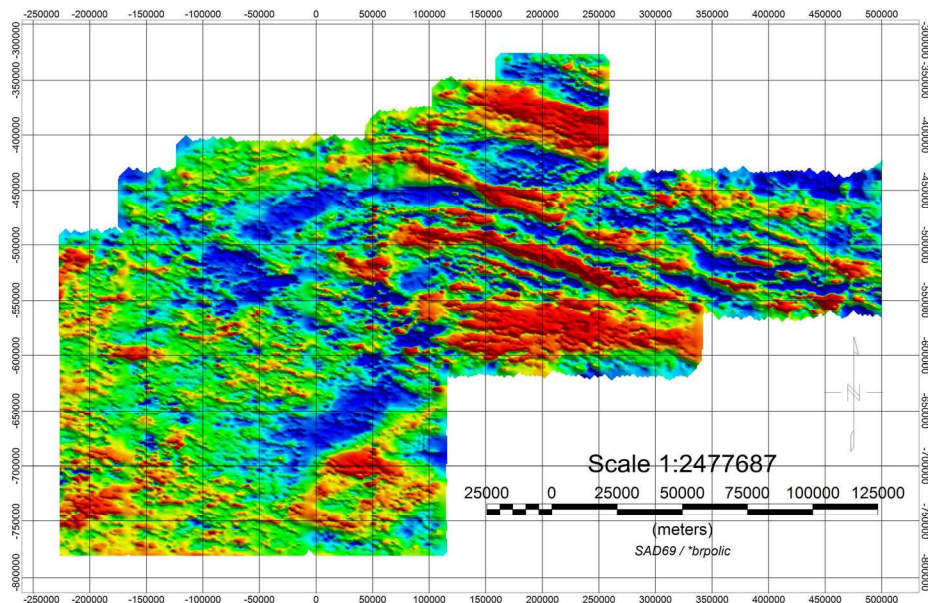


Figura 2 – Sem continuação para cima.

MÉTODOS No processamento dos dados magnetométricos foi utilizado o *software* Oasis Montaj, do sistema GEOSOFT, seguindo a seguinte rotina: preparação do banco de dados do levantamento, correção do erro de *paralaxe*, remoção da variação magnética diurna, nivelamento dos perfis, micronivelamento dos perfis e remoção do IGRF e *Up Ward Continuation* de 500,1000,5000,10000, 15000 e 20000 m (Figura 3) (CPRM 2011).

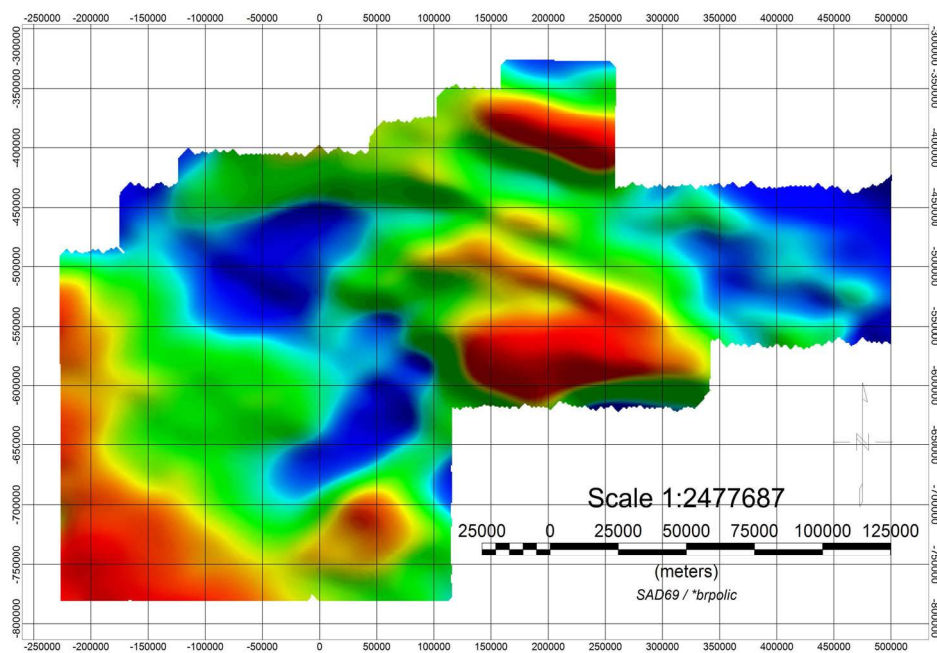


Figura 3 – Continuação para cima de 20000 m

RESULTADOS E CONCLUSÕES Ao observarmos a figura 2 percebemos todas as contribuições regionais com a utilização do método da continuação para cima retiramos todas as feições regionais ou/e residuais. Desta forma a eliminação de altas frequências deixando baixas frequências nos permite enxergar o comportamento das faixas anômalas de interesse e ter informações como inclinação e

profundidade dos corpos. Podemos então apenas tentar inferir e dar um “tiro no escuro” e dizer que as assinaturas magnéticas vermelhas são dos granitóides, as verdes dos basaltos e soleiras diabásios e as assinaturas azuis, possivelmente, rochas sedimentares ou não magnéticas, talvez granitóides, isso, pois o evento agora está sendo analisado a 20 km de profundidade e essas rochas estão aflorantes e se mantem a essa profundidade.

Referências Bibliográficas

- Caputo M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. PhD Thesis, University of Califórnia, Santa Barbara, 583 f.
- Caputo M.V., Silva O.B. 1990. Sedimentação e tectônica na Bacia do Solimões. Formação, origem e evolução de bacias sedimentares, 1, CENPES, p. 169-192.
- Carmichael R.S. 1982. Handbook of physical properties of rocks, 3, 273 pp.
- Costa J. 2001. Programa de diferenças finitas acústicas (Programa em Fortran). Universidade Federal do Pará, Departamento de Geofísica, Belém.
- Eiras J.F. *et al.* 1994. Bacia do Solimões. Boletim de Geociências da Petrobrás, **8**: 17-45.
- Eiras J.F. 1998. Tectônica, sedimentação e sistemas petrolíferos da Bacia do Solimões, Estado do Amazonas. In: TAHA M. (Coord.). *Searching for oil and gas in the land of giants*, Schlumberger, **2**: 23-31.
- José S.A. 2005. Modelagens magnetotélúrica e sísmica na Bacia do Espírito Santo. Tese de Doutorado, Universidade Estadual do Norte Fluminense, 128 p.
- Miguel Sobrinho M.K., Silva D.B. 2007. Estágio de acompanhamento às etapas de exploração e produção de Petróleo. Belém, Petrobrás, 38p.
- Rijo L. 1977. Modeling of electric and electromagnetic data. Salt Lake City. Tese de Doutorado, University of Utah, Department of Geology and Geophysics. 242 p.
- Thomas Filho A. *et al.* 1984. Estudo integrado do pré-cambriano com eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Petrobras.
- Silva L.M.C. 2006. DesG: uma nova metodologia para inversão e coleta de dados magnetotélúricos. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 169 p.

Análise Qualitativa de Profundidade com o Método de Continuação para Cima Aerogeofísica, Sul do Pará

Marcos Kaíre Miguel Sobrinho

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Resumo Esse trabalho consiste na análise qualitativa dos dados de aerogeofísica do Sul do Pará com o método *Up Ward Continuation* com o objetivo de analisar o comportamento das assinaturas magnéticas, em vista que os basaltos, soleiras de diabásio e granitóides são delimitados nos dados mesmo a 20 km de profundidade, uma vez que a primeira derivada e o canal de potássio balizaram as estruturas, a primeira derivada por conta da eliminação das baixas frequências e o potássio pela característica da faixa granitóide e verificação em campo, portanto tirando conclusões para o restante.

INTRODUÇÃO O uso de medidas de um campo em uma elevação de nível ou superfície para determinar os valores do campo em um nível superior. A técnica é mais frequentemente usada em campos potenciais, como a gravidade ou em campos magnéticos, para reduzir medidas dispersas para um nível comum de uma simples interpretação entre os domínios temporais e frequenciais, aqui tratamos no frequencial. Continuação para cima é um método utilizado na exploração de petróleo e para estimar os valores de um campo gravitacional ou magnético usando medições em uma elevação mais baixa e extrapolando para cima, assumindo continuidade. Esta técnica é comumente usada para mesclar diferentes medidas para um nível comum de forma a reduzir dispersão e permitir a fácil análise. Ou seja, todas as altas frequências são removidas.

Uma vez que técnicas de *Fourier* se tornaram disponibilizadas, foi possível computar as derivadas verticais de enésima ordem pelo uso da idéia de que um campo independe do caminho, o diferencial é igual à zero. Fisicamente os dados estão continuados para cima em uma distância infinitesimal e são subtraídos do campo original (Figura 2).

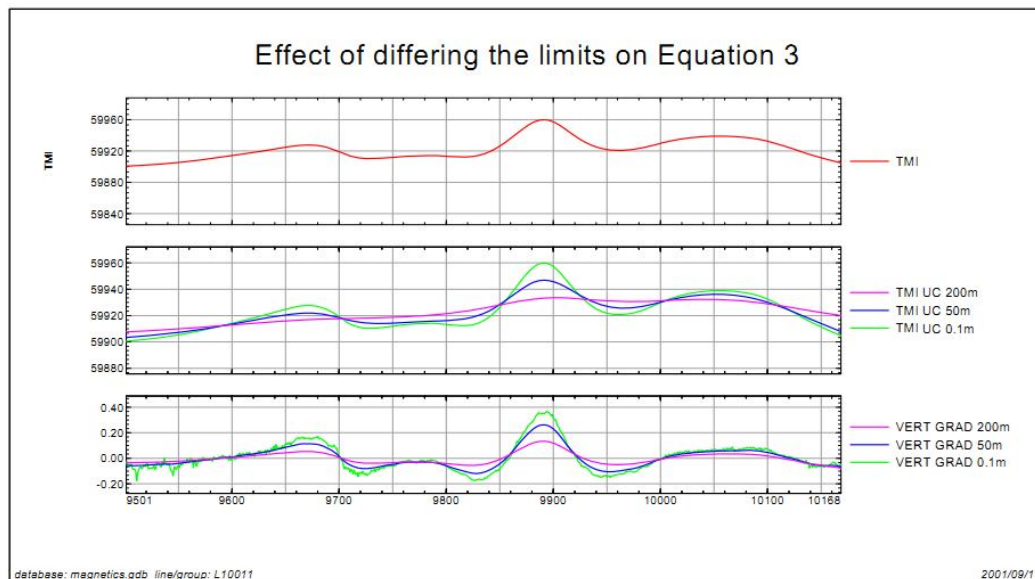


Figura 1 – Continuações de 0,50 e 200 m.

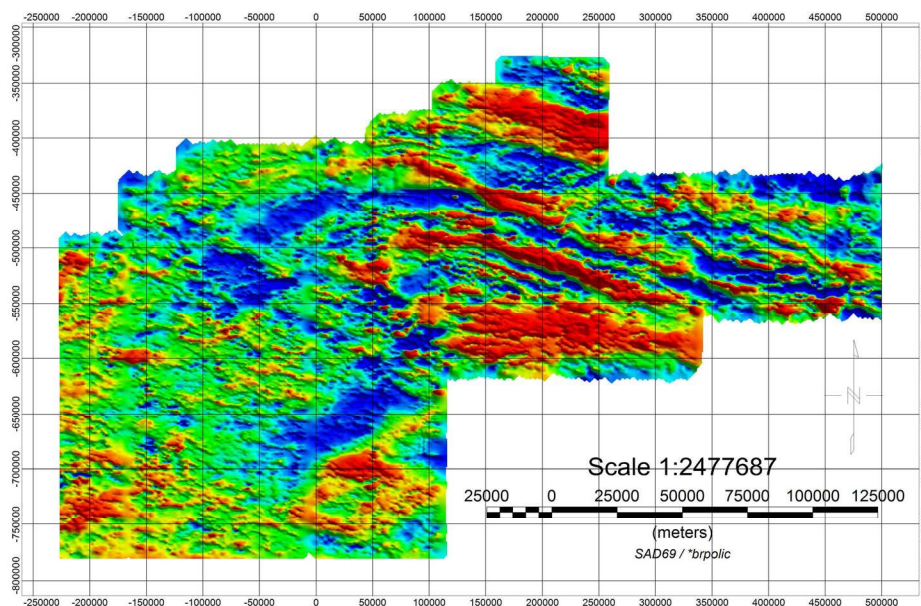


Figura 2 – Sem continuação para cima.

MÉTODOS No processamento dos dados magnetométricos foi utilizado o *software* Oasis Montaj, do sistema GEOSOFT, seguindo a seguinte rotina: preparação do banco de dados do levantamento, correção do erro de *paralaxe*, remoção da variação magnética diurna, nivelamento dos perfis, micronivelamento dos perfis e remoção do IGRF e *Up Ward Continuation* de 500,1000,5000,10000, 15000 e 20000 m (Figura 3) (CPRM 2011).

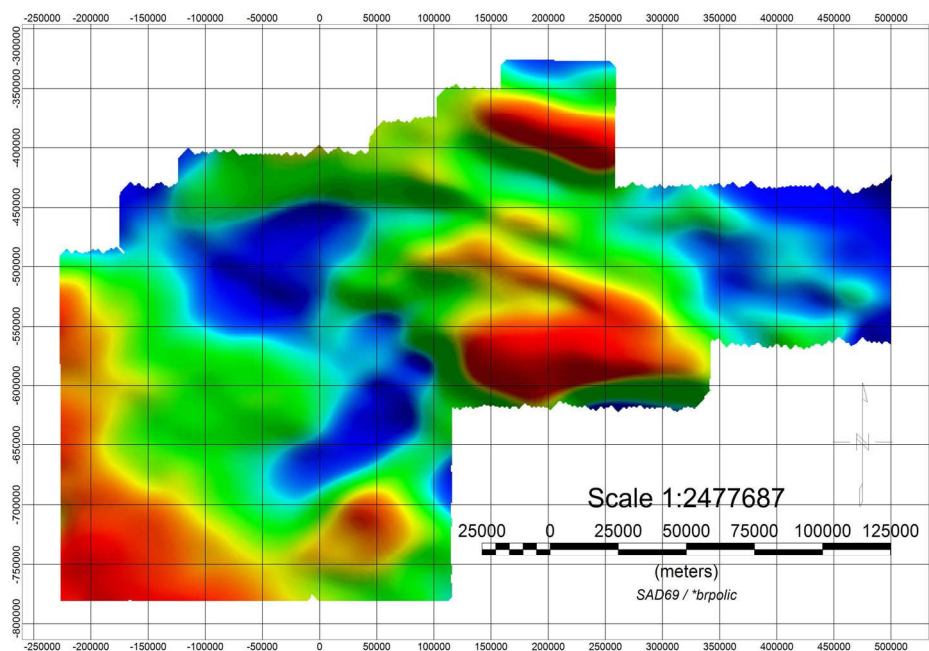


Figura 3 – Continuação para cima de 20000 m

RESULTADOS E CONCLUSÕES Ao observarmos a figura 2 percebemos todas as contribuições regionais com a utilização do método da continuação para cima retiramos todas as feições regionais ou/e residuais. Desta forma a eliminação de altas frequências deixando baixas frequências nos permite enxergar o comportamento das faixas anômalas de interesse e ter informações como inclinação e

profundidade dos corpos. Podemos então apenas tentar inferir e dar um “tiro no escuro” e dizer que as assinaturas magnéticas vermelhas são dos granitóides, as verdes dos basaltos e soleiras diabásios e as assinaturas azuis, possivelmente, rochas sedimentares ou não magnéticas, talvez granitóides, isso, pois o evento agora está sendo analisado a 20 km de profundidade e essas rochas estão aflorantes e se mantem a essa profundidade.

Referências Bibliográficas

- Caputo M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. PhD Thesis, University of California, Santa Barbara, 583 f.
- Caputo M.V., Silva O.B. 1990. Sedimentação e tectônica na Bacia do Solimões. Formação, origem e evolução de bacias sedimentares, 1, CENPES, p. 169-192.
- Carmichael R.S. 1982. Handbook of physical properties of rocks, 3, 273 pp.
- Costa J. 2001. Programa de diferenças finitas acústicas (Programa em Fortran). Universidade Federal do Pará, Departamento de Geofísica, Belém.
- Eiras J.F. *et al.* 1994. Bacia do Solimões. Boletim de Geociências da Petrobrás, **8**: 17-45.
- Eiras J.F. 1998. Tectônica, sedimentação e sistemas petrolíferos da Bacia do Solimões, Estado do Amazonas. In: TAHA M. (Coord.). *Searching for oil and gas in the land of giants*, Schlumberger, **2**: 23-31.
- José S.A. 2005. Modelagens magnetotélúrica e sísmica na Bacia do Espírito Santo. Tese de Doutorado, Universidade Estadual do Norte Fluminense, 128 p.
- Miguel Sobrinho M.K., Silva D.B. 2007. Estágio de acompanhamento às etapas de exploração e produção de Petróleo. Belém, Petrobrás, 38p.
- Rijo L. 1977. Modeling of electric and electromagnetic data. Salt Lake City. Tese de Doutorado, University of Utah, Department of Geology and Geophysics. 242 p.
- Thomas Filho A. *et al.* 1984. Estudo integrado do pré-cambriano com eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Petrobras.
- Silva L.M.C. 2006. DesG: uma nova metodologia para inversão e coleta de dados magnetotélúricos. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 169 p.

Regressão múltipla aplicada a dados aerogeofísicos na prospecção de urânio no Sudeste de Tocantins

Paixão M. M., Vidotti R. M., Pires A. C. B.

Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, paixao@unb.br, roberta@unb.br, acbpirez@unb.br

Resumo A região sudeste do estado de Tocantins foi investigada nas décadas de 70 e 80 com vistas a elementos radioativos, quando foram identificadas algumas ocorrências de urânio. O presente trabalho aplica a técnica de regressão múltipla aos novos dados de levantamentos aerogeofísicos disponíveis para o sudeste de Tocantins, conforme metodologia proposta por Pires *et al.* (2010). O resultado realçou ocorrências de urânio conhecidas na região e identificou outras anomalias que podem estar associadas a novas ocorrências.

Palavras-chave: urânio, regressão múltipla, Tocantins.

INTRODUÇÃO Na atualidade, a demanda mundial de urânio para fins de geração de energia elétrica tem crescido, tanto em função do aumento da demanda energética global, como pela busca de alternativas à queima de combustíveis fósseis. A prospecção de minerais radioativos no Brasil teve seu auge nas décadas de 70 e 80, período em que diversos levantamentos aerogeofísicos foram executados, especialmente por demanda de duas empresas estatais ligadas ao setor de energia nuclear: Empresas Nucleares Brasileiras S/A – Nuclebrás, extinta em 1988 e da Comissão Nacional de Energia Nuclear – CNEN. Como resultado desse esforço, foram identificadas ocorrências de minerais radioativos, principalmente minerais de urânio, em diversos pontos do território nacional, dentre elas, algumas de significativo potencial econômico, como os depósitos de Poços de Caldas–MG, Lagoa Real–BA e Itataia–CE. Na região leste do antigo estado de Goiás, a CNEN e a Nuclebrás identificaram, com o auxílio de levantamentos aerogeofísicos, algumas anomalias de urânio associadas a rochas do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília. Após a realização de sondagens, os prospectos foram considerados de pequeno porte e, conseqüentemente, os trabalhos foram suspensos (Andrade *et al.* 1985).

OBJETIVO Este trabalho propõe revisitar unidades litológicas anômalas em urânio, já investigadas no passado pela CNEN e Nuclebrás, utilizando-se a técnica de regressão múltipla, como forma de atenuar a influência litológica, na identificação de anomalias de urânio em recentes levantamentos aerogeofísicos do sudeste de Tocantins. Pretende-se aplicar a técnica proposta por Pires *et al.* (2010) em regiões com ocorrências de urânio já conhecidas, com o intuito de verificar o desempenho da técnica no realce destas mineralizações e sua aptidão na identificação de anomalias geofísicas que possam estar associadas a novas ocorrências de minerais uraníferos.

CONTEXTO GEOLÓGICO A geologia da região prospectada é dominada por terreno granito-gnáissico, Terreno Almas–Dianópolis, e coberturas metassedimentares paleoproterozóicas (Grupos Araí, Natividade e Serra da Mesa). Os principais alvos prospectivos são a Formação Ticunzal, composta principalmente por xistos e paragnaisses e a Suíte Peraluminosa Aurumina (Botelho *et al.* 1999), composta por granitos e tonalitos peraluminosos. Segundo Duarte & Bonotto (2006), essas são as litologias que hospedam mineralizações de urânio. A Figura 1 apresenta uma simplificação da geologia regional.

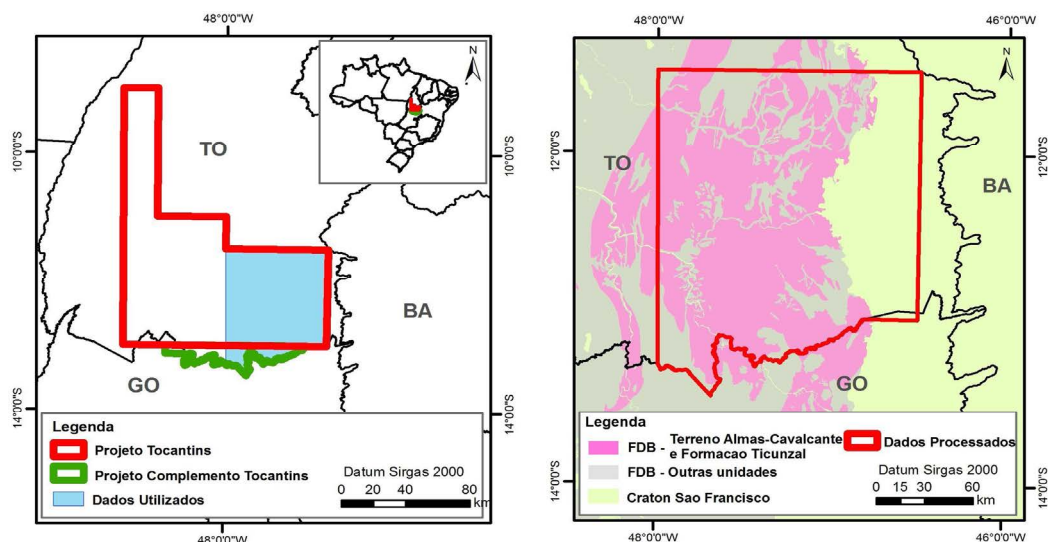


Figura 1 – a) Levantamentos aerogeofísicos utilizados e a área de interesse; b) Contexto geológico simplificado da área de interesse, localizada no sudeste do estado de Tocantins.

MATERIAIS E MÉTODOS Foram utilizados os dados de gamaespectrometria e magnetometria do Projeto Aerogeofísico Tocantins e de seu levantamento complementar, o Projeto Aerogeofísico Complemento Tocantins, concebidos dentro do Programa Geologia do Brasil da CPRM – Serviço Geológico do Brasil. As principais características desses levantamentos são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1 – Principais características dos levantamentos aerogeofísicos utilizados.

PROJETO	TOCANTINS	COMPLEMENTO TOCANTINS
Código CPRM	1073	1071
Intervalo de Amostragem	0,1s Mag. e 1,0s Gama.	0,1s Mag. e 1,0s Gama.
Altura de Vôo	100m	100m
Linhas de Vôo: Esp./Dir.	0,5km/N-S	0,5km/N-S
Linhas de Controle: Esp./Dir.	10,0km/E-W	10,0km/E-W
Velocidade Aprox. de Vôo	270km/h	240km/h
Aeromagnetômetro	Scintrex CS-3	Scintrex CS-2
Aerogamaespectrômetro	PicoEnvirotec GRS410 - 512 ch	Exploranium GR 820 - 256 ch
Tempo de Integração Gama	1,0s	1,0s

Os dados magnetométricos e gamaespectrométricos dos dois levantamentos foram unidos com a realização de ajuste para aproximar as médias dos dados na região de sobreposição dos dois levantamentos. Em seguida, os dados foram recortados para a área de interesse, para a qual foram gerados os *grids* dos canais de eU, eTh e K, além do *grid* de Amplitude do Sinal Analítico – ASA, a partir dos dados magnetométricos. Foi utilizada célula de 125 metros e o interpolador *Bi-directional line gridding*. Todo o processamento foi realizado no programa *Geosoft Oasis Montaj 7.0.1*. Os dados processados são apresentados na Figura 2.

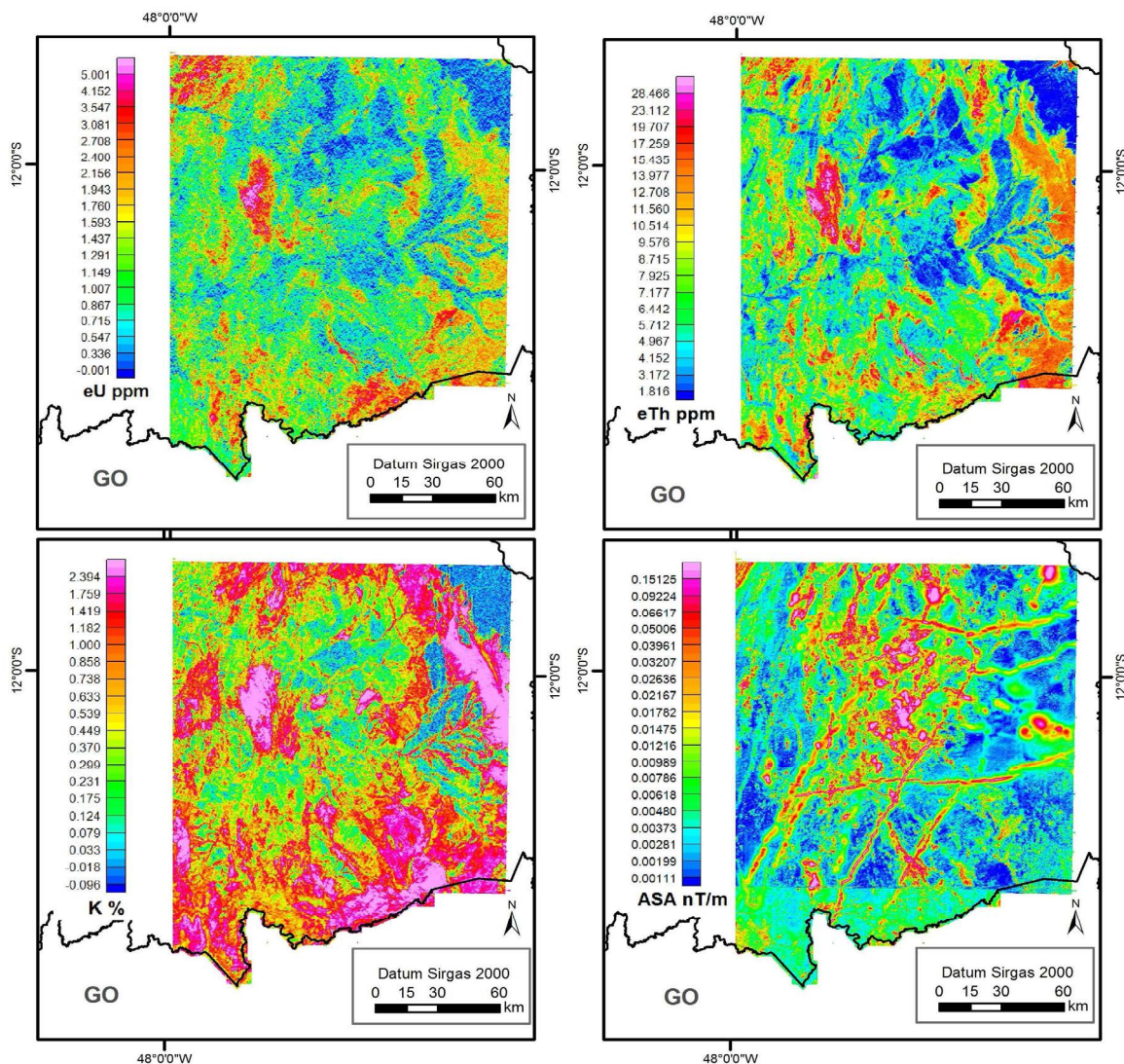


Figura 2 – Mapas dos produtos aerogeofísicos utilizados no processamento dos dados.

No programa *Minitab 15 Statistical*, foi realizada regressão múltipla dos produtos aerogeofísicos (Figura 02) para a região experimental (Figura 3), na qual é conhecida ocorrência de mineralização de urânio. Utilizou-se eU como variável dependente e os demais como variáveis independentes, conforme Pires *et al.* (2010). Obteve-se a equação (1) para determinação do urânio calculado (Ucal):

$$Ucal = 0,6802 * eTh + 0,4403 * K + 0,4996 * ASA \text{ (Equação 1)}$$

Por meio da equação (1), inicialmente foi determinado o Ucal que foi subtraído do eU para a área experimental, gerando o urânio anômalo – Uan. Em seguida, foi aplicada a mesma metodologia para a totalidade da área de interesse, resultando no mapa de urânio anômalo (Figura 3).

RESULTADOS O mapa de urânio anômalo para a área de interesse é apresentado na Figura 3, onde as anomalias estão representadas em duas faixas, a primeira correspondente à faixa entre a média mais 1 desvio padrão até à média mais 3 desvios padrões e a segunda corresponde aos valores acima deste valor.

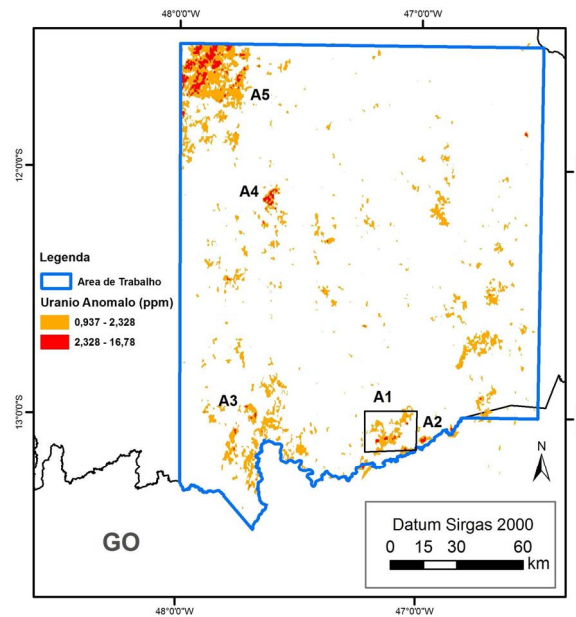


Figura 3 – Mapa de urânio anômalo para a área de interesse. Em destaque, retângulo preto ao sul, está a área experimental que gerou os coeficientes da regressão múltipla.

DISCUSSÃO Foram realçadas cinco regiões com anomalias acima da média mais 3 desvios padrões, demarcadas em vermelho na figura 3 e nomeadas de A1 a A5. A região A1 corresponde à ocorrência conhecida de urânio, as demais representam novas anomalias para a região e podem estar relacionadas a novas ocorrências do elemento urânio, as quais deverão ser checadas a campo.

CONCLUSÃO Conclui-se pela eficácia da metodologia proposta para a atenuação da influência litológica sobre a detecção de anomalias do elemento urânio. Essa técnica revela-se como uma ferramenta prática na investigação de urânio em áreas extensas e com grande diversidade litológica.

Agradecimentos Os autores agradecem à CPRM por ter cedido os dados aerogeofísicos utilizados.

Referências Bibliográficas

- Andrade S.M., Liberal G.S., Santos Filho J.L. 1985. Depósitos de urânio de Campos Belos e Rio Preto – Goiás. In: C. Schobbenhaus Filho (coord.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, Rio de Janeiro: DNPM. v.1, p.:169 - 75.
- Botelho N.F., Alvarenga C.S., Meneses P.R., D'el Rey L.H. 1999. Suíte Aurumina: Uma Suíte de Granitos Paleoproterozóicos, Peraluminosos e Sin-tectônicos na Faixa Brasília. In: SBG, VII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e X Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais, p. 17.
- Duarte C.R. & Bonotto D.M. 2006. Gamaespectrometria Aplicada ao Projeto Rio Preto (GO). *Geochimica Brasiliensis*, 20: 278-294.
- Marini O.J., Liberal G.S., Reis L.T., Trindade C.A.H., Souza S.L. 1978. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-cambriano do Estado de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. Anais, Recife, p. 126.
- Pires A. C. B., Vidotti R. M., Carmelo A. C. 2010. Realce de anomalias de urânio por regressão múltipla em levantamento aerogeofísico no sudeste de Goiás. In: SBGF, IV Simpósio Brasileiro de Geofísica. Anais, (no prelo).

Integração de dados aeromagnetométricos gradiométricos, aerogamaespectrométricos e geoquímicos para caracterização de prospectos auríferos do setor oeste da Província Mineral do Tapajós

Thais Andressa Carrino¹, Adalene Moreira Silva¹, Nilson Francisquini Botelho¹, Marcelo Pinto², Luiz Carlos Pinheiro Clerot² & Sérgio Sacani Sancevero³

¹ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília -thais.carrino@gmail.com, adalene@unb.br, nilsonfb@unb.br; ² Mapex Mineração – marcelopinto@mapex.com.br, lclerot@yahoo.com.br

³ ROXAR – sacani@gmail.com

Resumo Quatro prospectos auríferos do setor oeste da Província Mineral do Tapajós foram estudados através de um conjunto de dados multifonte para determinação de critérios prospectivos. No Prospecto 12 de Outubro, anomalias de ouro ocorrem, preferencialmente, em rochas do Grupo Iriri caracterizadas por altos valores de K, eTh e eU, e em associação a feições de baixos gradientes magnéticos ENE-WSW. Com a magnetometria gradiométrica, individualizaram-se enxames de diques máficos no Prospecto Rosa de Maio além de um sistema de falhas sinistrais E-W que secciona esta unidade máfica neste e no Prospecto Bandeirante (falha NW-SE). O papel destas falhas numa possível relação genética das mineralizações ainda não foi estabelecido. No Prospecto Maués, ocorrências de ouro estão relacionadas à região de contato entre rochas metassedimentares (marcadas por alto K) e granito da Suíte Parauari, e com a proximidade de extenso dique máfico. Megalineamentos NW-SE são visualizados na gamaespectrometria e podem ter papel na gênese do ouro de acordo com trabalhos anteriores.

Palavras-chave: aerogamaespectrometria, aeromagnetometria gradiométrica, vetores de exploração aurífera.

INTRODUÇÃO Os prospectos auríferos 12 de Outubro, Rosa de Maio, Bandeirante e Maués, localizados na região oeste da Província Mineral do Tapajós (PMT), Província Tapajós-Parima do Cráton Amazônico (Figura 1), são investigados neste artigo a partir de dados aeromagnetométricos gradiométricos e aerogamaespectrométricos, além de geoquímica de rocha e solo objetivando a definição de vetores prospectivos. O prospecto 12 de Outubro caracteriza-se por rochas hospedeiras de ouro abrangendo vulcânicas ácidas do Grupo Iriri (~1,8 Ga) como riolito, havendo intensa silicificação e brechas hidrotermais relacionadas com as mineralizações (Figura 2). Os prospectos Rosa de Maio e Bandeirante são marcados pela ocorrência principal de granitos da Suíte Parauari (~1,8 Ga) (Figura 2), já tendo sido constatada a K-feldspatização quando da ocorrência de ouro. O prospecto Maués caracteriza-se por ocorrências auríferas em rochas metassedimentares do Grupo Jacareacanga (~2,1 Ga), como quartzo-muscovita xisto (Figura 2), em proximidade espacial com os granitos da Suíte Parauari (Figura 1 (b)).

MATERIAIS E MÉTODOS Dados geoquímicos referentes à concentração de ouro foram cedidos pela empresa Mapex Mineração para as áreas dos prospectos Maués (594 amostragens para ouro em solo), Rosa de Maio (560 e 7323 amostragens, respectivamente, para ouro em rocha e solo), 12 de Outubro (680 amostragens para ouro em solo) e Bandeirante (40 amostragens para ouro em rocha). As malhas de geoquímica de ouro em solo dos prospectos 12 de Outubro e Rosa de Maio foram processadas por meio da simulação indicatriz sequencial a partir da confecção da variável indicatriz considerando-se o corte prospectivo de 50 ppb. Optou-se pela geração de 500 imagens equiprováveis e posterior cálculo da imagem da média e cortes de probabilidades. Dados aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos gradiométricos foram adquiridos entre 7 e 30 de janeiro de 2006, a uma altura constante de 100 m, sendo as linhas de voo (N-S) e de controle (E-W) equivalentes a: 100 m e 2300 m (12 de Outubro); 400 m e 4000 m (Bandeirante); 400 m e 4500 m (Maués); 75 m e 750 m (Rosa de Maio). Os dados do campo magnético anômalo (CMA) e dos gradientes medidos nas direções x e y (Gx e Gy) foram micronivelados de acordo com metodologia de Minty (1991), empregando-se o interpolador bi-direcional e tamanho de células de 25 m (12 de Outubro), 15 m (Rosa de Maio), 100 m (Maués) e 80 m (Bandeirante). Desta forma, foram calculadas as imagens das derivadas horizontais de primeira ordem do CMA (Dx e Dy) e da derivada vertical (Dz) visando o cálculo da amplitude do sinal analítico (ASA), além das imagens de Gy e Gx. Os dados aerogamaespectrométricos foram micronivelados similarmente para a produção das imagens dos canais de K (%), eTh (ppm) e eU

(ppm), mas utilizando-se o interpolador curvatura mínima. A partir destas imagens, foram geradas composições coloridas e razões de radioelementos.

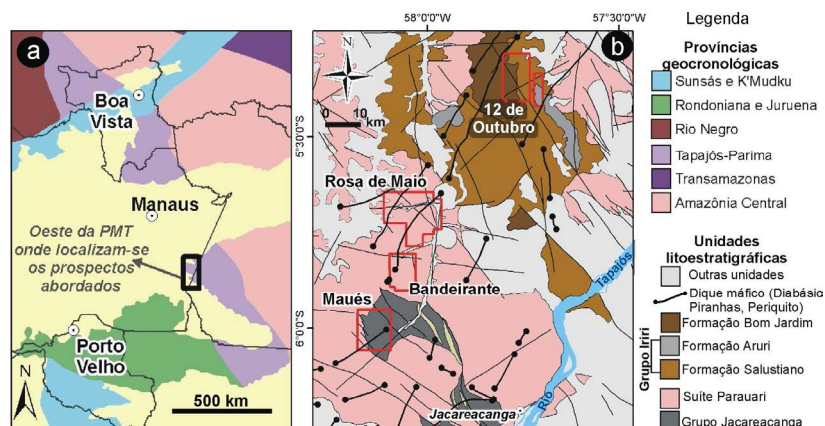


Figura 1. (a) Localização do setor oeste da PMT na província geocronológica Tapajós-Parima. Em (b), mapa geológico regional (Klein *et al.* 2001) e inclusão dos quatro prospectos abordados.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Duas principais unidades geológicas ocorrem na região do Prospecto 12 de Outubro: rochas vulcânicas intermediárias da Formação Bom Jardim (~1,8 Ga), caracterizadas por respostas de alto K e baixas de eTh e eU, e rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iriri (~1,8 Ga) marcadas por altos valores de K, eTh e eU. Seis ocorrências de ouro mapeadas pela Mapex Mineração ocorrem neste último domínio assim como anomalias de ouro em solo maiores que 50 ppb que também se encontram associadas com baixos valores de gradientes magnéticos de direção aproximada ENE-WSW observados nas imagens de Gx e Gy. Estes devem representar um sistema de fraturas ou falhas que condicionam as mineralizações de ouro paleoproterozóico marcado ainda por ocorrências de brechas hidrotermais e silicificação (Figura 2). O Prospecto Rosa de Maio é caracterizado, na gamaespectrometria aérea, por grande obliteração das respostas de raios gama de rochas *in situ* em função do desenvolvimento de espesso perfil de solo, havendo, na imagem em RGB de K, eTh e eU, alta resposta de eTh (presente em minerais mais resistentes ao intemperismo, como zircão e monazita) e baixas de K e eU. Em algumas porções do Prospecto 12 de Outubro esta assinatura está presente e relacionada com solos conforme verificado em campo (*cf.*, Figura 2). Outro fator limitante na análise das respostas gamaespectrométricas do Prospecto Rosa de Maio é a ocorrência de extensas aluviões. Diques máficos, em virtude da alta resolução dos dados geofísicos, puderam ser distinguidos na imagem ternária de K, eTh e eU (RGB), e corroboram com a observação da imagem do gradiente medido na direção y (Gy). Estes diques são caracterizados por direção NNE-SSW, NE-SW e E-W, e apresentam-se segmentados por falhamentos E-W sinistrais, como pode-se observar de forma mais clara no perfil da linha de vôo L10240 (Figura 3), em cuja falha o atual curso do Igarapé Anta está instalado. Anomalias de ouro em solo são observadas em três sub-regiões denominadas pela Mapex Mineração de: **(a)** Prospecto Sela (anomalias de ouro em solo e em rocha dispostas preferencialmente na direção E-W); **(b)** Prospecto Centro-norte (anomalias pontuais de ouro em solo); **(c)** Prospecto Buriti (anomalias de ouro são caracterizada por tendência semi-circular, com eixos aproximados de 3 km (N-S) e 2,6 km (E-W)). Estas anomalias de ouro também apresentam-se espacialmente associadas com a presença dos enxames de diques máficos, sendo que é necessário esclarecer se: **(1)** estes são pertencentes a uma mesma época de formação, **(2)** se possuem em papel importante na metalogênese do ouro e **(3)** se as intrusões fissurais máficas foram favorecidas pela existência de estruturas mais antigas, algumas das quais podem ter tido papel como condutos de fluidos hidrotermais. No Prospecto Bandeirante, os mesmos diques NNE-SSW que afetam o Prospecto Rosa de Maio são visualizados, e também apresentam-se segmentados por falhamento sinistral de direção NW-SE (a mesma do *trend* aurífero Patrocínio – Espírito Santo).

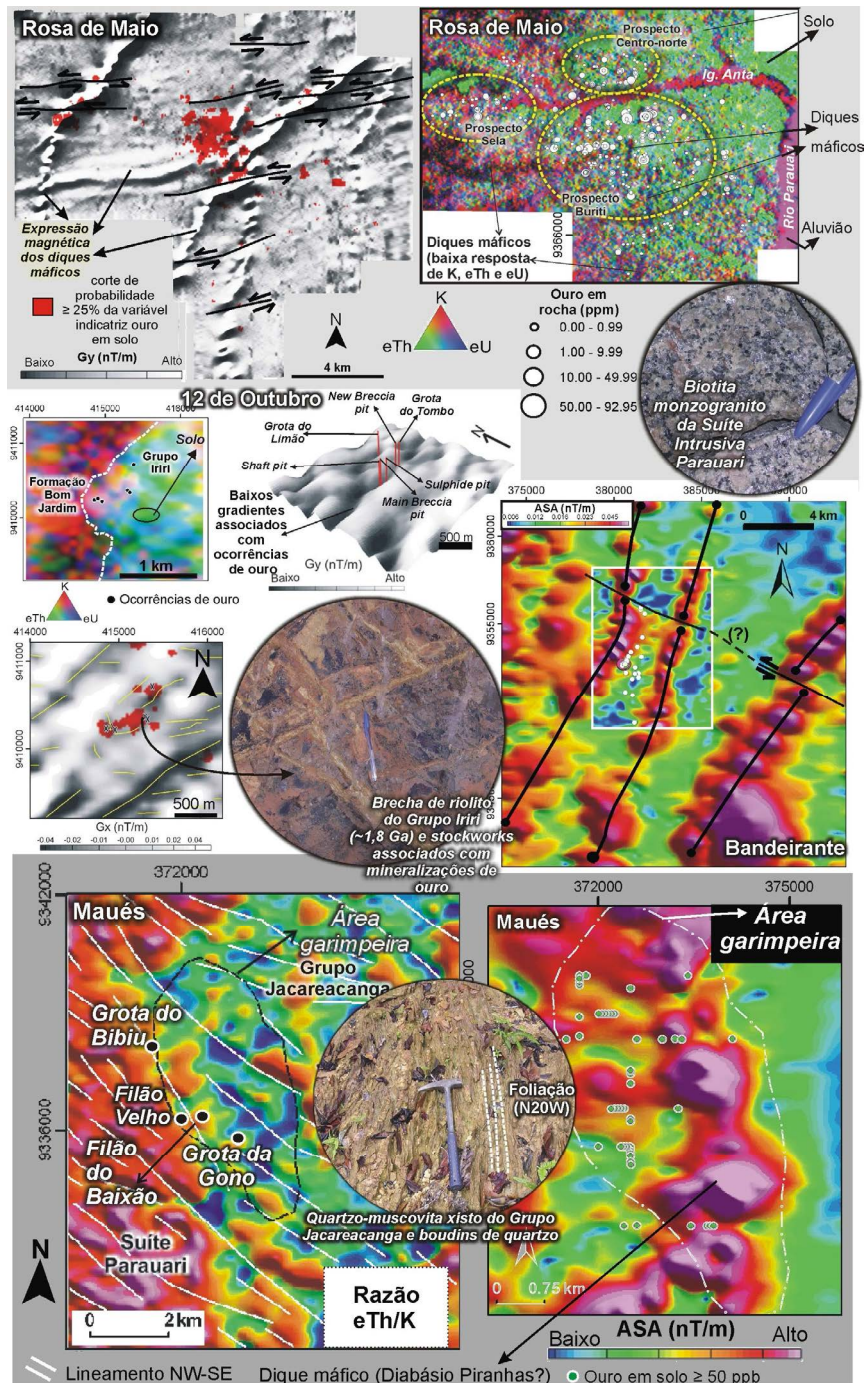


Figura 2. Principais resultados interpretativos de imagens multifonte nos prospectos estudados.

No Prospecto Maués, ocorrências de ouro (Grotas do Bibiu, Filão Velho, Filão do Baixão, Grotas do Gono), estão relacionadas com a proximidade espacial da interface de metassedimentos do Grupo Jacareacanga (marcados por altos valores de K) com os granitos pós-colisionais da Suíte Parauari. Dique máfico intruiu na região, sendo bem visível na imagem da ASA. A parte leste do aerolevantamento é marcada por relevo magnético suave relacionado com pacotes de metassedimentos do Grupo Jacareacanga e a parte oeste apresenta relevo magnético mais rugoso. Neste último domínio, ocorrem anomalias de ouro em solo maiores e iguais a 50 ppb (Figura 2). Assim como discutido nas regiões dos prospectos Rosa de Maio e Bandeirante, a presença deste dique não foi totalmente investigada quanto à possível relação com a gênese de ouro. No atual panorama do conhecimento

geológico deste setor da PMT, os extensos diques NNE-SSW e NE-SW podem fazer parte da unidade Diabásio Piranhas, datada por Santos *et al.* (2002) (U–Pb em badeleita de amostra de dique de olivina gabro) em 507 ± 4 Ma, e seriam posteriores à gênese do ouro. Megalineamentos paleoproterozóicos NW-SE (*trend* aurífero Patrocínio-Espírito Santo) são bem visíveis na imagem da razão eTh/K.

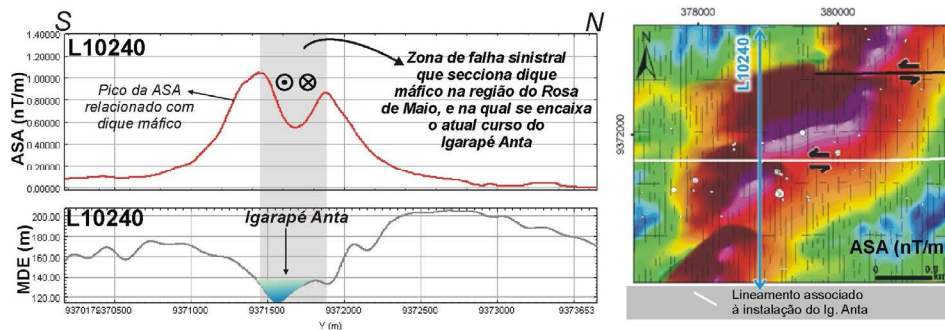


Figura 3. Análise de perfil da linha de vôo L10240 na região do prospecto Sela (Rosa de Maio), e indicação de falha sinistral que secciona dique máfico e compreende o atual encaixe do Igarapé Anta.

CONCLUSÕES As principais conclusões obtidas neste estudo compreendem: **(a)** a deformação de diques máficos nos prospectos Rosa de Maio e Bandeirante permite questionar, caso estes diques possuam a idade de 510 Ma, a ocorrência de evento tectônico posterior a esta idade cambriana e que estaria relacionada, de forma genérica, à sexta fase tectono-evolutiva apresentada no PROMIN-Tapajós (Klein *et al.* 2001). Neste caso, as estruturas E-W, que são bem marcadas na região do Prospecto Rosa de Maio e que podem ter um papel relevante na gênese do ouro, podem ter sido reativadas num período pós 510 Ma e os diques podem ter tido um papel importante como fonte de calor responsável pela remobilização do ouro, visto a intrínseca relação da disposição espacial de anomalias auríferas em solo e em rocha dos prospectos Rosa de Maio, Maués e Bandeirante com a proximidade de diques máficos; **(b)** no Prospecto 12 de Outubro, a principal feição magnética compreende baixos gradientes ENE-WSW associados com ocorrências auríferas; **(c)** no caso do Prospecto Maués, a principal área para exploração localiza-se próxima à interface de metassedimentos do Grupo Jacareacanga com os granitos Parauari e dique máfico, além de extensos lineamentos NW-SE que podem ter papel na gênese do ouro; **(d)** a gamaespectrometria aérea mostrou-se parcialmente útil para a identificação de litologias e de possíveis assinaturas hidrotermais em função da formação de espessos perfis de solos e presença de grandes aluviões, principalmente no Prospecto Rosa de Maio.

Agradecimentos À UnB pelo suporte técnico, à CAPES pela bolsa de mestrado da primeira autora e ao CNPq pelo projeto CT-Mineral (processo nº.555063/2006-2) e pelas bolsas de produtividade em pesquisa de A.M. Silva e N.F. Botelho.

Referências Bibliográficas

- Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Santos M.L.E., Ferreira A.L. 2001. Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós. Folhas Vila Mamães Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-X), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001, 81 p.
- Minty B.R.S.1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, **22**: 591-592.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 409-429.

Gamaespectrometria terrestre aplicada à análise do comportamento de radioelementos em diferentes litologias e alterações hidrotermais: definição de critérios para a prospecção aurífera na Província Mineral do Tapajós

Thais Andressa Carrino¹, Adalene Moreira Silva¹, Nilson Francisquini Botelho¹, Marcelo Pinto², Luiz Carlos Pinheiro Clerot² & Sérgio Sacani Sancevero³

¹ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília -thais.carrino@gmail.com, adalene@unb.br, nilsonfb@unb.br; ² Mapex Mineração – marcelopinto@mapex.com.br, lclerot@yahoo.com.br; ³ ROXAR – sacani@gmail.com

Resumo Dados gamaespectrométricos (K, eTh, eU, contagem total) medidos com o instrumento GRS-500 durante etapa de campo na porção oeste da Província Mineral do Tapajós (Estado do Amazonas), especificamente nos prospectos 12 de Outubro, Rosa de Maio, Bandeirante e Maués, foram analisados através de gráficos e por meio de técnicas de estatística multivariada (Análise por Principais Componentes e classificador K-médias) a fim de discernir grupos geológico-gamaespectrométricos associados com rochas paleoproterozóicas como granitos Parauari, xistos do Grupo Jacareacanga e riolitos do Grupo Iriri, mineralizados ou não, além de produtos intempéricos. Com o método gamaespectrométrico, foi possível individualizar assinaturas de alteração potássica (Prospectos Rosa de Maio e Bandeirante) e a silicificação (Prospecto 12 de Outubro), ambas caracterizadas, respectivamente, por altos valores da radiação gama (principalmente K) e queda sutil de K, eTh e eU. Estes resultados sugerem este método como ferramenta para a prospecção aurífera em estágios iniciais na província.

Palavras-chave: gamaespectrometria terrestre, análise estatística multivariada, padrões de radiação gama.

INTRODUÇÃO A gamaespectrometria compreende uma ferramenta importante para o reconhecimento geológico (*cf.*, Dickson & Scott 1997) principalmente em terrenos de difícil acesso e, em partes, também permite a extração de informações geológicas em terrenos intemperizados. Nesta circunstância, a coleta de medidas pontuais, com instrumentos portáteis, pode auxiliar sobremaneira o entendimento dos padrões da radiação gama em diferentes litologias e para a definição de vetores de exploração a partir da caracterização do comportamento de alterações hidrotermais diagnósticas da mineralização. O objetivo deste artigo consiste em determinar classes geológico-gamaespectrométricas através da análise das respostas gamaespectrométricas terrestres a partir da comparação gráfica e por agrupamento de classes por meio do uso da Análise por Principais Componentes (APC) e do K-médias, focando, sobretudo, a subdivisão de grupos de rochas mineralizadas de quatro prospectos auríferos da Província Mineral do Tapajós (PMT). Os prospectos abordados compreendem (Figura 1 (a)): Maués, caracterizado por rochas hospedeiras pertencentes ao Grupo Jacareacanga (~2,1 Ga), como quartzo-muscovita xisto; 12 de Outubro, marcado por riolitos e brechas hidrotermais, pertencentes ao Grupo Iriri (~1,8 Ga), hospedeiros de ouro, havendo intensa silicificação (*stockworks*); e os prospectos Rosa de Maio e Bandeirante, caracterizados por rochas hospedeiras de mineralizações auríferas associadas, majoritariamente, a granitos da Suíte Intrusiva Parauari (~1,8 Ga). Há ocorrências de K-feldspatização como uma recorrente alteração hidrotermal nestes dois prospectos.

MATERIAIS E MÉTODOS Dados gamaespectrométricos terrestres foram coletados por meio do gamaespectrômetro portátil GRS-500 da SCINTREX LIMITED durante a etapa de campo que foi realizada entre 5 e 14 de setembro de 2008. Este aparelho é formado por um módulo com as medidas de 23,5 x 11,5 x 6,4 cm e peso de cerca de 2,5 kg. O detector é constituído por um cristal de iodeto de sódio ativado à tálio com volume de 124 cm³. As janelas de energia compreendem a TC1 (contagem total acima de 0,08 MeV), TC2 (contagem total acima de 0,40 MeV), K (entre 1,35 e 1,59 MeV), eU (entre 1,65 e 1,87 MeV), eTh (entre 2,45 e 2,79 MeV). As leituras da radiação gama são fornecidas em contagens por segundo (cps). A coleta de dados de K, eU, eTh e contagem total (TC2) foram realizadas nos afloramentos de rochas quando encontrados, solos e saprolitos, em distribuição aleatória, considerando-se um tempo em torno de 2 minutos para assegurar boa estatística dos dados amostrados. Optou-se pela manutenção das leituras medidas em cps para análise qualitativa das assinaturas gamaespectrométricas de materiais geológicos. Estes dados foram avaliados através da confecção de gráficos (Figura 1 (b)), a fim de se analisar, visualmente, o comportamento dos

radioelementos K, eTh e eU em litologias distintas (e.g., granito, rochas vulcânicas) e os efeitos causados nestas rochas quando alteradas hidrotermalmente. Outra forma de análise empregada consistiu no processamento de 18 medidas realizadas por meio da APC e posterior agrupamento de classes através da aplicação do classificador K-médias (MacQueen 1967) (Figura 1 (c)).

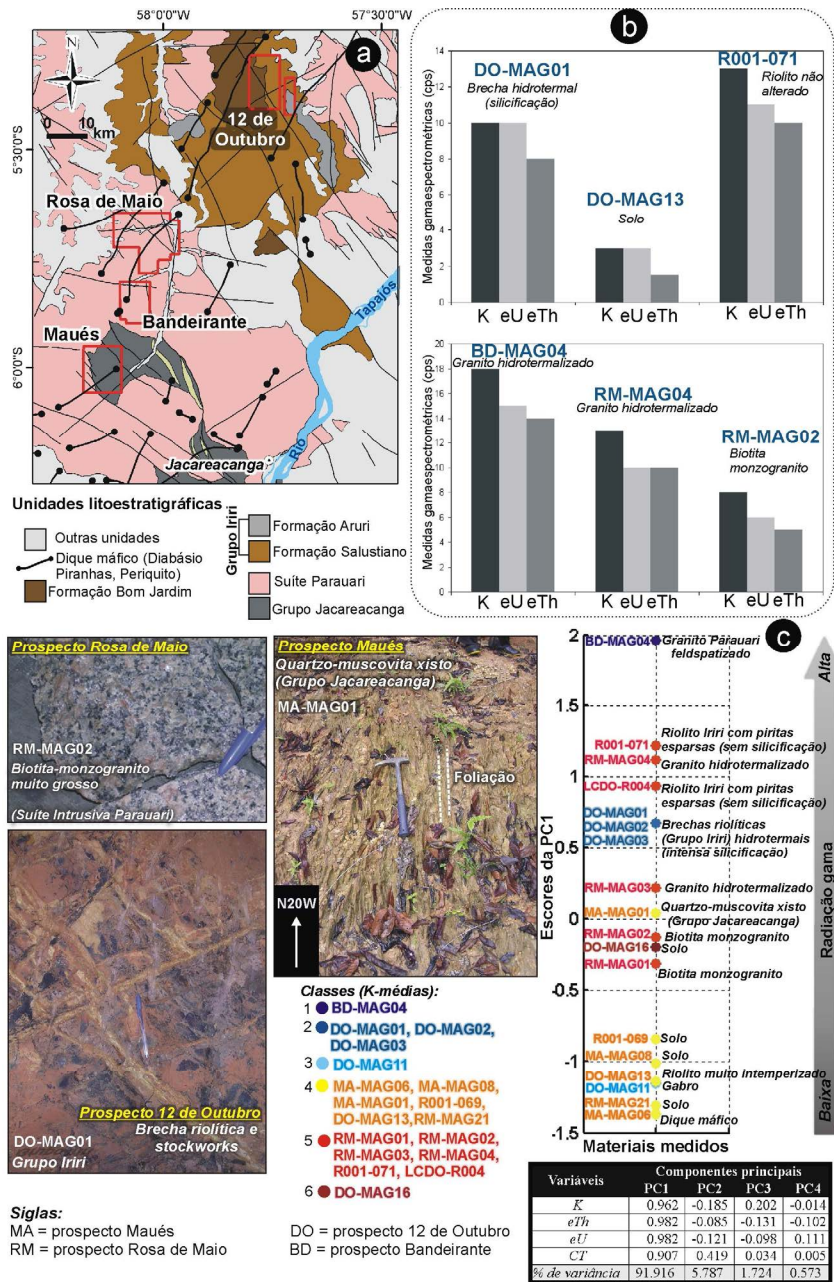


Figura 1. Mapa geológico regional (Klein *et al.* 2001) e inserção dos prospectos estudados (a), e gráficos do comportamento de radioelementos para algumas rochas e solos. Em (c), gráfico de escores da primeira componente principal. Fotografias de alguns afloramentos também estão apresentadas.

RESULTADOS As características radiométricas derivadas do uso do gamaespectrômetro portátil GRS-500 revelam diferentes padrões de radiação gama quando da ocorrência de alterações hidrotermais distintas, especificamente a silicificação (Prospecto 12 de Outubro) e a potassificação (Prospectos Rosa de Maio e Bandeirante). Na Figura 1 (b) estão apresentados gráficos do comportamento de radioelementos de alguns materiais medidos. Em geral, as medidas de K, eTh e eU das rochas vulcânicas ácidas pertencentes ao Grupo Iriri, e que são hospedeiras do ouro no Prospecto

12 de Outubro, são altas (*cf.*, ponto R001-071). Entretanto, pode-se observar que há uma queda sutil das medidas destes três radioelementos quando da ocorrência de silicificação, indicando um importante vetor para a exploração nesta área. A presença de solos acarreta uma diminuição muito expressiva das contagens de radiação gama em função da lixiviação de radioelementos, principalmente K e eU (Dickson & Scott 1997). A ocorrência de feldspatização nos prospectos Rosa de Maio e Bandeirante, associada a rochas graníticas da Suíte Parauari, também mostra um padrão da radiação gama que a distingue das rochas graníticas não alteradas. Nota-se um aumento das contagens quando da ocorrência deste tipo de alteração hidrotermal, principalmente no canal do K (Figura 1 (b)).

Essas observações acima citadas são corroboradas pela confecção e interpretação do gráfico da Figura 1 (c), que mostra *clusters* de assinaturas radiométricas provenientes de 18 pontos medidos em campo. Este quadro foi confeccionado por meio da aplicação da APC nos dados de K, eTh, eU e contagem total, e posterior agrupamento em 6 classes através do uso do classificador K-médias.

Com base nos autovetores produzidos (*cf.*, Figura 1 (c)), pode-se verificar que a primeira componente principal (PC1) é caracterizada por variância total de 91,916% além de alta contribuição positiva (>0,9) de todas as quatro variáveis (K, eTh, eU e contagem total). Os escores obtidos a cada um dos 18 pontos de medidas e referentes a esta primeira componente principal designam de maneira geral, por meio dos maiores valores, as medidas que são caracterizadas por maiores contagens de radiação gama (Tabela 1). Em contrapartida, os valores de escores da PC1 marcados pelos valores mais baixos, caracterizam as rochas com menores contagens da radiação gama (Tabela 1). Essa relação é observada no gráfico da Figura 1 (c), em cujo eixo de escores da PC1 é possível analisar dois grandes domínios: um referente às medidas gamaespectrométricas com menores escores, ou seja, que caracterizam as rochas com baixas contagens da radiação gama e que perfazem rochas máficas (e.g., pontos MA-MAG06 e DO-MAG11) e solos provenientes de rochas metassedimentares, graníticas e vulcânicas. O outro domínio no gráfico é marcado por maiores valores de escores, abrangendo rochas félsicas mineralizadas e aquelas félsicas não mineralizadas e menos afetadas pelo intemperismo. Neste último domínio, ainda analisando-se o eixo dos escores da PC1, nota-se que as contagens da radiação gama vão aumentando dos biotita monzogranitos Parauari não-mineralizados (e.g., ponto RM-MAG02 - K = 8 cps, eTh = 5 cps, eU = 6 cps, contagem total = 140 cps), passando para o quartzo-muscovita xisto do Grupo Jacareacanga (ponto MA-MAG01 - K = 8 cps, eTh = 6 cps, eU = 7,5 cps, contagem total = 142 cps), os riolitos brechados mineralizados e silicificados do Grupo Iriri (pontos DO-MAG01, DO-MAG02, DO-MAG03 - K=10 cps, eTh = 8 cps, eU = 10 cps, contagem total = 200 cps), granitos Parauari mineralizados (e.g., ponto RM-MAG04 - K=13 cps, eTh = 10 cps, eU = 10 cps, contagem total = 235 cps), riolitos do Grupo Iriri não-silicificados (e.g., ponto R001-071 - K=13 cps, eTh = 10 cps, eU = 11 cps, contagem total = 245 cps), até o granito Parauari feldspatizado constatado no Prospecto Bandeirante, o qual é caracterizado pelos maiores valores gamaespectrométricos (ponto BD-MAG04 - K= 18 cps, eTh= 14 cps, eU= 15 cps, contagem total = 220 cps).

A partir desta forma de representação das assinaturas geológico-gamaespectrométricas, é possível diferenciar rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iriri mineralizadas e silicificadas (classe 2) presentes no Prospecto 12 de Outubro daquelas não afetadas por este tipo de alteração hidrotermal (classe 5), corroborando com os resultados de geoquímica de rocha de Botelho *et al.* (2009) que observaram que o aumento do conteúdo de sílica (associado também à maior quantidade de ouro) relaciona-se com menores valores de K₂O. Com a gamaespectrometria terrestre, ficou evidente a diminuição dos três radioelementos K, eTh e eU e da contagem total quando da ocorrência da silicificação, conforme as medidas citadas anteriormente. Da mesma forma, foi possível distinguir o granito Parauari K-feldspatizado (classe 1) daqueles sem este tipo de alteração hidrotermal (classe 5) (Figura 1 (c)), por meio da aplicação da técnica K-médias nos dados de escores das componentes principais geradas (*cf.*, Tabela 1). É importante destacar que esta compreende uma tentativa inicial de estudo de comparação de assinaturas gamaespectrométricas terrestres na PMT, o que ainda não havia sido feita. Uma maior densidade de medidas gamaespectrométricas terrestres deve ser efetuada a fim de melhorar a caracterização e individualização de grupos associados com diferentes tipos de alteração hidrotermal.

CONCLUSÕES O tratamento de dados gamaespectrométricos através de técnicas de estatística multivariada (APC e K-médias) sintetizou a definição de vetores de exploração aurífera a serem utilizados em cada prospecto abordado. A forma didática da representação das assinaturas geológico-

gamaespectrométricas por meio da PC1 e análise de *clusters* pela técnica K-médias (Figura 1 (c)) torna possível analisar características pontuais que diferenciam rochas hidrotermalizadas e aquelas que não foram afetadas por tal processo, além de enfatizar que para cada tipo de alteração hidrotermal predominante (silicificação e enriquecimento em K), o comportamento dos radioelementos torna-se diferente. Estes estudos de caso mostram, portanto, que a gamaespectrometria terrestre pode fornecer excelentes informações sobre o comportamento dos radioelementos frente a ocorrências de diferentes litologias (granitos, vulcânicas, metassedimentos) e de alterações hidrotermais, sugerindo-se, para estudos iniciais em prospectos da PMT, o uso da petrofísica que, conjuntamente com estudos mineralógicos, petrográficos etc, permite uma melhor definição das características dos mesmos.

Tabela1. Escores das quatro componentes principais e definição de classes produzidas com o K-médias.

Medidas	Escores da PC1	Escores da PC2	Escores da PC3	Escores da PC4	Classes (K-médias)
<i>BD-MAG04</i>	1.9604	0.71786	-3.22047	-0.17956	1
<i>DO-MAG01</i>	0.67401	-0.47206	0.5329	1.56441	2
<i>DO-MAG03</i>	0.67401	-0.47206	0.5329	1.56441	2
<i>DO-MAG02</i>	0.67401	-0.47206	0.5329	1.56441	2
<i>RM-MAG04</i>	1.1125	-0.1961	0.92106	-1.67749	5
<i>RM-MAG03</i>	0.21363	-0.04919	0.50247	-0.93106	5
<i>RM-MAG01</i>	-0.32021	-0.08237	0.20787	-1.17066	5
<i>RM-MAG02</i>	-0.1346	-0.47071	0.02285	-1.06785	5
<i>MA-MAG06</i>	-1.37092	-0.02372	-0.37853	-0.02463	4
<i>DO-MAG11</i>	-1.15705	-0.27345	-1.49171	-0.14256	3
<i>R001-071</i>	1.21844	-0.44393	0.96595	-0.51048	5
<i>LCDO-R004</i>	0.93309	-0.40434	0.61203	-0.58864	5
<i>MA-MAG01</i>	0.03928	-0.23527	-0.32135	0.84954	4
<i>RM-MAG21</i>	-1.01213	-0.28081	0.07049	-0.75139	4
<i>DO-MAG13</i>	-1.14458	-0.41383	-0.22869	0.71348	4
<i>DO-MAG16</i>	-0.2006	3.84278	0.88286	0.32597	6
<i>R001-069</i>	-0.84621	-0.16668	-0.01855	0.86259	4
<i>MA-MAG08</i>	-1.31309	-0.10404	-0.125	-0.40048	4

Agradecimentos. À UnB pelo suporte técnico, à CAPES pela bolsa de mestrado da primeira autora, e ao CNPq pelo projeto CT-Mineral (processo n.º.555063/2006-2) e pelas bolsas de produtividade em pesquisa de A.M. Silva e N.F. Botelho.

Referências Bibliográficas

- Botelho N.F., Pereira K.M.S., Moura M.A., Clerot L.C., Pinto M., Lopes G.C. 2009. Geoquímica e inclusões fluidas das mineralizações auríferas dos prospectos Doze de Outubro e Rosa de Maio, Província Aurífera Tapajós, Amazonas. *In: SBG, Simp. Bras. Metalogenia, 2, Gramado, Anais. SBG, em CD-ROM.*
- Dickson B.L. & Scott K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17(2): 187-200.*
- MacQueen J. 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. *In: University of Blerkely, Blerkely Synposium on Mathematical Statistics and Probability, 5th, Blerkely, 325-350.*

Projeto diamante Brasil: a Província Kimberlítica de Rondônia.

Cassiano Costa e Castro¹; Luis Carlos Melo Palmeira¹; Lys Matos Cunha² & Francisco Valdir Silveira²

¹ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Porto Velho, RO, Brasil, cassiano.castro@cprm.gov.br; luis.palmeira@cprm.gov.br; ² Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Brasília, DF, Brasil, lys.cunha@cprm.gov.br; francisco.silveira@cprm.gov.br

Resumo O presente trabalho apresenta os resultados parciais obtidos no âmbito do Projeto Diamante Brasil no Estado de Rondônia. Nesta primeira etapa foram estudados 14 kimberlitos e/ou rochas relacionadas da Província Kimberlítica de Rondônia. Amostras de rocha fresca, alterada e de rejeitos foram coletadas em diversos corpos desta província para serem tratados visando a recuperação de minerais pesados com o uso de peneira/bateia. A análise mineralógica quantitativa das amostras coletadas sobre os kimberlitos Carolina, Cosmos 1 e Cosmos 3 mostrou a presença de diamantes. Neste trabalho também foi feito a consistência da base de dados dos kimberlitos de Rondônia, cadastrados no GEOBANK da CPRM.

Palavras-chave: Província Kimberlítica de Rondônia, Projeto Diamante Brasil; kimberlito, diamante.

INTRODUÇÃO Quando se fala no Estado de Rondônia, tanto do lado da produção mineral, quanto do ponto de vista prospectivo, associa-se, imeditamente à presença de mineralizações de cassiterita, ouro e diamante. Entre todos, a geologia do diamante é o que possui menor nível de conhecimento, apesar de seu grande potencial. Isto ocorre principalmente, devido a extração do diamante ter sido (garimpeira) concentrada em áreas de reservas indígenas e pelo fato das informações normalmente estarem restritas às empresas privadas do setor. Neste sentido, o Projeto Diamante Brasil desenvolve a nível nacional o estudo de kimberlitos e/ou rochas relacionadas, bem como das áreas diamantíferas. O estudo objetiva a caracterização geológica, mineralógica – MIK (minerais indicadores de kimberlitos), geoquímica e geocronológica das intrusões e ocorrências de diamantes já conhecidas e cadastradas no GEOBANK/CPRM/SBG. O Estado de Rondônia estar inserido neste contexto, pois é possuidor em seus domínios de várias ocorrências de diamantes, bem como o conhecimento de várias intrusões kimberlíticas, fonte primária do diamante. Durante o ano de 2010 foi realizado uma primeira etapa de campo visando a coleta de amostras e consistência locacional das intrusões kimberlíticas, as quais o presente trabalho mostra os principais resultados obtidos.

PROVÍNCIA KIMBERLÍTICA DE RONDÔNIA A Província Kimberlítica de Rondônia possui 62 kimberlitos e/ou rochas relacionadas já cadastrados e agrupados em 3 campos: Campo Kimberlítico de Espigão D'Oeste/Roosevelt, Campo de Colorado e o Campo de Ariquemes. As intrusões ocorrem na forma de *pipes*, diques e soleiras e os pipes normalmente encontram-se em fácies diatrema. O Campo kimberlítico de Espigão D'Oeste/Roosevelt está situado na borda norte do graben de Pimenta Bueno, porção a oeste da Bacia dos Parecis. Este campo possui 33 corpos, dos quais segundo Masun e Smith (2006), 15 são portadores de diamante. Dos 33 corpos conhecidos neste campo apenas a intrusão Carolina, com idade triássica de 230 Ma, obtida em flogopita pelo método Rb/Sr (Hunt *et. al.* 2009) intrude rochas pertencentes a Suíte Intrusiva Serra da Providência de idade Mesoproterozóica, os demais intrudem a Formação Pimenta Bueno, de idade Paleozóica. O Campo Kimberlítico de Colorado é formado por três *pipes* kimberlíticos (Concord 1 e 2 e Tarcísio 1) que intrudem os xistos e paragneisses do Complexo Colorado de idade Mesoproterozóica. O Campo Kimberlítico de Ariquemes possui 12 corpos conhecidos e intrudem principalmente as rochas Complexo Jamari, de idade Paleoproterozóica.

LOCALIZAÇÃO E ACESSO O Campo Kimberlítico de Espigão D'Oeste/Roosevelt localiza-se no município de mesmo nome e engloba parte da Reserva Indígena Roosevelt. Dista cerca de 535km da capital Porto Velho, seguindo pela BR364, no sentido Cuiabá, até a cidade de Pimenta Bueno, daí toma-se a RO387 para Espigão D'Oeste. Enquanto isso, o Campo Kimberlítico de Colorado está situado no município de Colorado do Oeste e dista cerca de 770 km da capital Porto Velho. O acesso também é feito através da BR364, onde 15 quilômetros antes de Vilhena toma-se a RO339 para Colorado do Oeste.

MATERIAIS E MÉTODOS Durante o trabalho de campo foram coletadas amostras de rocha para estudos petrográficos, geocronologia e análise litogeoquímica. Também foram coletadas amostras de concentrado de peneira/bateia, solo, saprólito e aluvião dos corpos visitados para estudos diversos. As amostragens foram feitas principalmente em kimberlitos aflorantes, mesmo em estado avançado de intemperismo, em kimberlitos não aflorantes ou sub-aflorantes. O volume inicial da amostra para obtenção da fração pesada no campo variou de 50 a 100 litros de material tratado. Para tal, utilizou-se um jogo de peneiras com malha de abertura 8mm, 2mm, 1mm e 0,5mm, além da bateia. Coletou-se a fração que passante em 1mm e retida em 0,5mm e o concentrado de bateia, este material foi acondicionado em um único saco plástico devidamente identificado e enviado para o laboratório de apoio à pesquisa de diamante da SGSGEOSOL em Brasília. No laboratório, as amostras foram divididas em três frações a saber: fração fina (+ 0.30 - 0.425 mm), fração média (+ 0.425 - 0.71 mm) e fração grossa (+ 0.71 - 1.00 mm). Cada fração foi analisada quantitativamente em lupa binocular para MIK – (minerais indicadores de kimberlito).

RESULTADOS Nas amostras coletadas no corpo kimberlítico Carolina, ainda no campo, foi possível identificar os minerais satélites picroilmenita, granada piropo e cromodiopsídio. Através da análise mineralógica quantitativa, além da assembléia mineralógica completa, foram detectados quatro diamantes, três na fração grossa e um na fração média.

Nas amostras de solo coletadas sobre o kimberlito Cosmos 3, através da análise mineralógica quantitativa foi detectado a presença de um diamante na fração grossa da amostra. Nesta amostra nota-se ainda a abundância de granada piropo, picroilmenita e espinélio na fração média, além de três grãos de clinopiroxênio na fração grossa. Como era de se esperar, os minerais recuperados possuem superfície esculturada e não apresentavam-se abradados.

Nas amostras de solo coletadas no kimberlito Cosmos 4 detectou-se granada piropo, picroilmenita e espinélio em grande quantidade na fração média. As granadas possuem textura sub-kelifítica e não são abradadas. As picroilmenitas são levemente abradadas e possuem superfície esculturada. O clinopiroxênio só foi identificado na fração fina e em pequena quantidade (3 grãos). No campo as amostras dos kimberlitos Cosmos 3 e Cosmos 4 possuem predominantemente picroilmenitas exibindo encapamento formado por leucoxênio.

Através da análise mineralógica quantitativa também foi detectado um diamante na fração grossa da amostra do kimberlito Cosmos 1. Nesta amostra nota-se ainda a abundância de cromodiopsídio, granada piropo, picroilmenita e espinélio na fração média. As granadas não são abradadas e possuem textura remanescente de kimberlito e superfície sub-kelifítica.

Na amostra do kimberlito Cosmos 2 foi encontrado cromodiopsídio, granada piropo, picroilmenita e espinélio na fração média na mesma quantidade em que foi observada no kimberlito Cosmos 1. Contudo, as granadas além de possuírem textura remanescente de kimberlito e superfície sub-kelifítica, possuem ainda, textura remanescente de kelifita interna.

Durante a etapa de campo foram catalogados diversos marcos de furo de sondagem existentes na região kimberlítica de Espigão D'Oeste/Roosevelt. Através desta espacialização foi possível fazer a consistência da base de dados da CPRM.

DISCUSSÃO Devido várias intrusões estarem tamponadas pela Formação da Casa Branca, a pesquisa através de minerais satélites pode não ser eficaz para identificar todos os corpos da região de Espigão D'Oeste/Roosevelt. Somando-se a isto, adiciona-se o fato da descoberta em 2004, pela *Vaaldiam Resources Ltd.* de um *pipe* não magnético denominado kimberlito Clara 1, o que aumenta o potencial para a existência de novos *pipes* ainda não descobertos.

A abundância de minerais satélites sobre os corpos amostrados permitirá o estudo de fertilidade e termobarometria através da química de minerais MID – (minerais indicadores de diamantes).

Foram selecionados três corpos para datação U-Pb em grãos de perovskita. Na Província Kimberlítica de Rondônia ainda não existe nenhuma datação neste tipo de material.

Através da consistência da base de dados, o número de kimberlitos foi reduzido para 62. O número superestimado de 84 corpos existentes ocorria principalmente devido a um mesmo corpo possuir mais de um nome e localização na base de dados da CPRM. Sugeriu-se a adição de novos

campos na tabela de atributos da base de dados, tais como: kimberlito é aflorante ou não, diamantífero ou não, a provável área de ocorrência, profundidade, forma da intrusão, idade e método de datação.

Recomenda-se a continuidade dos trabalhos na Província Kimberlítica de Rondônia, focando também o Campo kimberlítico de Ariquemes e a amostragem no entorno de ocorrências de diamante em fontes secundárias.

Referências Bibliográficas

- Masun K.M. & Scott Smith. 2006. The Pimenta Bueno Kimberlite field, Rondônia, Brazil: evidence for Tuffisitic kimberlite. *In: 8th International Kimberlite Conference. Long Abstracts.*
- Hunt L., Stachel T., Mortoz R., Grütter H., Creaser R. A. 2009. The Carolina kimberlite, Brazil - Insights into an unconventional diamond deposit. *Lithos* **112**: 843-851.

Projeto Diamante Brasil: A Província Kimberlítica do Alto Apiaú e o Kimberlito Caimbé-1, em Roraima, Dados Preliminares.

Francisco Valdir Silveira¹, Marcelo Esteves Almeida¹ & Raimundo Gato D'Antona²

CPRM–Serviço Geológico do Brasil: ¹DEREM, francisco.silveira@cprm.gov.br, marcelo.esteves@cprm.gov.br; ²SUREG-MA, gato.dantona@cprm.gov.br

Resumo Em suas metas de políticas públicas para o setor do diamante, o Governo Federal tem executado diversas ações para a sustentação da formalização da produção, certificação (“kimberley Process”) e comercialização de diamantes brutos no Brasil. Para tal, o Serviço Geológico do Brasil-SGB/CPRM, sob a coordenação do Departamento de Recursos Minerais (DEREM), desenvolve e executa o Projeto Diamante Brasil (Figura 1) Neste contexto estão inseridas diversas áreas de garimpos de diamantes, bem como as intrusões kimberlíticas e rochas relacionadas. Trata-se de um projeto temático que tem como principais objetivos e metas a caracterização geológica, mineralógica, geoquímica e geocronológica dos principais corpos com ocorrências de diamantes, além das áreas diamantíferas brasileiras já conhecidas.

Palavras Chaves: Diamante, Kimberlito, Brasil

INTRODUÇÃO Trabalhos de prospecção aluvionar realizados em Roraima na década de 80 e 90 pela empresa SOPEMI, grupo De Beers levaram a descoberta de 27 intrusões kimberlíticas e/ou rochas relacionadas na porção centro-sul do estado, os quais estão agrupados em 06 campos (clusters) a saber: **Macuxi, Micuim, Tio Chico, Cruzeiro, Recorder e Carapanã**. Estes campos compõem a Província de kimberlitos do "Alto Apiaú" (SOPEMI, relatórios internos) (Figura 2). Além desses campos, merecem destaque as ocorrências de diamantes da região dos rios Maú e Cotingo, região onde ocorre a intrusão Caimbé-01, e da Serra do Tepequém, onde a mineralização diamantífera está hospedada nos cascalhos das aluviões, produto de retrabalhamento das unidades sedimentares correlacionadas ao Supergrupo Roraima. Os dados referentes às coordenadas geográficas destes corpos foram obtidos a partir da base de dados da CPRM (GEOBANK) e consistidos durante atividade de campo realizadas em maio/2009. Durante os trabalhos de consistência locacional dos corpos e garimpos de diamantes, diversas amostras de rocha e material inconsolidado foram coletadas para estudos litogeoquímicos, petrográficos e para obtenção de concentrados obtidos com o uso de peneira e bateia visando à recuperação dos Minerais Indicadores de Kimberlitos-MIK.

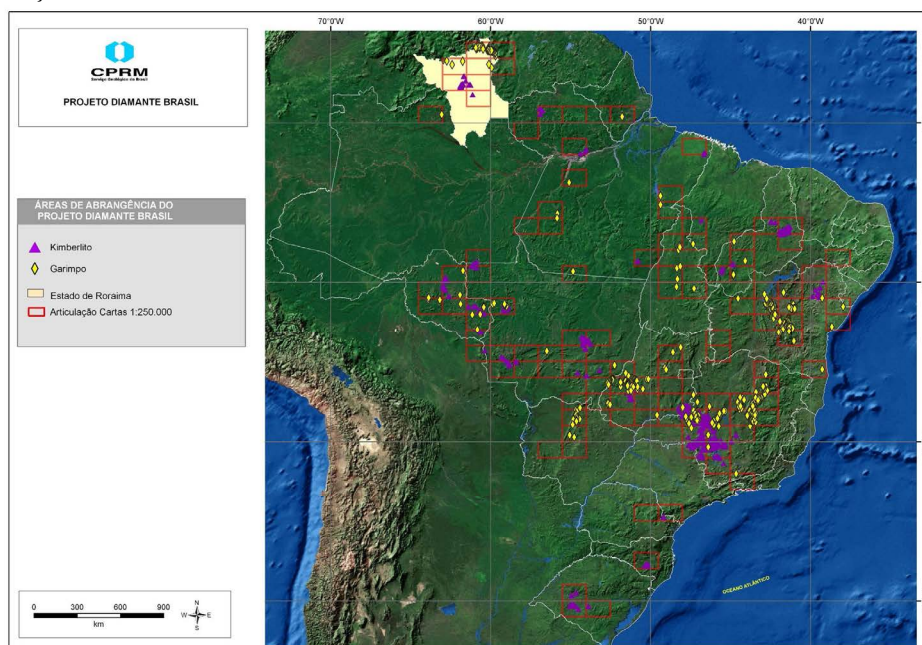


Figura 1 – Visualização das áreas de pesquisa do Projeto Diamante Brasil. Em destaque o Estado de Roraima.

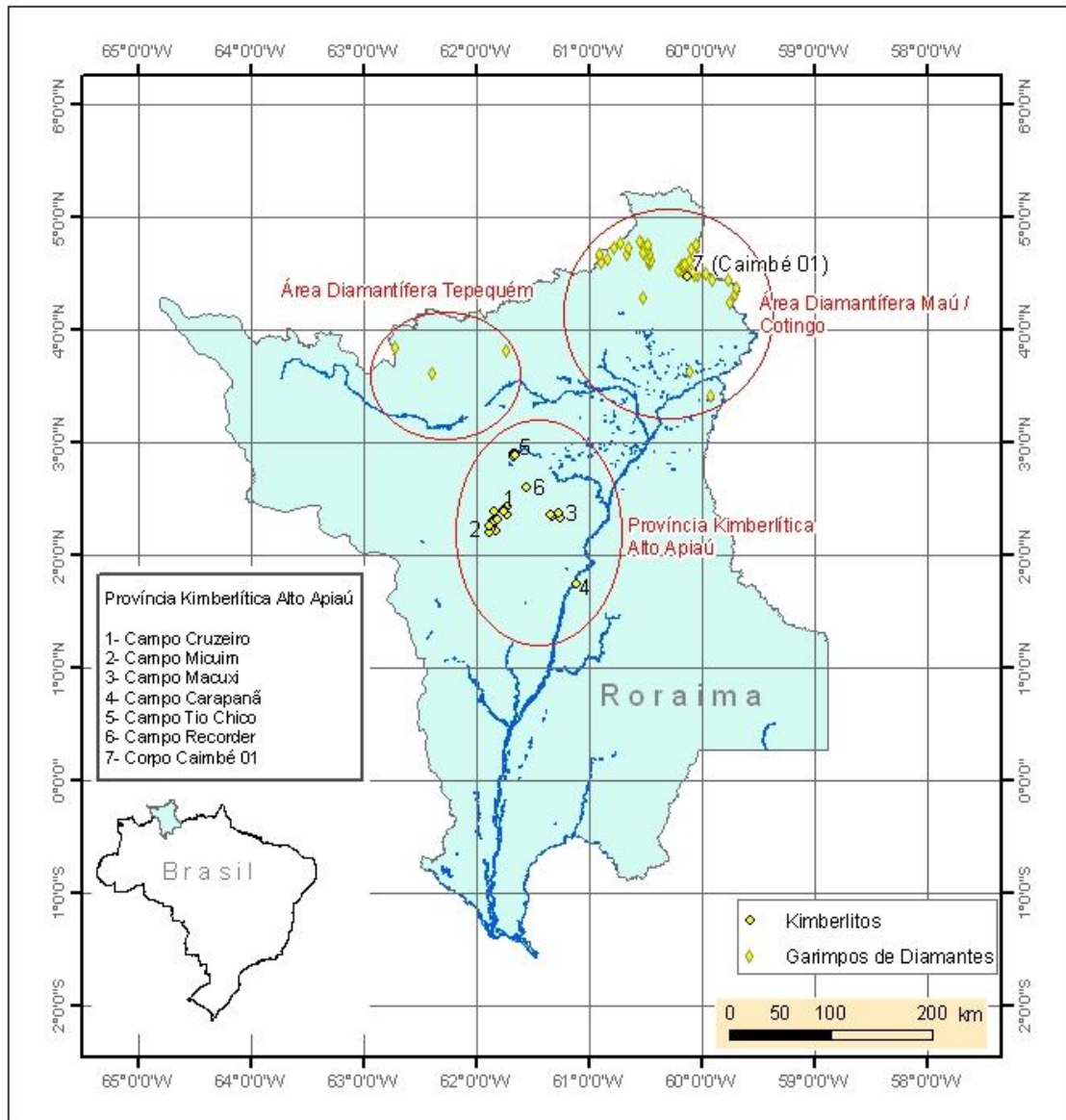


Figura 2 – Distribuição espacial das áreas diamantíferas e kimberlitos do Estado de Roraima (Spatial distribution of kimberlite and diamond áreas of the state of Roraima).

CONTEXTO GEOLÓGICO Os kimberlitos da porção centro-sul de Roraima de um modo geral intrudem 3 tipos principais de embasamento, associados a diferentes ambientes geodinâmicos: 1) orógeno acrescionário (Complexo Uraricoera: 2,04 Ga); orógeno colisional (Suítes Rio Urubu e Rio da Prata: 1,94-1,93 Ga) e anorogênico por *underplating* (Magmatismo AMCG: 1,55-1,52 Ga). Enquanto isso, o pequeno corpo encontrado na porção nordeste de Roraima penetra rochas vulcânicas piroclásticas pertencentes ao Grupo Surumu. Estes corpos ocorrem preferencialmente na forma de diques, indicativo de que esta porção do craton das guianense passou por intenso processo de denudação, conforme sugere as intrusões kimberlíticas encontradas expondo apenas zona de raiz, em fácies hipohabissal.

METODOLOGIA Os kimberlitos são rochas relativamente fáceis de serem alteradas e erodidas, por vezes formando depressões, embora possam ocorrer como relevo positivo, em consequência, forma um expressivo halo de dispersão mineral. Alguns minerais presentes nessas rochas acompanham o diamante em depósitos secundários, o que levou os geólogos prospectores a nomeá-los como minerais

“rastreadores” também reportados na literatura como MSK (“Minerais Satélites de Kimberlitos”) ou ainda como MIK (“Minerais Indicadores de kimberlitos”), este último termo usado neste trabalho. Alguns destes minerais são resistentes aos processos de alteração, além disso, ocorrem em maiores quantidades do que o diamante, se mostrando visuais e quimicamente distintos. No mundo os MIK mais utilizados na exploração do diamante são; granada piropo, eclogítica, diopsídio, ilmenitas, espinélio e olivinas; contudo, a exceção ocorre quando o diamante é suficientemente abundante para ser seu próprio mineral indicador.

Os levantamentos compreenderam pesquisas em áreas tropicais, subtropicais e semi-áridas, fazendo uso do estudo sistemático dos MIK para detectar a dispersão mineralógica a partir da fonte. O volume médio estabelecido para as amostras foi de 20 até 100 lts. Coletada as amostras, esta passa por procedimentos de concentração gravimétrica manual e obtêm-se os pré-concentrados de minerais pesados (100-250 g das frações < 1 mm). Os pré-concentrados são levados ao laboratório para serem preparados os concentrados finais. Concluída a fase de preparação da amostra, com o uso de lupa binocular, os concentrados são analisados visualmente, os MIK separados e feito a sua descrição morfológica. Os grãos de minerais de interesse escolhidos são montados em seções polidas e remetidas para análises químicas por microsonda eletrônica. Os resultados das análises químicas dos MIK irão ser plotados em diagramas discriminantes e comparados com os modelos existentes.

A intrusão Caimbé-01 Outro alvo importante, diz respeito a um pequeno corpo kimberlítico encaixado em rochas vulcânicas piroclásticas (tufos) pertencentes ao Grupo Surumu, no nordeste de Roraima. O corpo fica localizado na bacia do rio Cotingo, cabeceira do igarapé Socó (folha 015, escala 1:100.000). A intrusão fica a cerca de 300 km a NE da Província “Alto Apiaú”, o que a desvincula totalmente da referida província, abrindo espaço para o surgimento de um novo campo e conseqüentemente de um novo campo ou até mesmo uma nova província kimberlítica no Estado, possível fonte primária para os diamantes encontrados naquela região.

RESULTADOS E CONCLUSÕES PRELIMINARES Os resultados preliminares de química mineral realizadas em minerais indicadores de kimberlitos (cromitas, ilmenitas e granadas) recuperados dos concentrados obtidos nas adjacências dos campos Micuim, Tio Chico, Carapanã e Macuxi mostram dados de alto interesse, com destaque para a existência de granadas subcálcicas recuperadas nos igarapés Serrinha e Capitão. Também foram recuperado diamantes a jusante das intrusões kimberlíticas recorde 1, Micuim 1 e 5 e Carapanã 1.

A população de diamantes recuperadas na Serra do Tepequém, supostamente provenientes de rochas do Supergrupo Roraima, mostram poucos sinais de abrasão e sem sinais de seleção, o que sugere, portanto, a existência de uma fonte próxima e ainda não conhecida. Outro fato relevante, diz respeito a intrusão Caimbé-01, que mesmo sendo pequena, se traduz na primeira ocorrência desse tipo de rocha encontrada na região nordeste de Roraima, fato este, que abre precedente para localização de novas intrusões, conseqüentemente, possível fonte para os diamantes encontrados nas bacias dos rios Maú, Cotingo, entre outros.

Referências bibliográficas

- Almeida, M. E, D’Antona, R. G, Silveira, F V (2010). Kimberlitos e/ou Rochas Relacionadas em Roraima. 45 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém-PA. 26 de setembro a 01 de outubro de 2010.
- Silveira, F V (2010), Brito, R.S., (2010). Projeto Diamante Brasil, 45 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém-PA, 26 de setembro a 01 de outubro de 2010.
- Silveira, F V (2010), Brito, R.S., (2010). Projeto Diamante Brasil, 5 Simpósio Brasileiro de geologia do Diamante, Tibagi-PR, 6 a 12 de novembro de 2010.

Geoquímica Isotópica de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de rochas do depósito de Zn, Pb, Ag (Au, Cu) Aripuanã (MT, Brasil).

João Carlos Biondi¹ & Roberto Ventura Santos²

¹UFPR - DEGEOL, C.P. 19.001, 81531-980 - Brasil - jcbiondi@ufpr.br; ²UnB – Lab. Isótopos Estáveis, 70910-900 – Brasil - rventura@unb.br

Resumo As rochas encaixantes e os minérios do depósito Aripuanã são compostos por mármore hidrotermais e rochas carbonáticas com tremolita, talco e clorita (CTTC). As análises isotópicas de carbonatos revelaram valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre 8 e 13‰ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre 1 e 7‰, que se superpõe aos domínios dos depósitos VHMS e ao dos carbonatos magmáticos. A modelagem de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ dos carbonatos revelou que os carbonatos primários, hidrotermais submarinos formaram-se a partir da mistura de fluidos com distintas razões isotópicas de carbono, em intervalos de temperatura estreitos, entre 130° e 200°C. Posteriormente, durante metamorfismo regional, houve decarbonatação produzida pela reação $8\text{quartzo} + 5\text{dolomita} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 1\text{tremolita} + 3\text{calcita} + 7\text{CO}_2$, que se desenvolve em temperaturas próximas de 450°C, sob 2 kbars de pressão e atividade de CO_2 baixa a moderada, o que é incoerente com as temperaturas de cristalização de carbonato modeladas. Isso pode ser compreendido considerando que a carbonatação foi limitada às rochas que originalmente continham quartzo e carbonato.

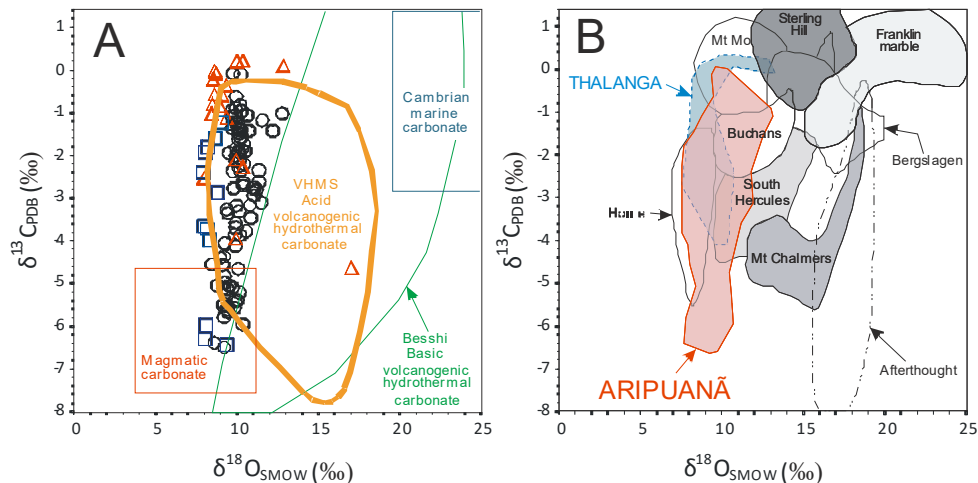
ROCHAS CARBONÁTICAS DO DEPÓSITO DO DEPÓSITO ARIPUANÃ O depósito está contido em meta-turbiditos e meta-ritmitos com estruturas tipicamente sedimentares subaquáticas, como variação de granulometria, camadas muito finas de meta-ritmitos e meta-ritmitos carbonáticos e silicáticos, com ou sem fluorita, além de dobras convolutas e estruturas em chamas (“*flame structures*”) delimitadas por cristais de esfalerita e pirita. Essas estruturas evidenciam a origem sedimentar clástica e/ou clasto-química hidrotermal da maioria das rochas que hospedam o depósito e também daquelas diretamente relacionadas à mineralização. Os mármore, particularmente os bandados, que constituem horizontes com espessuras métricas, são, também, rochas hidrotermais sedimentares. Por outro lado, tremolititos, talcitos fluoríticos, biotititos fluoríticos e clorititos, são rochas alteradas, que não possuem características que os identifiquem originalmente como rochas vulcânicas transformadas por alteração hidrotermal ou como rochas hidrotermais sedimentares recristalizadas.

COMPOSIÇÃO DOS CARBONATOS Rochas relacionadas ao depósito Aripuanã possuem calcitas com menos 12% de moléculas de siderita e magnesita e, preponderantemente, dolomitas ferréricas e ankeritas com 42 a 55% de moléculas de siderita e magnesita. Todas as fácies de rochas carbonáticas possuem dolomita e calcita, com exceção dos mármore transparentes ou maciços, que são dolomíticos ou ankeríticos, e dos flocos de carbonatos em meta-chert argilo-carbonático ou meta-ritmito, que são compostos apenas por calcita.

VALORES $\Delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ E $\Delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ DOS CARBONATOS O conjunto de resultados das análises isotópicas de amostras de carbonato de rochas e minérios ocupa um espaço com valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre 8 e 13‰ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre 1 e 7‰, que se superpõe aos domínios dos depósitos VHMS e ao dos carbonatos magmáticos. Notar que esses valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ restringem-se à parte do domínio VHMS fora do domínio dos carbonatos hidrotermais dos depósitos tipo e distante do domínio dos carbonatos marinhos cambrianos e que há superposição entre o domínio ocupado pelos carbonatos de Aripuanã e os de Thalanga (Herrmann e Hill, 2001).

Modelagem isotópica **CARBONATAÇÃO**

A característica isotópica mais notável de Aripuanã é que os valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ apresentam uma distribuição alongada, quase vertical, com uma pequena variação na composição isotópica de oxigênio (8,44 a -11,55‰) e uma ampla variação na composição isotópica de carbono (-0,1 a -6,5‰), com exceção de um pequeno grupo de amostras de carbonato com valores de $\delta^{18}\text{O}$ acima de 11,5‰ (Fig. 1).



○ Aripuanã (Brazil) - This work □ Aripuanã (Brazil) - Dexheimer et al. (2005)
 △ Thalanga (Australia) - Herrmann & Hill (2001)

Figura 1– (A) Valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ dos carbonatos de Aripuanã e de Thalanga, comparados com os domínios de carbonatos de depósitos tipos VHMS e Besshi, dos carbonatos magmáticos e dos marinhos do Cambriano. (B) Domínios $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ vs. $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ dos carbonatos de Aripuanã e de Thalanga comparados aos de outros depósitos vulcanogênicos que possuem carbonato.

A composição isotópica dos carbonatos de Aripuanã contrasta com a de outros sistemas hidrotermais carbonáticos, na medida em que, considerando a zona de maior concentração de pontos, se observa uma ampla variação de $\delta^{13}\text{C}$ (6,4‰) comparada à de $\delta^{18}\text{O}$ (3‰). Visando melhor compreender os mecanismos de precipitação dos carbonatos de Aripuanã, modelou-se a composição isotópica dos mesmos tomando-se por base duas condições de contorno:

(a) Condição I: Considerou-se que os carbonatos precipitaram a partir de uma quantidade infinita de solução aquosa em equilíbrio com um magma ácido ($\delta^{18}\text{O} = 6\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C} = -5,5\text{‰}$), rica em CO_2 (alta razão fluido/rocha), no intervalo de temperatura entre 500 e 100°C. Esse modelo não replicou a distribuição de pontos mostrada na figura 1A.

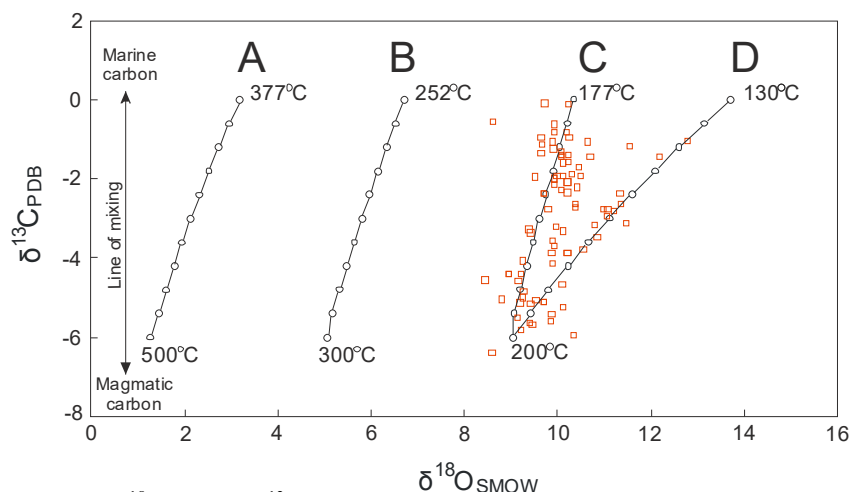


Figura 2: Gráfico $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ com modelos de precipitação de carbonato a partir de um mesmo fluido, mas em diferentes condições e gradientes de temperatura. Considerou-se um fluido com $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$ e duas fontes de carbono na forma de HCO_3^- (ver texto). Os quadrados correspondem às composições isotópicas das amostras de Aripuanã.

(b) Condição II: Considerou-se que os carbonatos precipitaram a partir de uma quantidade infinita de fluido aquoso rico em HCO_3^- (alta razão fluido/rocha) e com $\delta^{18}\text{O}$ inicial igual a 0‰, ou seja, com composição isotópica de oxigênio semelhante à da água do mar, e para a composição isotópica de carbono, assumiu-se a mistura de duas fontes principais de carbono: a) uma primeira, de mais alta temperatura, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ semelhantes a fluidos magmáticos ($\approx -5\%$); b) e uma segunda fonte, de mais baixa temperatura, com $\delta^{13}\text{C}$ próximo à água do mar ($\approx 0\%$). Nessa simulação (Fig. 2) as situações C e D correspondem ao encontrado em Aripuanã.

Desta forma, sugere-se que os carbonatos de Aripuanã formaram-se a partir da mistura de fluidos com distintas razões isotópicas de carbono.

DECARBONATAÇÃO

A figura 3 apresenta um modelo de evolução da composição isotópica de carbonatos de Aripuanã em processo de devolatilização. Os pontos em cor azul representam amostras em cuja paragênese foi descrita a presença do mineral tremolita, cuja reação metamórfica tem como produto a liberação de CO_2 .

O modelo da figura 3 parte de uma rocha cujo carbonato possui composição isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C} = -2\%$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O} = 10,3$), no núcleo do domínio $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ das rochas atualmente identificadas como CTTC, com mais de 10% de tremolita. O carbonato, cuja composição isotópica inicial é representada pela estrela em vermelho, mantém-se durante todo o processo em equilíbrio isotópico com os minerais silicáticos associados. Esse aspecto é relevante, pois enquanto o carbono restringe-se ao mineral carbonático, a quantidade de oxigênio é bem maior no sistema, pois inclui também as fases minerais silicáticas, o que equivale a considerar que a evolução da reação metamórfica é controlada pela presença de carbonato residual no sistema e tende a afetar mais significativamente os isótopos de carbono.

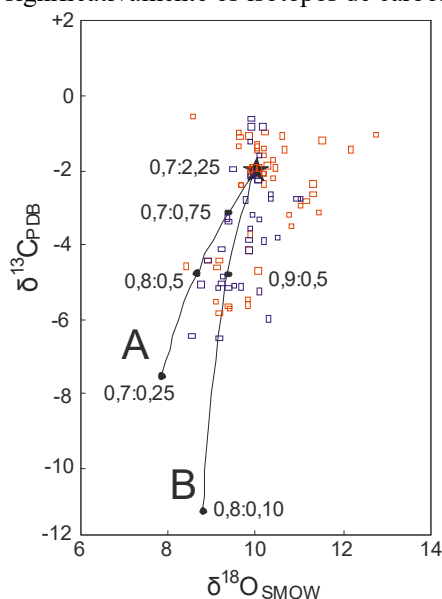


Figura 3: Evolução da composição isotópica de uma rocha constituída por carbonato e silicato que, submetida a condições metamórficas de 500°C , tem como produto tremolita e CO_2 . Considerando a composição inicial do carbonato é representando pela estrela em vermelho ($\delta^{13}\text{C}$ inicial = -2% ; $\delta^{18}\text{O}$ inicial = $10,3\%$), a composição do carbonato residual evolui de acordo com as curvas A e B, cujas rochas possuem razão O:C de 2,5:1 e 5:1, respectivamente. Os números aos lados dos pontos nas curvas, multiplicados por 100, representam a proporção de oxigênio e carbono remanescente no sistema.

Em função do fracionamento isotópico CO_2 -calcita, na medida em que o carbonato reage com os minerais silicáticos associados, a composição isotópica do carbonato residual torna-se cada vez mais negativa, pois em se tratando de um modelo de Rayleigh, são nos termos finais que as variações isotópicas tornam-se mais significativas. As duas curvas A (2,5:1); e B (5:1) apresentadas na figura 3 refletem, portanto proporções distintas de carbonato na rocha, refletindo em última instância a razão O:C no sistema. Os números ao lado das curvas representam a proporção de oxigênio e carbono remanescente no sistema (0,8; 0,1 indicam que foram transformados em CO_2 cerca de 20% do oxigênio e 90% do carbono). Notar que em função da maior proporção de oxigênio relativamente a carbono no sistema do modelo B, as variações isotópicas de oxigênio são menores se comparadas

àquelas do carbono. Notar, também, que a cristalização de tremolita ocorreu somente em mármore silicosos e rochas com carbonato + clorita + quartzo, que originalmente tinham sílica e dolomita.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO Os modelos de carbonatação C e D (Fig. 2) explicam as variações de $\delta^{18}\text{O}$ considerando apenas uma fonte, provavelmente de origem marinha. Por outro lado, o carbono seria proveniente de duas fontes distintas, uma de alta temperatura (magmática) e outra de baixa temperatura (marinha). Ressalta-se, no entanto, a necessidade de gradientes térmicos relativamente restritos, ou seja, $3,8^\circ\text{C}$ por $\delta^{13}\text{C}$ para explicar a pequena variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ na curva modelo C e $11,7^\circ\text{C}$ por $\delta^{13}\text{C}$ na D, o que pode ser interpretado considerando que em Aripuanã os fluidos hidrotermais foram exalados de dois condutos principais (“vents”), não totalmente independentes. No conduto correspondente ao fluido modelado em C, o fluido magmático ficou praticamente isolado da água do mar e atingiu a superfície após variação de temperatura de apenas 23°C (gradiente de $3,8^\circ\text{C}$ por $\delta^{13}\text{C}$). Em D, ao contrário, o conduto menos isolado permitiu que fluido magmático se misturasse à água do mar e diminuísse de temperatura em 70°C , mais rápido que em C (gradiente de $11,7^\circ\text{C}$ por $\delta^{13}\text{C}$).

A decarbonatação (Fig. 3) foi restrita, limitada às rochas que originalmente continham quartzo e carbonato, e com pouco reflexo em $\delta^{18}\text{O}$, devido ao equilíbrio entre carbonatos e silicatos, o que torna pequena a quantidade de carbono contido no sistema em relação à de oxigênio. A maioria das rochas das quais foram coletadas as amostras de carbonato correspondentes aos modelos isotópicos C e D (Fig. 2) possuem tremolita e clorita, além de carbonato e biotita. Essa paragênese é produzida em condições metamórficas, pela reação $8 \text{quartzo} + 5 \text{dolomita} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 1 \text{tremolita} + 3 \text{calcita} + 7 \text{CO}_2$, que se desenvolve em temperaturas próximas de 450°C , sob 2 kbars de pressão e atividade de CO_2 baixa a moderada, o que é incoerente com as temperaturas de cristalização de carbonato modeladas em C e D. É improvável que recristalização diagenética ou metamórfica dos carbonatos e o reequilíbrio isotópico tenham acontecido em Aripuanã em grandes proporções pelas seguintes razões: (a) Seria necessária uma razão água/rocha muito grande ($>1,5$) para que o reequilíbrio fosse feito em presença da água do mar. (b) O reequilíbrio metamórfico ocorreria a temperaturas próximas de 900°C , irreais para o local do depósito. (c) O carbono contido no sistema restringe-se aos carbonatos, enquanto a quantidade de oxigênio é bem maior, pois inclui também os silicatos, portanto a evolução da reação metamórfica é controlada pela presença de carbonato residual no sistema e tende a afetar o carbono muito mais que o oxigênio. Portanto houve decarbonatação somente em mármore silicosos e em quartzo – carbonato clorita - tremolita xistos (atuais rochas CTTC), rochas originalmente com carbonato e sílica. Por outro lado, a preservação de estruturas primárias nas partes ricas em carbonato das rochas amostradas, aliada à estreita margem de variação dos valores $\delta^{18}\text{O}$, sugerem que as assinaturas isotópicas das fácies carbonáticas mostradas na figura 3 sejam originais. Se isso for correto, valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 8,5 e 11,5‰, em dolomitos, são consistentes com precipitação a partir de um fluido hidrotermal cuja composição é próxima da água do mar ($\delta^{18}\text{O} \approx 0\text{‰}$) em uma gama de temperaturas entre 130 e 200°C , conforme mostrado na figura 3.

Referências Bibliográficas

Herrmann W., Hill A.P. 2001. The origin of chlorite-tremolite-carbonate rocks associated with the Thalanga volcanic-hosted sulfide deposit, North Queensland, Australia: *Economic Geology.*, **96**:1149-1173.

Geologia e processo formador do depósito de Zn, Pb, Ag (Au, Cu) Aripuanã (Mato Grosso, Brasil)

João Carlos Biondi¹, Roberto Ventura Santos² & Leonardo Fadel Cury³

¹UFPR - DEGEOL, C.P. 19.001, 81531-980 - Brasil - jcbiondi@ufpr.br; ²UnB - Lab. Isótopos Estáveis, 70910-900 - Brasil - rventura@unb.br; ³UFPR - DEGEOL, C.P. 19.001, 81531-980 - Brasil - cury@ufpr.br

Resumo O depósito Aripuanã situa-se na borda sul - sudoeste do Cráton Amazonas, na Província geotectônica Rondônia-Juruena. É um depósito polimetálico estratiforme, paleoproterozóico (1,76–1,75Ga), com recursos estimados de 11,6 Mt de minério de Zn, Pb, Ag (Cu, Au). Seus corpos mineralizados são acamadados, compostos por sulfetos de Zn, Pb e Cu, com pirita e Ag em galena, precipitados em meio a mármores e brechas carbonáticas, todos envolvidos por turbiditos e meta ritmitos carbonáticos laminados. Formou-se em ambiente exalativo vulcanogênico submarino, onde precipitaram carbonato em ambientes com temperaturas crescentes, entre 130 e 200°C, a partir de fluidos com carbono e cálcio magmático e marinho e oxigênio e magnésio marinhos, enquanto o vulcanismo evoluía de exalativo, no início de cada ciclo hidrotermal, para exalativo-explosivo, no final. Entre 1,68–1,63Ga a região do depósito foi metamorfisada e entre 1,56-1,53Ga as rochas do depósito foram metassomatizadas.

GEOLOGIA REGIONAL Aripuanã é um depósito polimetálico estratiforme de sulfetos maciços de Zn, Pb, Ag (Cu, Au), paleoproterozóico (1,76 – 1,75Ga), situado na Província Rondônia – Juruena, na borda S-SW do Cráton Amazonas, com recursos estimados de 11,6 Mt de minério com teores médios de 6,3% Zn, 2,2% Pb, 0,1% Cu, 65 g Ag/ton e 0,25 g Au/ton. Formou-se em uma bacia de retro-arco, no interior de uma caldeira com 57 km x 28 km (Fig. 1), hoje inserida em uma zona de colisão continental, constituída por meta-vulcânicas ácidas fortemente fracionadas, com natureza transicional entre cálcio alcalina e toleítica, que tiveram contribuição crustal importante. Toda a região foi metamorfisada na fácies xisto verde baixa durante a orogênese Quatro Cachoeiras (1,68 – 1,63Ga) e as rochas do depósito e suas encaixantes foram termometamorfisada e metassomatizadas no período entre 1,56 e 1,53Ga devido à intrusão dos granitos Aripuanã, cálcio-alcalinos de alto K a alcalinos.

GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO DEPÓSITO Os corpos mineralizados, que se estendem por 5 km, são lenticulares e alongados, localizados na base de uma sequência de meta-ritmitos e meta-turbiditos com mais de 800 m de espessura, sedimentada sobre meta-dacitos e meta-ignimbritos riolíticos. As rochas da base do depósito são meta-vulcânicas silicificadas, sericitizadas e cloritizadas e as encaixantes imediatas são mármores hidrotermais, brechas e rochas brechoides com carbonato + talco + tremolita + clorita (CTTC), meta-ritmitos e meta-turbiditos carbonáticos, talco-tremolititos, biotititos e cherts carbonáticos e fluoríticos. O depósito formou-se durante ao menos quatro ciclos hidrotermais exalativos submarinos, nos quais mármores silicosos e cherts carbonáticos representam a fase inicial de cada ciclo, seguidos pela co-precipitação de pirita + pirrotita + esfalerita + galena argentífera ± calcopirita disseminados em brechas argilo-carbonáticas ou perfazendo lentes maciças, depois cherts e argilitos fluoríticos seguidos por ritmitos e turbiditos carbonáticos e fluoríticos, que encerram o ciclo.

As rochas metavulcanossedimentares encaixantes dos corpos mineralizados possuem perfis de fracionamento de ETR iguais aos das rochas vulcânicas regionais, com ETRL enriquecidas em relação aos ETRP, quantidades de ETPR pouco variadas, cerca de 20-30 vezes maiores que os dos condritos, e anomalias negativas de Eu proeminentes. Essas características não são mais percebidas nos mármores, nas rochas CTTC e talcitos fluoríticos, nos quais as quantidades totais de ETR são menores, entre 1 e 10 vezes maiores que as dos condritos, e há forte anomalia positiva de Eu causada pela lixiviação geral ETR e concentração residual de Eu, que mantém a mesma concentração (≈10 vezes a do condrito) com a qual ocorre nos meta-turbiditos e meta-ritmitos. A precipitação de carbonatos afetou as concentrações de ETR, mas não afetou o Eu, que provavelmente ficou retido no lugar do Sr dos carbonatos, concentrando-se residualmente.

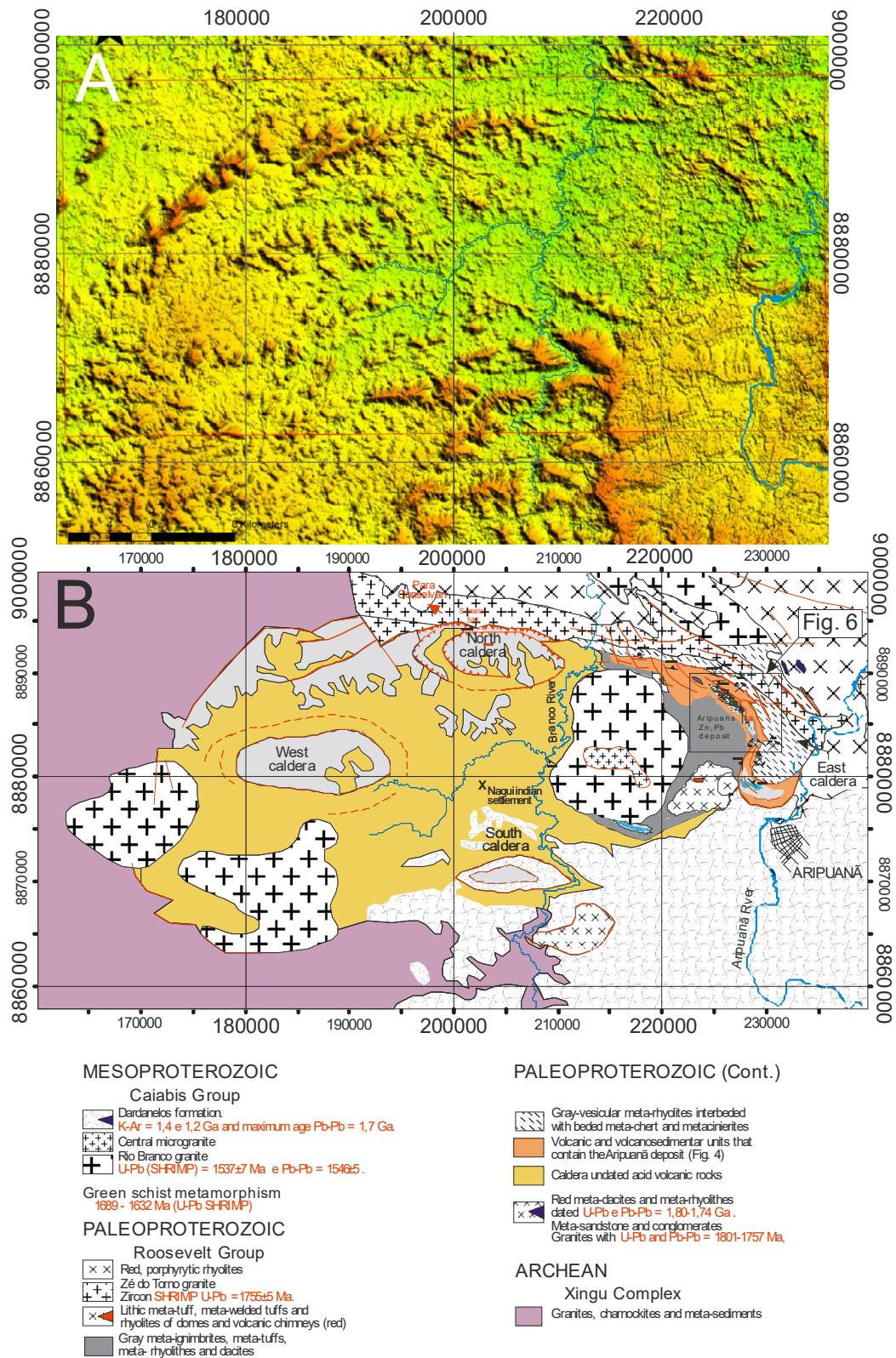


Figura 1 – (A) Imagem ASTER da caldeira Aripuanã. (B) Geologia da caldeira Aripuanã. Notar localização do depósito Aripuanã.

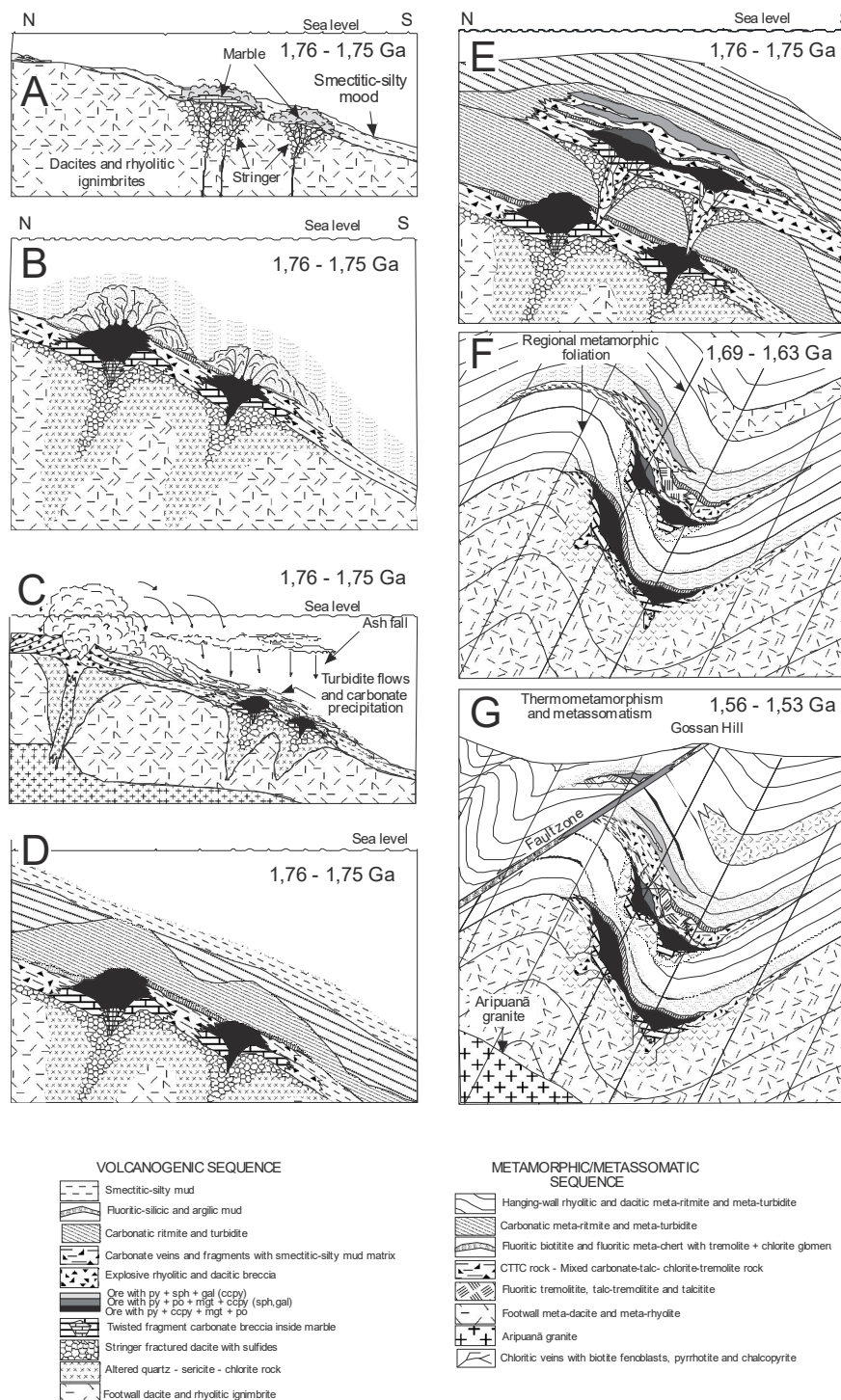


Figura 2 – Cartoons que mostram a sequência de eventos que gerou o depósito Aripuanã.

Isso fez com que mármores, rochas CTTC, biotitos, talcitos e alguns tremolitos tenham ficado com anomalias positivas de Eu, o que sugere que os carbonatos cristalizaram substituindo o lodo smectítico do assoalho oceânico. Esses carbonatos são calcitas com menos 12% de moléculas de

siderita e magnesita e, preponderantemente, dolomitas ferréricas e ankeritas com 42 a 55% de moléculas de siderita e magnesita.

MODELAGEM ISOTÓPICA E METALOGÊNESE Análises de isótopos de C e O dos carbonatos do depósito revelaram valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ entre 8 e 13 per mil e $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre 1 e 7 per mil. A modelagem isotópica mostrou que provavelmente houve dois tipos principais de exalitos, distintos pela proporção na qual fluido magmático se misturou à água do mar, que precipitaram carbonato em ambientes com temperaturas crescentes, entre 130 e 200°C, a partir de fluidos com carbono e cálcio magmático e marinho e oxigênio e magnésio marinhos, enquanto o vulcanismo evoluía de exalativo, no início de cada ciclo hidrotermal, para exalativo-explosivo, no final (Fig. 2). Valores $\delta^{34}\text{S}$ variam entre -0,65 e 3,3 per mil, o que sugere que grande parte do enxofre do fluido mineralizador provém da lixiviação das rochas vulcânicas ou foi incorporado diretamente de alguma fonte magmática. Inclusões fluidas em carbonatos e quartzo de minérios e rochas hidrotermalizadas contêm fluidos predominantemente aquosos, com salinidades entre 12 e 26 % eq. NaCl e menos de 5 mol% de $\text{CH}_4 + \text{CO}_2$, e temperaturas de homogeneização total entre 100 e 250°C, semelhantes àquelas modeladas com isótopos de C e O. Durante o metamorfismo houve decarbonatação limitada aos locais das rochas onde havia sílica e smectita. Rochas ricas em carbonato retiveram texturas romboédricas, esferoidais e de chaminés de exalitos, e aquelas com sulfetos preservaram feições de “*chalcopyrite disease*”, comuns em depósitos vulcanogênicos submarinos. Elas indicam que as assinaturas isotópicas originais devem ter sido mantidas, o que restringe a precipitação do minério às mesmas condições físicas dos carbonatos.

EVOLUÇÃO POSTERIOR A METALOGÊNESE O metamorfismo regional e o termometamorfismo transformaram mármores silicosos em talco-tremolíticos, brechas argilo-carbonáticas em rochas CTTC, argilitos em biotíticos, cherts carbonáticos fluoríticos em metacherts fluoríticos com nódulos de tremolita + clorita, recristalizou os sulfetos, foliou e dobrou essas rochas. O termometamorfismo e metassomatismo as recristalizaram, sem mudar significativamente suas composições químicas, mas apagando a foliação metamórfica. Após o termometamorfismo, um episódio hidrotermal plutogênico preencheu fraturas, gerando vênulas e veios de cloritito férrico com fenoblastos de biotita e pirrotita + calcopirita \pm magnetita, a temperaturas entre 380 a 510°C.

CONCLUSÕES Aripuanã é a primeira caldeira vulcânica proterozóica, de grande porte, identificada na borda sul do Cráton Amazonas. O depósito Aripuanã, de Zn, Pb, Ag (Au, Cu), contido na caldeira Aripuanã, é vulcanogênico exalativo sedimentar e caracteriza-se por conter minério sulfetado e rochas encaixantes carbonáticas, compostas por carbonato + talco + tremolita + clorita (CTTC). Rochas e minérios precipitaram em ambientes com temperaturas crescentes, entre 130 e 200°C, a partir de fluidos com carbono e cálcio magmático e marinho e oxigênio e magnésio marinhos, enquanto o vulcanismo evoluía de exalativo, no início de cada ciclo hidrotermal, para exalativo-explosivo. O depósito é paleoproterozóico (1,76 – 1,75Ga), foi metamorfoisado na fácies xisto verde baixa durante a orogênese Quatro Cachoeiras (1,68 – 1,63Ga) e termometamorfisado e metassomatizado entre 1,56 e 1,53Ga devido à intrusão dos granitos Aripuanã.

Referências Bibliográficas

- Biondi J.C. 2010. Depósito de Zn, Pb (Cu, Ag, Au) Aripuanã (MT) – Ambiente geológico, estrutural e evolução da mineralização. In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia (Belém), Anais eletrônicos.
- Leite J.A.D., Sousa M.Z.A., Saes G.S., Macambira M.J.B., Xavier R.P., Siqueira A.J., Batata M.E.F., Oliveira F.A., Silva Jr., J.G., Quadros A.P. 2005, Caracterização do depósito polimetálico (Zn, Pb, Ag, Cu, Au) de Aripuanã, Mato Grosso MT. P.: 601-686.
- Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W (eds.) Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia. DNPM-CT-Mineral/FINEP-ADIMB, p.: 597-686.

Níquel - uma nova fronteira da mineração no Brasil

José Augusto Vieira Costa¹ & Maria Amelia Rodrigues da Silva Enríquez²

¹ Secretaria de Geologia Mineração e Transformação Mineral/SGM. Min. Minas e Energia, Brasília, jose.costa@mme.gov.br;

² Secretaria de Geologia Mineração e Transformação Mineral/SGM. Min. Minas e Energia, Brasília, maria.enriquez@mme.gov.br.

Resumo A cadeia produtiva do Níquel no Brasil é descrita para o período 2005 o uso a exploração do referido metal e seu mercado consumidor. O minério de Níquel é classificado como Classe I: *derivados* com grande pureza: mínimo de 99% de níquel contido (níquel eletrolítico 99,9% e "carbonyl pellets" 99,7%) destinado a indústria metalúrgica e Classe II: *derivados* com conteúdo entre 20% e 96% de níquel: (ferro-níquel, matte, óxidos e *sinter* de níquel) com aplicação fabricação de aço inoxidável e ligas de aço. Atualmente, os estados produtores são: Goiás (83,5%) e Minas Gerais (16,5%), sendo as principais empresas produtoras: Companhia Níquel Tocantins (Votorantim) 69,0%, Anglo American Brasil 19,0%, Mineração Serra da Fortaleza (Votorantim) 7,5%, Prometalica Mineração Centro Oeste S.A. 4,5% e Cia Nickel do Brasil 0,05%. A entrada de novas frentes de exploração de níquel no Brasil, a exemplo das minas Santa Rita na Bahia (Mineração Mirabela com 450.000 t de níquel sulfetado) e Onça/Puma no Pará (Vale S.A., produção de 53 mil t/ano de níquel contido jazida de níquel laterítico saprolítico), mina de Buriti em GO, além da previsão de novos investimentos da Votorantim Metais e Anglo American transforma o Brasil em um país autossuficiente e exportador se consolidando como uma nova fronteira da exploração mineral.

Palavras-chave: produção mineral, ligas metálicas, cadeia produtiva do níquel

INTRODUÇÃO O níquel é o vigésimo terceiro elemento na lista dos mais abundantes na crosta terrestre. Embora seja considerado um elemento raro está presente nos solos em quantidades que em geral varia de 0.2 ppm a 250 ppm, sendo a média 20 ppm. Alguns autores descrevem que a concentração na superfície terrestre é da ordem de 0,008%

Alguns dos minérios de níquel que vale a pena destacar:

Minérios sulfetados:

Pentlandita $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$

Milerita NiS

Minérios lateríticos

Garnierita $(\text{Mg,Ni})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

Anabergita $\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Usos Atualmente 65% do níquel consumido é empregado na fabricação de aço inoxidável e outros 12% em superligas de níquel, o restante 23% é repartido na produção de outras ligas metálicas, baterias recarregáveis, reações de catálise, cunhagens de moedas, revestimentos metálicos e fundição. As principais aplicações deste metal na indústria são para fabricação de aços de resistência mecânica, nas ligas contendo: níquel cobre, níquel molibdênio, níquel cromo molibdênio vanádio e níquel cromo molibdênio; ligas elétricas – ferro níquel.

Um campo moderno de aplicação do Níquel é o chamado **Nitinol** que designa um conjunto de ligas de Ni e Ti. As ligas de **Nitinol** têm 48-60%Ni e o restante de Ti. O **Nitinol** é um material que tem excelente biocompatibilidade, ou seja, compatibilidade com tecidos orgânicos. Por isso vem sendo largamente empregada em material biomédico, como stents, cateteres, implantes ortopédicos, aparelhos ortodônticos, etc.

Mercado mundial Em relação ao mercado mundial, Farias (2009) descreve que “no período 2004 a 2008, a produção mundial de níquel refinado evoluiu de 1.253 mil t para 1.378 mil t (acréscimo de 9,9% no período), enquanto o consumo evoluía de 1.247 t para 1.278 t (crescimento de 2,5% no período)”. Destaca também que “a produção de minério e concentrado de níquel” apresenta “uma forte concentração em apenas quatro” países – “Rússia, Canadá, Austrália e Indonésia - que juntos controlam mais de 60% da oferta mundial”. Registra ainda que “a indústria de aço inoxidável ... responde por cerca de 62% do níquel consumido no mundo. O restante é usado na fabricação de ligas ferrosas e não-ferrosas, baterias, niquelagem, etc”. “Em 2008, o consumo mundial de níquel refinado

acusou a seguinte distribuição: Ásia: 54%, Europa: 31%, Américas: 13% e África: 2%”. Na Ásia, destaca-se “a China, de longe, o maior consumidor naquela região, seguida pela Índia e Coréia do Sul”. “Como grandes exportadores de níquel destacam-se o Canadá, Noruega e a Austrália, que respondem por mais de 63% das exportações mundiais.

Os preços dos produtos de níquel – minério, concentrado, *matte*, liga Fe-Ni e o metal, em qualquer mercado, é estabelecido com base no preço do metal na Bolsa de Metais de Londres (*London Metal Exchange – LME*) do dia considerado como de fechamento da transação menos os descontos ou mais o prêmio, se for o caso, levando-se em consideração, por outro lado, a quantidade de níquel contido no produto (Farias, 2009).

De acordo com dados da LME entre os metais não ferrosos o níquel é um dos que tem apresentado uma das maiores variações de preço, de um piso médio de US\$4 mil/t, em 1998, alcançou o pico de US\$50mil/t, e, 2007 e desde a crise 2008/09, quando apresentou uma queda bruta vem paulatinamente recuperando mantendo média de US\$25mil/t (Fig. 1).

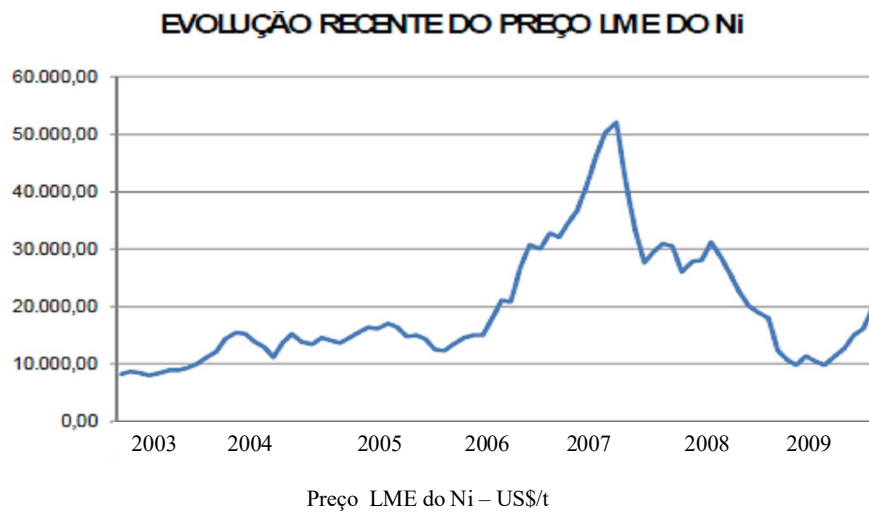


Fig. 1 – Fonte: Farias (2009)

A Figura acima demonstra que o preço do níquel estava em gradativa ascensão atingindo um pico em 2007. Entretanto, os preços desse metal foram afetados negativamente pela recessão econômica global em 2008 e 2009, como consequência ocorreram paralisação de minas com custo de produção mais elevado, implicando em redução da produção. Como reflexo desta crise, houve uma queda na cotação internacional do preço do níquel e redução da demanda externa. Atualmente, a uma tendência de estabilização do preço.

Conforme dados do Serviço Geológico Americano USGS (2011), inovações tecnológicas tem proporcionado a substituição do níquel. Por vezes na construção civil são utilizados aços inoxidáveis cromíferos substituindo aços sem níquel. Ligas de titânio pode substituir o metal níquel, ou ligas a base desse em ambientes químicos corrosivos. Bem como, economia de custos na fabricação de baterias de lítio permite competir com o níquel-hidreto metálico em determinadas aplicações.

CADEIA PRODUTIVA NO BRASIL

Características Metalogênicas No Brasil, conforme Silva (2009), as reservas minerais de níquel são constituídas, em sua expressiva maioria, por lateritas niquelíferas, e secundariamente, por minerais sulfetados: **lateríticos** - relacionados a processo de enriquecimento supergênico em ambientes derivados de rochas ultrabásicas alcalinas ou relacionados a intemperismo de rochas ultramáficas. Nestes tipos, enquadram-se os depósitos que se concentram nos municípios de Barro Alto, Iporá, Jauparci, Jussara, Crixás, Diorama, Goianésia, Montes Claros de Goiás, Niquelândia, Santa Fé de Goiás no estado de Goiás, os depósitos de Onça-Puma, Jacaré, Vermelho, no estado do Pará, e o depósito de São João do Piauí no estado do Piauí; e **sulfetados** - ocorrendo, em geral, como disseminações, corpos maciços, veios ou bandas nas rochas ígneas. É comum a presença de níquel e

cobalto associado ao níquel nesses depósitos. No Brasil, são exemplos de depósitos sulfetados de níquel: Americano do Brasil, no estado de Goiás, Fortaleza de Minas, no estado de Minas Gerais e Jacupiranga, no estado de São Paulo e Santa Rita, no estado da Bahia.

Em março de 2011 a Vale S.A. (Vale) iniciou a produção de níquel em Onça Puma, (mina e planta de processamento) no estado do Pará, com capacidade nominal de 53mil/t de níquel contido, sob a forma de ferro-níquel.

A mina a céu aberto da Mirabela é a maior descoberta de níquel sulfetado do mundo nos últimos 20 anos, desde a “*Voyce’s Bay*, da Vale/ Inco, no Canadá”, informou o seu gerente ao Jornal Valor Econômico em abril deste ano. Com reservas provadas somando 120 milhões de toneladas de níquel sulfetado, Santa Rita/BA tem vida útil de pelo menos 20 anos, o que a coloca como a segunda maior do mundo neste ranking, depois da mina da Vale/Inco.

Segundo Farias (2009), a mineração de níquel no Brasil caracteriza-se por ser extremamente centralizada, visto que 89% da oferta de metal contido em concentrado (2008) estão sob controle de apenas dois grandes grupos mineradores: o Grupo Votorantim – controlador da Cia. Níquel Tocantins e Votorantim Metais Níquel S/A (ex-Mineração Serra da Fortaleza) - é o líder do segmento de mineração e responde por cerca de 65% da produção mineral, expressa em metal contido em concentrado, seguida pela Anglo American, com 24,4%. Além de controlarem o segmento de mineração, os dois grupos estão integrados a jusante na cadeia do níquel e detêm praticamente a totalidade da oferta de metal eletrolítico e de liga ferro-níquel.

Principais empresas produtoras O Brasil é o décimo produtor de níquel (contido no minério) com 67.116 toneladas em 2008.

As principais empresas produtoras são:

Companhia Níquel Tocantins (Grupo Votorantim) **69,0%**

Anglo American Brasil **19,0%,**

Mineração Serra da Fortaleza (Grupo Votorantim) **7,5%**

Prometalica Mineração Centro Oeste S.A. **4,5%**

Cia Nickel do Brasil **0,05%.**

* Mirabela Mineração do Brasil Começou sua produção em Santa Rita/BA.

* Vale S.A começou a produzir em Onça-Puma/PA

* As Minas consideradas atualmente de grande porte correspondem a de Buriti em Goiás e Santa Rita na Bahia.

EXPORTAÇÃO E IMPORTAÇÃO As Figuras abaixo refletem que exportamos sem valor agregado (Fig. 2) e somos dependentes de bens semimanufaturados (Fig. 3). Claramente, os gráficos refletem a crise mundial que ocorreu em 2009.

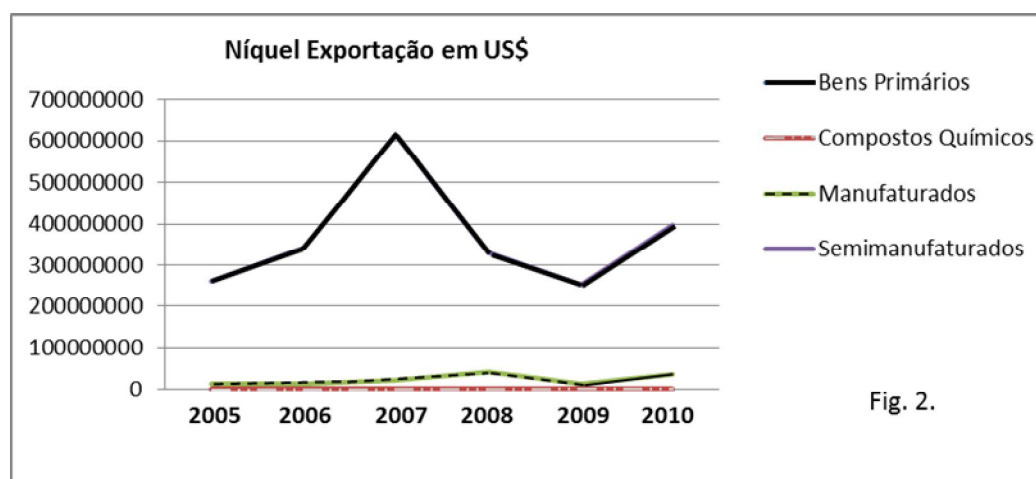
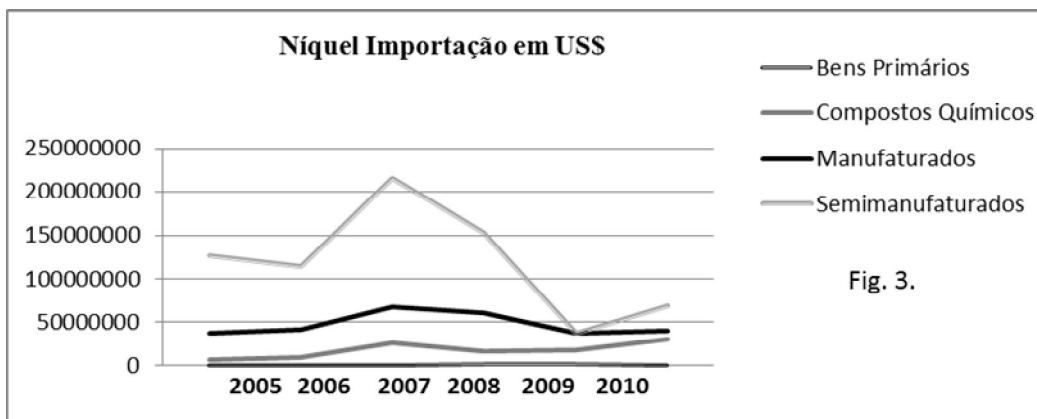


Fig. 2.



CONCLUSÃO Considerando-se a participação da Mina Buriti no município de Niquelândia-GO, o início de produção da Mineração Mirabela do Brasil que detectou na mina de Santa Rita-BA, reservas calculadas e indicadas de 450.000 t de níquel sulfetado com teor de 0,62 % Ni e 0,16% Cu, e que prevê uma produção anual de 160 mil toneladas de concentrado, com 13% de teor de níquel, além do início da produção da Vale em Onça Puma (jazida de níquel laterítico saprolítico), uma operação de níquel (mina e planta de processamento) no estado do Pará, com capacidade nominal de produção de 53 mil t/ano de níquel contido em ferro-níquel, o Brasil deve se consolidar como um *player* desse metal nos próximos anos a nível mundial.

Referências Bibliográficas

Farias J.O.G.de. **Perfil da mineração de níquel**. In: Projeto de Assistência Técnica ao Setor de Energia. Brasília, SGM/MME, 2009. 55p.
 Silva C.S.da. **Níquel**. In: DNPM. Economia Mineral do Brasil. Brasília, 2009. p.: 258-27.

Breve diagnóstico do setor mineral do Estado de Roraima

José Augusto Vieira Costa¹

¹ Secretaria de Geologia Mineração e Transformação Mineral/SGM. Min. Minas e Energia, Brasília, jose.costa@mme.gov.br

Resumo Este breve diagnóstico do setor mineral do Estado de Roraima abrange informações geológicas, do potencial mineral, pesquisa e exploração mineral com vistas a esclarecer empreendedores do setor na tentativa de atrair investimentos, possibilitando incrementar a prospecção mineral em busca da descoberta de novas jazidas e avaliação das já existentes. O potencial mineral do Estado já é bem conhecido, tendo como bom exemplo o cinturão Parima, o qual abarca grandes anomalias de ouro, onde no passado parte das mesmas foram exploradas por garimpeiros na Terra Indígena Yanomami, tendo suas atividades interrompidas por força constitucional. Palavras-chave: potencial mineral, metais preciosos, rocha ornamental, Roraima

INTRODUÇÃO Roraima é o Estado mais setentrional do Brasil, seccionado pela linha imaginária do Equador, abarcando duas fronteiras internacionais (Venezuela à norte-noroeste e Guiana ao leste). Ao sul é limítrofe com o Estado do Amazonas e a sudeste com o Estado do Pará. Está situado em posição estratégica, considerando o relativamente rápido acesso ao Caribe e Américas Central e do Norte, o que o transforma em um dos estados com grande potencial de atuação no comércio internacional.

Conforme SEPLAN (1997), Roraima possui grande quantidade de recursos minerais, destacando-se, como os mais abundantes, o ouro, diamante e a cassiterita. As jazidas são, em geral, encontradas em depósitos aluviais, que permitem uma exploração de baixo custo operacional, constituindo-se numa das vocações econômicas do Estado.

No rio Mau, a Nordeste do Estado, a Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais - CPRM, estima a existência de 4 toneladas de ouro e 1,5 milhões de quilates de diamantes. Quanto à cassiterita, a antiga Companhia Vale do Rio Doce - CVRD, estimou, apenas nas serras Surucucus, no noroeste do Estado, cerca de 15 mil toneladas. Cabe ressaltar que a maioria das reservas já identificadas se encontram nas áreas pretendidas pela FUNAI e não tem ainda estimado o seu potencial.

Além dos minerais citados acima, registram-se ocorrências de ágatas, ametista, bauxita, cobre, ilmenita titanífera e minerais radioativos que estão a merecer estudos, visando determinar suas potencialidades e viabilidades econômicas da exploração.

PRINCIPAIS BENS MINERAIS O Estado de Roraima abarca terrenos arqueanos, proterozóicos, mesozoicos e cenozoicos. Porém existe uma lacuna em relação aos terrenos proterozóicos. Os principais bens minerais reconhecidos na área abrangida pelo ZEE-RR (CPRM, 1998) e CPRM (1999) compreendem desde metais preciosos a agregados da construção civil, conforme discriminados abaixo:

- Rochas Ornamentais: conforme CPRM (2009), foram identificadas 54 ocorrências principalmente situadas na região centro-sudeste do Estado, a exemplo dos municípios de Mucajá, Caracará, Rorainópolis e S. Luiz do Anauá. Dessas ocorrências vinte e dois tipos rochosos tem potencial para aproveitamento econômico. São granitos, no sentido comercial do termo, abrangendo granitoides, gnaisses, rochas máfica-ultramáficas, charnoquitos, riolitos, tonalitos e anortositos.

- Areia e Seixo: aluviões nos principais rios que drenam a região em especial no leito do rio Branco Argilas: comparecem dois tipos básicos (1 – argila avermelhada (caolinita) destinada para pavimentação de estradas e construção de pontes; 2- argilas de planície de inundação (esmeclitas) para fabricação de tijolos e telhas.

- Brita e pedra de cantaria: (paralelepípedo e meio-fio): O Estado de Roraima possui reservas praticamente inesgotáveis de rocha como potencial para brita.

- Piçarra: crostas lateríticas ferruginosas que se desenvolvem sobre diferentes estratos rochosos. Nas proximidades de Boa Vista ocorre principalmente sobre basaltos.

• Areia industrial: por exemplo, utilizada na indústria do vidro. Regiões do baixo curso do rio Anauá e baixo rio Branco. Para norte, ocorre em áreas da vicinal do Apiaú, São Silvestre, bacia do rio Tacutu e região de Normandia.

• Ouro: as principais ocorrências auríferas de Roraima situam-se no interior da T. I. Ianomâmi. Outras ocorrências de menor potencial econômico, distribuem-se ao norte e ao sul do Estado.

• Ametista e quartzo: região da Vila Moderna (S. Luiz do Anauá), e na vicinal 34 (São João do Baliza).

• Columbita – Tantalita: a mais antiga referência à ocorrência de nióbio-tântalo situa-se às margens do igarapé Ereú, afluente pela margem direita do rio Uraricoera. A descoberta mais recente de seu por volta de 1997, em Rorainópolis.

• Cassiterita (criolita e zirconita): TI Ianomâmi, rio Jatapuzinho (TI Trombetas-Mapuera).

• Cobre: apresenta-se disseminado na forma de sulfetos e associado a rochas variadas. Uma associação com bornita, calcopirita e azurita, foi localizada próximo ao cruzamento do rio Uraricoera com a RR-319 (região do Passarão). Outras áreas investigadas e que apresentaram disseminações de sulfetos de cobre correspondem a região da serra Grande, sul da Vila Brasil e sul da serra Tepequém.

• Calcário: foi inicialmente encontrado na região do hemigráben do Tacutu através de furos exploratórios executados pela Petrobrás, no início da década de oitenta. Em função da profundidade, sua mais expressiva ocorrência não permite viabilizá-la economicamente. No entanto, níveis carbonáticos aflorantes têm sido descritos ao longo do rio Tacutu, na fronteira com a Guiana. Um procedimento que pode amenizar a situação da disponibilidade de calcário é proceder mapeamento e estudo técnicos de aproveitamento de rochas calciosilicáticas (pré-cambrianas) e basaltos (mesozóicos) e sua utilização como disponibilizadores de corretivos do solo (rochagem)

• Diamante: tanto o diamante como o ouro (subproduto em regiões diamantíferas do Estado), tem sido explorados em depósitos aluvionares e em terraços de rios e igarapés, que seccionam as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima e Formação Tepequém, relacionados aos pacotes conglomeráticos mais inferiores das camadas sedimentares.

• Fosfatos – Nióbio – Terras – Raras – Titânio e Barita: mineralizações em fosfatos, associadas com elementos terras raras e nióbio foram identificadas em associações com litologias do Complexo Alcalino Apiaú, na região da serra do Repartimento, integrante da TI Ianomâmi. Cálculos preliminares permitiram estimar uma reserva de fosfato na ordem de 3,5 milhões de toneladas, com teor médio entre 3 – 5%. Nessa mesma região, três ocorrências de barita foram constatadas na forma de *stockwork* encaixadas em rochas ortognáissicas.

• Molibdenita: Melo et al (1978), quando da execução do Projeto Molibdênio em Roraima descrevem cinco ocorrências de molibdenita no nortedo Estado. Duas no município de Normandia e três no município de Pacaraima.

• Ilmenita: duas discretas ocorrências de ilmenita em aluviões foram identificadas em igarapés afluentes do rio Branquinho, município de Rorainópolis.

Cabe ressaltar que em nossas investigações de campo e análises mineralógicas demonstra que ilmenita titanífera comparece amplamente distribuída nos domínios das serras Taiano-Tabaio e serra Mucajá nas planadas e no sopé dessas elevações sugerindo tratar-se de depósitos minerais oriundos do saprólito desses granitoides.

FASE DOS PRINCIPAIS PROCESSOS MINERÁRIOS EM RORAIMA Roraima apresenta a peculiaridade de conter um grande número de Requerimento de Pesquisa, como demonstra o quadro 1. Entretanto, as autorizações de pesquisas são drasticamente inferiores. Esse fato ocorre quando se percebe a limitação locacional desses requerimentos, já que a grande maioria se encontra em terras indígenas (TI) ou em unidades de conservação (UCs), Fig. 1.

Fases do Cadastro Mineiro em Roraima	Nº de Processos
---	------------------------

Quadro 1.
processos

Requerimento de Pesquisa	863
Autorização de Pesquisa	103
Licenciamento	86
Áreas em Disponibilidade	77
Requerimento de Licenciamento	16
Requerimento de Lavra	5
Requerimento de Lavra Garimpeira	4
Registro de Extração	4
Concessão de Lavra	3
Requerimento de Registro de Extração	1

Número de
de uso e

aproveitamento da propriedade minerária

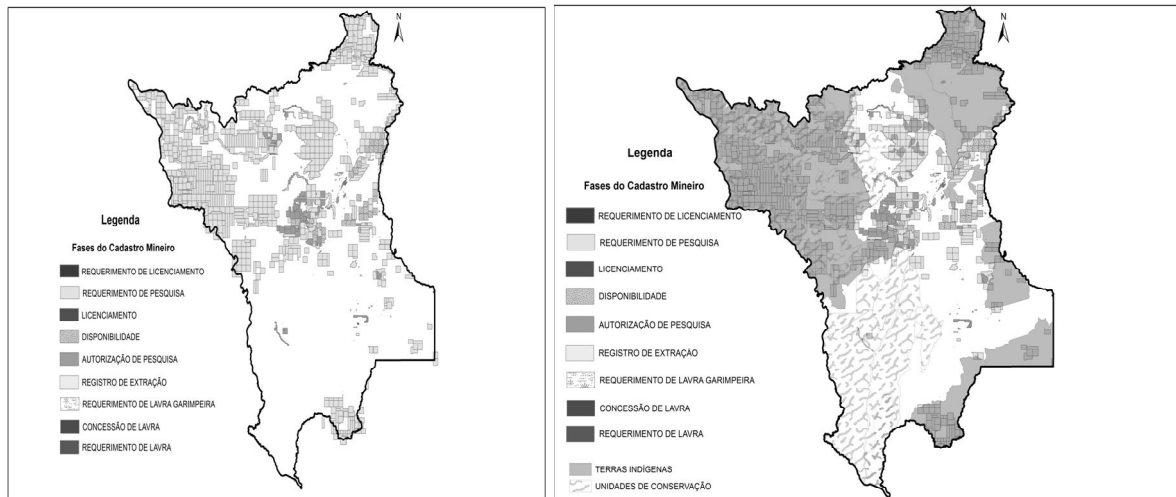
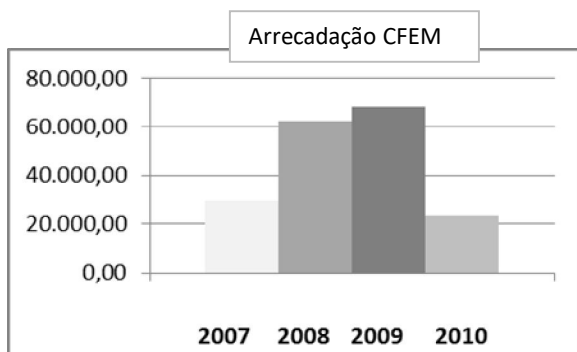


Figura 1 – Superposição dos processos minerários existentes no DNPM com Terras Indígenas e Unidades de conservação

ARRECAÇÃO DA CFEM NO ESTADO DE RORAIMA Existe uma vedação legal, determinada pelo artigo 26 do Decreto nº1/91, que impede a aplicação das verbas oriundas da CFEM em pagamento de dívidas e no quadro permanente de pessoal. Os recursos gerados devem ser revestidos em prol da comunidade local, na reforma de melhoria da infra-estrutura, da qualidade ambiental, da saúde, educação e etc. A distribuição das receitas apuradas com o recolhimento da CFEM se opera com:

- 65% para os Municípios
- 23% para os Estados e Distrito Federal
- 12% para o MME/DNPM (10%) e FNDCT (2%)



Amajari	6.046,93
Boa Vista	140.280,49
Cantá	192,98
Mucajá	35.528,00
Rorainópolis	1.683,70

A figura 2 a e b – Demonstra o total arrecadado pelo Estado e por Município no período de 2007 a 2010.

Essa breve discussão demonstra que a participação da mineração em Roraima é extremamente incipiente, como demonstrado pelos baixos valores arrecadados pela contribuição da CFEM.

O Estado de Roraima tem grande potencial para prospecção de bens minerais metálicos e não metálicos, tais como ouro, columbita-tantalita, ilmenita titanífera, ouro e diamante, respectivamente. Infelizmente, a limitação locacional dessas mineralizações aliadas ao grande número de terras indígenas e unidades de conservação por forças constitucionais impedem que Roraima venha a se desenvolver no setor mineral, o que contribuiria sobremaneira para o desenvolvimento do Estado e consequentemente a qualidade de vida da sociedade em geral.

Referências Bibliográficas

- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. **Zoneamento Econômico Ecológico do Estado de Roraima**, 2008. .CD-ROM
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. **Projeto Rochas Ornamentais de Roraima**. Informe de Recursos Minerais. Série Rochas e Minerais Industriais. N°4. 2009. 87p.
- Melo A.F.F., Santos A.J., Cunha M.T.P., Campos M.J.F., D'Antona R.J.G., Damião R.N. **Projeto Molibdênio em Roraima**. Rel. Final. 6v. Manaus. 1978.
- SEPLAN. Secretária do Estado de Planejamento, Indústria e Comércio. Perfil do Estado de Roraima. CD-ROM

Alteração hidrotermal e regime de fluidos do Depósito do Papagaio, Província Aurífera de Alta Floresta (MT).

¹Marcelo Garcia Galé, ¹Paulo César Correa da Costa, ²Roberto Perez Xavier, ¹Francisco Egídio Cavalcante Pinho, ¹Élzio da Silva Barboza, ¹Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros, ²Rafael Rodrigues de Assis

¹Instituto de Ciências Exatas e da Terra – ICET-UFMT, Cuiabá (MT);

²Instituto de Geociências – UNICAMP, Campinas (SP).

Resumo O Depósito aurífero do Papagaio, localizado no município de Paranaíta, situa-se no setor noroeste da Província Aurífera de Alta Floresta, norte do Estado de Mato Grosso. Ocorre hospedado em rochas sub-vulcânicas félsicas pouco fracionadas em zonas de forte alteração sericitica pevasiva, balizadas por uma intensa alteração potássica com ortoclásio. O minério, de paragênese denotada por pirita + calcopirita + covelita ± magnetita ± hematita ± esfalerita, ocorre associado à *stockworks* e sistemas de veios de quartzo de direção NE e mergulhos sub-verticais que truncam os setores de alteração sericitica. Estudos de inclusões fluidas mostram que fluidos de elevada temperatura e salinidade tiveram um papel essencial na gênese do depósito. Nesse contexto, a colocação de corpos sub-vulcânicos teria sido essencial na gênese da mineralização aurífera do Papagaio, pois teria servido como fonte de calor, fluido e metais para a instalação de um sistema magmático-hidrotermal local.

INTRODUÇÃO A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) insere-se em uma faixa W-NW com mais de 500 km no norte de Mato Grosso, delimitada entre as nascentes do rio Peixoto de Azevedo, a leste e o rio Aripuanã, a oeste, ao norte pelo Gráben do Cachimbo e ao sul pelo Gráben dos Caiabís. Enquadrada na porção sul do Cráton Amazônico, a PAAF se estende entre as províncias geocronológicas Ventuari – Tapajós (1,95 a 1,8 Ga.), e Rio Negro – Juruena (1,8 – 1,55 Ga.) (Dardene & Schobbenhaus; 2001; Tassinari & Macambira, 1999). Essa região é constituída basicamente por sequências plutônio-vulcânicas (Figura 01) geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram no decorrer do Paleoproterozóico (Tassinari & Macambira 1999; Santos *et al.* 2006).

Os trabalhos realizados na PAAF concentram-se em seu setor leste, principalmente nos arredores dos municípios de Peixoto de Azevedo, Matupá, Novo Mundo e Guarantã do Norte, onde se observa que um número significativo de mineralizações auríferas estão preferencialmente hospedadas em suítes graníticas paleoproterozóicas do tipo I, cálcio-alcálicas a sub-alcálicas, metaluminosas a peraluminosas, de médio a alto potássio e que variam em composição de tonalito-granodiorito a sienogranito (Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Miguel-Jr., 2011). Neste cenário, essas mineralizações auríferas podem ser subdivididas em dois grupos principais, tendo por base a paragênese do minério: (i) Au ± Cu, representada predominantemente por pirita e concentrações variáveis de calcopirita; e (ii) Au + Zn + Pb ± (Cu), com pirita e concentrações significativas de esfalerita, galena e menores ocorrências de digenita e calcopirita (Assis, 2011).

O contexto geológico do Depósito do Papagaio, assim como todo o setor oeste da PAAF, é pouco conhecido, sendo que os poucos trabalhos existentes são de cunho regional (Lacerda Filho *et al.*, 2004; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). Segundo estes autores, esse depósito está inserido na suíte anorogênica Teles Pires (Figura 01), de idade 1,782 ± 17 a 1,757 ± 16 Ma (Santos, 2000; Silva & Abram, 2008). Os termos plutônicos desta suíte são compostos por biotita granitos avermelhados além de sub-vulcânicas subordinadas, enquanto que as vulcânicas são representadas por ignimbritos félsicos com intercalações de riolitos porfíricos, basaltos, além de sequências vulcano-sedimentares, todos pós-orogênicos, não deformados, alcalinos de alto potássio (Barros Pinho, 2002; Lacerda Filho *et al.*, 2004).

Neste contexto, este trabalho objetiva a identificação do padrão de alteração hidrotermal e do regime de fluidos do Depósito aurífero do Papagaio, com foco principal nos processos responsáveis pela gênese do depósito (mecanismos de precipitação do minério) assim como a sua relação com as encaixantes.

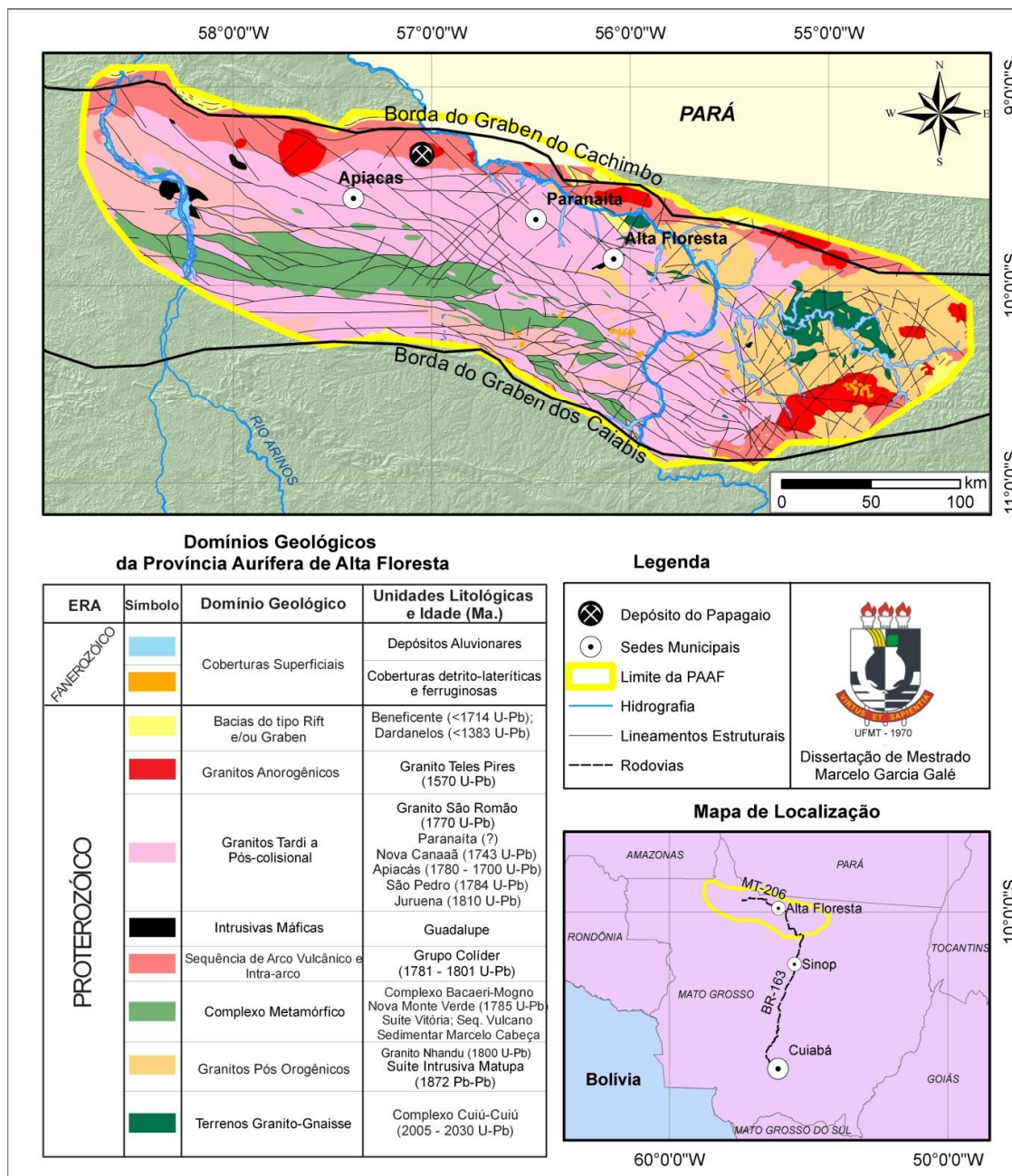


Figura 01 – Localização e domínios geológicos da PAAF (Modificado de Lacerda Filho *et al.* 2004).

MATERIAIS E MÉTODOS Os seguintes procedimentos foram utilizados na confecção deste trabalho: (i) mapeamento geológico na escala 1:25.000; (ii) petrografia da hospedeira, alteração hidrotermal e do minério; (iii) petrografia e microtermometria de inclusões fluidas.

A primeira etapa consistiu na classificação das diferentes litofácies dos padrões de alteração hidrotermal, levantamento de dados estruturais e do reconhecimento dos veios mineralizados. Para o estudo petrográfico e de inclusões fluidas foram confeccionadas lâminas bipolidas e delgadas-polidas no Laboratório de Laminação da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). Os estudos petrográficos foram realizados em um microscópio petrográfico convencional da ZEISS Axiophot e Leica DM-EP.

Os estudos de inclusões fluidas foram realizados em cristais de quartzo provenientes da zona mineralizada e estéril, com foco na caracterização das populações, distribuição e tipos dos fluidos presentes em cada caso.

As análises microtermométricas foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluidas do Instituto de Geociências (IG), da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), em uma platina de aquecimento/resfriamento LINKAM THMSG600 adaptada a um microscópio convencional LEICA® DMLP.

DEPÓSITO AURÍFERO DO PAPAGAIO Geomorfologicamente relacionado a um alto topográfico, o Depósito do Papagaio está hospedado em biotita quartzo monzonito à biotita quartzo monzodiorito sub-vulcânicos, de granulação fina à média e de textura porfírica. Os fenocristais, entre 1-5 mm de comprimento e dispersos em matriz afanítica, exibem textura hipidiomórfica com contatos irregulares e consistem predominantemente de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico e biotita. O plagioclásio é euédrico a anédrico; o quartzo é sub-euédrico a euédrico, bi-terminado e com frequentes golfos de corrosão; enquanto que o feldspato potássico (ortoclásio ± microclínio) é sub-euédrico a anédrico e por vezes exibe textura peritítica. Biotita (~7%), magnetita, apatita, anfíbólio e zircão ocorrem como fases acessórias, ao passo que clorita e hematita como fases metassomáticas.

A hospedeira foi afetada por intensa alteração destrutiva de estilo pervasivo e temporalmente representada por: (i) alteração potássica mais externa, conferida por ortoclásio + magnetita ± hematita ± quartzo; (ii) alteração sericitica, associada ao alto topográfico, com grande concentração de garimpos, e representada por sericita + muscovita ± quartzo; (iii) sistemas de veios de quartzo; e (iv) alteração propilítica (epidoto + clorita + clinozoisita ± actinolita ± quartzo), que nos setores menos hidrotermalizados é representada especialmente pela cloritização da biotita.

A alteração potássica, responsável pelas tonalidades avermelhadas nas rochas, encontra-se distal ao alto topográfico e substitui de modo não seletivo a matriz e os fenocristais. O morrote, onde concentra-se o minério, é representado por uma forte zona de alteração sericitica pervasiva responsável pela tonalidade cinza escura da rocha. Nestes setores, a hospedeira é reconhecida apenas por feições reliquias, a exemplo de fenocristais de plagioclásio intensamente sericitizados, e eventualmente pelo quartzo bi-terminado. A cloritização é representada essencialmente pela pseudomorfose da clorita anômala (rica em Fe) a partir da substituição da biotita primária.

O minério, de estilo disseminado e confinado a veios de quartzo, exibe paragénese conferida por pirita + calcopirita + covelita ± magnetita ± esfalerita, esta última geralmente associada a veios em que a magnetita está ausente.

Considerando as relações de fases observadas a temperatura ambiente (25°C), as inclusões fluidas analisadas em veios de quartzo foram classificadas, de acordo com os critérios de Bodnar (2003), do seguinte modo:

(I) Nos *veios estéreis*, o quartzo tem dimensões regulares e granulação muito grossa. Os fluidos são representados por dois tipos distintos de inclusões. Um primeiro grupo é representado por inclusões aquosas bifásicas com heterogeneidade quanto a forma (hexagonais a sub-arredondadas), baixo grau de preenchimento (~15%), e que ocorrem como pequenos enxames ao longo de arranjos planares. Esses fluidos exibem temperatura do eutético (Te) entre -72,8 a -78,7°C (sistema H₂O-NaCl-CaCl₂), temperaturas de fusão do gelo (Tfg) que variam de -26,9 a -31,8°C, além de temperaturas de homogeneização total (Tht) compreendidas entre 130,2 e 190,3°C. Esses resultados são indicativos de fluidos ricos em CaCl₂ e de elevadas salinidades. O segundo grupo consiste de inclusões aquosas trifásicas com 20% de grau de preenchimento, formatos heterogêneos (hexagonais a arredondadas), fase sólida (possivelmente halita) que ocupa até 5% do volume da inclusão. A Te e de Tht variam, respectivamente, de -43,5 a -64,9°C (sistema H₂O-NaCl-CaCl₂) e de 331,1 a 412,7°C.

(II) Nos *veios mineralizados*, no entanto, o quartzo encontra-se associado à pirita + calcopirita ± esfalerita ± magnetita, exibe dimensões variadas e granulometria média a fina. Três tipos distintos de inclusões fluidas que ocorrem de modo disperso (primárias) ou ao longo de trilhas intra-cristal (pseudo-secundárias) são observadas neste grupo de veios: (i) inclusões aquosas trifásicas a multifásicas, com 10% de grau de preenchimento pela fase gasosa e cristais de halita que ocupam de 2 a 10 % da inclusão; (ii) inclusões aquosas bifásicas, de formatos irregulares (sub-angulares a sub-arredondadas) e baixo grau de preenchimento (~15%); e (iii) raras inclusões aquo-carbônicas de formatos arredondados e com moderado grau de preenchimento (~50%). Os estudos microtermométricos, ainda em desenvolvimento, indicam que a Te para o primeiro grupo de inclusões compreende-se entre -28,7 a -38,5 °C (sistema H₂O-NaCl-CaCl₂-FeCl₂). O segundo grupo apresenta

valores de T_e entre -28,2 e -64,2°C (sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2-FeCl_2-MgCl_2$); de T_{fg} entre -3,0 a -7,4°C e T_{ht} que variam de 147,5 a 220,8°C

CONCLUSÃO Os seguintes atributos geológicos do Depósito do Papagaio podem ser observados: (i) minério hospedado em sub-vulcânicas félsicas pouco fracionadas; (ii) fases acessórias que tipificam magmas oxidados e hidratados; (iii) alteração hidrotermal que exhibe um padrão zonado (potássica seguida de sericitica), especialmente nos setores mais proximais ao minério aurífero; (iv) mineralização associada a veios de quartzo sulfetados que truncam setores de intensa sericitização; (v) fluidos de pH relativamente ácido, de alta temperatura, salinos e em coexistência com áqueles de natureza aquosas e aquo-carbônica em menores proporções (origem magmática?). Neste cenário, a alteração sericitica é mais tardia e de maior potencial metalífero e, portanto, poderia ser utilizada como guia de exploração de ouro para o depósito.

Neste contexto, compreende-se que a colocação de intrusivas félsicas teria sido essencial na gênese das mineralizações auríferas deste setor da província, pois teria servido como fonte de calor, fluidos e metais para a instalação do sistema magmático-hidrotermal responsável pela gênese do Depósito do Papagaio.

Em adicional, o fato de o depósito estar localizado em uma região cartografada como pertencente à Suíte Intrusiva Teles Pires (Souza *et al.*, 2005), regionalmente conhecida como o marco final do evento metalogenético da PAAF (Paes de Barros, 2007), ou seja, estéril, coloca em dúvida quanto a real abrangência desta unidade na área do depósito. No entanto, Assis (2011) mostra evidências de que essa suíte possa apresentar potencial para hospedar mineralizações epitermais polimetálicas, embora restrito a colocação de intrusivas félsicas sub-vulcânicas.

Referências Bibliográficas

- Assis R.R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 428p.
- Barros Pinho, M. A. S. 2002. Proposta De Nova Terminologia Estratigráfica Para Rochas Vulcano-Plutônicas Paleoproterozóicas Do Norte Do Estado De Mato Grosso, Porção Ocidental Sul Do Cráton Amazônico; *Revista Brasileira de Geociências* 32(1):153-156
- Bodnar R. J. 2003. Introduction to fluid inclusions. In: SAMSON, Iain; ANDERSON, Alan & MARSHALL, Dan (eds.) Fluid Inclusions: Analysis and interpretation, Canada, pp.: 1-53
- Lacerda Filho J. V.; Abreu Filho W.; Valente R. C.; Oliveira C. C.; Albuquerque M. C. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso, Programa de Geologia do Brasil, CPRM, Cuiabá, 220p.
- Miguel Jr E. 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Qualificação - Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 41p.
- Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Santos J.O.S. 2000. Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 p.
- Santos J.O.S. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000 – 2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, Anais, SBG Núcleo Norte, CD-ROM.
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22(3):174-182.

Recursos minerais e evolução tectono-estrutural da porção brasileira da Folha Oiapoque (1:250.000), fronteira Brasil-Guiana Francesa

Maria Telma Lins Faraco¹, Hervé Théveniaut², Jean-Michel Lafon³

¹CPRM-BE, telma.faraco@cprm.gov.br, ²BRGM-Orléans, h.theveniaut@brgm.fr, ³UFPA lafonjm@ufpa.br

Resumo A porção brasileira da Folha NA.22-V-B Oiapoque, na região da fronteira Brasil - Guiana Francesa, integra o setor oriental do Escudo das Guianas. A CPRM - Serviço Geológico do Brasil – executou o levantamento geológico (1:250.000) dessa região dentro do Programa Geologia do Brasil - Cartografia da Amazônia, através do Projeto Oiapoque. Os dados tectono-estruturais da porção brasileira da Folha Oiapoque revelam estruturas dúcteis e rúpteis geradas durante os eventos de deformação das rochas, cuja evolução estrutural-metamórfica é parte integrante da concebida para os terrenos paleoproterozóicos do Escudo das Guianas, que por sua vez é a extensão daquela considerada para o Cráton Oeste Africano: polifásica e relacionada a uma colisão continental inicial em torno de 2,1 Ga. Os dados acerca dos recursos minerais sugerem que no Brasil, como na Guiana Francesa, deformação transcorrente aliada à fluidos hidrotermais relacionados a magmatismo granítico, propiciaram concentrações anômalas de elementos, possíveis reveladores de futuras mineralizações.

Palavras-chave: Brasil-Guiana Francesa, Folha Oiapoque, Evolução Tectono-Estrutural, Recursos Minerais.

INTRODUÇÃO A evolução estrutural e metamórfica dessa área é parte integrante da concebida para os terrenos paleoproterozóicos do Escudo das Guianas, que por sua vez é a extensão daquela considerada para o Cráton Oeste Africano: polifásica e relacionada a uma colisão continental inicial em torno de 2,1 Ga (Choubert 1969, Abouchami *et al.* 1992, Milési *et al.* 1992, Ledru *et al.* 1994, Feybesse & Milési 1994, Vanderhaeghe *et al.* 1998, Ledru & Milési 1999).

No sul da Guiana Francesa a tectônica tangencial compressiva representa o estágio inicial de deformação (D1) da evolução tectono-metamórfica do escudo (Ledru *et al.* 1994, Ledru & Milési 1999). Ela é distinguida em dois domínios de idades: um entre 2165 e 2100 Ma, e outro em torno de 2095-2085 Ma (Feybesse & Milési 1994, Ledru *et al.* 1994). A segunda maior fase de deformação, iniciada em torno de 2,08 Ga, originou as falhas transcorrentes sinistrais (D2) e dextrais (D3), de direções NW-SE e E-W (Milési *et al.* 1992, Ledru & Milési 1999).

Falhas transcorrentes sinistrais aproximadamente N-S que se estendem por até centenas de quilômetros, representam uma das feições mais marcantes no Cráton Oeste Africano. (Lemoine 1982, Bassot & Dommanget 1986, Vidal 1986, Feybesse *et al.* 1990, Ledru *et al.* 1991). Posteriormente, zonas de cisalhamento dextral NE-SW são amplamente desenvolvidas e interferem no *trend* transcorrente N-S sinistral (Milési *et al.* 1989, Ledru *et al.* 1994).

A passagem de tectônica tangencial para uma predominantemente transcorrente não foi observada na área mapeada. Certamente obliterada pelas falhas e zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE e WNW-ESE a ENE-WSW, de cinemática dextral e sinistral, relacionadas, respectivamente, aos eventos D2 e D3, da segunda maior fase de deformação do Escudo das Guianas, e posteriores deformações registradas. Ao desenvolvimento da deformação transcorrente sinistral D2 associam-se significativas manifestações hidrotermais relacionadas a magmatismo granítico, que originaram quase todas as mineralizações auríferas, bem como as concentrações de Nb-Ta, Li, Mo e Sn, na Guiana Francesa (Milési *et al.*, 1995).

Anomalias prováveis de diversos elementos e associações geoquímicas La-Sc- Nb (Y-Bi-Be-Sn), Mg-Fe-Mn e Pb-Zn (Co-V-Sc), detectadas no lado brasileiro da Folha Oiapoque, sugerem que no Brasil, como na Guiana Francesa, a deformação transcorrente D2 aliada à fluidos hidrotermais relacionados a magmatismo granítico, propiciaram concentrações anômalas daqueles elementos.

MATERIAIS E MÉTODOS Os dados tectono-estruturais aqui tratados são provenientes do estudo em 356 estações geológicas. A área trabalhada é coberta pela Floresta Tropical Amazônica, de difícil acesso, o que condiciona o levantamento geológico ser realizado basicamente ao longo dos rios. O mapa geológico, elaborado em formato SIG (ArcGIS 9.2), exhibe unidades litoestratigráficas e estruturas caracterizadas através da reunião, integração e interpretação das informações de campo, de levantamento aerogeofísico de alta resolução CPRM (2007), de imagens SRTM, de análises

petrográficas, químicas de elementos maiores, traços e ETR, isotópicas Pb-Pb por evaporação em zircão e Sm-Nd em rocha total. Os dados relativos aos recursos minerais provêm do reconhecimento geoquímico por sedimento de corrente (Frizzo 1974), que consistiu na coleta e análise de material em calhas de rios, de modo a representar áreas de captação em torno de 50 km². As amostras foram analisadas por espectrometria de emissão para 30 elementos. Algumas poucas para ouro e zinco por espectrometria de absorção atômica, e para arsênio, antimônio e metais pesados, por colorimetria. Os elementos químicos que apresentaram mais de 50% dos resultados analíticos compreendidos no intervalo de detecção do método espectrográfico semiquantitativo receberam tratamento estatístico. Aqueles que não atingiram esse patamar foram estudados e mencionados ao apresentarem valores significativos.

RESULTADOS O arcabouço estrutural na porção brasileira da Folha Oiapoque é formado por estruturas dúcteis e rúpteis. As primeiras consistem em foliações e zonas de cisalhamento. Falhas e fraturas, via de regra preenchidas por diques de diabásio, que podem atingir centenas de quilômetros de extensão, representam as estruturas rúpteis mais significativas.

Foliação é a estrutura planar penetrativa mais expressiva, que marca os diversos estágios de deformação na área. Ela é identificada como: *espaçada composicional bandada*, *espaçada composicional difusa (de transposição)* e *espaçada disjuntiva milonítica* (Twiss & Moores, 1992).

A foliação mais frequente é a do tipo de bandamento gnáissico – migmatítico, caracterizada por sucessão de bandas alternadas de diferentes composições, de origem metamórfica e/ou tectônica. As bandas são milimétricas a centimétricas, félsicas, constituídas essencialmente por feldspato e quartzo, e máficas, por biotita e/ou anfibólio. Onde a intensidade do cisalhamento é significativa a foliação é transposta (de transposição). A foliação espaçada disjuntiva milonítica é registrada em zonas de cisalhamento de alguns gnaisses e granitóides, resultante de fluxo plástico lamelar de *strain* elevado.

Os planos de foliação são preferencialmente orientados segundo NW-SE e WNW-ESE a ENE-WSW. Planos de foliação na direção NNE-SSW são subordinados. Os mergulhos dos planos normalmente são para NE e N, e mais raramente para NW, S e SW.

Falhas e Zonas de Cisalhamento As falhas e zonas de cisalhamento com extensões da ordem de dezenas a centenas de quilômetros foram cartografadas a partir dos dados de campo e de interpretação de levantamentos aerogeofísicos, sobretudo aeromagnéticos (primeira derivada vertical e campo total), e de imagens SRTM, através dos quais é possível identificar expressivos lineamentos resultantes de movimentos de cisalhamento ao longo de planos verticais ou subverticais, orientados nas direções NW-SE (principalmente), E-W e NE-SW. A maioria deles (cerca de 80%) foi classificada como *falhas ou zonas de cisalhamento transcorrentes*, e o restante como *falhas ou zonas de cisalhamento indiscriminadas*. As primeiras com cinemática dextral e sinistral.

Fraturas, Falhas e Diques A fase rúptil da deformação é representada por fraturas, falhas e diques. As falhas e fraturas têm direções NE-SW (principalmente), E-W e NW-SE. A mais expressiva delas é a Falha Oiapoque, por onde corre o rio homônimo, de direção NE-SW e cinemática dextral. A maioria dos diques constitui enxames de direções aproximadamente N-S e extensões da ordem de centenas de quilômetros (alguns ultrapassando 250 km), excedentes aos limites da área trabalhada. No âmbito desta, atingem dezenas de quilômetros com espessuras de até 300m. Eles são neotriássico-eojurássicos (210 – 191 Ma), integrantes da *Província Magmática Atlântico Central* (Deckart *et al.* 1997, Marzoli *et al.* 1999), intrusivos em rochas paleoproterozóicas - preenchem fraturas -, e encobertos por unidades sedimentares paleógenas e neógenas. Diques de diabásio neodevonianos (380 Ma, Théveniaut & Faraco 2008) são mais raros. Ocorrem quase sempre ao longo da Falha Oiapoque, afetados por zonas altamente fraturadas neotriássico-eojurássicas (Théveniaut & Faraco 2008), onde se exibem recristalizados. Alguns diques mesozóicos também são recristalizados, atingidos que são por essas zonas altamente fraturadas, imediatamente após seu *emplacement*.

Recursos Minerais Teores ≥ 10 ppm de bismuto, bem mais elevados que sua abundância média na crosta (0,17 ppm - Levinson 1974), são registrados nos rios Pantanari (159 ppm), Curipi e Oiapoque (100 ppm) e Anotaié (70 ppm). O berílio também ocorre em teores significativos nos rios Pantanari (159 ppm), Curipi e Oiapoque (100 ppm) e Anotaié (70 ppm). Tais resultados são altamente relevantes e anômalos, comparados às concentrações menores que 1 ppm em cerca de 90% das análises realizadas no restante do Amapá (Frizzo 1974). A associação de berílio a outros elementos não é

nítida, sendo relacionado a valores elevados de bismuto e estanho. Este, presente em teor de 200 ppm no rio Curipi. O tratamento estatístico submetido aos resultados analíticos em sedimento de corrente (Frizzo 1974), revelou anomalias prováveis e possíveis de diversos elementos, bem como identificou as associações geoquímicas La-Sc- Nb (Y-Bi-Be-Sn), Mg-Fe-Mn e Pb-Zn (Co-V-Sc). Durante o Projeto Oiapoque, foi realizada uma seleção de elementos com teores elevados, independentemente de eles terem sido submetidos a tratamento estatístico. O lantânio é o de maior distribuição, tendo sido detectado em concentrações que variam de 150 a > 1000 ppm, isolado ou associado a chumbo, ítrio e manganês. Ele distribui-se preferencialmente na bacia do rio Cricou, e menos frequentemente nas dos rios Cassiporé, Arapari e Urucauá, em regiões de influência da Suíte Cricou. Teores significativos de vanádio (300 a 1500 ppm), às vezes associado a lantânio (300ppm), zinco (150-3000 ppm), cobre (100 – 300 ppm) e cromo (500 – 3000 ppm), foram registrados nas bacias dos rios Varador e Urucauá, no âmbito das unidades vulcânicas e vulcanossedimentar do Grupo Vila Nova. A ocorrência de vanádio em teores expressivos nas bacias de captação daqueles rios, reflete a presença de rochas básicas nas citadas unidades e reforça a existência de segmentos do Grupo Vila Nova no setor oriental da área, até então desconhecidos.

Na bacia do médio rio Cricou há registros de teores significantes de manganês (3000 – 5000 ppm), sozinho ou acompanhado de teores consideráveis de chumbo (70-700 ppm), em áreas de contato entre as duas unidades da Suíte Cricou. Imediatamente a jusante desse trecho do rio Cricou, o chumbo é detectado em quantidades relevantes (100-200 ppm).

DISCUSSÃO Não foram observados registros do estágio colisional inicial na área mapeada. Certamente eles são obliterados pelas falhas ou zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE e WNW-ESE a ENE-WSW, de cinemática dextral e sinistral, relacionadas, respectivamente, aos eventos D2 e D3 da segunda maior fase de deformação do Escudo das Guianas (Milési *et al.*, 1992), e posteriores deformações registradas.

O Grupo Vila Nova (2180 – 2130 Ma) - correspondente na área trabalhada à Formação Paramaca, na Guiana Francesa -, cuja sequência vulcânica equivale a crosta oceânica depositada em bacia tipo *back-arc*, é representante do primeiro período de geração crustal por acreção juvenil naquela região (Vanderhaeghe *et al.*, 1998). Uma fase seguinte de retrabalhamento crustal e acreção tectônica, com espessamento da crosta continental pelo *emplacement* de plútons graníticos, é testemunhada pelos Complexos Camopi, Oiapoque e a Suíte Cricou (2110 – 2098 Ma). Esses eventos são coevos à primeira deformação decorrente de colisão continental (2160 a 2100 Ma e 2095 a 2085 Ma – Feybesse; Milési, 1994; Ledru *et al.*, 1994).

As deformações cisalhantes em sienogranito de 2087 Ma do Granito Anotaié, e os migmatitos observados em zonas de contato deste com o Grupo Vila Nova e com a Suíte Cricou, reforçam o seu caráter tardio em relação àquelas unidades, a sua contemporaneidade ao evento D2 de deformação na Guiana Francesa (~2,08 Ga – Ledru; Milési 1999), bem como sua coevidade e origem semelhante à dos leucogranitoides de ~2083 ± 8 Ma naquele território, gerados a partir da fusão parcial de crosta neoformada (Vanderhaeghe *et al.* 1998).

No lado francês da Folha Oiapoque, à deformação transcorrente sinistral D2 associam-se significativas manifestações hidrotermais relacionadas a magmatismo granítico, responsáveis por quase todas as mineralizações auríferas, bem como as concentrações de Nb-Ta, Li, Mo e Sn (Milési *et al.* 1995).

É provável que esta situação ocorra na porção brasileira da Folha Oiapoque, contígua à Guiana Francesa, e com a mesma evolução tectono-estrutural e com várias associações anômalas de elementos. A de maior distribuição geográfica La-Nb-Sn (Y-Bi-Be-Sn)- típica de litófilos - ocorre nas bacias dos rios Cricou, Pantanari, Curipi, Uaçá e Varador, no âmbito dos Complexos Camopi, Oiapoque e Suíte Cricou, em que o lantânio está presente em valores de 70 até > 1000 ppm, nióbio (20-50 ppm), escândio (20 – 100 ppm) e, com menos frequência, ítrio (200 -500 ppm) , bismuto (10 ppm), berílio (5 – 150 ppm) e estanho (200 ppm). A associação Cu- Zn é detectada no alto rio Anotaié e médio e alto Cricou, e Pb-Zn nos rios Cricou e Varador, acompanhada de Pb, La, Co, Sc, e Y. Os grupamentos B-Fe-Mn (Mg) e Zn- V- Cu- (Cr) são relacionados aos segmentos do Grupo Vila Nova, dispersos na cobertura sedimentar cenozóica costeira. Além desses, indícios de ouro ocorrem em toda a área.

CONCLUSÃO Ao desenvolvimento da deformação transcorrente sinistral D2 associam-se significativas manifestações hidrotermais relacionadas a magmatismo granítico, que originaram quase todas as mineralizações auríferas, bem como as concentrações de Nb-Ta, Li, Mo e Sn, na Guiana Francesa (Milési *et al.*, 1995). Os resultados de análises químicas em sedimento de corrente revelaram várias associações anômalas de elementos. A de maior distribuição geográfica La-Nb-Sn (Y-Bi-Be-Sn) - típica de litófilos -, ocorre nas bacias dos rios Cricou, Pantanari, Curipi, Uaçá e Varador, no âmbito dos Complexos Camopi, Oiapoque e Suíte Cricou, em que o lantânio está presente em valores de 70 até > 1000 ppm, nióbio (20-50 ppm), escândio (20 – 100 ppm) e, com menos frequência, ítrio (200 -500 ppm) , bismuto (10 ppm), berílio (5 – 150 ppm) e estanho (200 ppm). A associação Cu- Zn é detectada no alto rio Anotaié e médio e alto Cricou, e Pb-Zn nos rios Cricou e Varador, acompanhada de Pb, La, Co, Sc, e Y. Os grupamentos B-Fe-Mn-(Mg) e Zn- V- Cu- (Cr) são relacionados aos segmentos do Grupo Vila Nova, dispersos na cobertura sedimentar cenozóica costeira. Além desses, indícios de ouro ocorrem em toda a área. Os dados mencionados sugerem que no Brasil, como na Guiana Francesa, a deformação transcorrente D2 aliada à fluidos hidrotermais relacionados a magmatismo granítico, propiciaram concentrações anômalas daqueles elementos, possíveis reveladores de futuras mineralizações.

Referências Bibliográficas

- Abouchami W., Boher M., Michard A., Albarede F. 1990. A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West África: An early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.* **95**, 17605-17629.
- Bassot J.P. & Dommanget A. 1986. Mise en évidence d'un accident majeur affectant le Protérozoïque inférieur des confins sénégal-maliens. *C.R. Acad. Sci.*, II, 302 : 1101-1106.
- Choubert B. 1969. Les Guyano-éburnéides de l' Amérique du Sud et de l' Afrique occidentale. Bulletin du BRGM (deuxième série). Section IV, n° 4, p. 39-68, 1 tabl., 1 graphique, 3 cartes.
- Deckart K.; Féraud G.; Bertrand H. 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: Implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **150**: 205-220.
- Feybesse J. L., Milési J.P., Quedraogo M. F., Prost A. 1990. La ceinture Protérozoïque inférieur de Boromo-Goren (Burkina-Faso): um exemple d'interférence entre deux phases transcurrentes éburnéennes. *C.R.Acad. Sci.Fr.Sér. II*, 310:1353-1360.
- Feybesse J. L. & Milési J.P. 1994. The Archaean/Proterozoic contact zone in West Africa : a mountain belt of decollement, thrusting and folding on a continental margin related to the 2.1 Ga convergence of Archaean cratons? In : T.Onstott (Editor), Proterozoic Paleomagnetism and Paleogeography. *Precambrian Research* **69** :199-227.
- Frizzo S.J. 1974. Projeto Norte da Amazônia. Domínio Oiapoque-Jari :Reconhecimento geoquímico. Belém : DNPM-CPRM. v.4B. 142p.
- Ledru P., Laserre J.L., Manier E., Mercier D. 1991. Le Protérozoïque inférieur nord guyanais: révision de La lithologie, tectonique transcurrente ET dynamique des bassins sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **162** (4): 627-636.
- Ledru P., Johan V., Milési J.P., Tegye M. 1994. Evidence for a 2.0 Ga continental accretion in the circum-south Atlantic provinces. *Precambrian Research* **69** , 169 – 191.
- Ledru P. & Milési J. P. 1999. The geology and metallogeny of French Guiana and the links with west Africa. In: Simpósio da Geologia, 6, Manaus, Resumos Expandidos. Manaus; SBG, 1999.
- Lemoine S. 1982. Le décrochement d'écaille de Brobo, un lineament éburnéen majeur, son rôle possible dans l'orogénese éburnéenne en Côte-d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 295 (2):601-606.
- Marzoli A., Renne P. R., Picirillo E. M., Ernesto M., Bellieni G., Min. A. 1999. Extensive 200 – Million-Year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**: 616-618
- Milési J. P., Feybesse J. L., Ledru P., Dommanget A., Ouedraogo F., Marcoux E., Prost A., Vinchon C., Sylvain J.P. 1989. Minéralisations aurifères de l' Afrique de l' Ouest, leurs relations avec l' évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. Carte Géologique au 1: 2,000,000, *Chron. Rech. Min.*, **497** :3-98.
- Milési J. P., Egal E., Ledru P., Vernhet, Y.; Thiéblemont D.; Cocherie A.; Tegye M.; Martel-Jatin B.; Lagny P. 1995. Les minéralisations du Nord de la Guyane Française dans leur cadre géologique. *Chron. Rech. Min.*, **518**: 5-58.
- Théveniaut H & Faraco M.T.L 2008. Carte Géologique/ Carta Geológica Saint-Georges de l' Oyapock - Oiapoque (NA.22-V-B). Echelle / Escala 1:250.000 . Imprimé par le BRGM.
- Twiss R. J. & Moores E. M. 1992. *Structural Geology*. Freeman & Co., New York.
- Vanderhaeghe. O.; Ledru, P.; Thiéblemont, D.; Egal, E.; Cocherie, A., Tegye, M., Milési, J. P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: geodynamic evolution of the paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Res.*, **92**: 165-193.

Caracterização dos diamantes de Roraima

*Miguel Martins de Souza*¹

¹ Sec. Mineração, Geodiversidade e Rec. Hídricos do AM, miguelmsouza@yahoo.com.br

Resumo Diamantes são garimpados no Escudo das Guianas, desde 1887. Em Roraima, os diamantes foram encontrados na Serra Urucá em 1912. Além dos aluviões atuais, apenas duas unidades litológicas são portadoras de mineralização: a Formação Trincheira e a Formação Arai que vêm a constituir 38 pontos principais de atividades garimpeiras. O ouro está associado como subproduto e entre os minerais acompanhantes, na fração fina, predomina a ilmenita e o zircão. Em função do longo transporte sofrido, os diamantes de Roraima são predominantemente de boa qualidade gemológica e apresentam-se quebrados (35%). A maior pedra relatada apresentava 21 ct, numa predominância de peso inferior a 3ct onde 40% destinam-se a indústria. Os diamantes contidos no membro superior da Formação Arai e na formação Trincheira, diferentemente de outras ocorrências ligadas a kimberlitos e lamproitos, possivelmente, provêm de komatiitos.

Palavras-chave: Diamante, Roraima, Formação Arai

INTRODUÇÃO Este escrito tem como principal base a Dissertação de Mestrado apresentada pelo autor em 2004 à Universidade Federal de Ouro Preto. Duas unidades litológicas são portadoras dos diamantes de Roraima: a Formação Trincheira e o membro superior da Formação Arai. Os sedimentos cenozóicos da Formação Trincheira são as mais novas litologias que fornecem os diamantes presentes nos aluviões atuais. Outras unidades litológicas formam o Super Grupo Roraima composto por sete formações nas quais são encontradas rochas sedimentares clásticas portadoras de granulometria que varia de siltitos a conglomerados. Dentre essas Formações destaca-se o Membro Superior da Formação Arai constituído por conglomerados responsáveis pela mais significativa contribuição diamantífera (D'Antona, 1988). Nessa porção norte do Estado de Roraima a drenagem é formada pelos afluentes da margem esquerda do rio Uraricoera, tais como: Uraricaá, Amajari, Surumu (Suapi, Quinô, Cotingo) e Maú. Essas drenagens se unem ao rio Tacutu e formam o rio Branco que banha a cidade de Boa Vista. Com denominações relacionadas à toponímia local, os garimpos produtores de diamantes são, dentre os mais importantes, assim agrupados: Tepequém (Serra do Tepequém); Surubai (Rio Surubai); Suapi (Rio Suapi); Maú (Rio Maú); Cotingo (Rio Cotingo) e Quinô (Rio Quinô).

MATERIAIS E MÉTODOS A distribuição destas ocorrências de diamantes se dá numa faixa leste-oeste com largura média de quatro quilômetros e se estende no Brasil por 100km, da fronteira da Venezuela à fronteira da República da Guiana, aproximadamente a altura do paralelo 4° 40' N, assim como também em testemunhos como a Serra do Tepequém e o Garimpo Surubai. Na região de Surubai localizada na fronteira com a Venezuela (3° 54' 7" N/62° 43' 0" WGr), nas cabeceiras do rio Uraricaá, encontra-se a mais ocidental das ocorrências exploradas de diamante. Na Serra Tepequém os diamantes foram descobertos em 1937, chegando a ser a maior frente produtora de todo o Estado no período de 1943-1965. O rio Suapi afluente do rio Quinô pela margem esquerda, corre sobre o Membro Superior da Formação Arai vindo a formar quinze diferentes garimpos onde são explorados diamantes nos alúvios e colúvios. Em outros pontos, o rio Quinô, afluente do rio Cotingo, também fornece diamantes para os sedimentos da Formação Trincheira e para os aluviões de outras 17 frentes garimpeiras. O rio Maú que forma a fronteira Brasil-República da Guiana, tem no lado brasileiro, sobre sedimentos do já citado Membro da Formação Arai, 17 outras frentes de garimpo em atividade. À disposição desse estudo, com vistas às análises e medidas, foram disponibilizados 480 diamantes coletados pelo próprio autor no rio Maú.

PRINCIPAIS DATAS RELACIONADAS AOS DIAMENTES

01- Escudo das Guianas	3,6 a 2,5 G.a.
02- Orogenia Transamazônica	2,2 a 2,0 G.a.
03- Komatiito Dachine	2,15 G.a.
04- Grupo Uatumã	1,9 a 1,8 G.a.
05- Super Grupo Roraima	1,85 G.a.
06- Encaixantes do Kimb. de Guaniamo	1,8 G.a.

07- Orogenia Parguaza (Avanavero)	1,6 a 1,5 G.a.
08- Reativação Kmudku (Apoteri)	1,2 G.a.
09- Lamproito Argyle (Austrália)	1,2 G.a. (Diam. 1,58 G.a.)
10- Kimberlito Guaniamo (Venezuela)	730 m.a.
11- Kimberlito Kimberley (A. do Sul)	100 m.a. (Diam. 3,3 G.a.)
12- Kimberlito Orapa (Botswana)	100 m.a. (Diam. 990 m.a.)

RESULTADOS De modo geral, na região diamantífera, ouro é garimpado como subproduto dos diamantes relatados. Nos garimpos dos rios Suapi, Quinô, Cotingo e Maú, os minerais que acompanham os diamantes nos aluviões são: ouro, ilmenita, leucóxênio, magnetita, anatásio, monazita, turmalina, estauroлита, cianita, andaluzita, rutilo, apatita, corindon, granada, safira e epidoto. Tal mineralogia foi determinada na fração mais fina onde predominam a ilmenita e o zircão (5% - 50%). Os demais constituintes ocorrem em teores menores do que 5% (Souza 1988). Os diamantes da Serra Tepequém são de boa qualidade, embora não seja comum a ocorrência de pedras acima de 3ct e 40% das pedras se destinam a fins industriais. Em relatos pessoais, consta a ocorrência de um carbonado com 14ct, e Bardet (1977) noticia uma pedra com 21ct. Nos rios Cotingo, Quinô e Maú, sabe-se da ocorrência de pedras com peso de 5ct a 8ct, embora predominem os diamantes com até 3ct. Em lavra experimental realizada pela CPRM em 1983 no rio Maú, na localidade de Mutum, recuperou-se 2.289,97ct de diamantes e mais 2.539,4g de ouro como subproduto. Dos diamantes observados, 35% são “clivagens” (ships), cristais quebrados ou de forma irregular; 33% são “stones”, cristais inteiros de forma regular; 23% são “shapes”, cristais inteiros menos regulares; 8% são “maclas”, cristais maclados de formato aproximadamente triangular; e 1% constituem “flats”, cristais irregulares com faces planas paralelas semelhantes a pequenos pedaços de vidro. Resta lembrar que 3% dos diamantes são maclas triangulares e 2% são maclas de seis pontas. Diamantes com peso maior do que 1 ct: 1,5%; 4,5% têm peso compreendido entre 1 ct e 0,5 ct; 4,5% apresentam peso compreendido entre 0,5 ct e 0,25 ct; 27,2% dos diamantes têm peso entre 0,25 ct e 0,1 ct; 62,2% têm peso menor do que 0,1 ct; o maior dos diamantes pesa 1,89 ct; e a menor das pedras pesa 0,002 ct. No que diz respeito à cor, os diamantes escolhidos e examinados apresentam a seguinte performance: 54% são incolores; 26% são castanho claro; 8% têm a tonalidade champangne; 5% são de cor esverdeada; 3% são pretos; 2% são translúcidos; e 2% apresentam coloração cinza claro. Como é comum ocorrer com os diamantes, as pedras são esmagadoramente bem cristalizadas, como a seguir: 49% são octaedros; 18% são duodecaedros; 9% têm forma de cubo; 5% são pseudo tetraedros; 3% são hexaquisoctaedros; 2% se apresentam como cristais fortemente deformados; 2% constituem agregados cristalinos; 2% se apresentam quebrados dificultando a identificação de suas formas; e 9% têm formas altamente indefinidas. O estudo dos aspectos mostrados pelas faces cristalinas apresentou os seguintes dados: 58% têm faces curvas; 20% têm faces planas; 6% têm faces com crescimento policêntrico; 6% mostram faces em degraus; 2% possuem faces com desenvolvimentos de microlamelas; e 8% apresentam indefinição e múltiplos aspectos em suas faces. Com vista desarmada e com auxílio das lupas acima mencionadas, foi possível determinar a presença das seguintes figuras de dissolução: triângulos em 32% dos cristais; arestas negativas em 8%; e faces corroídas em 5% dos diamantes. Foi registrada a presença de apenas 5% de carbonados. No entanto, é bom lembrar que existe uma tendência natural de se desprezar os carbonados ou de simplesmente não recolhê-los devido ao seu baixo preço no garimpo (Souza 2004).

DISCUSSÃO Conhecidos desde 1887, na Guiana Venezuelana, os diamantes de Roraima provenientes do Supergrupo Roraima foram encontrados, a partir de 1912, na região da Vila Uiramutã na Serra Urucá. De modo discordante, a Formação Arai repousa sobre os vulcanitos Surumu e subdivide-se em: Membro Inferior e Membro Superior. Com 2.900m de espessura, e idade proterozóica média, o Super Grupo Roraima já foi também denominado: Sandstone Formation (Guiana); Roraima (Brasil); Formação Roraima (Suriname/Venezuela); Grupo Roraima (Venezuela); e finalmente hoje, Supergrupo Roraima- (Brasil) (Pinheiro 1990). Já a Formação Trincheira (Reis 2003) está depositada discordantemente sobre litologias que constituem o Supergrupo Roraima, sendo descrita em diversos igarapés afluentes dos rios Quinô (igarapé Trincheira), Cotingo e Maú. Datações realizadas sobre amostras dos kimberlitos de Guaniamo (Venezuela), dos komatiitos de Dachine

(Guiana Francesa) e Supergrupo Roraima, nos dão indicação da proveniência komatiítica para os diamantes.

CONCLUSÃO Das afirmações aqui contidas, somos levados às seguintes conclusões:

- Os diamantes hoje lavrados no Estado de Roraima provêm da Formação Trincheira e dos conglomerados existentes no Membro Superior da Formação Arai do Super Grupo Roraima;

- Não são conhecidas, no Estado, as fontes primárias dos diamantes e dados geológicos e cronológicos nos conduzem aos komatiitos que bordejam todo o extremo NE da América do Sul, estendendo-se da Venezuela à região de Dachine na Guiana francesa.

- Apesar de predominarem as pedras com peso abaixo de 0,1 ct, a qualidade dos diamantes é considerada boa, com preponderância da presença de exemplares bem cristalizados e incolores.

- Os diamantes apresentam a seguinte performance: 54% são incolores ; 26% são castanho claro; 8% têm a tonalidade champagne; 5% são de cor esverdeada; 3% são pretos; 2% são translúcidos; 2% apresentam coloração cinza claro; 49% são octaedros; 18% são duodecaedros; 9% são cubos; 5% são pseudo tetraedros; 3% são hexaquisoctaedros; 2% são cristais deformados; % constituem agregados cristalinos; 2% são pedaços; 9% têm formas indefinidas; 58% têm faces curvas; 20% têm faces planas; 6% têm faces com crescimento policêntrico; 6% mostram faces em degraus; 2% possuem faces com desenvolvimentos de microlamelas; e 8% apresentam indefinição e múltiplos aspectos em suas faces.

- Existem três diferentes contextos dos diamantes do Escudo das Guianas: Dachine (komatiitos), Roraima (sedimentos) e Guianiano (kimberlitos).

Referências Bibliográficas

- Bardet M.G. 1977. Geologie Du Diamant. III Gisements de Diamants D'asie, D'amerique, D'europe et D'australasie. Mem. B.R.G.M., France, (83): 1-169, 40 il.
- D'antona R. de J. G. 1988. Projeto Rio Maú; Relatório Final, Manaus, CPRM. 113 p.
- Pinheiro S. da S., Reis N.J., Costi H. T. 1990. Geologia da região de Caburai - Nordeste de Roraima. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, convênio DNPM/CPRM. 91 p.
- Reis N. J. 2003 Inédito. A Formação Trincheira – Um Metalotécto Diamantífero No Norte do Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus.
- Souza M. M. de. 1988. Geologia e Gênese do Diamante. Ouro Preto. Monografia de Pós-Graduação. Escola de Minas/Universidade Federal de Ouro Preto. 42 p..
- Souza M. M. de. 2004. Mineralogia e Geologia do Diamante do Rio Maú na Região da Vila Mutum – Roraima, Fronteira do Brasil com a República Cooperativista da Guiana. Ouro Preto/Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Escola de Minas/Universidade Federal de Ouro Preto. 149 p.

Isótopos de oxigênio e argônio aplicados no estudo do sistema hidrotermal do Depósito de Estanho Liberdade, Campo Novo de Rondônia – RO

Paulo Sérgio Mendes dos Santos Jr.^{1,3}, Valmir da Silva Souza², Nilson Francisquini Botelho², Vital José Ribeiro Wanderley³

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade de Brasília;

² Instituto de Geociências da Universidade de Brasília;

³ METALMIG Mineração Indústria e Comércio Ltda.

Resumo O Depósito de Sn Liberdade é formado por um sistema hidrotermal filoneano mineralizado em cassiterita e arsenopirita, encaixado em granito *rapakivi* da Suíte Intrusiva Alto Candeias (1346-1338 Ma). Isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em quartzo (9,5-9,6) e cassiterita (1,6-1,7) demonstram que esse sistema hidrotermal é de derivação magmática e que a precipitação de cassiterita ocorreu entre 430-445° C. Idade ^{40}Ar - ^{39}Ar revelou valor $1308 \pm 4,6$ Ma, sugerindo que a mineralização está relacionada à fase tardi a pós-magmática de *plutons* graníticos não aflorantes da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1309-1314 Ma), encaixados nos domínios da Suíte Intrusiva Alto Candeias.

INTRODUÇÃO Estado de Rondônia hospeda várias suítes graníticas *rapakivis* com características geoquímicas de magmatismo do tipo A e intra-placa, alojadas durante sucessivos episódios magmáticos ocorridos entre 1606 e 974 Ma (Bettencourt *et al.* 1999). Tais suítes graníticas formam a Província Estanífera de Rondônia, cujas mais expressivas concentrações metálicas (Sn, W, Nb, Ta, F e gemas) estão associadas aos três últimos episódios magmáticos, ocorridos entre 1314 e 974 Ma e representados pelas unidades regionais conhecidas por Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1314-1309 Ma), Suíte Intrusiva Santa Clara (1082-1074 Ma) e *Young Granites* de Rondônia (995-974 Ma; Kloosterman 1968, Priem *et al.* 1971, Bettencourt *et al.* 2005).

O depósito de estanho Liberdade, localizado na zona rural do município de Campo Novo de Rondônia (Figura 1), é formado por um sistema hidrotermal filoneano mineralizado em cassiterita e arsenopirita, encaixado em granito *rapakivi* da Suíte Intrusiva Alto Candeias. Esse sistema hidrotermal é formado por uma zona de cisalhamento em regime rúptil-dúctil, com direção principal NE-SW, mergulho subvertical, espessura de 3 a 4 m e comprimento decamétrico, o qual hospeda fraturas de extensão do tipo *tension-gashes*, desenvolvidas de modo perpendicular à direção principal do sistema.

Esse trabalho apresenta resultados de análises de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e de argônio (^{40}Ar - ^{39}Ar) realizadas em minerais (quartzo, cassiterita e mica) no sistema hidrotermal do depósito Liberdade, cujo objetivo é determinar a temperatura, natureza e idade dos fluidos responsáveis pela mineralização de estanho.

MATERIAIS E MÉTODOS As análises para isótopos de O ($\delta^{18}\text{O}$) em minerais foram realizadas no laboratório de geologia isotópica da *Scottish Universities Research & Reactor Center*, na Escócia. Para essa análise foram utilizados cristais de cassiterita e quartzo tanto dos veios mineralizados quanto do greisen.

As análises geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram realizadas no laboratório de geologia isotópica da *Queen's University, Department of the Geological Sciences & Geological Engineering*, Ontário, Canadá. Essas análises foram realizadas em micas de greisens, cujas medidas dos isótopos de argônio foram normalizadas à razão atmosférica $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ usando as razões propostas por Roddick (1983). As idades e os erros foram corrigidos usando as fórmulas propostas por Steiger & Jäger (1977) e Dalrymple *et al.* (1981) e representam uma precisão analítica de 2σ ou 0,5%, adequados ao espectro de variação para forma de platô (McDougall & Harrison 1988). As idades obtidas foram referenciadas para o padrão Hb3Gr (hornblenda) em 1072 Ma (Roddick 1983).

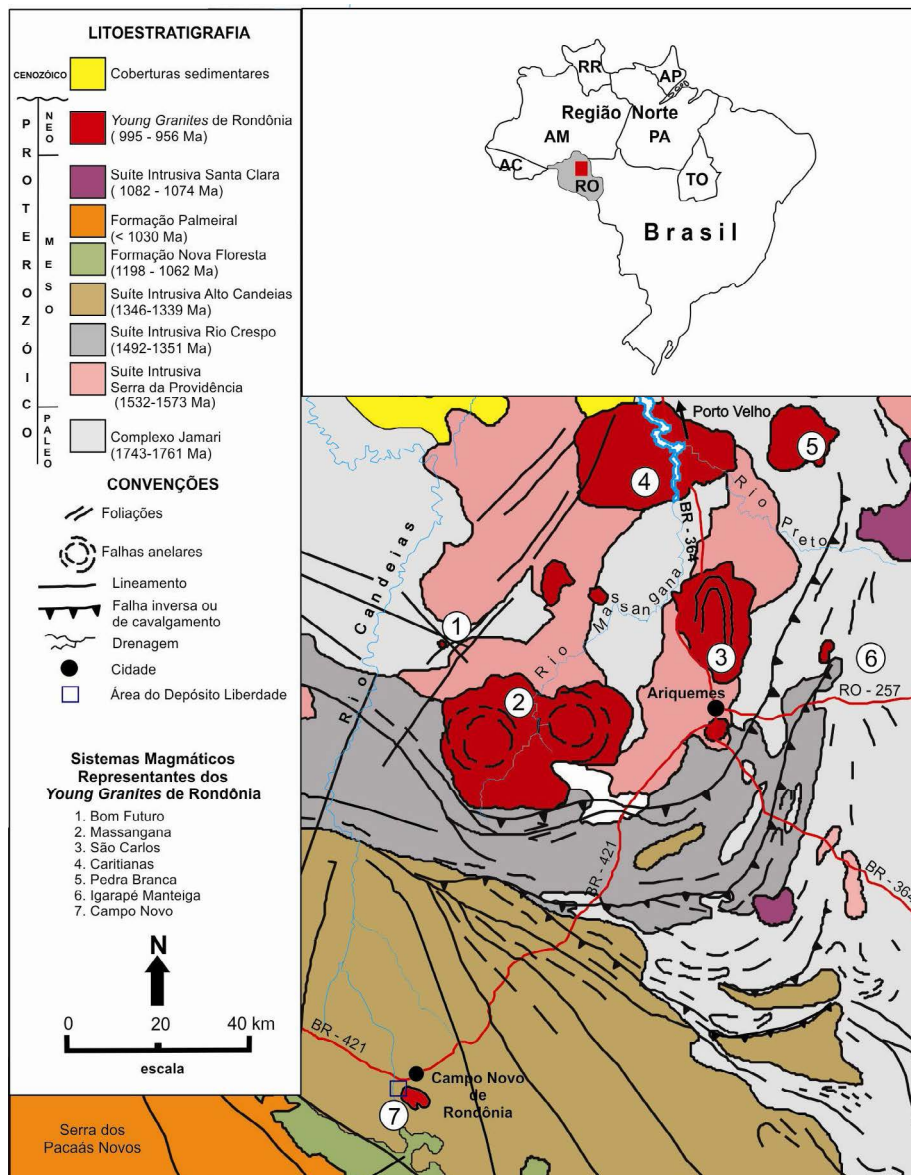


Figura 1 – Mapa geológico regional com a localização do depósito de estanho Liberdade.

RESULTADOS

Isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) A utilização do conteúdo de isótopos de oxigênio tem sido uma importante ferramenta aplicada à geotermometria de depósitos minerais (Taylor Jr. 1997; Alderton 1989; Zheng 1992; Zhang *et al.* 1994). Dentro desta perspectiva, selecionou-se para o estudo geotermométrico o par mineral quartzo-cassiterita de mesma associação paragenética, nos veios e nos greisens do depósito de estanho Liberdade, cujas composições isotópicas encontram-se na tabela 1.

Os cálculos para a determinação da temperatura de cristalização dos pares quartzo-cassiterita foram elaborados com base na curva de fracionamento proposta por Zhang *et al.* (1994).

As informações geotermométricas obtidas no par quartzo-cassiterita dos veios mineralizados indicam temperatura em torno de 430 °C, enquanto que para o greisen foi de 445 °C, ambos referentes à cristalização da cassiterita (Tabela 1).

Tabela 1 – Valores de isótopos de oxigênio em quartzo e cassiterita, relativos ao padrão V-SMOW (‰), bem como a temperatura de cristalização e da composição isotópica dos fluidos hidrotermais “fóssil” ($\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$).

LOCAL	LITOTIPO	PAR MINERAL	$\delta^{18}\text{O SMOW}$ (‰)	TEMPERATURA (°C)	$\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ (‰)
Depósito Liberdade	Veio	Quartzo	9,6	430	7,35
Depósito Liberdade	Veio	Cassiterita	1,6		5,64
Depósito Liberdade	Greisen	Quartzo	9,5	445	7,25
Depósito Liberdade	Greisen	Cassiterita	1,7		5,81

Os valores isotópicos da cassiterita bem inferiores em relação aos valores do quartzo são indicativos da ocorrência de um processo de fracionamento isotópico durante a ascensão dos fluidos responsáveis pela mineralização de cassiterita. Como o fracionamento isotópico é uma função direta da temperatura (Taylor Jr. 1968, Taylor Jr. 1978, Faure 1986), é provável que o abaixamento da temperatura tenha sido um dos principais fatores na precipitação da cassiterita no depósito Liberdade. Por outro lado, os valores da composição isotópica $\delta^{18}\text{O}$ indiretamente calculados para o fluido hidrotermal “fóssil” coexistente, sugere fonte hidrotermal de derivação magmática.

É provável que o rebaixamento da composição isotópica do fluido hidrotermal coexistente com o quartzo e a cassiterita tenha sido controlado pela diminuição da temperatura combinada com a interação entre fluidos diferentes (magmático/hidrotermal x meteórico, por exemplo).

Isótopos de argônio (^{40}Ar - ^{39}Ar) O resultado analítico obtido em micas de greisens apresentou um espectro de idades ^{40}Ar - ^{39}Ar marcado por uma idade platô de $1308 \pm 4,6$ Ma (Figura 2), com MSWD = 0,172 e erro analítico na ordem de 9,42%, para 99,9% do ^{39}Ar liberado.

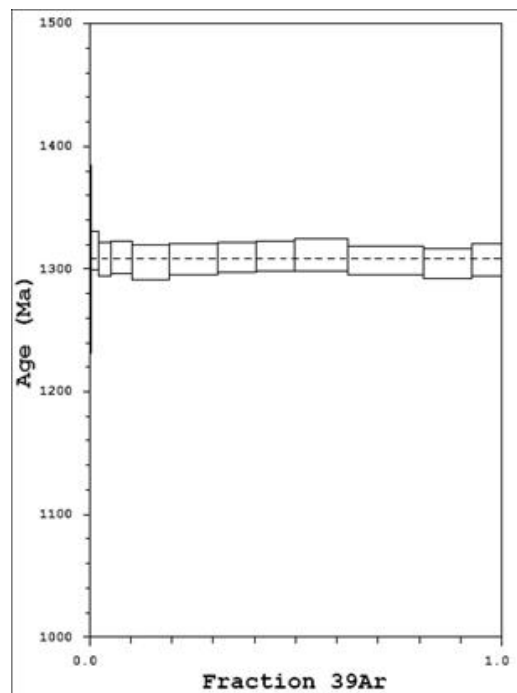


Figura 2 – Espectro de idades Ar-Ar obtidos em moscovita de greisen do depósito de estanho Liberdade.

Tal idade é interpretada como o marco de resfriamento do sistema hidrotermal no depósito Liberdade, a qual ocorreu em uma temperatura em torno de 350 ± 50 °C.

DISCUSSÕES & CONCLUSÕES Os dados de isótopos de oxigênio $\delta^{18}\text{O}$ aplicados nos pares minerais quartzo-cassiterita, associado os valores da composição isotópica $\delta^{18}\text{O}$ indireta do fluido hidrotermal “fóssil” coexistente, demonstram que o fluido responsável pela mineralização no depósito Liberdade é de derivação magmática. O contraste de conteúdo isotópico entre quartzo e cassiterita sugere que o abaixamento da temperatura, combinada com a mistura de fluidos de diferentes naturezas, foram os principais fatores responsáveis pela precipitação da cassiterita, a qual ocorreu entre 430 a 450 °C.

Segundo Bettencourt *et al.* (1999), os depósitos de estanho associados com a Suíte Intrusiva Alto Candeias (1346-1338 Ma) estão relacionados às intrusões dos *Young Granites* de Rondônia (995-974 Ma). A idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtida para a fase hidrotermal estanífera do depósito Liberdade (1308 \pm 5 Ma), descarta a relação dessa mineralização com os *Young Granites* de Rondônia, porém sugere uma relação direta com a fase tarde a pós-magmática de *plutons* graníticos não aflorantes da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1309-1346 Ma), encaixados nos domínios da Suíte Intrusiva Alto Candeias. Dados geocronológicos adicionais (U-Pb e Sm-Nd), de isótopos estáveis (S, H) e de inclusões fluidas, estão sendo gerados e certamente trarão importantes informações adicionais sobre a geocronologia dos eventos magmáticos e o mecanismo do processo metalogenético no depósito de estanho Liberdade.

Agradecimentos Ao CNPq, através do Projeto Universal (Processo Nº 475193/2004-0, sob coordenação Prof. Nilson F. Botelho), o qual financiou as análises de isótopos de oxigênio e Ar-Ar. Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade de Brasília pelo apoio financeiro e à empresa METALMIG Mineração Ltda pelo apoio logístico nas etapas de campo.

Referências Bibliográficas

- Alderton D.H.M. 1989. Oxygen isotope fractionation between cassiterite and water. *Mineralogical Magazine*, **53**: 373-376.
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.R., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications: *Precambrian Research*, **95**: 41-67.
- Bettencourt J.S., Leite Jr. W.R., Goraieb C.L., Sparrenberger I., Bello R.M.S., Payolla B.L. 2005. Sn-polymetallic greisen-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusion and stable isotope characteristics: *Lithos*, **80**: 363-386.
- Dalrymple G.B., Alexander Jr. E.C., Lanphere M.A., Kraker G.P. 1981. Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA Reactor: US Geological Survey Professional Paper 1176, 55 p.
- Faure G. 1986. *Principles of isotopic geology*. John Wiley & Sons, New York. 2nd. 589p.
- Kloosterman J.B. 1968. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Revista de Engenharia, Mineração e Metalurgia*. Rio de Janeiro. XLVII (278): 59-64 e XLVII (280): 167-168.
- McDougall I & Harrison T.M. 1988. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford University Press, N.Y., 212 p.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verdurmen E.A.Th., Verschure R.H., Bom E.H. 1971. Granitic complexes and associated tin mineralizations of “Grenville” age in Rondônia, western Brazil. *Geol. J Soc. of Amer. Bull.*, **82**: 1095-1102.
- Roddick J.C. 1983. *High precision intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**, p. 887-898.
- Steiger R.H. & Jäger E. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 36, pages 359-362.
- Taylor Jr. H.P. 1968. The oxygen isotope geochemistry of igneous rock. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **19**: 1-71.
- Taylor Jr. H.P. 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**: 177-210.
- Taylor Jr. H.P. 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: H.L. Barnes (Ed.) *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, New York, 3rd, p. 229-302.
- Waghorn, J.G. 1974. The geology of Rondônia, western Brazil, with special reference to the tin-bearing granite complexes and placer deposits. PhD Thesis. Faculty of Science of the London, London, 239p.
- Zhang L.G., Liu J.X., Chen Z.S., Zhou H.B. 1994. Experimental investigations of oxygen isotope fractionation in cassiterite and wolframite. *Econ. Geol.*, **89**: 150-157.
- Zheng Y.F. 1992. Oxygen isotope fractionation in wolframite. *Euro. Jour. Mineral.*, **4**: 1331-1335.

Indícios e ocorrências de Elementos Terras Raras identificados através do mapeamento geológico e da amostragem geoquímica de sedimento de corrente na Folha Alvorada – TO escala 1:250.000.

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro¹, Antônio Augusto Soares Frasca¹, Daliane Bandeira Eberhardt¹ e Leticia Lemos de Moraes²

¹ CPRM/SGB, geoestevam@gmail.com;

² Agência Nacional de Águas – ANA.

Resumo Durante o mapeamento geológico da Folha Alvorada - TO na escala 1:250.000, a amostragem geoquímica regional de sedimento de corrente confirmou a existência de ocorrências de ETR em rochas sieníticas da Suíte Alcalina de Peixe (1,3 Ga) e apontou áreas com indícios desses elementos em granitos Brasileiros da Suíte Mata Azul. Amostras de rocha coletadas para estudos litoquímicos e metalogenéticos, também apresentaram valores anômalos de ETR, corroborando as anomalias geoquímicas. No Complexo Alcalino de peixe, foram identificadas ocorrências de allanita, além daquelas já conhecidas e na Suíte Mata Azul teores de até 1500 g/ton de Lantânio em rocha.
Palavras-chave: Geoquímica, ETR, Faixa Brasília.

INTRODUÇÃO Este trabalho apresenta uma síntese dos resultados das análises químicas de ETR em amostras de sedimento de corrente e rocha, coletadas durante o mapeamento geológico da Folha Alvorada. Esta folha, juntamente com outras três folhas do corte cartográfico internacional, na escala 1:250.000 (folhas Gurupi, Dianópolis e Arraias - figura 1), integram o Projeto Sudeste do Tocantins que, por sua vez, está inserido no Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, sub-programa Geologia da Amazônia, executado pela CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. A área do projeto localiza-se no extremo sudeste do estado do Tocantins. A demanda por ETR está em alta em função da multiplicidade de aplicações na indústria de alta tecnologia: eletroeletrônica (fibras óticas, lasers, aparelhos de raios-X, supercondutores, aparelhos eletrônicos e óticos), nuclear, petroquímica, cerâmica, automobilística (catalisadores de automóveis, ímãs permanentes e baterias) e refrigeração. A China detém 58% das reservas mundiais de ETR. O Brasil importa terras raras, principalmente da China.

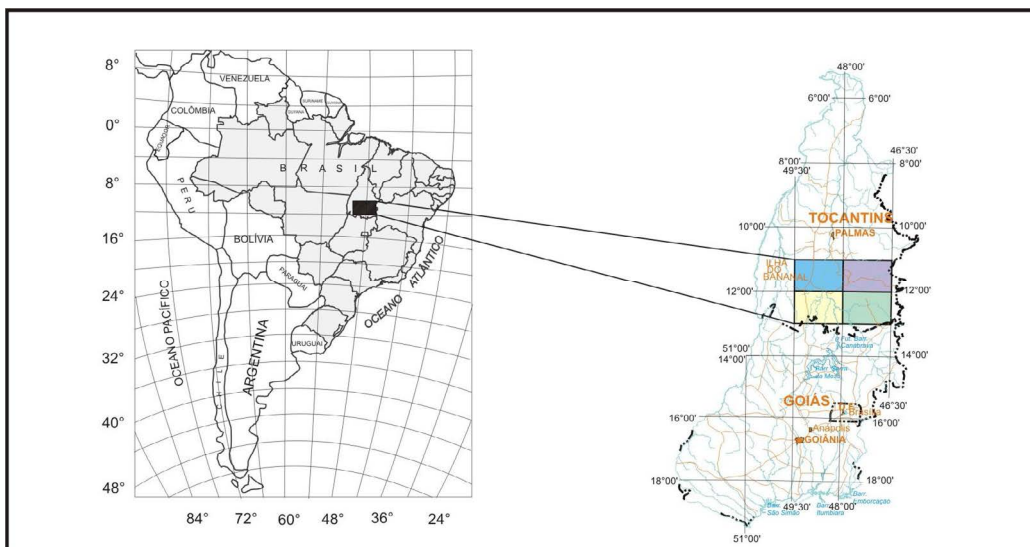


Figura 1 – Mapa de Localização do Projeto Sudeste do Tocantins e da Folha Alvorada (na cor amarela).

GEOLOGIA O embasamento da área é constituído por seqüências vulcanossedimentares pretéritas, representadas pelos metassedimentos da Formação Ticunzal, que foram envolvidos no Riáciano pela

orogênese Transamazônica, formadora de arcos magmáticos acrescionários no oeste do Cráton do São Francisco. Estes arcos são representados na Faixa Brasília pelo Complexo Almas-Cavalcante (2.4-2.2 Ga) o qual é intrudido por um magmatismo peraluminoso, sin a pós-colisional da Suíte Aurumina (2.12-2.17 Ga).

No final do Paleoproterozóico, com a quiescência destes arcos, movimentos extensionais geraram sistemas de *rifts* com vulcanismo bimodal e deposição de seqüências metavulcanossedimentares representadas pelo Grupo Arai (1771 Ma U-Pb). A continuação de movimentos extensionais propiciou, ao longo do Mesoproterozóico, a deposição de seqüências metassedimentares marinhas tipo *pós-rift* e o desenvolvimento de bacias plataformais rasas. Evidências geocronológicas sugerem sedimentação entre 1,6-1,47 Ga. (Dardenne 2000). A evolução desse ambiente culminou com processos de oceanização registrados pela Seqüência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis (1300 Ma), à qual estão associados jazimentos de Cu-Pb-Zn e o Complexo Alcalino do Peixe de idade U-Pb 1.503 ± 5 Ma (Kitajima 2002).

A Faixa Brasília, está marcada por um sistema de arcos magmáticos calcialcalinos parcialmente juvenis compostos por gnaisses granodioríticos-tonalíticos com restitos de porções máficas da Suíte Manuel Alves (U-Pb 554 ± 6 Ma) como também, pelo magmatismo pós-colisional da Suíte Mata Azul (550 Ma) composta por granitóides diferenciados com fácies pegmatíticas, responsáveis por ocorrências de gemas coradas e indícios de ETR.

Todas estas unidades foram deformadas pelo Sistema Transbrasiliano em faixas N20^o-30^oE, com tectônica transcorrente progressiva marcada por zonas de cisalhamento principalmente dextrais, secundárias sinistrais e cavalgamentos em uma mega estrutura em flor positiva assimétrica, ora com vergência para o Cráton Amazônico, ora para o Cráton do São Francisco. A figura 2 apresenta uma síntese da geologia da porção leste da folha Alvorada, onde se encontram os principais jazimentos de ETR.

MATERIAIS E MÉTODOS Durante o mapeamento da Folha Alvorada, foi executada amostragem geoquímica regional. Foram coletadas 354 amostras de sedimento de corrente e concentrado de bateia. As amostras de sedimento de corrente foram coletas no centro da drenagem, em trechos retilíneos ao longo de aproximadamente 50 metros, em drenagens de terceira ordem, com média de 10 pontos amostrados ao longo desse intervalo (amostra composta), aproximadamente 1 kg de material. Todo este material foi secado à 60°C, peneirado à 80 *mesh* e enviado para análise química no laboratório ACME. As amostras de rocha coletadas para litoquímica, em um total de 165, foram analisadas no mesmo laboratório. Durante o mapeamento geológico foi realizado levantamento cintilométrico auto-portado.

RESULTADOS O tratamento dos resultados das análises químicas das amostras de sedimento de corrente coletadas durante o mapeamento geológico da folha Alvorada, na escala 1:250.000, revelou a existência de uma faixa anômala em elementos terras, disposta segundo a direção N20^o-30^oE, na porção leste da folha e permitiu a identificação de duas áreas principais com valores anômalos de ETR. Os trabalhos de mapeamento geológico, com auxílio de levantamento radiométrico auto-portado permitiram a identificação de ocorrências de allanita na Suíte Alcalino de Peixe. Estas ocorrências, acrescidas àquelas já conhecidas, estão alinhadas em uma faixa de direção aproximadamente Norte-Sul, ao longo da borda leste do corpo Alcalino e seriam responsáveis pelas anomalias geoquímicas em sedimento de corrente identificadas na porção sul da faixa anômala. A outra área geoquimicamente anômala está relacionada aos granitos neoproterozóicos (550 Ma) da Suíte Mata Azul, provavelmente associada à alteração hidrotermal em zona de cisalhamento. Amostras deste granito, coletadas para fins litoquímicos e metalogenéticos, apresentaram valores anômalos de elementos terras raras, com destaque para Cério (1500g/ton), Lantânio (880g/ton) e Neodímio (500g/ton). Estes indícios, localizados na pedreira do Travessão, dentro da faixa anômala, imediatamente ao norte do rio Tocantins (figuras 2 e 4), seriam os responsáveis pelas anomalias geoquímicas de sedimento de corrente em drenagens que cortam rochas da Suíte Mata Azul, na porção nordeste da faixa anômala. O mapa aeromagnético gamaespectrométrico (contagem total) da porção leste da folha Alvorada apresenta uma faixa radiometricamente anômala que coincide com a faixa anômala em ETR em sedimento de corrente (figuras 3A e 3B). Apesar da convicção de que a maioria dos depósitos de ETR está associada às rochas alcalinas e *placers*, os indícios relacionados aos granitos da Suíte Mata Azul

podem constituir-se em alvos prospectivos, inclusive para depósitos secundário formados a partir do enriquecimento supergênico de rochas anômalas em ETR, uma vez que os solos na região são bastante espessos (figura 5).

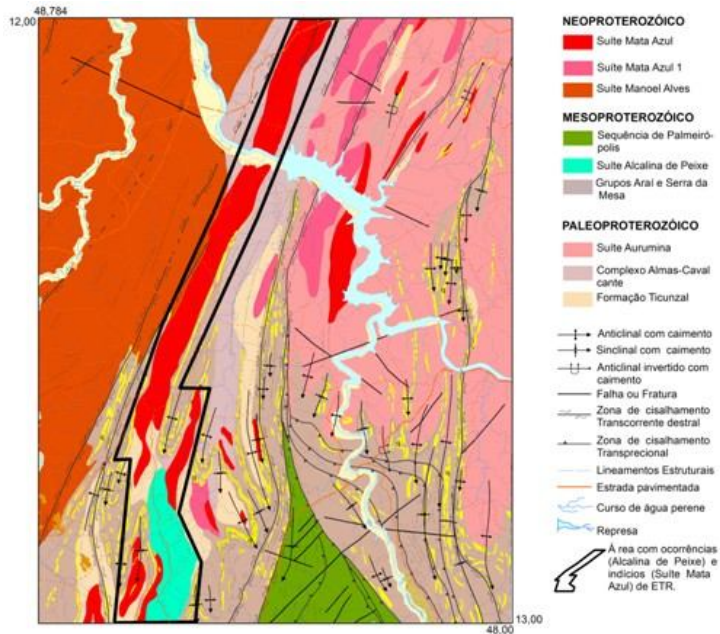


Figura 2 – Mapa geológico simplificado da porção leste da Folha Alvorada destacando a área anômala em de ETR.

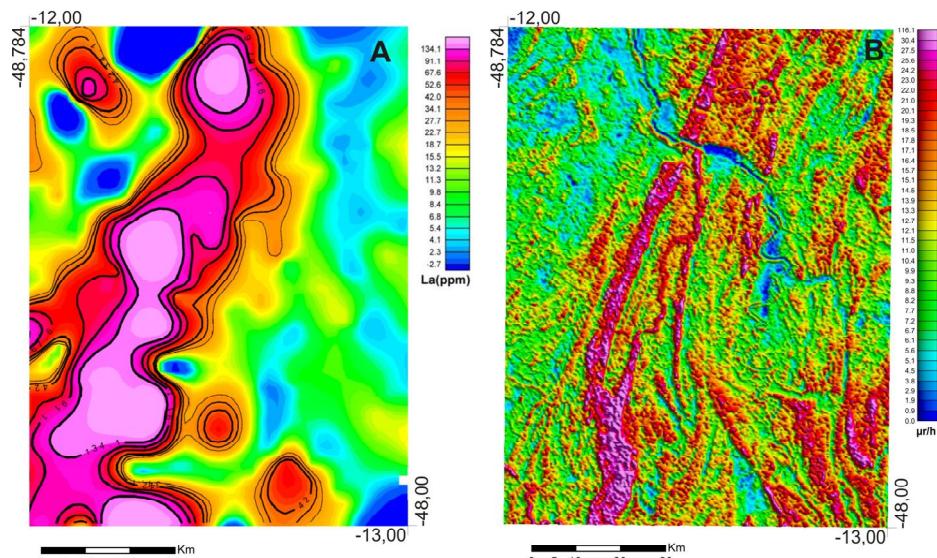


Figura 3 – A) – Mapa de distribuição do lantânio em sedimento de corrente na porção leste da Folha Alvorada, B) Mapa aerogeofísico gamaespectrométrico (contagem total) da porção leste da Folha Alvorada.



Figura 4 – Vista geral da Pedreira do Travessão (detalhe na figura 5).



Figura 5 – Porção da pedreira do travessão onde se observa o espesso perfil de solo.

Referências Bibliográficas

- Dardenne M. A. 2000. The Brasília fold belt. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A. (Eds) Tectonic Evolution of South America. In: *International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro. p. 231.
- Kitajima L. F. W. 2002. Mineralogia e Petrologia do Complexo Alcalino de Peixe, Tocantins. 2002. Tese. (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília.

O potencial metalogenético da Formação Palmeiral para depósitos de estanho relacionados à Suíte Intrusiva Rondônia

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro¹, Tiago Bandeira Duarte¹ & Jaime Estevão Scandola²

¹ Serviço Geológico do Brasil SUREG-GO, pedro.ribeiro@cprm.gov.br;

² Serviço Geológico do Brasil SEDE.

Resumo Durante o mapeamento geológico da folha Rio Guariba SC. 20-X-D, foram cartografados na região do Garimpo do São Francisco, no extremo noroeste do estado de Mato Grosso, depósitos de cassiterita em sedimentos da borda sul da Bacia Palmeiral. As mineralizações, sob forma de exograisens, estão dispostas concordantemente com o acamadamento (S₀) e em estruturas abertas durante a intrusão dos granitos da Suíte Intrusiva Rondônia. A ocorrência de depósitos de cassiterita com as mesmas características, localizados no Garimpo do Igarapé Preto-AM, na borda norte da bacia, e anomalias geoquímicas de sedimento de corrente próximas da borda leste da mesma bacia, ampliam o potencial para depósitos de cassiterita (e minerais associados) em sedimentos da Formação Palmeiral. Palavras-chave: Cassiterita, Suíte Intrusiva Rondônia, Formação Palmeiral, mineralizações.

INTRODUÇÃO A Folha Rio Guariba faz parte de um conjunto de cinco folhas do corte cartográfico internacional na escala 1:250.000 que compõe o Projeto NE-NW de Mato Grosso. Este projeto foi executado através de um convênio firmado entre a SICME - Secretaria de Estado de Indústria, Comércio, Minas e energia do Estado de Mato Grosso e a CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais dentro do programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, subprograma Geologia da Amazônia, com o objetivo de avaliar o potencial geológico e metalogenético de uma área total de aproximadamente noventa mil quilômetros quadrados. Este trabalho apresenta uma síntese das mineralizações de cassiterita relacionada aos granitos da Suíte Intrusiva Rondônia com ênfase para exograisens alojados em sedimentos da Formação palmeiral, com o objetivo de chamar a atenção para o potencial deste tipo de metalotecto.

MATERIAIS E MÉTODOS A metodologia de trabalho seguiu a sistemática adotada pela CPRM em mapeamento geológico regional, que compreende três fases: fase 1) aquisição de bases de dados (Imagens, fotos, cartas, dados aerogeofísicos, etc.), aquisição de acervo bibliográfico, elaboração do mapa geológico preliminar, planejamento da amostragem geoquímica e programação dos trabalhos de campo. Fase 2) aquisição de dados de campo: descrição de afloramentos e coleta de amostras para análises diversas (petrográfica, litoquímica, geocronológica), amostragem geoquímica (sedimento de corrente e concentrado de bateia) com densidade compatível com a escala do mapeamento. Fase 3), envio de amostras para análises, interpretação dos resultados, elaboração dos mapas geoquímicos, geológico, de recursos minerais e elaboração de uma nota explicativa.

RESULTADOS Durante o mapeamento geológico da folha Rio Guariba SC. 20-X-D, foram cartografados, na região do Garimpo do São Francisco-MT, jazimentos de cassiterita sob forma de depósitos secundários (aluviões) e primários em *graisens* localizados na porção apical da cupola granítica e em *exograisens* alojados em sedimentos da Formação Palmeiral. No garimpo do São Francisco, os *exograisens* foram observados em dois locais: no Garimpo da Pedreira e no Garimpo do Nego Anjo.

Este trabalho enfatiza o potencial metalogenético da Formação Palmeiral para depósitos primários de cassiterita (e minerais associados) em *exograisens*.

Os monzogranitos e sienogranitos responsáveis pelas mineralizações de cassiterita pertencem à Suíte Intrusiva Rondônia de idade U-Pb SHRIMP ao redor 1000 Ma. No diagrama de ETR estes granitos apresentam padrões com baixo fracionamento de ETR leves vs. pesados e acentuada anomalia negativas de Eu, características dos granitos do tipo A (Figura 1a). Todas as amostras analisadas correspondem a granitos fortemente evoluídos com baixos teores de Ba (13

a 103 ppm) e Sr (9 a 15 ppm), altos valores de Ga (22 a 41 ppm) e Rb (303 a 904 ppm) (Figura 1b).

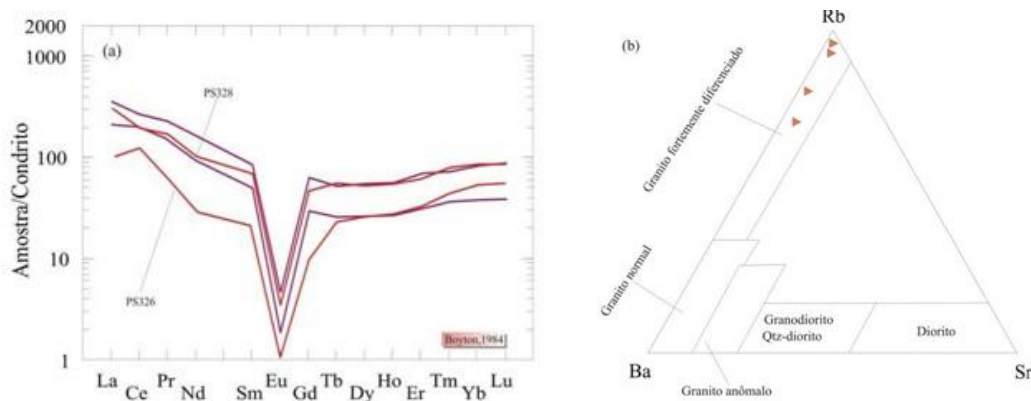


Figura 1 – Em (a) diagrama de elementos terras raras de rochas da Suíte Intrusiva Rondônia. Em (b) diagrama ternário de Elbosely & Elsokkary (1975) e a caracterização do grau de diferenciação dos granitos da Suíte Intrusiva Rondônia.

As relações de campo demonstram que o Granito do São Francisco no Mato Grosso e o Granito do Igarapé Preto no Amazonas são sub-aflorantes e intrusivos nos sedimentos da Formação Palmeiral. O caráter epizonal da intrusão do São Francisco é atestado por estruturas do tipo *stockwork* formada por um sistema de fraturas milimétricas a centimétricas, multidirecionais resultante de fraturamento hidráulico produzido por pressão de fluidos em porções apicais da cúpula granítica. Estas fraturas estão preenchidas por material argiloso, quartzo e cassiterita. Os *exograisens* estão alojados em arenitos arcoseanos e conglomerados imaturos compostos por seixos arredondados a muito angulosos de quartzo (predominante), granito e vulcânicas, suportados por matrix quartzo-feldspática.

A Formação Palmeiral representa um grande sistema fluvial associado a um regime distensivo, que afetou a borda ocidental do Craton Amazônico com a formação de *grabens* (Bahia, 1997), provavelmente relacionado à fase extensional da orogenia Sunsás-Aguapeí.

A presença de xenólitos de arenitos e conglomerados da Formação Palmeiral englobados por granitos da Suíte Intrusiva Rondônia, evidenciam as relações de contato entre estas unidades.

As mineralizações primárias lavradas até o momento, na região do granito São Francisco-MT, restringem-se aos *exograisens* encaixados em sedimentos da Formação Palmeiral, no Garimpo da Pedreira (Figura 2a). No Garimpo do Igarapé Preto-AM, porção norte da Bacia, também ocorrem *exograisens* em sedimentos da Formação Palmeiral. Neste local é possível observar o arqueamento provocado pela intrusão granítica nos sedimentos (Figura 2b). As mineralizações formam corpos de dimensões variadas que acompanham o acamadamento S_0 ou preenchem fraturas produzidas por esforços durante intrusão dos corpos graníticos.

A Figura 3 apresenta as localizações da folha Rio Guariba, dos granitos da Suíte Intrusiva Rondônia, dos sedimentos da Formação Palmeiral e de uma anomalia geoquímica de sedimento de corrente que ocorre próximo à borda leste da Bacia Palmeiral.

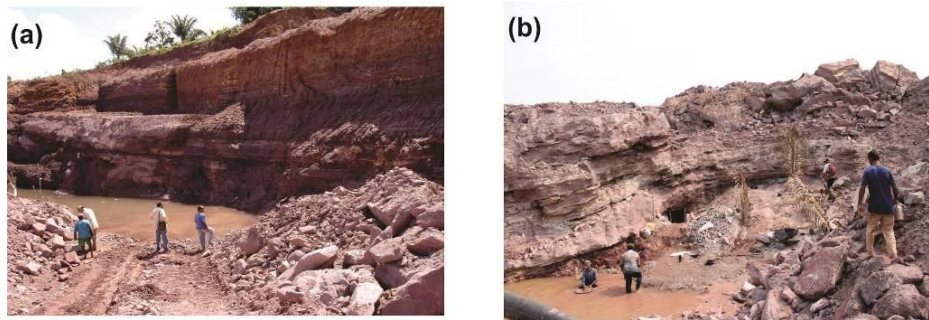


Figura 2 – Em (a) Garimpo do São Francisco no estado de Mato Grosso. Jazida de cassiterita em sedimentos da Formação Palmeiral. Em (b) Garimpo do Igarapé Preto no estado do Amazonas. Jazida de cassiterita em Arenitas da Formação Palmeiral. Observa-se o arqueamento dos sedimentos, provocado pela intrusão granítica (Foto cedida pelo geólogo Marcelo Almeida – CPRM-Manaus).

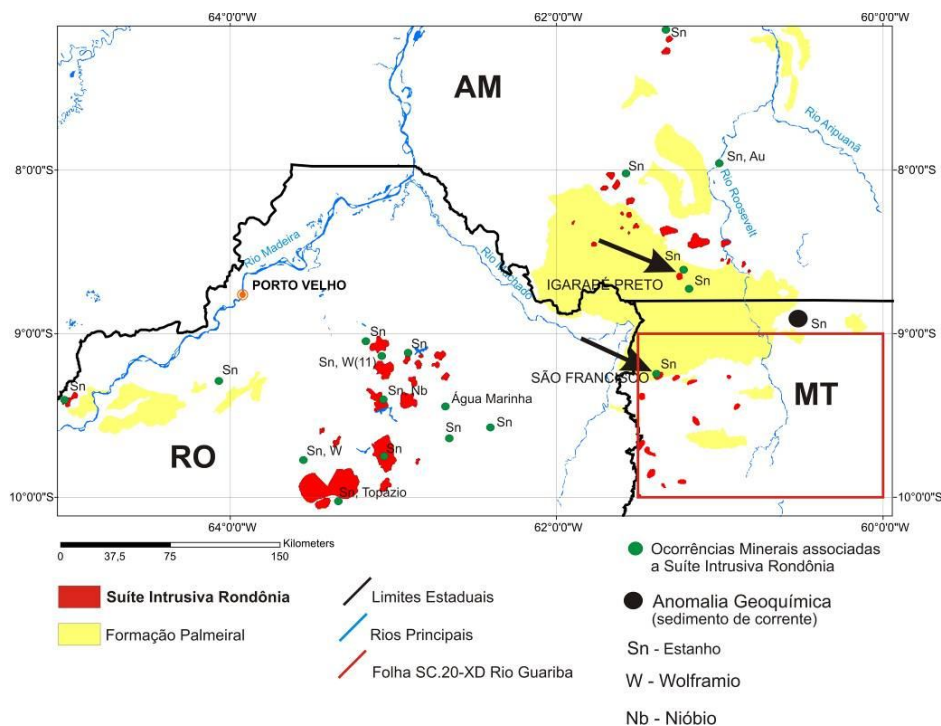
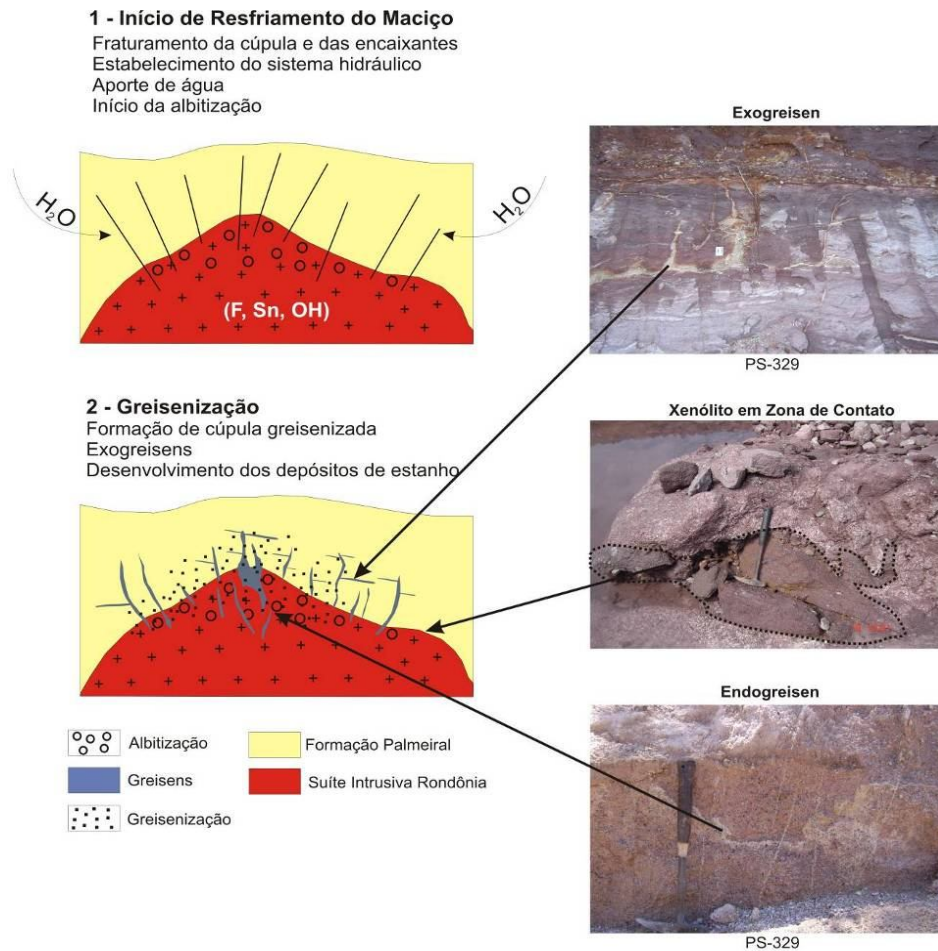


Figura 3 – Localização da área mapeada, dos granitos da Suíte Intrusiva Rondônia e dos Garimpos do São Francisco-MT e Igarapé Preto-AM, onde estão localizadas as mineralizações em sedimento da Formação Palmeiral.

Segundo o modelo proposto neste trabalho, os *exograisens* foram formados a partir de soluções hidrotermais tardias, oriundas dos granitos da Suíte Intrusiva Rondônia com provável participação de fluidos meteóricos. As soluções hidrotermais migraram através dos planos de acamamento (S_0) formando leitos de espessuras variadas ou acompanharam as fraturas produzidas por esforços durante a intrusão dos corpos graníticos e mineralizaram os sedimentos da Formação Palmeiral (Figura 4).



Modificado de Botelho e Rossi (1988)

Figura 4 – Proposta de modelo para as mineralizações de cassiterita relacionadas aos granitos da Suíte Intrusiva Rondônia na região do granito São Francisco (Garimpo da Pedreira).

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES Os resultados obtidos durante o mapeamento geológico da folha Rio Guariba, permitem concluir que nesta porção do Craton Amazônico, os Granitos da Suíte Intrusiva Rondônia são epizonais, subaflorentes, possuem características litoquímicas de granitos potencialmente mineralizados à cassiterita e são os responsáveis pelas soluções hidrotermais que formaram os depósitos em sedimentos da Formação Palmeiral. Estas informações, aliados às informações constantes da bibliografia, com relação à existência de depósitos similares na porção norte da bacia, ampliam o potencial mineral da região para depósitos primários (*exogreisens*) em sedimento da Formação Palmeiral.

Referências Bibliográficas

- Bahia R. C. 1997. A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra dos Pacaás Novos, Oeste de Rondônia. Belém, 1997. 87 p. Tese (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade do Pará, Belém.
- El Bouseily A. M. & El Sokkary A. A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, v. 16, p. 207-219.

Influência dos lineamentos na formação das cachoeiras na região de Presidente Figueiredo (AM)

Alexandre Cruz¹, Clauzionor Lima da Silva², Ivaldo Rodrigues da Trindade², Norberto Morales³

¹Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, alexandre_gcc@hotmail.com;

²Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Setor Norte do Campus da Universidade Federal do Amazonas, Manaus- Amazonas; ³Universidade Estadual Paulista, campus de Rio Claro (SP), Departamento de Petrologia e Metalogenia, Rio Claro – SP.

Resumo O estudo intitulado “Mapeamento Estrutural da Zona de Falha na região da Cachoeira Porteira, Município de Presidente Figueiredo (AM), teve como objetivo investigar e caracterizar a zona de falha e sua influência na paisagem. Os materiais utilizados compreendem imagens de satélites e radar, os quais serviram para identificação dessa estruturação com posterior investigação de campo para caracterização estrutural nas circunvizinhanças da área de estudo. Os dados estruturais foram analisados a partir da confecção de diagramas de rosetas e estereogramas, os quais serviram para a análise cinemática das estruturas encontradas. A análise desses dados foram correlacionada com os modelos neotectônicos propostos para a essa região. O produto final desse estudo compreende a cartografia da zona de falha em mapa geológico-estrutural, como forma de contribuição aos mapas geológicos regionais.
Palavras-chave: Neotectônica, Bacia do Amazonas, Formação Nhamundá

INTRODUÇÃO A região de Presidente Figueiredo está situada cerca de 100 km à norte da cidade de Manaus (AM). Nessa área ocorrem inúmeras cachoeiras e cavernas formadas em arenitos marinhos silurianos da Formação Nhamundá, Grupo Trombetas, da Bacia Sedimentar do Amazonas.

Os estudos geológicos desenvolvidos nessa área indicam que essas morfologias foram controladas por estruturas neotectônicas, conforme Nogueira et al. (1997 a e b) e Nogueira & Sarges(2001). Nesses estudos faltam a definição e identificação do sistema e cinemática das falhas envolvidas na modelagem do relevo. Adicionalmente, em estudos neotectônicos, os dados de falhas e fraturas obtidos em campo devem ser correlacionados aos dados geomorfológicos para a confirmação de que a estruturação tectônica controla a paisagem, no âmbito da morfotectônica.

O alvo deste estudo compreende a área da Cachoeira Porteira em entorno, situada no km 13, da rodovia estadual AM-240, por apresentar camadas da Fm. Nhamundá deformadas e rotacionadas, conforme comentado por Silva (2005). O estudo se baseia inicialmente na análise em imagens de satélite (Landsat ETM+), modelo digital de elevação SRTM e dados de campo, com a finalidade de correlacionar as zonas de falhas existentes e sua importância na formação do relevo local.

Além de constituir uma área de interesse turístico e ambiental, nos arenitos da Fm. Nhamundá são exploradas águas subterrâneas para o abastecimento industrial e residencial daquela localidade. Desse modo, o estudo neotectônico poderá ampliar o conhecimento científico dessa na prospecção de recursos hídricos ou ainda na evolução da paisagem dessa região de borda da Bacia Sedimentar do Amazonas.

MÉTODOS O estudo iniciou com a análise em imagens de satélite, especialmente, Landsat ETM+, para a caracterização da morfologia do local. Adicionalmente, um mapa de lineamentos foi produzido, assim como o mapa geológico da área. Os modelos digitais de elevação SRTM foram utilizados para extração dos parâmetros morfométricos das bacias dos rios envolvidos. Dessa forma, foram obtidos a área, perímetro e os limites das bacias. A rede de drenagem foi extraída dos modelos SRTM através de ferramentas no ArcGis. O mapa produzido foi comparado à base cartográfica e ao modelo SRTM para adequações e ajustes. Da mesma forma foi produzido o mapa de curvas de nível de detalhe da área para o estudo da compartimentação do relevo. A partir desses produtos gerados foram confeccionados os mapas de lineamentos de relevo e drenagem e logo após elaborados os diagramas de rosetas. Em campo, foram mapeadas as tipologias das falhas existentes na região das cachoeiras. Esses dados foram tratados em softwares (Stereonet, Wintensor e FP Tectonics) para obtenção do regime de tensão que prevalece na área de estudo.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Na região de Presidente Figueiredo predominam lineamentos N30-40W, N20-30E, N40-50E e N-S, com raros lineamentos E-W. Esse padrão estrutural observado em imagens de satélite é correlacionado ao apresentado por Silva (2005), que acrescenta as direções N-S e E-W no padrão estrutural da região Amazônica. Esses *trends* também estão representados na orientação dos igarapés. Rios como o rio Preto da Eva e Urubu, cujas cabeceiras estão nessa área, possuem direção NW-SE e, em parte, E-W. Os tributários desses canais, no geral, estão condicionados à direção NE-SW. Mas de modo especial, as drenagens na área da Cachoeira Porteira segue a orientação N-S. O relevo compreende zonas de tabuleiros, situados entre 150 a 200 metros, dissecados, representando a zona interfluvial de grandes bacias como a do rio Cuieiras, Preto da Eva e Urubu. A declividade mostra um predomínio mais baixo na região das cachoeiras. A bacia onde está situada a cachoeira Porteira é um tributário do rio Urubu com curso aproximadamente N-S. Essa sub-bacia hidrográfica mostra assimetria com padrão do tipo subdendrítico.

No km 14, na Rodovia AM-240, na Cachoeira Porteira observa-se uma zona de falha normal que promoveu a rotação do Arenito Nhamundá. Próximo à estrada, os pacotes de arenitos estão indeformados, onde a atitude das camadas é subhorizontal notada nos *sets* de estratificações cruzadas e plano-paralelas. Na direção da cachoeira, estas camadas estão deformadas por falhas NNW-SSE basculadas para leste. O Igarapé do Mutum, afluente da margem esquerda do Rio Urubu, está encaixado na zona de falha principal, cujas camadas de arenito são subverticais. As famílias de fraturas desenvolvidas nas camadas deformadas de arenito mostram três orientações principais N02W/43SW, N-S/67E e N77E/80NW conforme os estereogramas. A direção principal de fraturas está associada à direção da falha, cuja atitude é N-S (N05W/35NW).

No vale de drenagem do Igarapé do Mutum, no sítio da Água Viva, próximo a esse local, as camadas de Arenito Nhamundá estão subverticais com atitude N-S com mergulho de 80 graus para oeste. Relaciona-se a esse *trend* o formato retangular alongado dos blocos e paredões observados nessa região e o trecho do Igarapé do Mutum controlado por essa estrutura. Fraturas estão preenchidas por veios de material silicoso com atitude N02W/46SW, paralelo ao acamamento rotacionado. A segunda família de fraturas mostra preenchimento similar, mas com atitude N60E/10SE. Porém, os limites dos paredões que ocorrem nessa região são devidos ao fraturamento E-W (N86E/86NW). Os estereogramas para falhas normais nesse ponto apontam para a orientação preferencial N07W/74SW e, para as fraturas, N06W/73SW.

Na Cachoeira do Santuário, cerca de 1 km distante desse ponto, essa estruturação é predominante, mostrando camadas ligeiramente basculadas para nordeste. A direção principal das fraturas paralelas à cachoeira possui direção N20W/85SW. A parede onde está essa cachoeira é subvertical, mas com abatimento por falha normal. De acordo com os estereogramas para falhas e fraturas nesse ponto as orientações mais frequente são N31W/86SW e N30W/86SW.

CONCLUSÕES No Domínio estrutural de Presidente Figueiredo prevalecem falhas normais que afetam o Grupo Trombetas e a Formação Alter do Chão. As falhas normais, que deformam a unidade Alter do Chão e a cobertura areno-argilosa amarela, possuem seguintes atitudes: N05W/35SW, N62E/57SE, N62E/53NW e N30W/85SW. Enquanto que as famílias de fraturas compreendem três atitudes máximas principais: N06W/72SW, N06E/35NE e N65E/56SE. Os dados das populações de falhas com estrias estão orientados segundo a direção NE-SW, enquanto que aquelas falhas onde não foram obtidas medidas de estrias têm tendência geral N-S. As direções NW-SE, NE-SW e N-S representam a direção geral das cachoeiras e paredões na estrada na área de estudo.

A associação dos dados estruturais obtidos com as análises geomorfológicas indica um controle das cachoeiras, na área de estudo, segundo a direção N-S. No entanto, as direções NE-SW das falhas, mais antigas, interferem no sistema de drenagem condicionando-o durante o processo de incisão, enquanto que o forte *trend* NW-SE está associado às direções estruturais que controlam parte dos principais rios da região.

Referências Bibliográficas

- Fernandes Filho L.A., Costa M.L., Costa, J.B.S. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus – Amazonas. Rev. bras. geo. Vol. 16, nº 1, p 9 – 33, 1997.
- Igreja H.L.S., Franzinelli E. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro – centro-nordeste do Estado do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, 1990, v. 5, p. 2099-2108.
- Nogueira A.C.R., Sarges R.R. Characterization and genesis of waterfalls of the Presidente Figueiredo, northeast state of Amazonas, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 73 (2), p. 287-301, 2001.
- Nogueira A.C.R., Souza V., Soares E.A.A. Contribuição à tectônica cenozóica da região de Presidente Figueiredo, norte de Manaus - AM. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, 1997, Pirenópolis. Boletim...Pirenópolis: SBG, 1997a.
- Nogueira A.C.R., Souza V., Soares E.A.A. Estruturas distensivas quaternárias na região de Presidente Figueiredo, norte de Manaus. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, 1997, Pirenópolis. Boletim...Pirenópolis: SBG, 1997b.
- O'leary D. W., Friedman J. D., Pohn H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. Geological Society American Bulletin, New York, v. 87, p.1463-1469, 1976.
- Silva C. L., Morales N., Crósta A.P., Costa S.S., Jimenez-Rueda, J.R. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.79, n. 4, p. 693-711, 2007.
- Silva C.L. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2005. 282p.

Geologia estrutural da Folha Gurupi – SC.22-Z-D – To

Antonio Augusto Soares Frasca

CPRM – Serviço Geológico do Brasil/SBG, SUREG-GO, Goiânia (GO),
antonio.frasca@cprm.gov.br

Resumo A evolução geológica e estrutural da folha Gurupi compreende o reconhecimento de arcos magmáticos acrescionários e colisionais Paleoproterozóicos e Neoproterozóicos, compondo arcos parcialmente juvenis e em grande parte reciclados de material crustal, que se estendem na direção NE como faixas ou como corpos isolados, integrando os domínios Brasília e Araguaia. Todas unidades litostratigráficas cartografadas são deformadas sob um regime de cisalhamento dúctil, de direção N20⁰-40⁰E relacionados a zonas principais de transcorrências dextrais, a suas componentes no sistema *Riedel* relacionadas ao Sistema Transbrasiliano. Faixas contracionais de baixo ângulo, rampas frontais com dobras recumbentes e isoclinais aliam-se ao sistema transcorrente e desenvolvem um sistema *fold-thrust belt*, vergentes em seu setor ocidental para o cráton Amazônico.

Palavras-chave: Geologia Estrutural – Faixas Brasília – Faixa Araguaia

INTRODUÇÃO A Folha Gurupi SC.22-Z-D, (figura 1) é parte integrante de Programa Geologia do Brasil desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) no Estado de Tocantins. O projeto consistiu no mapeamento geológico e levantamento geoquímico e aerogeofísico de uma área de aproximadamente 18.000km². Como resultado deste projeto foi publicado o relatório final (Frasca *et.al* 2010); onde constam os resultados do levantamento geológico e geoquímico, bem como todos os dados de produção que visam melhorar o conhecimento geológico e fomentar a pesquisa mineral da região. Neste resumo pretende-se apresentar uma sinopse da evolução geológica estrutural da Folha Gurupi.

MATERIAIS E MÉTODOS Os métodos neste trabalho seguiram a sistemática estabelecida no guia de procedimentos técnicos adotado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, na elaboração de mapas geológicos na escala 1:250.000 e compreendeu três fases principais:

A fase inicial denominada pré-campo constou das seguintes etapas: Compilação e integração das informações geológicas, disponíveis com levantamento dos projetos desenvolvidos na região e elaboração de mapas índices bibliográficos estruturados em SIG, interpretação de sensores remotos, elaboração de mapas preliminares, integrando dados geológicos, geoquímicos, geofísicos, geocronológicos, de cadastramento mineral e, finalmente, elaboração da programação da primeira etapa de campo.

A segunda etapa envolveu as operações de campo propriamente dita, onde foram executados dezenas de perfis e caminhamentos diários, com descrição de centenas de afloramentos e amostragem. A terceira etapa consistiu nas atividades pós-campo e envolveu, fundamentalmente, a integração dos dados obtidos, interpretações temáticas em função dos resultados analíticos disponíveis e a elaboração, digitação e digitalização, revisão e compatibilização de texto explicativo e mapas finais.

Estas atividades culminaram com a elaboração do SIG geológico, contemplando todas as informações do projeto em meio digital utilizando o programa ArcMap. A fase final compreendeu a consolidação de todas as informações oriundas do Projeto, alimentação do banco de dados da CPRM (GEOBANK), bases AFLORA, PETRO, RECMIN, GEOCRON e GEOQ.

RESULTADOS E DISCUSSÃO A folha Gurupi exibe uma grande diversidade de terrenos geológicos com características geocronológicas distintas, porém com a particularidade de apresentar associações litodêmicas muito semelhantes. Assim como as semelhanças petrológicas, certos grupos possuem estilos próprios de deformacionais passíveis de serem analisados na forma de domínios e regimes de deformacionais, sejam por estarem inseridos dentro de mesmo nível crustal, ou por estarem submetidos ao mesmo campo tensional.

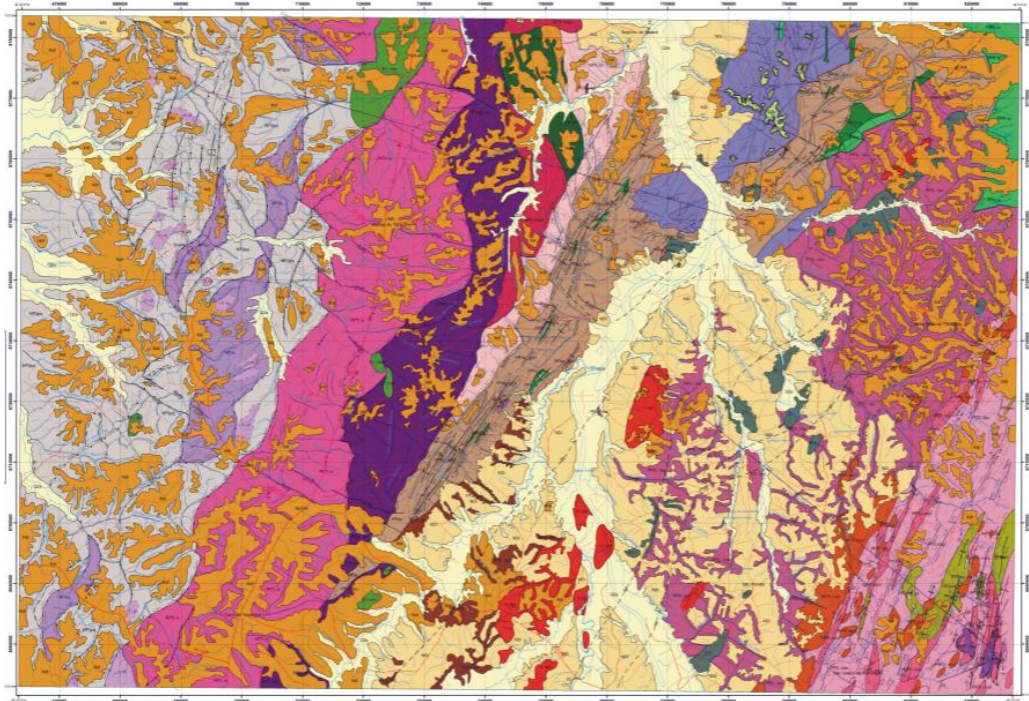


Figura 1- Mapa geológico simplificado da Folha Gurupi – Projeto Sudeste do Tocantins.

Durante a execução o Projeto Sudeste do Tocantins, a partir da cartografia geológica sistemática e dos dados estruturais coletados constatou-se a predominância de zonas com características deformacionais próprias.

Estas zonas foram divididas em seis domínios tectono-estruturais em função de seus estilos e geometria, caráter e regime deformacional, das características tectônicas, nível crustal, do campo tensional e fácies metamórficas, bem como os indicadores cinemáticos dos terrenos envolvidos: quatro exibem caráter francamente dúctil em estilos deformacionais diferenciados e progressivos, um de caráter rúptil/rúptil-dúctil e outro com características e tendências a isotropia estrutural.

Estes domínios foram denominados de: A) Domínio Dúctil de Embasamento caracterizado como uma zona onde se observa estruturas reliquias de eventos deformacionais mais antigos parcial ou totalmente mente transpostos por sistemas deformacionais mais jovens; B) Domínio Dúctil Compressional o qual corresponde a uma área de predominância de registro de encurtamento crustal; C) Domínio Dúctil Compressional– Transpressional como uma área com eventos de deslocamentos de massa oblíquos e de descolamentos e imbricações de baixo ângulo; D) Domínios Dúctil Transcorrente - Transtraccional correspondente a zonas de cisalhamento com mergulhos altos e vergências opostas, caracterizadas ainda por feições de *boudinagem* de estruturas previamente dobradas; E) Domínio de Intrusões Pós-orogênicas a Anorogênicas correspondente a zonas de intrusões tardias e de caráter extensional ou isotropa; F) Domínio Rúptil/Dúctil é o sistema mais jovem e correspondente a zonas de falhas e fraturas de direção NW, sobreposta a todas unidades estratigráficas da folha, (figura 2).

CONCLUSÃO Todos domínios descritos relacionam-se à megaestrutura do “sistema Transbrasiliano” o projeto como um todo adquiriu centenas de dados estruturais desta importante descontinuidade. Ratifica-se que estas as estruturas geradas nestes domínios em sua maioria são de origem Neoproterozóicas, e algumas unidades litoestratigráficas cuja evolução remonta de feições herdadas do embasamento Transamazônico e que foram regularmente reativadas principalmente durante a Orogênese Brasileira.

Constitui neste setor um sistema de zonas de transcorrência preferencialmente dextral, cuja em sua porção central possui ângulo verticalizados, e cujas vergências se tornam inversas e com mergulhos decrescentes de forma mais inclinada para oeste do que para leste, similar a uma estrutura em flor positiva e assimétrica.

Associam-se a esta feição uma serie de estruturas secundárias, mas de extrema importância, queira por seu aspecto geométrico, ou pelo próprio controle litológico que exerce sobre as unidades estratigráficas, processos hidrotermais e ocorrências minerais associadas.

Feições do tipo *strike slip*, dobras de arrasto, dobras “*en echelon*”, *horsetail splay*, bacias localizadas do tipo *pull apart*, e muitas outras se associam a esta zona principal, e devem ser objeto de estudo em uma escala mais apropriada, de detalhe a semi-detalhe.

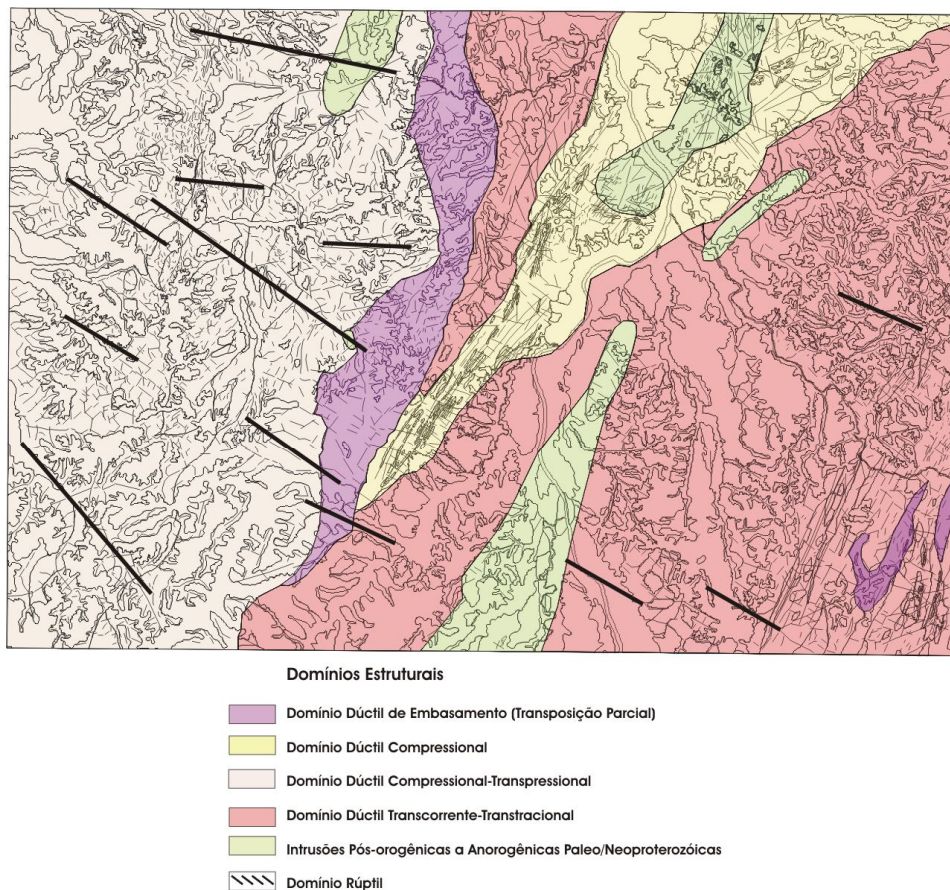


Figura 2- Domínios estruturais da Folha Gurupi compartimentada em termo de seus domínios estruturais.

Referências Bibliográficas

Frasca A.A.S., Lima H.A.F., Moraes L.L e Ribeiro P.S.E. 2010. Projeto Sudeste do Tocantins. Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi (SC.22-Z-D). Estado de Tocantins- Goiânia, CPRM, 1 CD-ROM, Escala 1:250.000. Programa Geologia do Brasil.

Caracterização geológica, geoquímica e estrutural do Granito Cerro Porã e da Formação Serra da Bocaina – Terreno Rio Apa – sul do Cráton Amazônico – Porto Murtinho – MS

Dalila Pexe Plens^{1,5,6}, *Amarildo Salina Ruiz*^{1,3,5,6}, *Maria Zélia Aguiar Souza*^{1,2,5,6},
Maria Elisa Fróes Batata^{4,5,6}, *Ana Flávia Nunes Brittes*^{1,3,6}

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT;

² Departamento de Recursos Minerais/UFMT;

³ Departamento de Geologia Geral/UFMT;

⁴ Programa de Pós-Graduação em Geologia/UnB;

⁵ Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica (Guaporé);

⁶ Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM.

Resumo O Granito Cerro Porã e a Formação Serra da Bocaina constituem parte da Serra da Esperança, Terreno Rio APA. O Granito Cerro Porã ocorre na porção centro leste da área, como um corpo alongado segundo direção N-S, rotacionado para o sentido leste, provocando uma forma encurvada à Serra da Esperança. A Formação Serra da Bocaina é representada por rochas vulcanoclásticas da Fácies Ignimbrito Rico em Cristais que afloram na porção SW da área. Quimicamente esses litotipos classificam-se como riolitos com magmatismo de natureza subalcalina, e caráter cálcio-alcalino. Foram identificados e caracterizados dois eventos de deformação dúctil-rúptil, desenvolvidos em regimes compressivos. O evento F1 é responsável pela geração de xistosidade, clivagem ardosiária e lineação de estiramento mineral. A fase F2, pelo desenvolvimento de clivagens de crenulação e disjuntiva e lineação de intersecção.

INTRODUÇÃO A área enfocada compreende a Serra da Esperança localizada nas proximidades do município de Porto Murtinho, SW do estado de Mato Grosso do Sul, Terreno Rio Apa, na porção sul do Cráton Amazônico.

A literatura geológica da região do Rio Apa é escassa e a maioria dos trabalhos referem-se a mapeamentos geológicos apenas de reconhecimento. Levantamentos geológicos em escala de semi-detalle abrangem áreas restritas e são raríssimos.

Este trabalho tem como objetivo caracterizar de forma preliminar, com base no mapeamento geológico de semi-detalle (1:50.000) e na análise estrutural-metamórfica de detalle (1:10.000) de áreas chaves, a evolução geológica-tectônica da Formação Serra da Bocaina e Granito Cerro Porã na Serra da Esperança.

CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL O Terreno Rio Apa, que corresponde à porção meridional do Cráton Amazônico, é composto por um conjunto de unidades litoestratigráficas que compreendem segmentos infra e supracrustais cuja evolução tectônica prolonga-se do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico e, certamente, representa importante papel na consolidação do Supercontinente Rodínia. Ruiz (2005) apresenta a compartimentação tectônica-geocronológica, considerando o Maciço/Bloco Rio Apa, como parte integrante do Cráton Amazônico.

Baseado nas características geológicas, geoquímicas e geocronológicas, (Lacerda Filho *et al.* 2006) apresentaram uma compartimentação tectônica para o Terreno Rio Apa onde são reconhecidos os seguintes elementos crustais: Remanescente da Crosta Oceânica (2,2 a 1,95 Ga.), Arco Magmático Rio Apa (1,95 a 1,87 Ga) e Arco Magmático Amoguijá (1,87 a 1,75 Ga). O Arco Magmático Amoguijá é constituído pelo Granito Alumiador e pela Suíte Vulcânica Serra da Bocaina. Brittes & Plens (2010) substituem este último termo por Formação Serra da Bocaina e mapearam uma fácies formada por lavas e quatro fácies vulcanoclásticas: Ignimbrito rico em fragmentos, Ignimbrito rico em cristais, Co-ignimbrito e Reoignimbrito. Datação U-Pb SHRIMP em zircão, realizadas por (Lacerda Filho *et al.* 2006), forneceram idade de 1.794 Ma para estas rochas.

A Suíte Intrusiva Alumiador é considerada por (Godoi *et al.* 2001) como contemporânea às rochas da Formação Serra da Bocaina e datação pelo método U-Pb

SHIRIMP, em zircões, indicaram idade de 1839 ± 33 Ma (Cordani *et al.* 2010). Esta unidade intrusiva, alongada segundo a direção NS, corresponde a um batólito que aflora desde as imediações da cidade de Caracol até o médio curso do Rio Alto Terere. Também ocorre como corpos menores intrusivos nas rochas do Complexo do Rio Apa e da Associação Metamórfica Alto Tererê.

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS Na Serra da Esperança, a Formação Serra da Bocaina é representada por rochas vulcanoclásticas da Fácies Ignimbrito Rico em Cristais que afloram na porção SW da área. Esses litotipos caracterizam-se por apresentar cor cinza-escura, matriz de granulação fina a vítrea onde se destacam fenocristais e cristaloclastos de quartzo, plagioclásio e subordinadamente feldspato alcalino, que atingem porcentagem modal de até 50%.

A porção sul da Suíte Intrusiva Alumiador configura a Serra da Esperança e corresponde a um corpo individualizado pelos autores deste trabalho e denominado Granito Cerro Porã. Ocorre na porção centro leste da área como um corpo alongado segundo direção N-S, cuja porção noroeste mostra-se rotacionada para o sentido leste, provocando uma forma encurvada a Serra da Esperança. É constituída por rochas predominantemente sienograníticas levemente orientadas, faneríticas a localmente porfiríticas, leucocráticas, de cor rosa e granulação média a fina, tendo biotita como único máfico essencial. Ópticamente, esses litotipos são inequigranulares e caracterizam-se pela presença de textura gráfica ou granofírica. São constituídas por uma paragênese primária formada por feldspato alcalino ($\pm 50\%$), quartzo ($\pm 35\%$), plagioclásio ($\pm 10\%$) e biotita ($\pm 5\%$), tendo como acessórios apatita, allanita, zircão e opacos e como minerais de alteração epidoto, sericita/muscovita, argilo-minerais, clorita e opacos. O feldspato alcalino é caracterizado por grãos peritéticos, subédricos a anédricos, em hábito tabular a prismático, com geminação em grade (combinada albita+periclina). O quartzo ocorre em grãos anédricos, com lamelas de deformação, comumente recristalizado, associado aos feldspatos alcalinos formando intercrescimento gráfico. O plagioclásio exibe-se em cristais euédricos a subédricos tabulares dispostos aleatoriamente na matriz, com geminações polissintéticas do tipo albita e periclina e, por vezes, combinadas albita+Carlsbad, albita+periclina, comumente sericitizados e saussuritizados. A biotita é subédrica a anédrica de hábito placóide e parcialmente cloritizada. A paragênese de alteração/metamorfismo é constituída por sericita/muscovita e argilo-minerais em minúculas a microcristalinas plaquetas nos feldspatos, sendo comum também a substituição de biotita por clorita.

GEOQUÍMICA Para o estudo geoquímico preliminar do Granito Cerro Porã e Formação Serra da Bocaina foram analisadas oito amostras, das quais cinco correspondem às rochas graníticas e três às vulcanoclásticas. Depois de britadas e pulverizadas nos Laboratórios de Preparação de Amostras do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso, essas amostras foram enviadas para o *Acme Analytical Laboratories (Acmelab)*-Vancouver/Canadá para análises através dos métodos ICP (*Inductively Couple Plasma*) e ICP-MS (*Inductively Couple Plasma Mass Spectrometry*) para elementos maiores, menores e traços (incluindo terras raras).

Em diagrama de discriminação de processos de alteração, Al_2O_3 versus TiO_2 (Cattalani & Bambic 1994) os pontos que representam as amostras das rochas estudadas localizam-se próximas ou no *trend* de fracionamento, o que evidencia o estágio de alteração incipiente em relação a esses elementos considerados como menos móveis em processos pós-magmáticos (Fig. 1.A). Classificam-se como riolitos no diagrama álcalis versus sílica de Le Maitre 1989 (Fig. 1.B) e no de Winchester & Floyd (1977) que utiliza, além de SiO_2 , elementos considerados menos móveis nos processos pós-magmáticos, tais como Zr e TiO_2 (Fig. 1.C), confirmando o resultado observado na figura 1.A. Corroborando o estudo petrográfico, os pontos que representam o Granito Cerro Porã coincidem essencialmente com o domínio dos sienogranitos no diagrama R1-R2, proposto por La Roche (1980; Fig. 1.D). Os gráficos Na_2O+K_2O versus SiO_2 (fig. 1. B) e AFM (Fig. 1.E), ambos de Irvine & Baragar (1971), sugerem que o magmatismo é de afinidade sub-alcálica e de caráter cálcio-alcálico, respectivamente. No diagrama da figura 1.F (A/CNK versus A/NK ; Maniar & Piccoli 1989), os pontos situam-se em

sua maioria no domínio metaluminoso. Preliminarmente, o tratamento geoquímico indica que as rochas vulcânicas da Formação Serra da Bocaina e as que formam o Granito Cerro Porã são co-magmáticas.

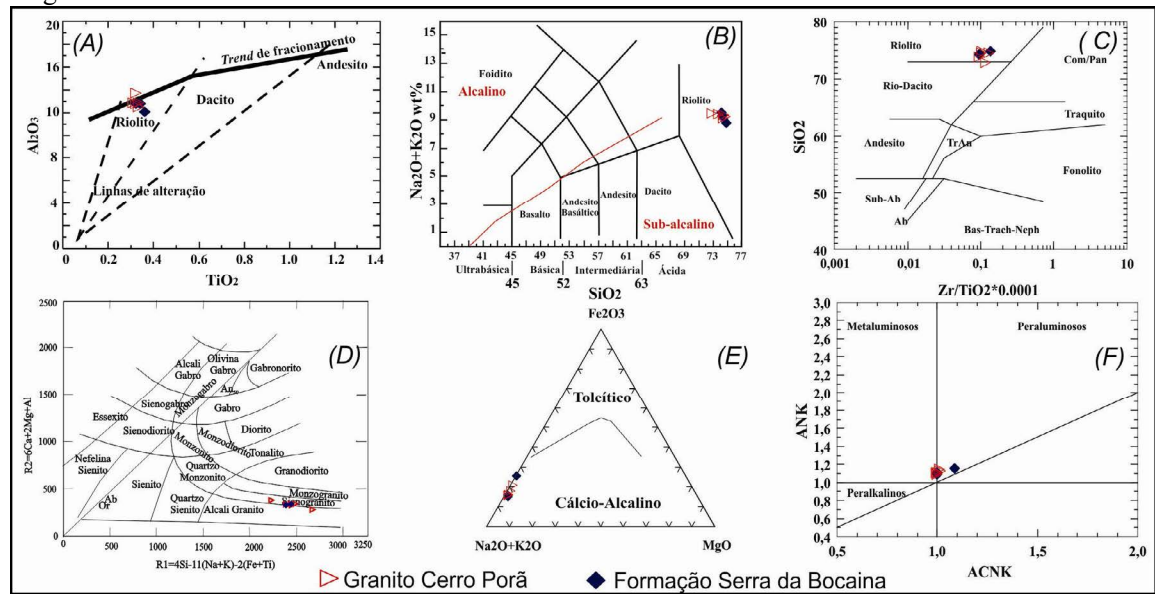


Figura 1 – Rochas do Granito Cerro Porã e da Form. Serra da Bocaina: diagramas geoquímicos, conforme texto.

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL O evento mais antigo (F1), de natureza dúctil, representa a deformação mais intensa e dominante, sendo observado ao longo de toda a área estudada. É acompanhado pelo evento de metamorfismo regional M1, em condições de fácies xisto-verde.

A foliação S1 é representada por xistosidade, lineação de estiramento mineral e pelo dobramento gerador das Dobras D1. A primeira ocorre bem marcada nas rochas graníticas e vulcânicas, sendo definida pela orientação planar dos cristais constituintes (Fig. 1 A e B). As medidas de campo, lançadas nos estereogramas (Fig. 2), mostram um máximo em torno de 90/50. A lineação de estiramento mineral (L₁) é definida pelos cristais alongados e estirados de quartzo, plagioclásio e feldspato, cujas medidas de L₁ mostram valores de 90/50 (Fig. 1C). As *dobras D1* foram encontradas na porção SSE da área e apresentam-se fechadas, assimétricas, isoclinais, similares e inclinadas com caimentos. A foliação S1 apresenta-se paralela ao plano axial da dobra mais representativa (Fig. 1 D).

A Zona de Cisalhamento Serra da Esperança, identificada nesse estudo, localiza-se nas porções nordeste e sudeste da área enfocada e tem indicadores cinemáticos apontando para um movimento convergente reverso, com transporte de topo para o quadrante NW. Afeta as rochas do Grupo Amolar e do Granito Cerro Porã formando, neste último, milonitos com porfiroclastos orientados, achatados, alongados e rotacionados. O corpo granítico apresenta toda a sua porção leste contornada por esta zona de cisalhamento, o que aparentemente, forma um feixe de cisalhamento anastomosado.

A fase F2, rúptil dúctil, mostra-se com uma intensidade menor, tendo sido observada apenas localmente. É representada principalmente por uma foliação S2 do tipo clivagem de crenulação ou disjuntiva. Dobras D2 ocorrem nas rochas da Fácies Ignimbrito rico em cristais, como dobras abertas, suaves, normais com caimento e assimétricas. (Fig. 2. E).

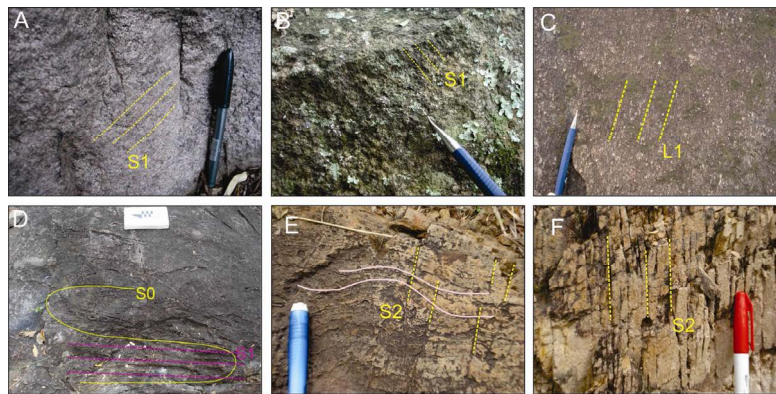


Figura 2- Ilustrações referentes às estruturas geológicas observadas nas unidades geológicas que constituem a Serra da Esperança conforme o texto.

As foliações S2 correspondem aos planos axiais das clivagens e mostram atitude predominante $125^{\circ}/70^{\circ}$. Essas estruturas mostram-se com direções correlacionáveis às fraturas/falhas afetando principalmente as rochas do Granito Cerro Porã impondo a esse corpo um formato curvo. A lineação de intersecção L_2 é definida pela intersecção entre a xistosidade S1 e a clivagem de crenulação S2.

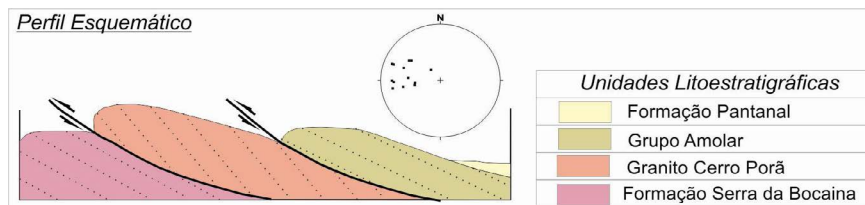


Figura 3- Perfil Esquemático da Serra da Esperança com o Estereograma de pólos para as foliações S1.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Do ponto de vista petrográfico, o Granito Cerro Porã é constituído por rochas predominantemente sienograníticas levemente orientadas, de cor rosa e granulação média a fina. A Formação Serra da Bocaina é representada por rochas da fácies Ignimbrito Rico em Cristais que afloram na porção SW da área enfocada. Quimicamente esses litotipos classificam-se como riolitos com magmatismo subalcalino, e caráter cálcio-alcalino.

Sobre a evolução tectônica, admite-se que a sequência de rochas da Formação Serra da Bocaina e do Granito Cerro Porã, correspondam a um magmatismo associado a um arco magmático desenvolvido no Paleoproterozóico.

As deformações observadas indicam que tanto as rochas intrusivas e vulcanoclásticas, bem como o Grupo Amolar, sofreram um esforço compressivo principal, associado a metamorfismo de fácies xisto verde, que provocou o transporte tectônico, em rampas de cavalgamentos e de dobras assimétricas, com vergência de SSE para NWW.

Agradecimentos Os autores agradecem ao Grupo de Pesquisa Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé e ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo apoio à pesquisa e concessão de bolsa de mestrado à primeira autora.

Referências Bibliográficas

- Brittes A. F. N. & Plens D. P. 2010. “Caracterização Geológica da Serra da Bocaina, Com Ênfase na Formação Serra da Bocaina - Terreno Rio Apa - Sul do Cráton Amazônico - Porto Murinho – MS.”
- Lacerda Filho J.V., Correia De Brito R. S., Rodrigues Valente C., Cavalcante De Oliveira C., Silva M. G., Moreton C. C., Martins E. G., Lopes R. C., Muniz Lima T., Larizzatti J. H., Valente C. R. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*, CPRM/SICME.

Análise de perfis de knickpoints das Bacias Hidrográficas da Região de Manaus (AM) e associação com modelo Neotectônico.

Jéssica Miranda dos Santos¹, Pedro Fonseca de Almeida e Val¹, Clauzionor Lima da Silva² & Márcio Luís da Silva³

¹Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, j_miranda_s@hotmail.com

²Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Setor Norte do Campus da Universidade Federal do Amazonas, Manaus- Amazonas; ³Coordenação de Pesquisas em Clima e Recursos Hídricos, INPA, Manaus, AM – Brasil. e-mail: marciols@inpa.gov.br

Resumo Os rios Tarumã-Açu e Puraquequara, localizados na região de Manaus (AM), se caracterizam por bacias bem diferentes com variações quanto à assimetria de drenagem, dimensão, mas mesma orientação. As análises morfométricas realizadas mostram basculamentos tectônicos, os quais se devem as variações nos canais e seus perímetros. Isso resultou no nítido padrão assimétrico da bacia do rio Tarumã-Açu e uma aparente simetria na bacia do rio Puraquequara. A análise de *knickpoints* dos rios dessas bacias revelou diferentes gerações. As mais bem desenvolvidas, situadas nas áreas de cabeceira das drenagens, foram decorrentes do processo de erosão remontante. No entanto, notou-se uma associação de *knickpoints* em níveis topográficos específicos, seguindo o padrão de lineamentos N-S, conforme o controle neotectônico dessa região de estudo. A análise morfométrica de perfis longitudinais de rios podem auxiliar na identificação de feições neotectônicas na Amazônia.

Palavras-chave: *knickpoints*; morfometria; neotectônica.

INTRODUÇÃO O estudo de bacias hidrográficas é importante para a avaliação da interação entre os processos geomorfológicos, geológicos e tectônicos, os quais resultam em fatores que controlam sua formação. No que tange aos processos neotectônicos, no âmbito da morfotectônica, feições tectônicas modernas que influenciam a paisagem, a região Amazônica apresenta inúmeros exemplos do controle nos rios e no relevo, (Franzinelli e Igreja, (1990), Silva, (2005), Silva et al., (2007), Amaral et al., (2009), Ribeiro et al., (2009).

Silva (2005) apresenta um esboço da formação de algumas bacias nas circunvizinhanças de Manaus cuja morfologia é decorrente de basculamentos tectônicos, tais como as bacias dos rios Cueiras, Tarumã-Açu, Puraquequara, dentre outras. Recentemente, Val (2009) fez importantes considerações sobre a evolução da bacia do rio Cueiras, através do estudo de *knickpoints*. A correlação do estudo a análise geomorfológica-estrutural permitiu aos autores descreverem a evolução geomorfológica dessa área a partir da relação entre processo geomorfológico e tectônico.

O estudo em particular, procurou demonstrar que as bacias hidrográficas dos rios Tarumã-Açu e Puraquequara, nas circunvizinhanças de Manaus (AM), apresentam forte controle estrutural. A correlação da análise de ruptura de declive (*knickpoint*), obtida nos perfis longitudinais dos rios dessas bacias, com os lineamentos tectônicos e falhas existentes, mostra o controle efetivo do sistema de drenagem às feições neotectônicas da região.

MATERIAL E MÉTODOS Para o desenvolvimento desse estudo foi utilizado a carta topográfica na escala 1:100.000 (Folha Manaus-E) e dados dos modelos SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), disponibilizados pela NASA e adquiridos gratuitamente através do site governamental americano “*US Geological Survey*” (seamless.usgs.gov). A partir desses modelos corrigidos foi realizada a extração de drenagem, através do software de geoprocessamento ArcGIS 9.2[®] (Esri, 2005), e os demais parâmetros morfométricos das bacias estudadas. Imagens de satélite Landsat ETM+ foram úteis na caracterização geomorfológica da área.

A partir da delimitação das duas bacias hidrográficas foi realizado o cálculo do Fator de Assimetria (FA), útil para a detecção de basculamentos, conforme Keller & Pinter (1996). Os perfis longitudinais e *knickpoints* das Bacias do rio Tarumã-Açu e Puraquequara foram gerados através do software MatLab, com posterior tratamento via ArcGIS 9.2[®] (Esri, 2005). Os mapas obtidos e os lineamentos identificados em imagens foram correlacionados em ambiente SIG para a análise pretendida.

RESULTADOS E DISCUSSÃO A bacia do rio Tarumã-Açu possui uma área maior que a bacia do rio Puraquequara, medindo aproximadamente 1.354 km² e 695 km², respectivamente. O fator de assimetria para a bacia do rio Tarumã-Açu (igual a 41), mostra que essa bacia sofre basculamento para a esquerda, conforme Keller & Pinter (1996). Esse fato pode ser correlacionado com a distribuição dos tributários desse rio mais desenvolvidos na direita, com canais curtos na margem oposta. Para a bacia do rio Puraquequara, o fator de assimetria obtido foi próximo a 50 demonstrando a simetria dessa bacia e a não ocorrência de atividade de basculamento nesta área.

O canal do rio Tarumã-Açu mostra um perfil de um rio de médio tamanho, com cerca de aproximadamente 70 km de comprimento e uma altitude variando entre 10 e 95 metros. O perfil longitudinal desse rio mostra sinuosidade, com rupturas de declives mais acentuados em três pontos ao longo do seu talvegue (Figura 1-A). É um rio com forma côncava, em intervalos topográficos entre 8 a 20m, com segmentos retos em patamares e curvas evidenciando anomalias positivas. Perfis longitudinais dos tributários da margem direita desse rio são de médio porte, variando entre 10 a 25 km de comprimento, bastante sinuosas, tendo a presença de fortes desníveis e patamares positivos ao longo do canal. Na bacia do rio Puraquequara, em contrapartida, os valores morfométricos são inferiores aos da bacia do rio Tarumã-Açu. Esta bacia tem aproximadamente 50 km de comprimento, desníveis altimétricos entre 15 a 118 m e com perfil longitudinal sinuoso, mas com rupturas de declives mais suaves no canal principal (Figura 1- B). Os perfis longitudinais dos tributários de maior extensão dessa bacia são de médio porte, variando entre 10 a 20 km. Enquanto que os rios da margem esquerda são retilíneos, os canais da margem direita possuem fortes rupturas de declives, próximo ao divisor da bacia.

A análise de *knickpoints* do rio Tarumã-açu mostra que este possui três rupturas principais, representando graus de evolução diferenciados (Figura 2). Na margem esquerda, estes mostram intercaladas as áreas estáveis, sem declives bruscos, mas seguida por uma zona com declives íngremes. O padrão dessas rupturas, quando correlacionado com os principais lineamentos tectônicos existentes na área mostra forte concordância. Quando ao mapa da distribuição de *knickpoints* para o rio Puraquequara (Figura 2), observa-se um perfil estável, sem rupturas no perfil do rio, porém, à montante, há uma sucessão de desníveis de base apenas como propagação evolutiva do canal. Isso demonstra a evolução dessa bacia hidrográfica cuja ocorrência de rupturas suavizadas foi relacionada à diferença litológica e indicam propagação do canal à montante, (Crosby & Whipple (2006)).

Os lineamentos estruturais para a região de Manaus mostram o predomínio das direções NE-SW e NW-SE, mas de modo subsidiário E-W e N-S. Os dados de campo mostram a existência de falhas neotectônicas nas direções NE-SW, mas antiga e que cortam a unidade Alter do Chão (Cretáceo), suplantadas por falhas NW-SE que controla o rio Negro e o relevo na cidade de Manaus. Particularmente na área do rio Tarumã-Açu predomina a direção N-S, bem marcada no relevo, e que em campo compreende falhas possivelmente transcorrente. Interessante notar a correlação das falhas N-S com a ocorrência dos *knickpoints* na bacia do rio Tarumã-Açu, o que comprova que a formação das rupturas de declividades foi devido à formação dessas falhas. Na área da bacia do rio Puraquequara, entretanto, ocorre predominância de lineamentos com direção NE-SW, porém não são coincidentes com os *knickpoints* existentes no leito do rio, comprovando assim que a sua formação está relacionada com a diferença litológica, propiciando a sua migração à montante.

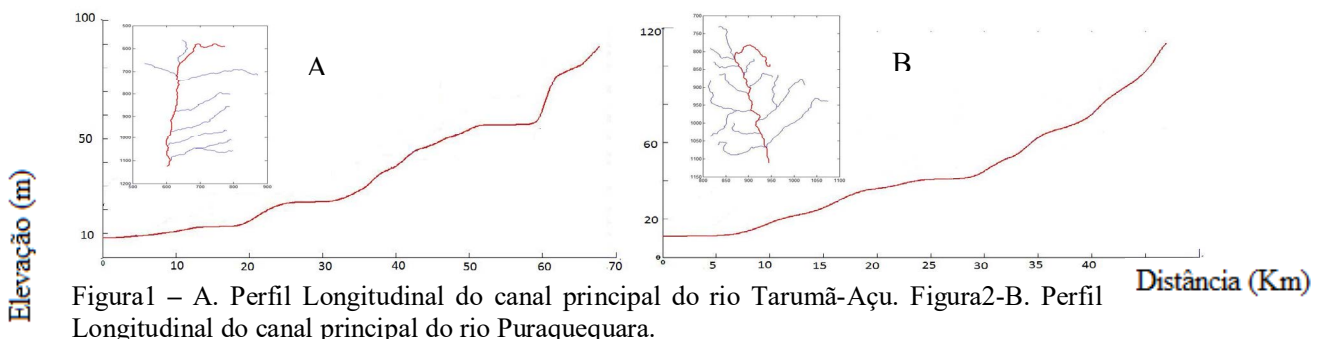


Figura1 – A. Perfil Longitudinal do canal principal do rio Tarumã-Açu. Figura2-B. Perfil Longitudinal do canal principal do rio Puraquequara.

Mapeamento lito-estrutural de parte das Suítes Intrusivas Rio Dourado e Santa Inês no Nordeste de Mato Grosso, porção sul da Província Amazônia Central, próximo ao contato com a Província Ventuari-Tapajós, Cráton Amazônico (dados preliminares).

Jonas Mangoni Rambo, Candido Ezequiel Ribeiro, Elzio Da Silva Barboza, Márcia Aparecida de Sant'anabarro, Paulo César Corrêa Da Costa, Luana Laiame De Oliveira

Resumo A área está inserida na Província Amazônia central próxima ao contato com a Província Ventuari-Tapajós no Cráton Amazônico. Foram identificadas duas suítes intrusivas: Rio Dourado e a Santa Inês, ambas de idade Paleoproterozóico. Quatro fases deformacionais estão registradas (D1-D4). As duas primeiras têm um comportamento dúctil, e as duas posteriores um comportamento dúctil-rúptil a rúptil. O evento deformacional D3, está associado possivelmente à ocorrência de falhas regionais transcorrentes de direção NW-SE enquanto a D4 possivelmente está ligada com as falhas regionais de direção NE-SW. Como limites inferiores da falha de direção NE-SW, está registrado um cavalgamento de baixo ângulo com movimento de teto para sul. As deformações ocorreram, provavelmente, durante a amalgamação das demais Províncias do Cráton Amazônico, que tem idades mais jovens. Palavras-chave: Cráton Amazônico, Província Amazônia Central, Paleoproterozóico.

INTRODUÇÃO A região nordeste de Mato Grosso é parte constituinte da Província Geocronológica mais antiga do Cráton Amazônico, a Amazônia Central Tassinari & Macambira (1999). As idades obtidas com o método U - Pb em zircões apontam para o Paleoproterozóico como a era de formação dessas rochas (Barros *et al.* 2010). Com o objetivo de contribuir com o conhecimento geológico da região, este presente trabalho apresenta o resultado preliminar de um mapeamento lito-estrutural realizado em uma área de aproximadamente 40 km² nas imediações da Fazenda Cana Brava, a cerca de 30 km à oeste da cidade de Vila Rica - MT.

MATERIAIS E MÉTODOS Para cumprir com o objetivo proposto, foi feito um mapeamento geológico enfatizando aspectos estruturais na escala de 1:25.000. O trabalho foi desenvolvido como parte do processo de formação de geólogos da UFMT, chamado Trabalho de Conclusão de Curso (TCC). Importantes etapas anteciparam o campo, entre elas a revisão bibliográfica, análise de imagens de satélite e confecção de mapa base. Durante a etapa de campo foram feitas descrições macroscópicas de amostras de rochas e afloramentos (86 pontos), bem como coleta de amostras para confecção de seções delgadas também fizeram parte do trabalho.

RESULTADOS

Geologia Local Na Fazenda Cana Brava e arredores afloram rochas das suítes intrusivas Rio Dourado e Santa Inês. A Suíte Intrusiva Rio Dourado tem idades de cristalização U - Pb de 1876 ± 39 Ma (Barros *et al.* 2011) é composta, macroscopicamente por k-feldspato, quartzo, biotita e plagioclásio e os acessórios são titanita, alanita, zircão, apatita, clorita, muscovita, epidoto e opacos. Em geral são biotita granito, biotita granito com anfibólio e granitos granofíricos. Aflora em pequenos morros onde se destacam blocos arredondados com esfoliação esferoidal (Fig. 1A). Apresentam coloração rosa - avermelhada, são isotrópicas e possuem textura inequigranular (Fig. 1B). Em sua maioria, a granulometria é de média a grossa, porém, existem raros afloramentos em que se apresentam com granulometria fina. É muito comum a ocorrência de veios de quartzo cortando essas rochas em várias direções.

A Suíte Intrusiva Santa Inês é composta por hornblenda-gabro cumuláticos (Fig. 1C), piroxênio- hornblenda-gabro e olivina-hornblenda-gabro, com idade de 1878 ± 9 Ma. A Suíte Intrusiva Santa Inês ocorre como pequenos corpos no máximo 200m de extensão (Fig. 1D) com geometria alongada sugerindo estarem controlados estruturalmente. Apresentam coloração cinza esverdeada, são inequigranulares, em geral granulometria grossa, podendo alguns cristais de hornblenda atingir até 5 cm de diâmetro (Fig. 1E). Composta petrologicamente por cristais de hornblenda envoltos por uma fina massa de piroxênio, anfibólio e plagioclásio. Em algumas porções essas rochas são cortadas por veios pegmatíticos constituídos essencialmente por quartzo e plagioclásio e eventualmente vênulas de epidoto.

Na área ocorrem ainda diques de diabásio com granulação de fina a média, que cortam todas as rochas da região e são constituídos por piroxênio, plagioclásio, feldspato, hornblenda, sericita, clorita, biotita e opacos. Esses diques têm como direção preferencial N35° - 45°E, mas também são encontrados na direção N46°W (Figura 1F).

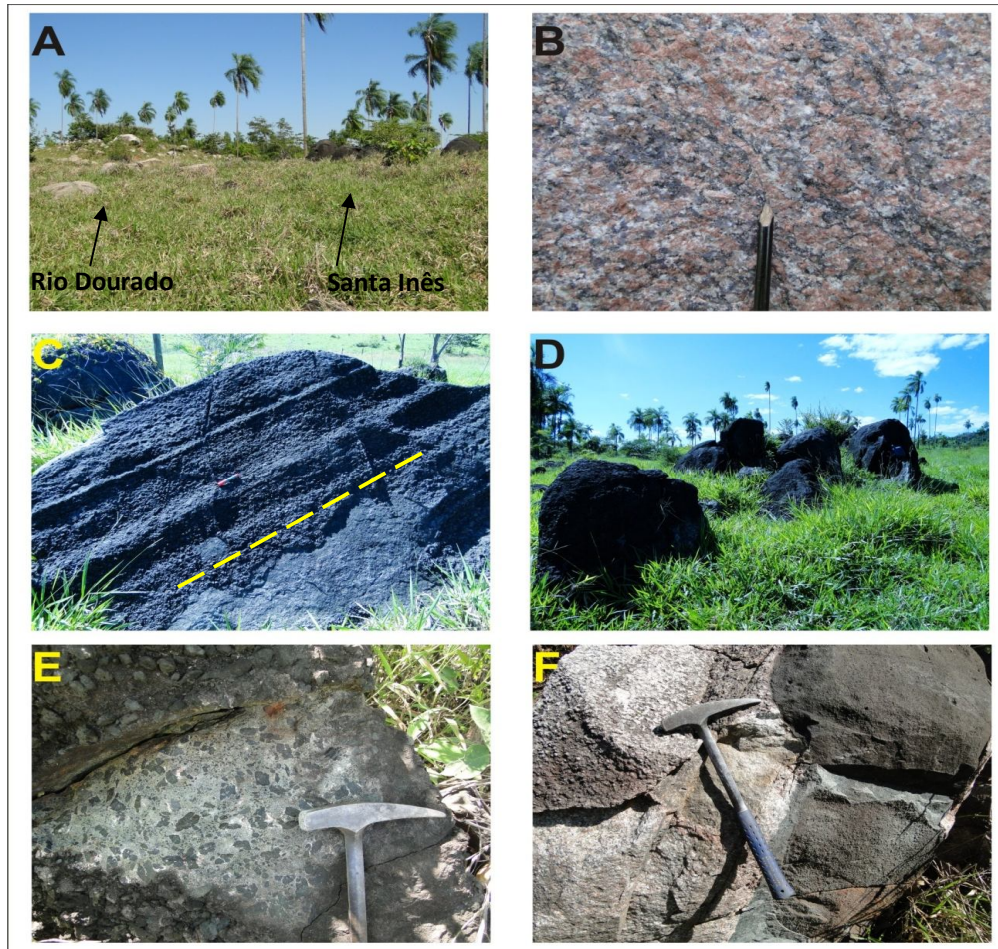


Figura 1- A) Forma de ocorrência da Suíte Intrusiva Rio Dourado nas proximidades do contato. B) Foto de amostra de mão do granito da Suíte Intrusiva Rio Dourado. C) Hornblenda-gabro acamados (linha amarela é paralela ao acamamento). D) Forma de ocorrência da Suíte Intrusiva Santa Inês. E) Foto de amostra de mão da Suíte Intrusiva Santa Inês. F) Contato entre dique de diabásio e o granito da Suíte Intrusiva Rio Dourado (direção do dique: NW-SE).

Geologia Estrutural As rochas presentes na área registraram quatro eventos deformacionais, os quais ocorrem como foliações. Além das foliações, são encontrados falhas e fraturas. As foliações foram descritas como superfícies S1, S2, S3 e S4 de acordo com os eventos D1, D2, D3 e D4, respectivamente. Os dois primeiros eventos mostram comportamento dúctil, e os dois posteriores um comportamento dúctil-rúptil a rúptil.

A primeira fase deformacional D1, é representada pela foliação S1 que é marcada principalmente pelo alinhamento da biotita. Essa foliação encontra-se dobrada pelas fases posteriores, apresentando direções preferencialmente N-S com mergulhos da ordem de 35° para leste, embora direções NE-SW e E-W não sejam raras.

A segunda fase é marcada por uma clivagem de crenulação (S2) que corta a primeira foliação com ângulo de mergulho de 60° e direção aproximadamente N-S. Essa foliação é marcada principalmente pelo alinhamento de biotitas e por vezes de k-feldspato.

O terceiro evento deformacional (D3) tem relação direta com as falhas transcorrentes NW-SE. As biotitas alinhadas marcam essa foliação, porém fraturas rúpteis também são visíveis paralelas a essa foliação. As atitudes variam entre WNW-EES e N-S com mergulhos baixos a médios, ora para N, ora para E.

A foliação S4 está registrada assim como as demais pelo alinhamento de biotitas, e estruturas rúpteis subparalelas também sejam comuns. A direção principal é NW-SE e os valores angulares de mergulhos variam de baixo a médio para NE.

Os diques de diabásio alojam-se segundo as direções N35°-45°E e N46°W, paralelos as transcorrências marcadas pelos lineamentos regionais.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO Na área de estudo foi registrado quatro fases deformacionais (D1-D4). Os dois primeiros eventos deformacionais registrados pelas superfícies S1 e S2, respectivamente são de comportamento dúctil, sugerindo terem se formado em um níveis crustais mais profundos, ao contrário das demais que apresentam um comportamento dúctil-rúptil a rúptil.

As falhas regionais são falhas de transcorrência e tem direção NW-SE e NE-SW. A primeira tem caráter sinistral e está associada a fase deformacional S3. As demais de direção NE-SW tem caráter dextral e cortam as falhas NW-SE, como evidencia as relações de campo onde *slikensides* e estrias de falha (subhorizontais) são visualizadas em perfis SW-NE.

Em algumas porções da área, estruturas de cavalgamento com movimento de topo para S e SSW demonstram atitudes aproximadamente paralelas a foliação S4 sugerindo uma evolução para um comportamento rúptil dessa fase deformacional (D4). Os planos de cavalgamento foram aqui interpretados como limites inferiores das transcorrências dextrais NE-SW.

Os diques de diabásio encontrados na região são controlados estruturalmente pelas falhas transcorrentes, tendo em vista seu paralelismo aos lineamentos que marcam as falhas em superfície.

As rochas encontradas na região da Província Amazônia Central, próximo ao contato com a Província Ventuari-Tapajós, provavelmente foram deformadas durante a amalgamação das demais províncias localizadas a oeste, incluindo Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondônia-San Ignácio e Sunsás e a leste Maroni-Itacaiúnas, conforme sugeriu as idades mais jovens dessas províncias do Cráton Amazônico.

Referência Bibliográficas

- Barros M. A. S., Pimentel M. M., Rocha M. L. B. P., Silva F. R., Padilha R. A., Dantas E. L., Moura E. 2011. A Suíte Intrusiva Rio Dourado – Um Granito Tipo A de 1,88 Ga Sudeste do Cráton Amazônico – Mato Grosso – Brasil. Revista do Instituto de Geociências – USP, Sér. Cient. São Paulo, v. 11, n. 1, p. 75-93.
- Moura E & Fonseca J. 2010. Petrografia, geoquímica e geologia estrutural de parte da Suíte intrusiva vila rica, Província Amazônia Central – Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas de da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 110 p.
- Rocha M. L. B. P. & Silva F. R. 2008. Caracterização petrográfica e geoquímica da Suíte Intrusiva Rio Dourado e vulcânicas associadas, Província Amazônia Central – Cráton Amazônico Nordeste de MT. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Trabalho de Conclusão de Curso, 106 p.
- Tassinari C. C. G. & Macambira M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Cráton. Episodes, v. 22 (3): 174-182.

Caracterização tectono-estrutural das Cachoeiras da Serra do Tepequém-RR.

Marcelo Ricardo Souza de Almeida^{1,3}, Stélio Soares Tavares Júnior^{2,3}, Luiza Câmara Beserra Neta^{2,3}

¹Graduando de Geologia –UFRR, Bolsista PIBIC/CNPq; ²Professores do IGEO/UFRR; ³Grupo de Pesquisa da Paisagem de Roraima (GRUPPARR)-IGEO/UFRR.

Resumo A porção norte do estado de Roraima está inserida em um ambiente decorrente de intensas atividades tectônicas, apresentando uma diversidade de feições estruturais e geomorfológicas bem distintas no cenário amazônico com grande potencialidade turística. Neste contexto destaca-se a serra do Tepequém, na qual as feições estruturais provenientes da dinâmica de movimentos tectônicos influenciaram as formas de relevo e os padrões dos cursos de drenagens, incluindo cachoeiras e corredeiras. As cachoeiras da serra do Tepequém instalaram-se essencialmente em seqüências de rochas siliciclásticas. Em geral, essas quedas d'água ocorrem em zonas falhas normais obliquas e transcorrentes. Neste trabalho, propõe-se que a instalação e evolução das cachoeiras da serra do Tepequém, bem como as feições estruturais que a configuram, estão relacionadas a movimentos tectônicos rúpteis, além disso, sugere uma relação genética destes com lineamentos estruturais do topo da serra e com o arcabouço estrutural regional, ambos NE-SW.

Palavras-chave: cachoeira, serra do Tepequém, tectônica

INTRODUÇÃO A porção norte do Estado de Roraima está inserida em um ambiente decorrente de intensas atividades tectônicas, como consequência apresenta uma diversidade de feições estruturais e geomorfológicas, que contribuíram no estabelecimento de uma paisagem bem distinta e quase única dentro do cenário amazônico. Neste contexto destaca-se a serra do Tepequém, localizada no município de Amajari, entre as coordenadas geográficas 3°42' e 3°50' N e 61°40' e 61°48' W (Fig. 01), inserida no domínio tectonoestrutural Parima-Surumu, na qual a dinâmica de movimentos tectônicos mesoproterozoico, tal como episódio tectônico compressivo K'Mudku, influenciou na atual configuração da serra do Tepequém. Esta serra constitui estruturalmente uma sinclinal assimétrica com o eixo na direção E-W e mergulho leve para oeste, limitada a leste por falhas normais e a oeste por falhas de rejeito (MONTALVÃO et al., 1975).

A sucessão siliciclástica paleoproterozóica (Santos *et al.* 2003) da Serra do Tepequém está compreendida por depósitos fluviais e costeiros, representados por arenitos, conglomerados, pelitos e ritmitos arenito/pelito incluídos nos grupos Arai e Suapi (Fernandes Filho 2010) e níveis de rochas piroclásticas. O substrato da serra é representado por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias representada por riolitos, riodacitos, dacitos, andesitos e rochas piroclásticas pertencentes ao Grupo Surumu (MONTALVÃO et al., 1975).

A serra Tepequém, inserida na unidade morfoestrutural Planalto Sedimentar Roraima (Franco et al., 1975), é representada por topo irregularmente aplainado, com altitudes máximas de aproximadamente 1.100 metros na encosta SE. Enquanto na porção interior encontra-se uma planície intermontana com altitudes variando de 575-670 metros, e um relevo íngreme e colinoso, formado por morros residuais que em geral se apresentam alinhado na direção NE-SW, concordantes com a principal orientação das estruturas regionais.

O clima da região é caracterizado por duas estações bem definidas: a estação seca, que tem início no final de dezembro e estende-se até meados de abril; a estação chuvosa, iniciando em maio e finalizando em novembro, sendo que o mês de julho ocorre precipitações pluviométricas significativas.

A serra do Tepequém é drenada pelos igarapés Paiva, a sul, e Barata a norte, que cortam toda a planície na direção E-W e, no caso do igarapé Paiva, forma nas escarpas de falhas, a oeste, a cachoeira de denominação homônima. Estes cursos d'água apresentam-se controlados por estruturas de direção NE-SW.

Diante do dinâmico quadro morfológico da serra do Tepequém e dos escassos estudos realizados na região, torna-se necessário à ampliação do conhecimento sobre as modificações desta paisagem, tendo como pressuposto, a dinâmica do meio físico promovida por ações tectônicas,

buscando contribuir com o entendimento do atual cenário morfológico da serra do Tepequém e sua relação com as estruturas regionais a fim de promover o conhecimento científico destes pontos geoturísticos na serra do Tepequém.

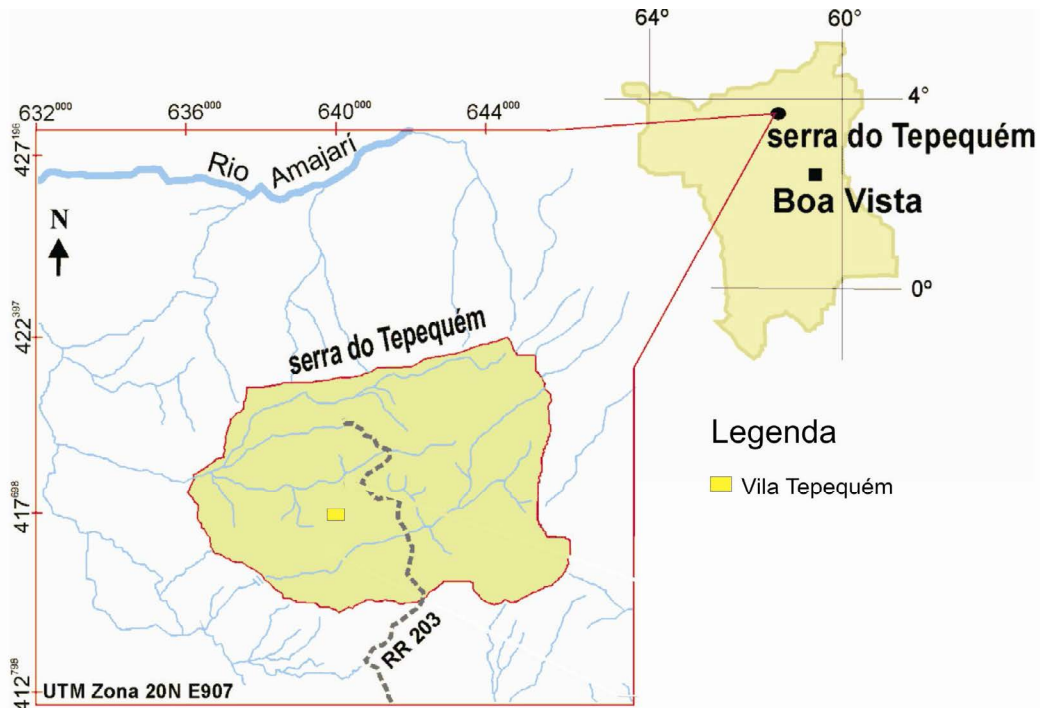


Figura 01- Mapa de localização da área de estudo

MATERIAIS E MÉTODOS Os principais materiais utilizados consistiram nas imagens SAR (*Synthetic Aperture Radar*) / SIPAM de 2007, com resolução espacial de 6m, que serviram de base cartográfica para elaboração da carta-imagem. Os procedimentos para as operações de tratamento das imagens SAR foram realizados no aplicativo PCI *Geomatic V.10.2*.

As atividades em campo consistiram na caracterização de feições geológicas, bem como na descrição dos afloramentos, considerado os parâmetros litológicos, mineralógicos e estruturais. As atitudes obtidas das estruturas planares foram plotadas no aplicativo *stereonet*, a partir da qual confeccionaram-se diagramas de projeção de igual área (Diagrama de *Lambert-ede Schmidt*) e diagramas de rosetas. A partir das análises dos diagramas de Schmidt e de roseta, elaboraram-se perfis geológico/estrutural das principais cachoeiras. Os diagramas também foram correlacionados com os dados do arranjo estrutural da serra do Tepequém, obtido através de análise fotointerpretativa da imagem SAR. Para tanto utilizou-se mapa de lineamentos estruturais traçados a partir das feições lineares de relevo (cristas e vales) e drenagem (trechos retilíneos, padrões e anomalias). As técnicas de fotointerpretação geológica seguiram os procedimentos descritos em Santos *et al.* (2000).

RESULTADOS E DISCUSSÕES Em observação monoscópica da imagem SAR/SIPAM (Fig. 02), importantes feições estruturais foram interpretadas. Nessa imagem a drenagem e o relevo da serra do Tepequém foram bem caracterizados, com destaque para configuração romboédrica da serra, onde as bordas são representadas por lineamentos NE-SW, E-W e N-S, enquanto na porção interna, morros e colinas alinhados a NE-SW sobressaem na paisagem.

Enfatizando os elementos texturais de relevo e drenagem, juntamente com os dados obtidos em campo, tais como aquisição de atitudes das estruturas planares, permitiram determinar que as formas de relevo no topo da serra do Tepequém, em especial, os morros e colinas alinhadas, são concordantes com as orientações estruturais regional, consistindo nas direções NE-SW, E-W e em menor ocorrência N-S. Em relação as drenagens, nota-se também a influência do controle estrutural

sobre os seus padrões, a exemplo, dos igarapés Paiva, a sul e Cabo Sobral, a norte, com direção ENE-WSW, concordante às orientações das feições estruturais regional.

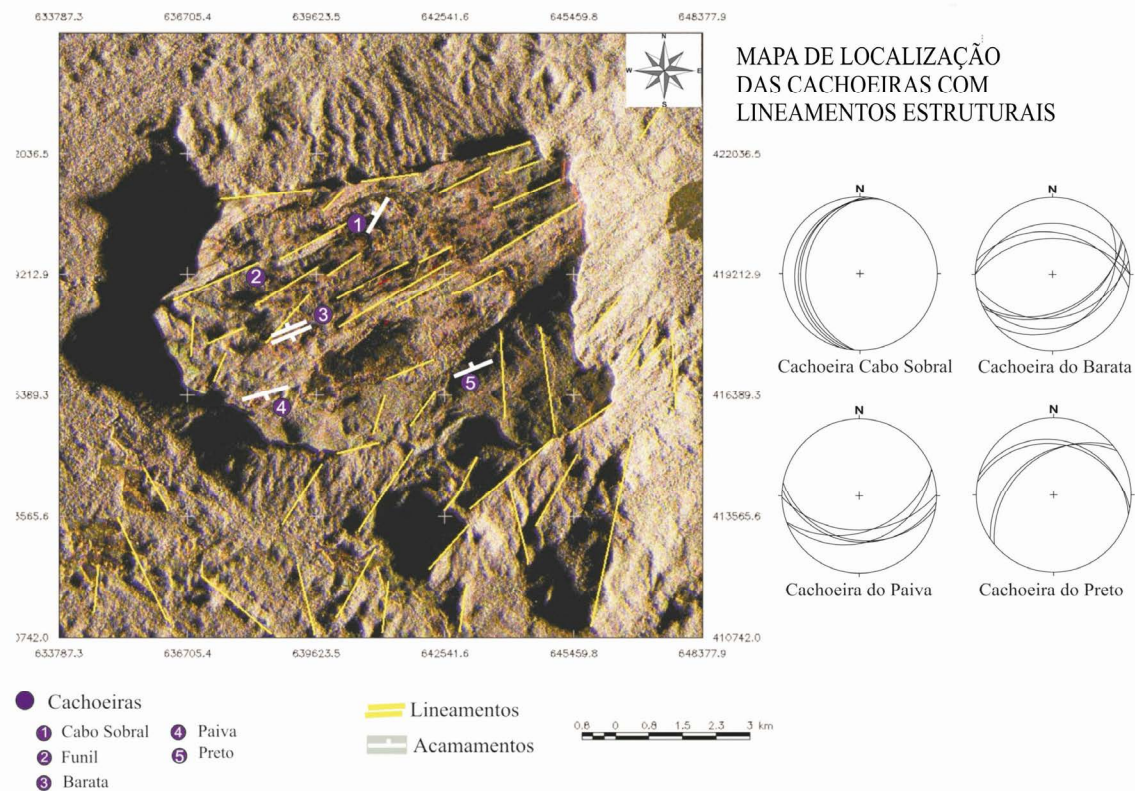


Figura 02- Imagem SAR/SIPAM destacando os lineamentos estruturais, disposição espacial das cachoeiras e atitudes dos acamamentos que constituem a serra do Tepequém.

As cachoeiras das serra do Tepequém em geral, instalaram-se em seqüências de rochas sedimentares e metamórficas de baixo grau. As rochas sedimentares é representadas por níveis siltsos avermelhada levemente laminados de forma ondulada a planar, arenitos finos, médios e grossos nos tons esbranquiçado, amarelado e alaranjado, configurando estratificações planares e cruzadas, arenitos conglomeráticos com matriz arenosa média e arcabouço representado por seixo de quartzo arredondado com espessura variando de 3 até 7 cm. As rochas metamórficas de baixo grau consistem em ardósias de coloração esverdeada a avermelhada com foliações característica à clivagem ardósiana bem definida, os quartzitos apresentam-se esbranquiçados com incipiente foliação de minerais de quartzo recristalizados.

Na análise do estereograma de acamamentos, os strakes dos planos concentraram-se preferencialmente em NE-SW e subordinadamente em NNE-SSE e ENE-WSW, com mergulhos variando entre 20° a 40° ora NW e ora SE (Fig.02) A disposição dos estratos com mergulhos variando ora NW e ora SE indica processos de falhamentos responsáveis pela configuração basculadas dos estratos.

As falhas identificadas consistem em falhas normais obliquas e transcorrentes, onde se instalaram as quedas d'água. As zonas de falhas normais obliquas apresentam planos com direções variando entre 85° e 130° e mergulho subvertical, nestes planos, as estrias e os steps evidenciam um sistema de falhas obliquas normal com componente dextral. Nas proximidades destas zonas de falhas desenvolvem faixas de foliações cataclásticas, com espessuras de 2 a 6m, orientadas nas direções entre de 85° a 130°, paralelas aos planos de falhas, com mergulho vertical a subverticais para SW, S e SE, e com uma configuração anastomosada e planar. A zona de falha transcorrente apresenta direções variando de 10° a 15°, onde os clastos de material pelítico deformado juntamente com as estrias e os steps indicam um movimento transcorrente sinistral. As juntas geralmente encontram-se sem preenchimento, isoladas e por vezes conjugadas com planos principais direcionados à NW-SE.

CONCLUSÃO As análises fotointerpretativas das imagens SAR juntamente com dados obtidos em campo e perfil geológico/estrutural, sugerem que a gênese das cachoeiras está relacionada à relativos movimentos tectônicos essencialmente rúptil com vergência NW-SE. As cachoeiras instalaram-se e evoluíram em desníveis topográficos representado por escarpas de falhas normais, obliquas e trasncorrentes NE-SW e subordinadamente N-S e acamamentos basculados. Em geral, as feições estruturais que configuram as cachoeiras estão geneticamente relacionadas aos lineamentos estruturais do topo da serra e com o arcabouço estrutural regional direcionado preferencialmente em NE-SW.

Agradecimentos O primeiro autor agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de iniciação científica (PIBIC/UFRR), Grupo de Pesquisa da Paisagem de Roraima (GRUPPARR), Projeto Hydros por conceder o laboratório de Geotecnologias e ao Núcleo de Pesquisa Energética (NUPERNERG/UFRR), por conceder o laboratório de análise de imagens digitais.

Referências Bibliográficas

- Fernandes Filho L.A . 2010. Fácies deposicionais, estratigrafia e aspectos Estruturais da cobertura sedimentar Paleoproterozóica na serra do Tepequém, Escudo das guianas, estado de Roraima. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 96 p.
- Montalvão R. M.G., Muniz M. C., Issler R. S., Dall'agnol R., Lima M. I. C., Fernandes P. E. C. A., Silva G. G. 1975. Geologia da folha NA.20 Boa Vista. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. 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. Rio de Janeiro, **8**:15-135.
- Beserra Neta L. C. 2008. Análise evolutiva da paisagem da Serra Tepequém - Roraima e o impacto da atividade antrópica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 190 p.
- Beserra Neta L. C., Costa M. L., Borges M. S. 2007. A planície intermontana Tepequém, Roraima, e sua vulnerabilidade erosiva. In: Rosa-Costa, L. T.; Klein, E. L.; Viglio, E. P. (Eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, **5**:89-100.
- Santos J. O. S., Potter P.E., Reis N.J., Hartamann 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. *Bulletin Geological Society of America*, (115): 331-348.
- Santos A.R., Veneziani P., Paradella W.R., Morais M.C. 2000. Radar aplicado ao mapeamento geológico e prospecção mineral: aplicações. São José dos Campos, INPE/ ADIMB. 103 p.

Evidências de inversão de relevo na região de Manicoré-Novo Aripuanã (AM), Médio Rio Madeira, com base em análise de drenagem

Mário Ivan Cardoso de Lima¹, Allana Queiroz de Azevedo² & Talisse Neves Coelho³

¹IBGE/GRN/UE/PA, ²UFPA/Faculdade de Geologia /Graduação, ³UFPA/Faculdade de Geografia e Cartografia/Graduação

Resumo Apresentam-se evidências, com base em análise de drenagem, que houve inversão de relevo na região de Manicoré-Novo Aripuanã, Médio rio Madeira, Sul do Estado do Amazonas, em razão da presença de paleocanais fluindo para SSO, compondo uma paleossistema de drenagem, com padrão subdendrítico-retangular, com pelo menos duas gerações de paleocanais, indicando ser uma região sismogênica, em tempos neopleistocênicos. Por sua vez, o sistema atual de drenagem flui para NNE, com padrões subdendrítico-retangular e subdendrítico-paralelo e canais dos tipos retilíneo, meândrico e entrelaçado, controlado por uma sistema transtensivo dextral, segundo a orientação NE-SO, disposto em terrenos sedimentares neogênicos e embasamento de granitóides e ortognaisses, capeados por rochas vulcano-plutônicas e sedimentares mesoproterozoicas.

Palavras-chave: Inversão de Relevo, paleocanais, rio Madeira, Manicoré, Novo Aripuanã, falhas transtensivas dextrais

INTRODUÇÃO Índícios de atividade neotectônica na Amazônia brasileira estão cada vez mais evidentes, em razão dos distintos trabalhos realizados na região, os quais são ressaltados nas imagens de sensoriamento remoto, em especial pelos sistemas da rede de drenagem, melhores exemplificados na bacia do rio Amazonas-Solimões, retratado pela extensão quilométrica e retilinearidade de seus principais afluentes: Purus, Madeira, Juruá, Negro, Içá, Japurá, dentre outros.

Os trabalhos pioneiros sobre as propriedades dos rios amazônicos devem-se a Sternberg (1950), o qual ressaltou suas características tectônicas, destacando o fenômeno das “terras caídas” nas cercanias de Manaus (AM). Informações importantes devem-se, já na década de 70, aos trabalhos do Projeto RADAM/RADAMBRASIL na sua saga pela descoberta da Amazônia Brasileira (Lima 2008), sobre os paleocanais das regiões de Marajó (PA) e do rio Madeira (AM), aqui abordados, assim como do controle estrutural dos rios amazônicos.

A presente pesquisa visa analisar as principais evidências na região de Manicoré-Novo Aripuanã, Sul do Estado do Amazonas, de feições neotectônicas ligadas a padrões de drenagem, assim como de seu significado tectônico. Em razão de sua reconstituição, em verdade, representa um paleossistema de drenagem. Isto por que da presença de paleocanais muito bem desenvolvidos na margem direita do rio Madeira desde a montante da sede municipal de Manicoré até a jusante da sede municipal de Novo Aripuanã, na confluência com o rio Aripuanã, sugerindo uma inversão de relevo, o qual contrasta com o atual sistema de drenagem. Vide Figura 1.

LOCALIZAÇÃO A área enfocada neste trabalho envolve porção do Médio rio Madeira, na região de Manicoré-Novo Aripuanã (AM), entre os meridianos 60° 00' e 62° 00' W Gr. e os paralelos 05° 00' a 06° 19'S, sudeste do Estado do Amazonas.

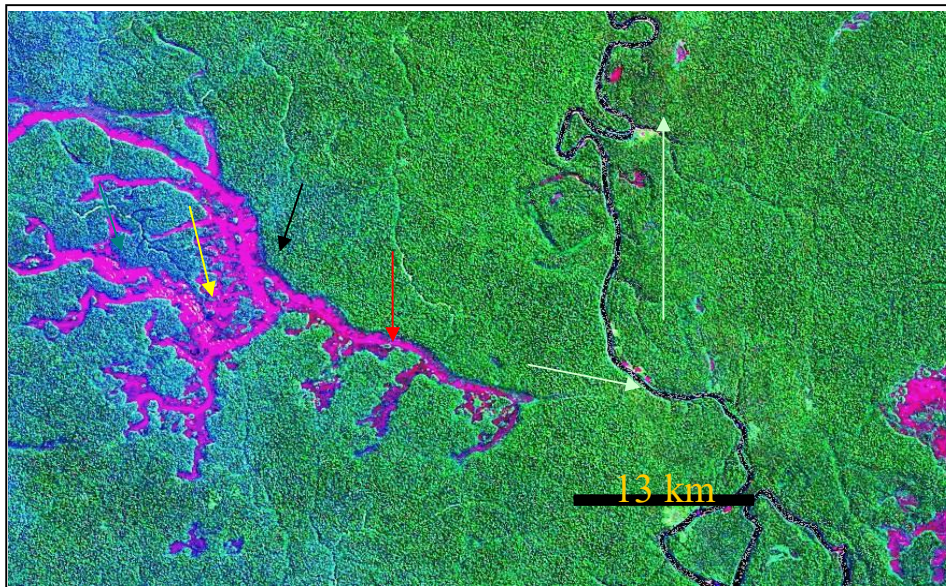
MATERIAIS E MÉTODOS Procurou-se encontrar evidências de paleocanais e padrões de drenagem defluentes em imagens de Radar da GEMS (banda X), ALOS/PALSAR (banda L) e imagens LANDSAT-7, indicativos de sua inversão, com vistas ao delineamento do pretérito caminho percorrido pelo paleossistema de drenagem. Tais feições estão bem marcadas nas zonas mais dissecadas, em razão de relevantes paleocanais, os quais são bem realçados nas imagens de sensoriamento remoto utilizadas.

A metodologia adotada foi baseada em Lima (2002), que consistiu inicialmente no traçado exaustivo da drenagem e identificação de propriedades como: grau de integração, grau de continuidade; densidade de drenagem, densidade de canais, tropia, grau de controle, sinuosidade, retilinearidade, angularidade, ângulo de junção e assimetria. Além dessas foram também caracterizados distintos tipos de padrões de drenagem e tipos de Canal. Tais informações serviram de base para o cruzamento com os dados geológicos e geomorfológicos, com vistas à interpretação final.

ANÁLISE DE DRENAGEM Identificaram-se dois sistemas de drenagem: o antigo devido aos paleocanais que fluem para SSO e o atual cujos canais fluem para NNE.

No sistema antigo o padrão dominante é o subdendrítico- retangular fluindo de NNE a SSO, mostrando fortes inflexões em alguns trechos. Foi possível identificar pelo menos duas gerações de paleocanais (Estampa 1), o que pode demonstrar o caráter instável (sismogênico) da região.

No sistema de drenagem atual os padrões são subdendrítico-retangular e retangular-paralelo, os quais fluem de SSO para NNE, sendo evidente em alguns trechos a presença de ramos de drenagem defluente, perfeitamente indicativos de inversão de relevo (Lima, op.cit.). Os canais são dos tipos retilíneos, meandrante e entrelaçado.



Estampa 1 – Imagem Landsat-TM- 7 (R5G4B3) – 2007 – A seta maior em azul claro indica a direção de fluxo de um afluente pela margem direita do rio Madeira, enquanto a menor mostra o local de defluência do paleocanal em relação a tal afluente. As setas em vermelho e amarelo mostram duas gerações de paleocanal e em preto a zona de contato entre os mesmos, indicando que o que flui para sul (amarelo) corta o que flui para sudeste (vermelho). Vide localização desta ilustração no retângulo mostrado na Figura 1.

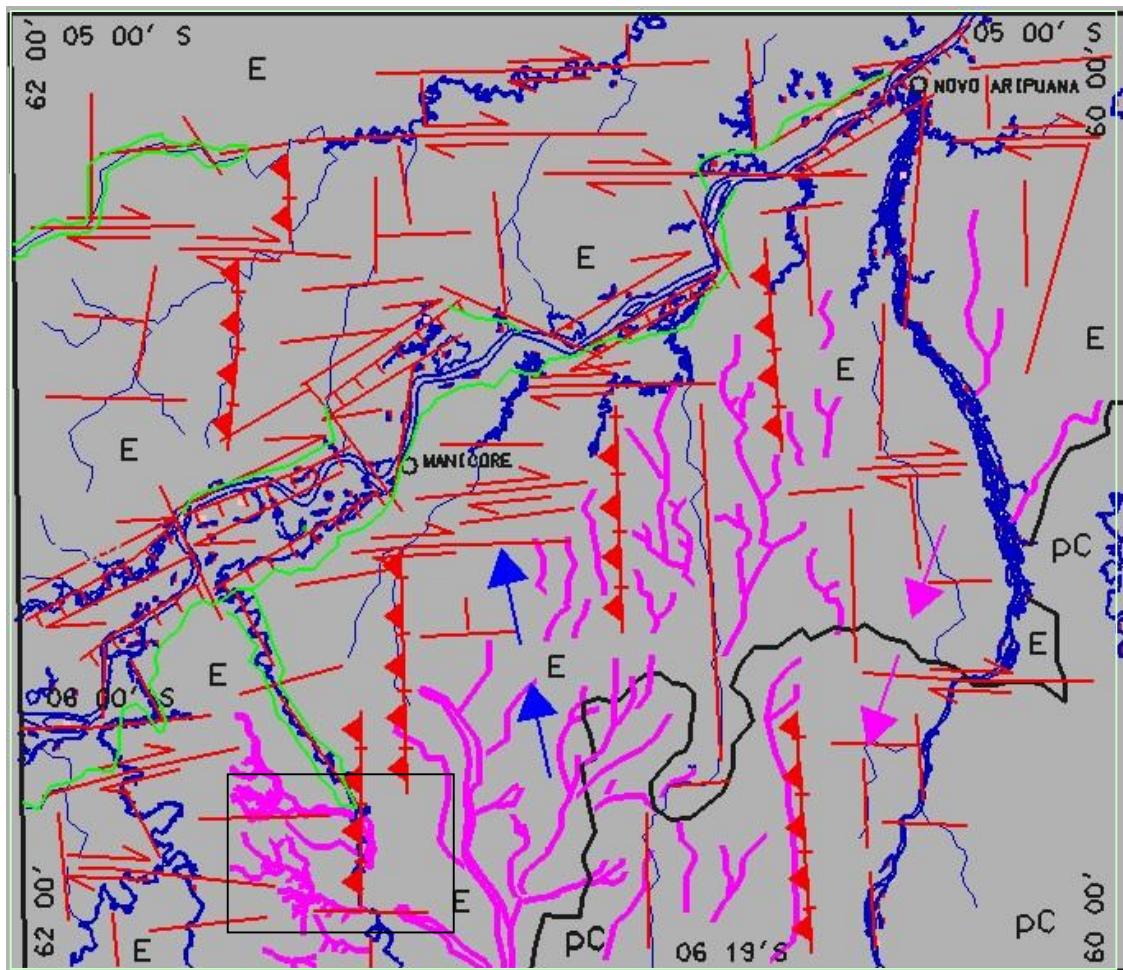


Figura 1 – Esboço geológico da região Manicoré-Novos Aripuanã (AM) – Contatos, em preto, entre o pC (pré-cambriano) e E (neógeno), em verde os aluviões holocênicos e em cor de rosa os aluviões neopleistocênicos. Drenagem atual em azul e antiga em cor de rosa. Setas maiores em azul mostrando o fluxo dos canais atuais e em cor de rosa a dos paleocanais. Falhas em vermelho: indiscriminadas com traços simples; inversas com dentes; normais com hachuras no bloco baixo e as transcorrentes com setas .

CONTEXTO GEOLÓGICO -GEOMORFOLÓGICO O embasamento é formado por rochas do Mesoproterozoico consistindo em uma associação vulcano-plutônica e sedimentar pouco deformadas. Na base assomam granitoides e ortognaisses. Este conjunto está representado na Figura 1 pela letra-símbolo pC (Pré-cambriano). Por sua vez, a região de cobertura é dominada por arenitos principalmente, siltitos e argilitos da Formação Solimões de idade plio-pleistocênica indicados na Figura 1 pela letra-símbolo E (Neógeno), do plio-pleistoceno. Os aluviões atuais, contatos em verde, (holocênicos) e aluviões referentes aos paleocanais (neopleistocênicos), contatos em cor de rosa, na mesma figura.

Em termos geomorfológicos os sedimentos de coberturas formariam o Domínio Morfoestrutural Planalto Rebaixado da Amazônia Ocidental, ao passo que o embasamento comporia o Domínio Serras e Chapadas do Cachimbo (RADAMBRASIL 1978).

Merece ressaltar que os paleocanais identificados no presente trabalho foram inicialmente delimitados pelas equipes de geologia e geomorfologia do RADAMBRASIL (op. cit.), embora não tenham dado uma interpretação tectônica aos mesmos.

CONTEXTO TECTONO-ESTRUTURAL Segundo dados da literatura geológica da região em estudo, o rio Madeira faria parte do Lineamento Tumpinabarana, de orientação NE-SO compondo dois

feixes que configuram um grande lineamento, o Lineamento Tupinambarana, e elas se ligam através de falhas normais de direção E-O; essas falhas formando um romboedro transtensivo, que acolhe extensos depósitos do Quaternário, controla o traçado do rio Amazonas e encaixa o rio Madeira (Costa et al. 1996).

Em termos cinemáticos interpreta-se para a região o sigma1 (horizontal) com orientação NE-SO, ao passo que o sigma2 (horizontal) teria orientação cerca de NO-SE, e o sigma3 estaria disposto na vertical. Em vista disso as principais zonas de transtensão dextrais orientam-se segundo NE-SO e as zonas de transpressão segundo N-S. Saliente-se a presença marcante de falhas transcorrentes dextrais segundo E-O na área em estudo. Falhas transcorrentes de orientação NO-SE e NNE-SSO completam o quadro tectônico-estrutural..

CONCLUSÕES Reconstituição de um paleossistema de drenagem que fluía de NNE para SSO e suas interrelações com o sistema de drenagem atual. Identificação de pelo menos duas gerações de paleocanais, o que demonstra o ambiente tectônico instável da época, aqui interpretada como neopleistocênica. Caracterização de um sistema transtensivo dextral, considerando a margem direita do rio Madeira como o bloco abatido; com o desenvolvimento de pequenas bacias do tipo “pull-apart”, ao longo de seu traçado na área aqui estudada. Zonas compressivas teriam direção N-S com vergência para leste; e necessidade premente do estudo dos paleocanais em termos de vegetação, solos, metalogenia (cassiterita e ouro no embasamento) e macro fósseis de grande relevância para um melhor conhecimento da paleogeografia da região em estudo.

Referências Bibliográficas

- Costa J. B. S., Bemerguy R. L., Hasui Y., Borges M. S., Ferreira Júnior C. R. P., Bezerra P. E. L., Costa M. L., Fernandes J. M. G. 1996. Neotectônica da região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, v. 2, p. 23-44,
- Lima M. I. C. 2002. Análise de Drenagem e seu Significado Geológico-Geomorfológico. CD-Rom – Inédito.
- Lima M.I.C. 2008. Projeto RADAM: Uma Saga Amazônica. Editora Paka-Tatu. Belém.132p.
- RADAMBRASIL - 1978. Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.20 Purus. Rio de Janeiro, 1978.
- Sternberg H.O.R. 1950. Vales tectônicos na planície Amazônica? *Revista Brasileira de Geografia*, **12** (4): 3-26.

Cartografia de uma zona de falha na porção leste de Manaus (AM)

Mayara Aline Santos Ribeiro¹, Clauzionor Lima da Silva² & Noberto Morales³

¹Graduanda do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, may.aline@hotmail.com;

²Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Setor Sul do Campus da Universidade Federal do Amazonas, Manaus- Amazonas; ³Universidade Estadual Paulista, campus de Rio Claro (SP), Departamento de Petrologia e Metalogenia, Rio Claro – SP.

Resumo O presente estudo visou mapear sistematicamente uma zona de falha existente na porção leste da cidade de Manaus, de modo a efetuar a cartografia dessa feição geológica e representá-la em mapa em uma escala adequada. O método utilizado compreendeu o uso de sensores remotos orbitais, de alta resolução espacial, e de uma base cartográfica de detalhe. Dados estruturais em campo foram importantes para a caracterização das falhas e fraturas na área de estudo, cuja população dessas estruturas foi avaliada a partir de diagramas específicos. Os resultados desse estudo conduziram para a elaboração do modelo cartográfico tridimensional da zona de falha em estudo e sua relação com o modelo neotectônico proposto para a área de Manaus.

Palavras-Chave: neotectônica, falha, Manaus, Bacia Sedimentar do Amazonas

INTRODUÇÃO Os registros de falhas geológicas observados em afloramentos e corte de estrada na área urbana de Manaus (AM) têm possibilitado a elaboração de um modelo neotectônico para essa porção da Amazônia Central, segundo o modelo do binário transcorrente destrai E-W de Hasui (1990). Essa deformação tectônica mapeada por autores, tais como, Igreja & Franzinelli (1990), Franzinelli & Igreja (1990), Fernandes Filho et al. (1995 e 1997) e Silva (2005), Silva et al. (1994, 1995, 2003 e 2007) mostra um arranjo de falhas predominando movimentação normal, mas com evidências de falhas transcorrentes pouco mapeadas e cartografadas. Na área urbana de Manaus (AM), as zonas de falhas observadas exercem uma influência nítida na paisagem. Desse modo, o estudo possibilitou a caracterização geométrica dessas deformações rúpteis e o entendimento da cinemática de uma zona de falha particular existente na porção leste da cidade de Manaus, sua caracterização estrutural e feições de deformação foram mapeadas.

O desenvolvimento deste trabalho se fez a partir da cartografia da zona de falha nessa área, a partir do uso de imagens GeoEye (agosto de 2010) para identificação do lineamento. Em campo, obtiveram-se os dados da zona de falha principal e as deformações apresentadas (mapeamento de feições estruturais). Os dados estruturais adquiridos foram analisados em diagramas estruturais (Stereonet, Win-Tensor e FP-Tectonics) para determinação dos eixos de tensão.

MATERIAL E MÉTODOS Para o desenvolvimento deste trabalho foi necessário o uso da base cartográfica da área urbana de Manaus, nas escalas de 1: 50.000 e 1: 10.000 disponível no Laboratório de Geofísica do Departamento de Geociências da UFAM. Os produtos de sensores remotos utilizadas foram imagens do satélite Landsat TM e ETM+, compreendendo a cena 230/62 e a imagem Quickbird (2007), com alta resolução, com esses materiais foram possível cartografar a falha situada na porção leste da cidade.

O método inicial compreendeu no processamento digital e correção das imagens disponíveis no laboratório de Geofísica no Departamento de Geociências da UFAM com o propósito de elaborar os mapas geológicos e identificar o lineamento estrutural correspondente a falha.

Os dados de campo auxiliaram nesse reconhecimento e na locação da zona de falha em mapa. A atividade de campo foi concernente ao mapeamento da estrutura, tendo como base a carta topográfica de detalhe da área de estudo.

Do ponto de vista do mapeamento geológico-estrutural, este visou os seguintes aspectos:

- a) determinação e descrição dos tipos de rochas e sedimentos afetados;
- b) coleta de dados estruturais (falhas e fraturas);
- c) coleta de amostra e registro fotográfico.

Os dados estruturais obtidos, populações de falhas foram analisados por intermédio de programa para tratamento estatístico, como o Stereo 32. Após essas análises, os dados serão integrados em ambiente SIG (Sistema de Informações Georeferenciadas), com intuito de integração dos dados junto ao mapa geológico-estrutural, além da confecção de seções geológicas ilustrativas e dos diagramas estruturais.

RESULTADOS E DISCUSSÕES A seção geológica escolhida corresponde a um corte de estrada situado no Porto Estaman/ Itautinga, na zona leste da cidade de Manaus (AM). Essa área corresponde aos sedimentos alterados, arenosos e argilosos estratificados, da Formação Alter do Chão que atinge espessura da ordem de 15 metros. Acima desse nível estratificado ocorre um pacote representado por um nível coluvionar, composto essencialmente por sedimentos argilo-arenosos amarelos com nível laterítico desenvolvido. O contato entre a unidade do Cretáceo e esse material está delimitado por um nível de *stoneline* centimétrico.

Nesse pacote ocorrem falhas normais, inversas e transcorrentes. O sistema de falhas mais antigo mapeado compreende as falhas inversas restritas à unidade do Cretáceo, o qual tem atitude N-S, alto ângulo de mergulho e baixo rejeito de mergulho. O alto ângulo de mergulho, incomum para esse tipo de falha, podem estar associados ao sistema transcorrente comentado em alguns estudos.

As falhas do tipo normais possuem atitudes N30-40E/40SE com estrias de mergulho (*down dip*), rejeito de poucos metros, mas possuindo, em alguns casos, alto ângulo de mergulho e seccionam essencialmente a camada do Cretáceo. Outro conjunto de falhas normais com atitude N30W/60NE, possui rejeito de poucos metros, médio ângulo de mergulho e estrias de mergulho bem desenvolvida. Essencialmente cortam toda a seção incluindo o horizonte laterítico, mostrando-se, portanto, um evento mais novo que aquele registrado na direção NE-SW.

A zona de falha principal, com atitude aproximadamente N-S, possui largura da ordem de 10 a 15 metros, colocando em contato diferentes estratos da Formação Alter do Chão, mostra-se geometria curva, com desenvolvimento de uma feição sigmoidal ao longo do traço da falha. No topo da superfície do terreno e nas áreas adjacentes à zona de falha, são visíveis os arranjos de grãos e seixos de argilas alongados e rotacionados, com feições métricas desenvolvidas. Falhas subsidiárias mostram arranjo associado com estrias *downdip*, típicas de falhas normais e *steps* que atestam essa cinemática. Entretanto, a variação da superfície de falha com ângulo de mergulho variável até atingir média inclinação demonstra que a deformação que afetou as camadas do Cretáceo até o horizonte de solo não se resume simplesmente a um quadro extensional, podendo caracterizar-se como associada ao quadro transcorrente. A determinação de estrias horizontais clássicas que identificasse falha transcorrente não é de fácil observação, tendo em vista a natureza frágil e inconsolidada do horizonte de solo, especialmente laterítico. As falhas subsidiárias a essa feição N-S são subsidiárias que atestam a assimetria do sistema de falhas normais de médio a alto ângulo e com abatimento normais de blocos.

Os estereogramas elaborados para o conjunto de falhas desse local mostram predominância da atitude N30E/40SE para os conjuntos de falhas normais, enquanto que as falhas sindeposicionais que cortam a sequência basal da Formação Alter do Chão apresentam atitude geral N42E/40SE. Para as fraturas as atitudes foram N12E/83SE, N60W/80SW, N80W/74SW e N70E/64NW.

Em outro local próximo a esse ponto mostra o arranjo de falhas normais com geometria de *horst* e *gráben* possuem orientação N30-40W mergulhando para NE. O sistema de falhas N-S desloca o arranjo de falhas NE-SW e se caracteriza como um sistema mais novo, assim como as falhas normais N20-30W, com médio ângulo de mergulho. Porém, esta última é associada a orientação do rio Negro.

CONCLUSÕES O quadro neotectônico da porção leste da cidade de Manaus (AM) mostra claramente três eventos distintos. O primeiro associado à fase de deposição da formação de idade meso-cenozóica (para alguns autores) mostrando feição claramente normal, posteriormente deformada por falhas inversas, mas com transcorrência associada caracterizando possivelmente um quadro transpressivo (paleógeno?). O quadro dito neotectônico mostra um predomínio de falhas normais, especialmente vinculada ao sistema do rio Negro bastante expressivo. No entanto, a atitude de feições N-S de médio a alto ângulo de mergulho seccionando toda a seção geológica está associada ao quadro tectônico transcorrente e não a sistemas puramente extensionais como reportam algumas pesquisas.

Referências bibliográficas

- Fernandes Filho, L. A., Costa, J.B.S., Costa, M. L. Bacia de Manaus: uma estrutura *pull-apart* do Quaternário. In: Simpósio Nacional de Estudos Neotectônicos, 5, 1995, Gramado. Anais... Gramado: SBG, 1995, p. 425-6.
- Fernandes Filho, L.A., Costa, M.L., Costa, J.B.S. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus-Amazonas. Geociências, v. 16, n0. 1, p. 9-33, 1997.

- Franzinelli, E., Igreja, H.L.S. Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 6, 1990, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, 1990, v. 3, p. 641-8.
- Hasui, Y. Neotectônica e aspectos da tectônica ressurgente no Brasil. In: Work-Shop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica no Sudeste do Brasil, 1, Belo Horizonte, 1990. Anais... Belo Horizonte, SBG/SE, p. 1-31.
- Igreja, H.L.S., Franzinelli, E. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro – centro-nordeste do Estado do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Manaus. Anais... Manaus: SBG/NO, 1990, v. 5, p. 2099-2108.
- Sarges, R. R., Silva, T. M., Riccomini, C. 2010. Caracterização do relevo da região de Manaus, Amazônia Central. Revista Brasileira de Geomorfologia (no prelo).
- Silva, C.L. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2005. 282p.
- Silva, C.L., Carvalho, J.S., Costa, S.S., Alecrim, J.D. Considerações sobre neotectonismo na cidade de Manaus (AM) e áreas adjacentes: uma discussão preliminar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, SBG, Balneário Camboriú (SC). Anais... SBG, 1994, v. 2, p. 251-252.
- Silva, C.L., Costa, S.S., Carvalho, J.S. Um estudo preliminar neotectônico na Cidade de Manaus/AM. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, 1995, Gramados. Anais... Gramado: SBG, 1995, p. 438-9.

Caracterização litoestrutural das porções nordeste e sudoeste da Serra Grande (Município do Cantá/RR)

Paulo Roberto Evelim Borges¹ & Viter Magalhães Pinto²

¹Graduando de Geologia –UFRR, Bolsista PIBIC/UFRR (pauloevelim@yahoo.com); ²Professor do IGEO/UFRR (viter.pinto@ufrgs.br)

Resumo O presente trabalho visou caracterizar as litologias existentes nas porções nordeste e sudoeste da Serra Grande (município de Cantá/RR), bem como definir estruturas deformacionais com indicadores cinemáticos, os quais são essenciais para o entendimento da evolução tectônica do terreno. De início, contou-se com um levantamento bibliográfico e análise de imagens aéreas da região. Posteriormente realizaram-se as etapas de mapeamento geológico com obtenção de amostras e registros fotográficos. A fase atual se resume à descrição petrográfica de lâminas delgadas e elaboração de diagramas geoquímicos. Quanto à litologia constatou-se a presença de granitos com textura *rapakivi*, charnockitos, e ortognaisses na borda da serra. Também constatamos ocorrências de gabro e dique de diabásio na porção sudoeste da serra. Por fim, a existência de estruturas de cisalhamento como zonas de cataclase, foliação milonítica, pórfiros rotados e planos de falha, indicam que a área sofreu deformação rúptil a dúctil.

Palavras-chave: cisalhamento dúctil-rúptil, estruturas de deformação, litologias.

INTRODUÇÃO A Serra Grande corresponde a um terreno alongado e sinuoso com direção preferencial NE-SW, que se sobressai na porção centro-leste do Estado de Roraima, no Município do Cantá (Figura 01). A serra está situada acerca de 45 km a sul da cidade de Boa Vista (RR), na margem oeste do Rio Branco. O acesso à região pode ser feito a partir da vicinal Serra Grande, ou mesmo através da RR-444 a qual passa pelo município de Cantá, e poucos quilômetros depois margeia a serra.

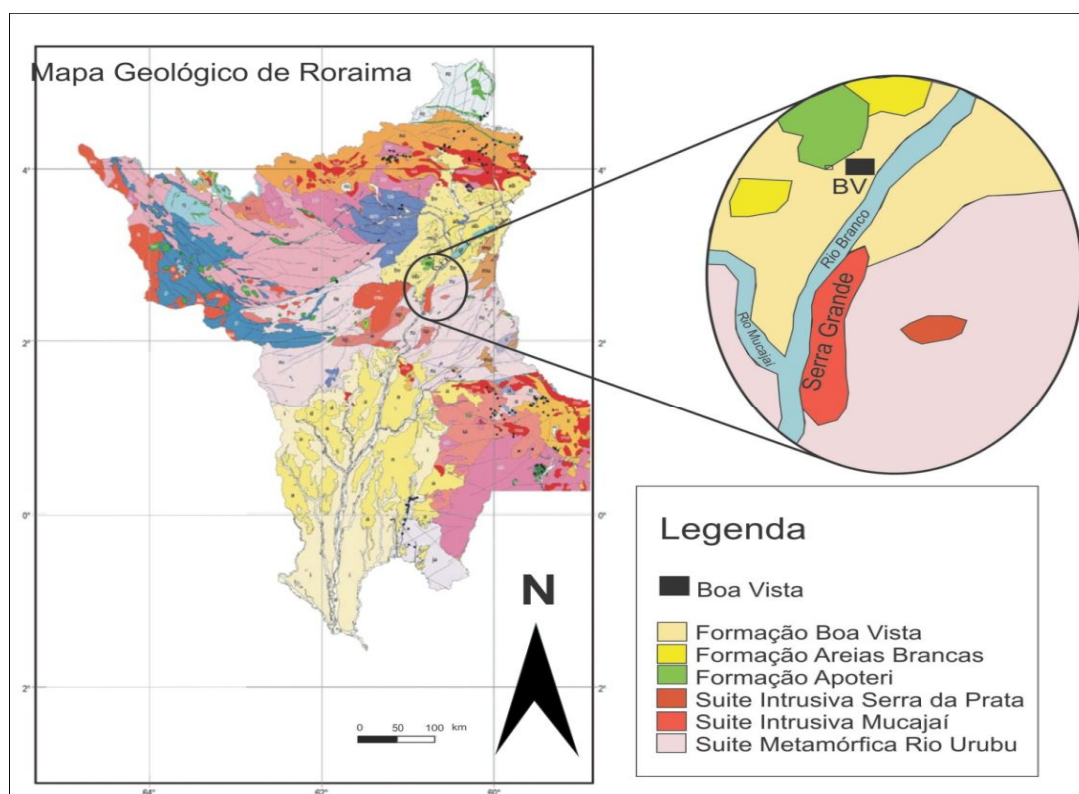


Figura 01- Mapa geológico e de localização da área de estudo. Modificado de CPRM (2004).

Atualmente, este corpo rochoso é inserido na unidade Mesoproterozóica (± 1.5 Ga) Suíte Intrusiva Mucajaí (SIM) (CPRM 2004). Os estudos mais aprofundados referentes à SIM tiveram início

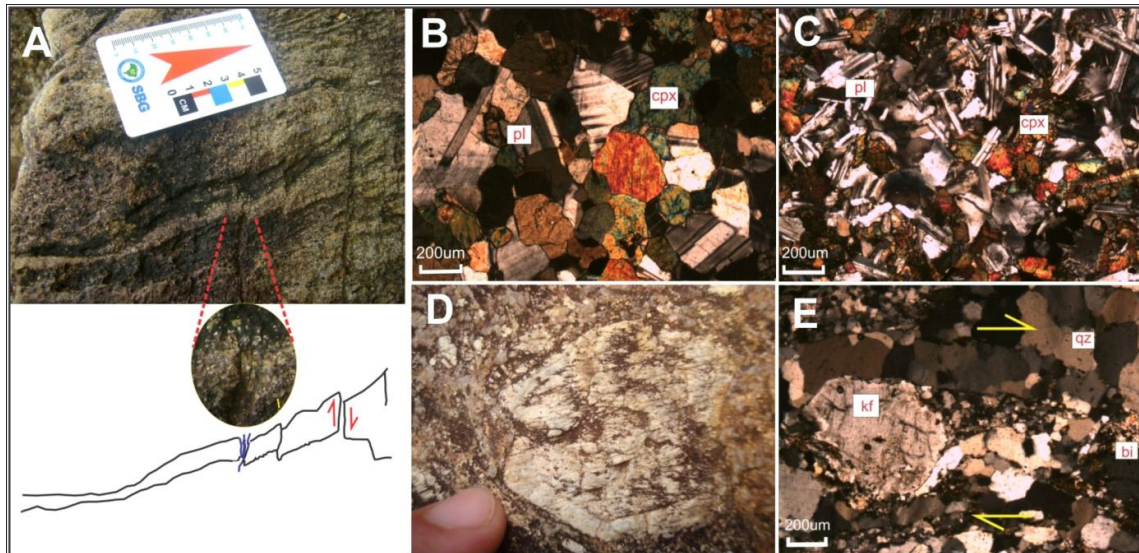
com Fraga & Reis (1995a), os quais designaram a mesma como uma unidade litodêmica que aflora no interior da mega feição estrutural Cinturão Guiana Central, na forma de corpos alongados segundo NE-SW, tal como nas Serras Mucajá e Grande. De acordo com FRAGA (2002), a SIM se resume em granitos anorogênicos (principalmente sienogranitos), ricos em megacristais ovóides ou tabulares de feldspato (microclínio pertítico) total ou parcialmente manteados por plagioclásio, caracterizando por vezes, uma textura *rapakivi*.

MATERIAIS E MÉTODOS A elaboração deste projeto, de início, contou com um levantamento bibliográfico, onde os dados pré-existentes foram obtidos e interpretados. Tendo em vista a necessidade de um entendimento geológico em maior escala da área de estudo, por meio do aplicativo Google Earth (beta), foi possível se obter imagens de satélite. Posteriormente, realizaram-se as etapas de campo com intuito de adquirir amostras de rochas, fotografias e medidas de atitudes e coordenadas com auxílio de bússola modelo *Brunton* e GPS *Garmim*, respectivamente. As etapas de laboratório se basearam na descrição de lâminas delgadas por meio de um microscópio petrográfico da marca LEICA, modelo DM EP, o qual pertence ao Núcleo de Pesquisa Energética (NUPENERG/UFRR). Através de uma parceria firmada com a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), quinze lâminas delgadas, pertencentes às rochas da serra, puderam ser confeccionadas e encontram-se arquivadas no laboratório de mineralogia do NUPENERG. Outro quesito importante para o desenvolvimento deste projeto refere-se ao fato de que, em um primeiro momento, rochas da área de estudo foram submetidas à análise geoquímica. E atualmente, os dados obtidos na análise estão sendo plotados em diagramas geoquímicos com auxílio do software GCDkit 2.3.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Na porção nordeste da Serra Grande, afloramentos em lajedo da borda do terreno são constituídos por gnaisses porfiríticos que apresentam uma grande variedade de fácies granulométricas, passando de uma textura fina resultante da diminuição dos grãos por processos de recristalização ou neoformação em regime dúctil, a grosseira com bandamento gnáissico. Nos gnaisses mais grosseiros, megapórfiros de feldspatos rotacionados, com caudas recristalizadas indicando cinemática de cisalhamento dextral, seguem orientados com *trend* que varia de N80°W para N25°E, constituindo uma típica foliação milonítica com lineação de estiramento mineral. Por vezes, nesses gnaisses grosseiros, bandas quartzo-feldspáticas assumem um formato lenticular, com porções estranguladas e fraturadas que se assemelham a blocos escalonados com estrutura em dominó que se posicionaram por falhamento reverso. Prova deste movimento são as estruturas em flor positiva, típicas de eventos transpressivos que se sobressaem nos planos de falha (Figura 02-A). Outra estrutura geológica de natureza rúptil, caracterizada nesta região da serra, refere-se a um plano de falha transcorrente com cinemática sinistral, de baixo *rake*, com *strike* N45°E e *dip* subvertical. A existência desta estrutura foi comprovada pelo deslocamento sinistral de um veio quartzo-feldspático que intercepta o plano de falha, além da ocorrência de estrias e pórfiros rotados com cinemática levógira e escalonados antiteticamente ao movimento principal. Além dos gnaisses, na porção nordeste foi identificado uma amostra de gabro, que através da descrição de lâminas delgadas, mostrou uma textura cumulática contendo augita e labradorita como minerais essenciais (Figura 02-B).

Outra área descrita neste projeto refere-se à porção sudoeste da Serra Grande. Identificou-se inicialmente nesta região um dique de diabásio aflorante em um igarapé com direção preferencial N60°W. A descrição petrográfica de lâminas delgadas desta rocha hipoabissal forneceu uma litologia constituída principalmente por labradorita e augita com textura ofítica a subofítica (Figura 02-C). Nesta região também afloram lajedos constituídos por gnaisses porfiríticos, por vezes contendo cristais com textura zonada tipo *rapakivi*, onde o núcleo do mineral é composto por ortoclásio envolto por albita/oligoclásio (Figura 02-D). Levando em conta que esse tipo de textura é bem comum nos granitos anorogênicos da SIM (CPRM 2000a), e as datações absolutas obtidas na serra por trabalhos anteriores são correlatas (+1.5 Ba), convém relacionar neste estudo a litologia da área como pertencente à unidade acima. A análise microscópica dos gnaisses da borda sudoeste indicou a ocorrência de megapórfiros de ortoclásios pertíticos envoltos por plagioclásios contendo textura mimerquítica, típica de intercrescimento mineral. Outra estrutura de deformação facilmente observada em micro escala, são cristais de quartzo recristalizados perfazendo contatos retos de 120° entre si. Deve-se também salientar que grande parte da borda sudoeste da serra é margeada por canais de água que aproveitam espaços de acomodação formados por processo de falhamento gravitacional, para se

posicionarem. Neste sentido, um plano de falha de alto *rake* com atitudes N15°E /40°NW, pôde ser definido tendo como base um *slinckenside* contendo estrias e *steps* indicando o sentido do deslocamento. Através da análise macro e microscópica de amostras de rochas obtidas na margem oeste do Rio Branco, borda sudoeste da serra, foi possível definir a ocorrência de gnaisses miloníticos e bandados de textura média a fina, contendo *augen* máfico (hornblenda) com geometria dextral, além de porfiroclastos de ortoclásio e microclínio rotacionados com sombras de pressão assimétrica providas de recristalização dinâmica, tipicamente dextral (Figura 02-E).



Figuras 02 - A: Foto esquemática mostrando banda quartzo-feldspática fraturada e contendo estrutura em flor positiva no plano de falha reversa. 02-B: Fotomicrografia de um gabro com textura cumulática. 02-C: Fotomicrografia do diabásio indicando textura ofítica a subofítica. 02-D: Textura reliquiar do tipo *rapakivi* em rocha gnáissica. 02-E: Pórfiro de ortoclásio rotacionado com cauda recristalizada por deformação com cinemática dextral.

CONCLUSÕES Do exposto neste trabalho, conclui-se que a região da Serra Grande corresponde a um terreno Mesoproterozóico pertencente à SIM, sendo constituído principalmente por gnaisses milonitizados, por vezes com textura rapakivi, além de ocorrerem corpos gabróicos e dique diabásio que até então não tinham sido descritos. Já as características estruturais e petrográficas observadas na área de estudo indicam que a região foi deformada em ambientes, desde os de nível crustal inferior com maiores temperaturas (>10km), até aqueles pouco profundos mais rúpteis. Portanto, as deformações variam desde dúcteis até rúpteis. Em mega escala, a geometria sinuosa e dobrada da Serra Grande é o principal indicativo de deformação plástica na serra. Na escala de afloramento e microscopia, várias feições indicativas de cisalhamento dúctil podem ser caracterizadas, como exemplo, foliação milonítica, bandas de cisalhamento, rotações, lineações de estiramento e sombras de pressão assimétrica em porfiroclastos. Neste trabalho propõe-se que as feições dúcteis presentes na serra tenham sido originadas pelo Evento tectônico K'Mudku ou *K'Mudku Mylonite Episode* (Barron, 1966), que se caracterizou por produzir faixas de milonitos orientados preferencialmente segundo NE-SW em grande parte do Escudo das Guianas por volta de 1.24 Ba. Nos locais onde a deformação frágil predomina, feições como *steps*, estrias e *slinckenside* são comuns em planos de falha, refletindo o atrito ocorrido durante o deslocamento dos blocos rochosos. Quanto aos eventos deformacionais responsáveis pelo desenvolvimento das estruturas mais rúptes citadas acima, cita-se o posicionamento do rifte intracontinental Tacutu na porção central do Escudo das Guianas, resultante de uma reativação do Cinturão Guiana Central (EIRAS & KINOSHITA, 1990). Por fim, tendo em vista a pouca quantidade de dados existentes da área de estudo, este trabalho tornou-se essencial para que houvesse uma descrição pormenorizada das litoestruturas presentes na região, podendo assim contribuir com o mapeamento geológico do Estado de Roraima.

Agradecimentos O primeiro autor agradece ao Programa de Iniciação Científica PIBIC/UFRR, ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pela confecção das lâminas delgadas e ao Núcleo de Pesquisas Energéticas (NUPERNERG/UFRR) por conceder o laboratório de mineralogia para análise petrográfica. Deve-se também dar agradecimentos ao orientador Profº Dr. Viter Pinto e aos colegas e graduandos de geologia da UFRR por todo o apoio científico e logístico fornecido para elaboração deste trabalho.

Referências Bibliográficas

- Barron C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of Central British Guyana. *In: DNPM, Conferência Geológica Interguianas*, 6, Belém, 1966. *Anais*, 41:121-126.
- CPRM-Serviço Geológico do Brasil 2004. Maranhão (MA): Projeto Gis do Brasil-Sistemas de Informações geográficas do Brasil-Carta Geológica do Brasil ao milionésimo. Estado de Roraima. Carta Geológica, escala 1:1000.000.
- CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus, 137 p.
- Fraga L.M.B. 2002. A Associação Anortosito - Mangerito - Granito Rapakivi (AMG) e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará. Tese de Doutorado, 351 p.
- Fraga L.M.B., Reis N.J., 1995. The rapakivi granite-anorthosite association of Mucajai region-Roraima State, Brazil. *In: Dall'Agnol R., Macambria M.J.B., Costi H.T. (Eds.), Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Abstract Volume. Center for Geosciences, Federal University of Pará, Belem, Brazil*, pp. 31–32.
- Eiras J.F. & Kinoshita E.M. 1990. Geologia e Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Tacutu. Bacia Amazônica. *In: SCHOBENHAUS, C.; In: Raja-Gabaglia, G. P.; Milani, J.M. (Org.). CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. & ASMUS, H. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de E. Geologia do Brasil. 1984. 1a. Ed., Brasília: Janeiro, 1990, v. 1, p. 197-220.*

A zona de falha do Baependi e seus efeitos na paisagem da margem esquerda do baixo Rio Negro (AM).

Pedro Fonseca de Almeida e Val¹, Clauzionor L. Silva², Felipe R. Amaral & Tiago F. A. Maia

¹ Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, pval_geo@yahoo.com.br

² Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Setor Norte do Campus da Universidade Federal do Amazonas, Manaus- Amazonas.

Resumo O presente estudo faz uma aproximação com o uso de imagens de satélite, interpretação geomorfológica e estudo de falhas e fraturas para interpretação estrutural da zona de falha do Baependi. A feição geomorfológica mais evidente desta estrutura é a escarpa de falha dissecada posicionada na margem esquerda do baixo Rio Negro, observada em imagens de satélite. As análises de imagens Landsat ETM+ e SRTM (modelo digital de elevação – MDE) revelaram lineamentos expressivos no relevo e na drenagem. Nos afloramentos ocorrem diferentes populações de falhas, sendo as mais antigas restritas à Formação Alter do Chão e as recentes afetando, também, o horizonte intempérico. As falhas mais recentes, provavelmente do Quaternário, são predominantemente do tipo normal e transcorrente subordinada, com orientação principal N30W/20-30SW. A zona de falha possui um caráter distensivo com principal direção NW-SE (σ_1 compressivo NW-SE; σ_3 distensivo NE-SW) e controla as principais bacias de drenagem da região, compondo um importante evento neotectônico que controla a paisagem neste setor.
Palavras-chave: zona de falha, Baependi, neotectônica, paisagem.

INTRODUÇÃO Os indícios de tectonismo na Amazônia foram apontados por Sternberg em 1950 quando este observou os lineamentos de drenagens controlados pela neotectônica na região de Manaus. Assim, seguiram-se diversos trabalhos sobre tectonismo na região Amazônica (Franzini & Piuci, 1988; Cunha & Appi, 1990; Igreja & Franzini, 1990; Cunha, 1991; Silva *et al.* 1994; Fernandes Filho *et al.*, 1997; Silva, 2005; Silva *et al.*, 2007). Evidências neotectônicas na Bacia Amazônica mostram que o Rio Negro está condicionado em uma falha geológica, o que resulta em significativas mudanças na paisagem e no ecossistema amazônico (Franzini & Piuci, 1988; Igreja & Franzini, 1990).

A falha do Baependi foi proposta por (Lourenço *et al.* 1978), que foi sucedido pelos estudos de (Igreja *et al.* 1999) naquele setor. Um importante avanço no conhecimento geológico-estrutural desta área ocorreu com o quadro tectônico proposto por Silva (2005). O Compartimento Tectônico Rio Negro à margem esquerda do Rio Negro possui um importante conjunto de falhas normais na direção NW-SE com mergulhos para sudoeste e para nordeste Silva (2005). Este conjunto de falhas possui um expressivo lineamento de relevo, a escarpa de falha Baependi que se prolonga para a região de Iranduba. Este elemento estrutural é considerado por alguns autores como uma reativação do lineamento do embasamento cristalino (Silva, 2005; Amaral *et al.*, 2009). Recentemente, em análise geomorfológica do paleocanal do Tarumã-Mirim a falha do Baependi foi concluída como um importante elemento estrutural que desencadeou o processo de captura de drenagem pelo Rio Cuieiras Val (2009).

Este estudo buscou, portanto, analisar este importante lineamento com base na análise sistemática de falhas e também com o auxílio de Modelos Digitais de Elevação – MDE e imagens de satélite para o estudo das adaptações da paisagem a esta estrutura. O estudo também tem o intuito de caracterizar esta zona de falha, determinar sua origem e seu comportamento estrutural e evolutivo, como subsídio à compartimentação neotectônica dessa região.

MÉTODOS Os métodos utilizados para esta pesquisa abrangem as áreas de geomorfologia, geologia estrutural e análises baseadas em sensores remotos. As etapas deste estudo podem ser divididas em: 1) análise estrutural de falhas e fraturas em afloramentos chave da área de estudo, com construção de estereogramas no diagrama de igual-área (Schmidt-Lambert) a partir do programa de projeções estereográficas *Stereonet*, visando identificar os regimes e esforços resultantes de atividade neotectônica da região; 2) obtenção e processamento de em modelos digitais de elevação SRTM – *Shuttle Radar Topographic Mission* e imagens de satélite Landsat ETM+ através dos *softwares* ArcGIS e ER Mapper, com produção de mapas de drenagem, curvas de nível e modelos de *knickpoints* feito no *software* Matlab

de acordo com Harbor et al. (2005); 3) análise geomorfológica baseada nos modelos produzidos e identificação de feições no relevo e na drenagem associados à tectônica, no âmbito da Geomorfologia Tectônica, conforme os estudos de Howard (1967), Schumm (1986), Keller & Printer (1994) e Stewart & Hancock (1994); 3) integração dos dados para interpretação morfotectônica reatificação do mapa geológico-estrutural, com confecção de seções geológicas ilustrativas. A análise e integração dos resultados resultam na elaboração do quadro tectônico evolutivo cenozóico para a área de estudo.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Observou-se uma nítida diferença entre os regimes tectônicos do Cretáceo-Paleógeno, restritos à Formação Alter do Chão, e da zona de falha do Baependi, mais recente, que corta o horizonte laterítico desta unidade. O mais antigo é marcado por falhas normais, inversas e transcorrentes, com direção predominante N45E com mergulhos variando entre SE e NW. Estas falhas foram apenas analisadas para determinar a diferença do regime antigo com o regime da falha do Baependi. Dentre as falhas mais recentes, a análise estrutural revelou um padrão único de falhas normais que cortam o horizonte laterítico da Formação Alter do Chão com orientação geral N30W/25-40SW. Estas falhas ocorrem ao longo de todo o setor estudado da margem esquerda do baixo Rio Negro, a norte e noroeste da cidade de Manaus, além das falhas na região oeste da cidade. Foi observada uma zona de falha formando padrão em flor negativo na extremidade leste da bacia do Tarumã-Açu a norte de Manaus, com uma falha principal transcorrente dextral N30W/85SW com falhas normais secundárias N25-30W/55NE, cujos mergulhos aumentam ao aproximar da falha principal.

O padrão de falhas cortando o horizonte laterítico observado é considerado, aqui, como pertencente à zona de falha do Baependi. No setor da escarpa de falha, ocorre uma intensa dissecação do relevo, fazendo com que a escarpa possua certa sinuosidade. Ao longo da mesma ocorre um alinhamento de confluências de tributários do Rio Negro e do Rio Cuieiras, indicando a presença de uma estrutura tectônica no local. A ocorrência desta falha principal gerou um desnível de base local na drenagem, que desencadeou um pulso de erosão remontante, levando à captura de drenagem da cabeceira do Igarapé Tarumã-Mirim. Este processo é evidenciado pela ocorrência de *knickpoints* aglomerados na mesma altitude no Rio Cuieiras e seus tributários.

Na bacia assimétrica do Tarumã-Açu, existe um processo de basculamento com uma falha normal na margem direita, aproximadamente N20W/NE, marcado pelo alinhamento de confluências de drenagens tributárias. Já na margem esquerda, com tributários mais desenvolvidos foram observados *knickpoints* alinhados, constituindo uma direção NW-SE dos mesmos. Isto mostra que o processo de basculamento predominante na margem direita foi acompanhado da ocorrência de falhas normais na margem esquerda, com mergulho oposto.

Em um afloramento no leito rochoso do Igarapé Cachoeira, bacia do Rio Cuieiras, foi observada a ocorrência três gerações de fraturas. As fraturas de direção N30-45E são deslocadas por fraturas com direção N20-30W, que por sua vez são deslocadas por fraturas N-S. Isto mostra a ocorrência de ao menos três pulsos tectônicos na região.

CONCLUSÕES Foram observadas estruturas rúpteis na área de estudo com predomínio da direção NW-SE que afetam principalmente o horizonte intempérico da Formação Alter do Chão, e estão associados à reativação da zona de falha do Baependi. Determina-se, portanto, que esta zona de falha possui atitude principal N30W/30SW ou NE com falhas normais predominantes e transcorrentes associadas. Esta zona de falha pode ser o reflexo de um sistema transcorrente E-W, o qual já foi proposto por Igreja & Franzinelli (1990) para a área de estudo e analisado por Silva (2005). Foi determinado que o σ_1 , de caráter compressivo, estava posicionado na direção NW-SE e o σ_3 , distensivo, na direção NE-SW (Figura 1). A zona de falha também provoca a formação de vales encaixados na mesma direção, proporcionando a instalação dos extensos e principais cursos de água da região, como dos rios Tarumã-Mirim, Tarumã-Açu, Puraquequara, e também do paleovale do antigo sistema Cuieiras/Tarumã-Mirim. Foi observado que, além de uma reorganização da paisagem, esta zona de falha provoca a ocorrência de *knickpoints* alinhados na direção NW-SE, observado nas bacias dos rios Tarumã-Açu e Cuieiras (Val & Silva, 2011).

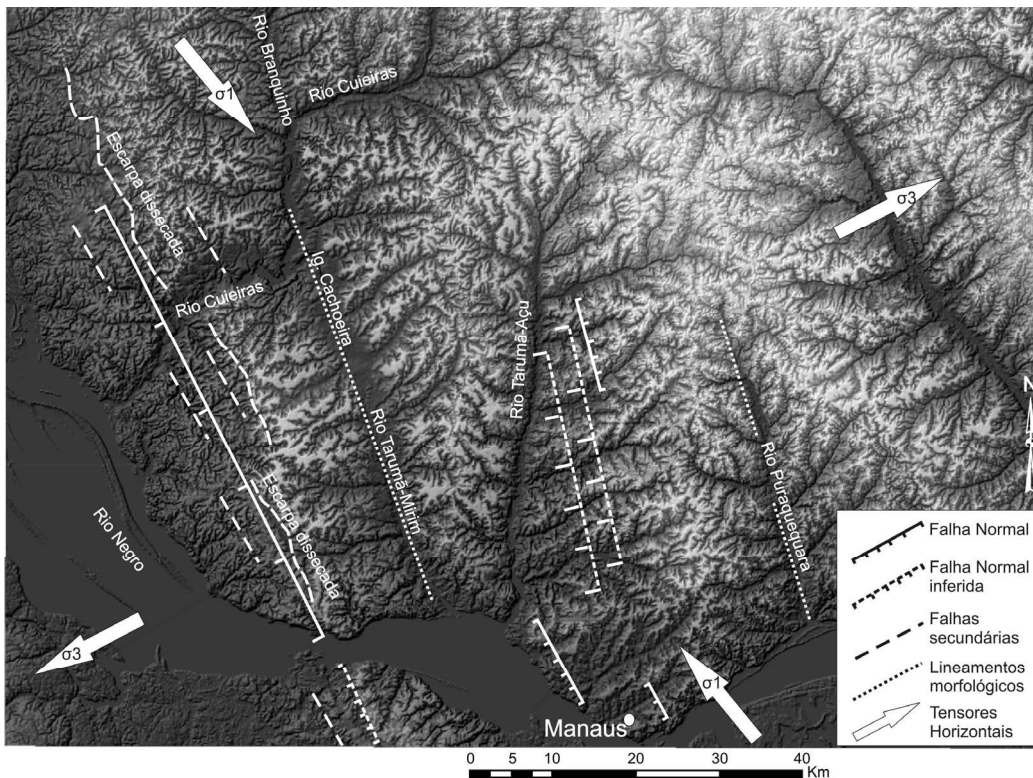


Figura 1- Principais feições estruturais e lineamentos associados à zona de falha do Baependi plotados em modelo SRTM. Observa-se o σ_1 compressivo na direção NW-SE e o σ_3 distensivo na direção NE-SW, ambos horizontais. O σ_2 é posicionado na vertical.

Foi possível determinar uma nítida mudança no regime tectônico do Cretáceo para o Cenozóico. Além disto, estima-se que o sistema predominante na formação da zona de falha do Baependi seja sucedido por um sistema transcorrente com falhas N-S e E-W, sem deslocamento vertical e, portanto, pouco evidente na paisagem. Desta forma, observam-se três eventos tectônicos distintos, sendo o mais antigo do Cretáceo-Paleógeno, e outros dois neotectônicos, provavelmente do Quaternário, um que gerou a zona de falha do Baependi, seguido de outro mais recente.

Portanto, conclui-se: 1) a prolongação desta zona de falha para a região de Manaus, 2) a determinação do caráter distensivo da mesma e 3) a documentação das principais feições geomorfológicas associadas a esta zona de falha. A partir da análise estrutural com o uso de estereogramas elaborados com dados de campo e, também, com a análise de modelos SRTM foi possível estabelecer as principais estruturas associadas à zona de falha do Baependi. Além disto, observou-se que as principais feições da paisagem decorrentes desta atividade tectônica envolvem anomalias e paralelismo de drenagens, captura de drenagem, assimetria de bacias, lineamentos de relevo, além de pulsos erosivos que dissecam o relevo da região.

Referências

- Amaral F.R., Silva C.L., Maia T.A., Val P.F.A., Ribeiro O.L. Morales N. 2009. Controle neotectônico no paleocanal do Tarumã-Mirim, noroeste de Manaus (AM). *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 12, SBG, Ouro Preto (MG). Anais... SBG.*
- Cunha F.M.B., Appi V.T. 1990. Controle geológico na definição de grandes domínios ambientais na planície Amazônica. *Boletim de Geociências da Petrobrás, 30-45.*
- Cunha F.M.B. 1991. Morfologia e neotectonismo do rio Amazonas. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, SBG/NO, Belém. Anais... Belém, SBG/NO, p. 193-210.*

- Fernandes Filho L.A. Costa M.L., Costa J.B.S. 1997. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus – Amazonas. Rev. bras. geo. Vol. 16, nº 1, p 9 – 33.
- Franzinelli E. & Piuci J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém. *Anais...* Belém: SBG, v. 1, p. 80-90. 1988.
- Howard A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 51, nº. 11, p. 246-59.
- Igreja H.L.S., Franzinelli E. Estudos neotectônicos na região do baixo Rio Negro – centro-nordeste do estado do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990. Natal. *Anais...* SBG/NE, v.5, 1990.
- Harbor D., Bacastow A., Heath A., Rogers J. 2005. Capturing variable knickpoint retreat in the Central Appalachians, USA.
- Keller E., Pinter N. 1996. Active tectonics: earthquake, uplift and landscape. 1a. ed. New Jersey: Prentice Hall, 338p.
- Lourenço R.S.; Montalvão; R.M.G., Pinheiro, S.S., Fernandes, P.E.C.A., Pereira, E.R., Fernandes, C.A.C., Teixeira, W. 1978. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. In: BRASIL. Projeto RADAM. Geologia das Folhas SA.20 Manaus. Rio de Janeiro, DNPM, 19 -164.
- Schumm S.A. 1986. Alluvial river response to active tectonics. Active tectonics, studies in geophysics, National Academy Press, p. 80-94.
- Silva C.L.; Carvalho J.S.; Costa S.S.; Alecrim J.D. 1994. Considerações sobre neotectonismo na cidade de Manaus (AM) e áreas adjacentes: uma discussão preliminar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, SBG, Balneário Camboriú (SC). *Anais...* SBG, v. 2, p. 251-252.
- Silva C.L.; Morales N.; Crósta A.P.; Costa S.S.; Jimenez-Rueda J.R. 2007 Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.79, n. 4, p. 693-711.
- Silva C.L. 2005. Análise da tectônica cenozóica na região de Manaus e adjacências. Rio Claro – SP, 282 pg. Tese de doutoramento em geologia regional – Universidade Estadual Paulista.
- Sternberg H.O.R. 1950. Vales tectônicos na planície amazônica? . *Revista Brasileira de Geografia*, v.12, nº. 4, p. 3-26.
- Stewart I.S.; Hancock P.L. 1994. Neotectonics. In: Hancock, P.L. ed. Continental deformation. New York: Pergamon Press. Cap.18, p. 370-409.
- Val P.F.A. 2009. Estudo Geomorfológico da região entre os Rios Cuieiras e Tarumã-Mirim: Baixo curso do Rio Negro (AM). In: XVIII Congresso de Iniciação Científica da UFAM. Relatório final de atividades, 17p.
- Val P. F. A.; Silva, C. L. 2011. Utilização de *knickpoints* como indicadores de atividade neotectônica na Amazônia. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VII International Symposium on Tectonics – Campinas, SP.

Fotointerpretação em imagens de sensoriamento remoto para análise morfoestrutural no Graben do Tacutu – Roraima

Silas de Oliveira Nascimento¹, Stélio Soares Tavares Junior², Luiza Câmara Bezerra Neta³

^{1,3} Instituto de Geociências, Departamento de Geografia da Universidade Federal de Roraima, silasoliv@hotmail.com; luiza@dgl.ufr.br;

² Instituto de Geociências, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Roraima, stelio@dgl.ufr.br.

Resumo A bacia sedimentar do Tacutu, localizada no setor centro-nordeste do estado de Roraima, consiste em um segmento distensivo implantado no Mesozóico em uma zona de reativação do Cinturão da Guiana Central, onde as principais feições estruturais orientam-se preferencialmente à NE-SW. Esta unidade estrutural consiste em um graben encaixado no Escudo das Guianas, com cerca de 300 km de comprimento e 30 a 50 km de largura. Resultados de pesquisas anteriores permitiram melhor entender a associação litológica e o arranjo tectono-estrutural da bacia sedimentar do Tacutu. Uma parte significativa das informações adquiridas deve-se ao interesse na exploração de gás e óleo. Diante deste contexto, esta pesquisa propôs-se a mostrar as várias unidades morfoestruturais de relevo mapeadas no interior e na região de borda da Bacia Sedimentar do Tacutu, a partir de suas correlações com os processos tectônicos geradores.

Palavras-chave: análise fotointerpretativa, Graben do Tacutu, morfoestruturas

INTRODUÇÃO A classificação do relevo em unidades morfoestruturais é comumente utilizada para expressar aquela feição formada diretamente por processos tectônicos, não necessariamente relacionada à tectônica ativa. Os estudos do relevo do estado de Roraima desde os trabalhos do projeto RADAMBRASIL utilizam a classificação em unidades morfoestruturais, porém usando apenas como critérios as variações das formas de relevo e diferenças altimétricas. Dentro desse contexto, os estudos propostos neste projeto pretendem aplicar técnicas de análises fotointerpretativas, como meios auxiliares às investigações geológicas, em especial aquelas direcionadas às implicações tectono-estruturais, a fim de contribuir com o conhecimento geológico já adquirido para a bacia sedimentar do Tacutu. A bacia sedimentar do Tacutu localiza-se no setor NE do Estado de Roraima (Figura 1). Suas principais feições estruturais estão orientadas preferencialmente à NE-SW, conforme trabalhos anteriores de EIRAS, KINOSHITA (1988) e COSTA et al. (1991). Conforme Franco et al. (1975), a compartimentação do relevo desta região é considerada pertencente às unidades morfoestruturais Planalto Residual de Roraima, borda SSE da bacia, e no seu interior o Planalto Dissecado Norte da Amazônia e Pediplano Rio Branco - Rio Negro, estruturados respectivamente nos arenitos da Formação Serra do Tucano e nos sedimentos areno-argilosos da Formação Boa Vista (CPRM, 1999).

MATERIAIS E MÉTODOS As imagens dos sensores CCD/CBERS 2B e SRTM ((*Shuttle Radar Topography Mission*)) foram utilizadas nos estudos fotointerpretativos, utilizando os programas PCI Geomatic 10.2 para todo o processo de tratamento das imagens, SPRING 5.1.5 no processo de vetorização e ARCGIS 9.3 na elaboração dos mapas temáticos. Na fotointerpretação geológica foram consideradas as metodologias desenvolvidas por Veneziani & Anjos (1982) para dados ópticos, com importantes adaptações referentes a integração de dados digitais e visualização 3D, a fim de aprimorar a elaboração do mapa morfoestrutural.

RESULTADOS E DISCUSSÕES A partir da aplicação de técnicas fotointerpretativas pelo método lógico-sistemático em imagens de sensores remotos foram gerados os mapas de rede de drenagem, feições lineares e de lineamentos estruturais, que integrados digitalmente com dados altimétricos permitiram a interpretação de contornos isomorfoestruturais e, por conseguinte a elaboração do mapa morfoestrutural (Figura 2).

CONCLUSÕES A análise deste mapa permitiu a identificação de quatro unidades morfoestruturais: a primeira na borda SSE da bacia, correspondente a formas com topos em cristas e vertentes de alto declive, elaboradas em rochas de composição granítica e estruturalmente orientadas segundo o cinturão de cisalhamento Guiana Central. As demais, no interior da bacia, consistem nas formas mais

dissecadas estruturadas em rochas areníticas, nos relevos residuais sustentados por vulcânicas básicas e num extenso pediplano, constituído por sedimentos areno-argilosos. O entendimento da evolução tectônica destas morfoestruturas constitui num importante fator para o conhecimento geológico sobre esta bacia, em face ao interesse à exploração de gás e óleo.

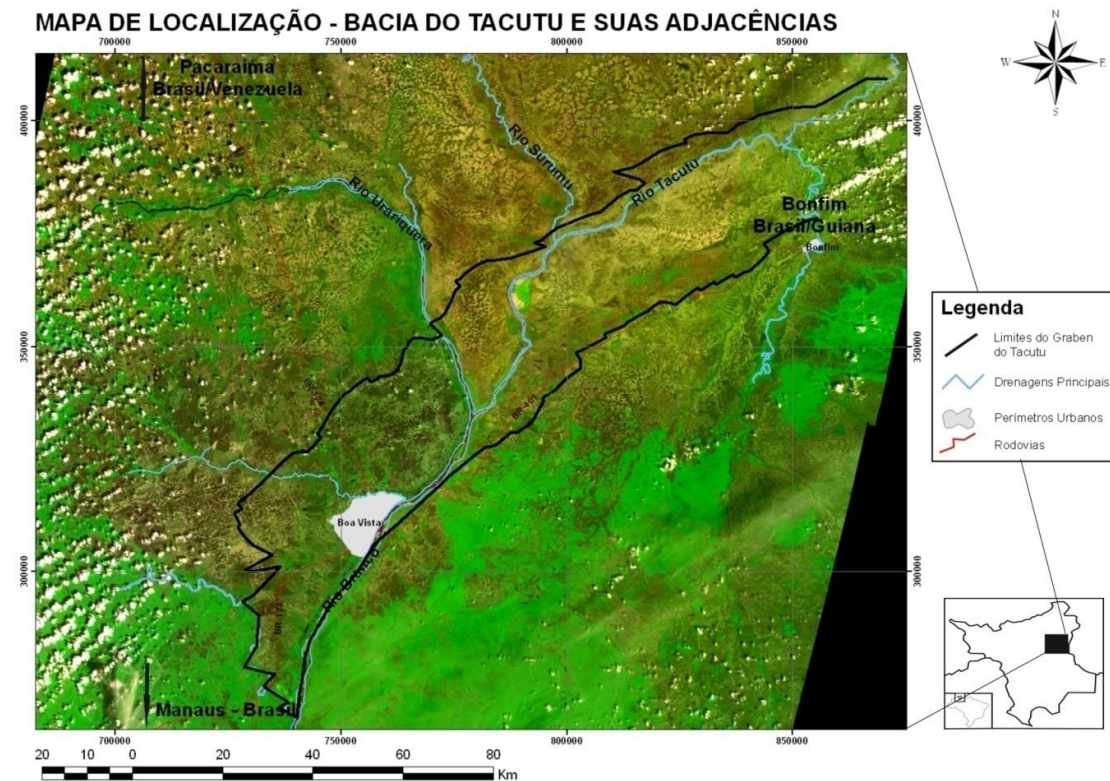


Figura 1- Mosaico de imagens CCD/CBERS2B na composição 3R4G2B, mostrando a localização da bacia sedimentar do Tacutu.

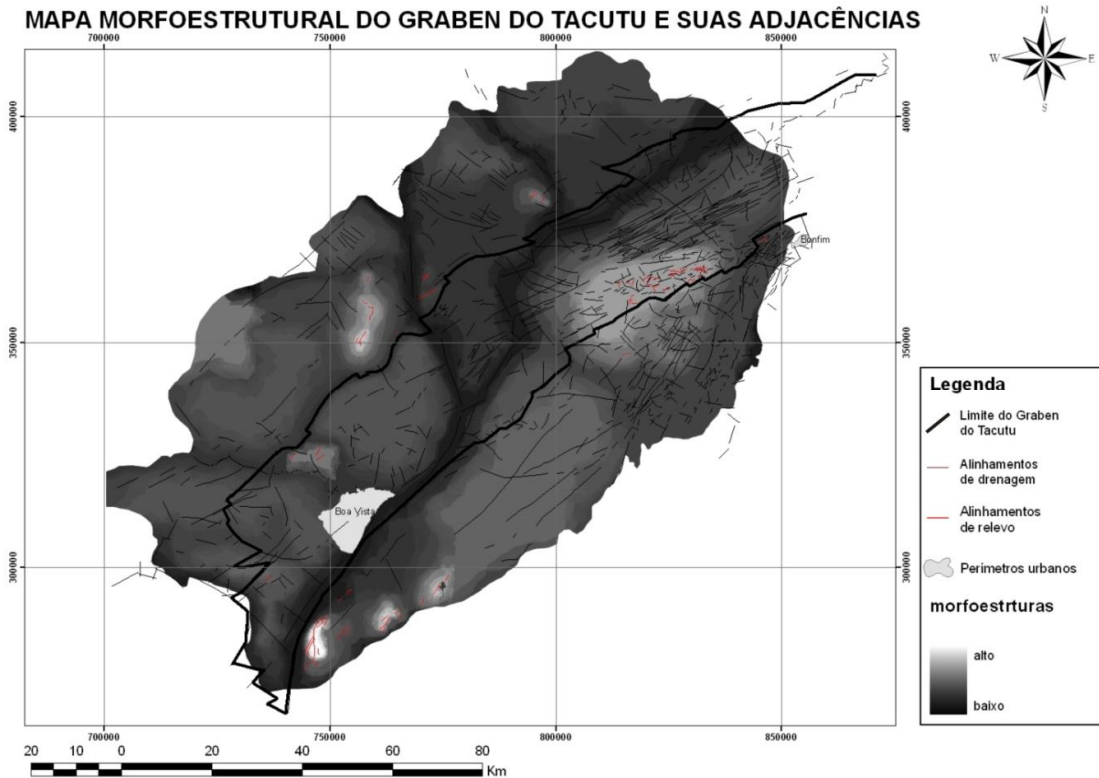


Figura 2- Mapa morfoestrutural elaborado a partir da imagem em níveis de cinza, correspondente aos valores isomorfoestruturais.

Referências Bibliográficas

- Eiras J. F., Kinoshita E. M. 1988. Evidências de movimentos transcorrentes na bacia do Tacutu. In: Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará, 1988, V.5.
- Costa J. B. S., Pinheiro R. V., Reis N. J., Pessoa M. R., Pinheiro S. S. 1991. O hemigraben do tacutu: uma estrutura controlada pelageometria do cinturão de cisalhamento Guiana Central. In: Geociências, SãoPaulo, 1991, v.10, p. 119-130.
- CPRM. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília:CPRM, 1999. CD-ROM
- Veneziani P. & Anjos C. E. 1982. Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia. São José dos Campos, INPE, (INPE-2227-MD/014), 54p.

Um Complexo de Caldeiras Vulcânicas Paleoproterozóicas no norte de Roraima

Ana Maria Dreher¹, Leda Maria Fraga¹, Nelson Joaquim Reis², Leandro Menezes Betiollo³

¹CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro (ana.dreher@cprm.gov.br); ²CPRM, Superintendência Regional de Manaus; ³CPRM, Núcleo de Roraima

Resumo Na Folha Vila de Tepequém, situada no norte de Roraima e recentemente mapeada pela CPRM, foi identificado um complexo de caldeiras vulcânicas do Paleoproterozóico. O complexo é formado pela caldeira Aricamã, de 23 km de diâmetro, e pela caldeira Tepequém, com cerca de 10 km de diâmetro, inserida dentro da estrutura maior. A caldeira Aricamã é do tipo anelar, fortemente dissecada, da qual foram erodidos os ignimbritos associados ao evento de colapso. Estão expostas parte da sua câmara magmática, que corresponde ao corpo maior de granito da Suíte Aricamã, e uma intrusão menor, provavelmente associada a ressurgência. A caldeira Tepequém está encoberta por rochas sedimentares do Supergrupo Roraima, assentadas sobre ignimbritos alterados considerados como tufos intracaldeira. As idades de 1,98 Ga, determinada para o granito Aricamã, e de 1,96 Ga, obtida nos ignimbritos intracaldeira do Tepequém, indicam que as estruturas Aricamã e Tepequém, embora superpostas, estão separadas no tempo em cerca de 20 milhões de anos.

Palavras-chave: Complexo de caldeiras vulcânicas, Paleoproterozóico, Aricamã, Tepequém, Roraima.

INTRODUÇÃO A região situada no extremo norte e nordeste do Estado de Roraima, próximo à fronteira Brasil-Venezuela, é recoberta por um pacote extenso, de cerca de 20.000 km², de rochas vulcânicas félsicas paleoproterozóicas, das quais a maior parte corresponde a ignimbritos. Estas vulcânicas são intrudidas por granitóides epizonais, de idade similar à das vulcânicas, os quais podem ser interpretados como os remanescentes das antigas câmaras magmáticas alimentadoras do vulcanismo. Os centros eruptivos de depósitos piroclásticos ácidos de extensão comparável à dos depósitos de Roraima, associam-se normalmente a caldeiras de grande tamanho, com diâmetros em geral superiores a 10 km, e subsidências do assoalho das caldeiras de mais de 1 km (Cole *et al.* 2005). Em Roraima, entretanto, a fraca preservação das antigas caldeiras em função principalmente da erosão, tem de modo geral inibido eventuais tentativas no sentido de se reconhecer estas primitivas estruturas.

Contudo, na Folha Vila de Tepequém, recentemente mapeada (CPRM 2010), foi possível identificar um conjunto de estruturas de colapso aproximadamente circulares e superpostas, indicativo de um complexo de caldeiras vulcânicas de idade paleoproterozóica. Este trabalho tem o objetivo de descrever o conjunto de caldeiras definido na Folha Vila de Tepequém e destacar as peculiaridades de cada uma das estruturas.

CONTEXTO GEOLÓGICO A Folha Vila de Tepequém situa-se no norte de Roraima, em região pertencente à parte central do Escudo das Guianas, norte do Cráton Amazônico (Fig. 1). As unidades mais antigas da área (2,1-2,0 Ga) ocorrem a sul, sendo representadas pelos granitóides foliados da Suíte Trairão e rochas metassedimentares do Grupo Cauarane. A parte central e norte da área (cerca de 70% da folha) é ocupada por granitos e rochas vulcânicas, que foram separados em dois grupos, tendo ambos aproximadamente a mesma idade (1,98 Ga). O primeiro grupo abrange as vulcânicas félsicas calci-alcalinas do Grupo Surumu e os granitos também calci-alcalinos da Suíte Pedra Pintada. As vulcânicas são predominantemente ignimbríticas e os granitos constituem grandes batólitos zonados, formados por granodioritos a sul, e monzogranitos e sienogranitos a norte, em contato com os ignimbritos. O outro grupo engloba vulcânicas félsicas, também ignimbríticas, da Formação Cachoeira da Ilha, e os granitos da Suíte Aricamã, ambos com quimismo do tipo A. A Suíte Aricamã compreende um plúton maior, semi-circular, e corpos menores a oeste e a leste do corpo principal, sendo constituída por sieno e feldspato-alcalino granitos. No centro da área situa-se a serra do Tepequém, constituída por rochas sedimentares da Formação Tepequém, correlacionadas ao Supergrupo Roraima e depositadas sobre as vulcânicas. Conforme CPRM (2010), o magmatismo que gerou as diferentes vulcânicas e granitos de 1,98 Ga é admitido como pós-colisional, seguido de um período extensional marcado pela deposição das rochas sedimentares. A deformação impressa nas rochas sedimentares da serra do Tepequém é atribuída ao evento K'Mudku, de 1,2 Ga.

O complexo de caldeiras O complexo de caldeiras identificado na folha Vila de Tepequém localiza-se no centro da área e compreende as estruturas Aricamã e Tepequém (Fig. 1). A estrutura Aricamã corresponde a uma caldeira circular, de cerca de 23 km de diâmetro, parte da qual é balizada pelo corpo semicircular do granito da Suíte Aricamã. Este corpo constitui a serra do Aricamã, que alcança 900 m de altitude (em relação ao nível do mar) em sua parte norte. A estrutura Tepequém está inserida dentro da estrutura Aricamã, junto à sua borda oeste, e representa uma caldeira menor, de cerca de 10 km de diâmetro, recoberta por rochas sedimentares do Supergrupo Roraima. Esta estrutura constitui a serra do Tepequém, que chega aos 1100 m de altitude na sua borda sul. Pelos seus diâmetros, ambas as estruturas pertencem à categoria das caldeiras de *ash-flow* de porte médio de Lipman (1997).

A estrutura Aricamã A estrutura Aricamã corresponde a uma caldeira fortemente dissecada, que pode ser classificada como uma estrutura do tipo anelar ou "*ring structure*", conforme terminologia sugerida por Cole *et al.* (2005). Segundo os autores citados, caldeiras desta categoria resultam da erosão profunda (> 2 km) de praticamente todo o pacote de rochas vulcânicas associado ao evento de colapso, deixando exposta a câmara magmática subjacente, também designada de raiz da caldeira (Lipman 1984). O plúton semicircular da Suíte Aricamã representa, portanto, a parte exposta da câmara magmática ou raiz da antiga caldeira Aricamã (Figs. 1 e 2). Este corpo é composto por feldspato-alcálico granitos granofíricos, de granulação grossa, e feldspato-alcálico granitos porfíricos, alguns deles exibindo texturas do tipo rapakivi. Uma datação feita pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão em uma amostra deste corpo forneceu a idade de 1986 ± 4 Ma (CPRM 2010).

O corpo granítico menor, elíptico, de cerca de 2 por 3 km, que ocorre no interior da estrutura Aricamã, próximo à sua borda sul (Figs. 1 e 2), é formado por feldspato-alcálico granitos de granulação média, parte dos quais contendo topázio e turmalina. Este corpo deve representar uma intrusão associada a ressurgência, ou seja, uma intrusão posterior ao colapso, originada por recarga de magma na câmara magmática. As intrusões ressurgentes, também chamadas de domos, ocorrem normalmente no interior de caldeiras de grande tamanho (> 10 km de diâmetro), ocupando em geral o seu centro, embora intrusões excêntricas também ocorram em muitas caldeiras (Lipman 1984).

O restante da estrutura Aricamã expõe ignimbritos félsicos, atribuídos ao Grupo Surumu, e, a sul, um corpo de sienogranito da Suíte Pedra Pintada. Estas rochas são consideradas como unidades pré-caldeira, ou seja, pertencentes ao embasamento da caldeira.

A estrutura Tepequém Ao contrário da caldeira Aricamã, que foi fortemente erodida, a estrutura ou serra do Tepequém vem sendo considerada como uma caldeira que foi preenchida e, portanto, encoberta, por rochas sedimentares do Supergrupo Roraima (Reis *et al.* 2009, 2011). A estrutura Tepequém assemelha-se a uma bacia, ou platô com bordas soerguidas, tendo em planta uma forma grosseiramente retangular, medindo cerca de 7 x 10 km (Fig. 1). As rochas sedimentares da serra estão assentadas sobre ignimbritos félsicos e estão dobradas, com eixos aproximadamente E-W. Os ignimbritos da base da serra, expostos na sua encosta sul, abrangem uma variedade cinza escura, maciça, atribuída ao Grupo Surumu, sobreposta por uma camada de mais de 50 m de espessura de um ignimbrito fortemente alterado, de cor esbranquiçada, bandado, contendo níveis brechóides. Este ignimbrito foi datado em 1966 ± 7 Ma pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão (Reis *et al.* 2011) e vem sendo considerado como um tufo intracaldeira (Fig. 2).

As rochas sedimentares sobrepostas às vulcânicas afloram nas bordas da serra e compreendem sobretudo epiclásticas grossas, como conglomerados e arenitos líticos, com alguns tufos de queda intercalados. Os conglomerados são compostos por seixos e calhaus angulosos a arredondados de ignimbritos, e são claramente relacionados a colapso das paredes da caldeira. Mais para o interior da serra afloram arenitos finos com leitos tufáceos, sobrepostos por uma unidade em que predominam conglomerados com seixos de quartzo. Estes conglomerados são conhecidos como fonte do diamante explorado em décadas passadas na serra do Tepequém e se relacionam ao principal sistema fluvial do Supergrupo Roraima.

Os dados indicam que a estrutura Tepequém evoluiu a partir de uma caldeira formada em 1,96 Ga. Seu contorno deve ter sido aproximadamente circular antes dos deslizamentos periféricos e da compressão tectônica que dobrou suas rochas, admitindo-se um diâmetro original de cerca de 10 km. A depressão topográfica criada pelo colapso foi inicialmente preenchida por produtos vulcânicos e

vulcanoclásticos da fase sin-caldeira, e posteriormente serviu como local de deposição para as unidades sedimentares do Supergrupo Roraima.

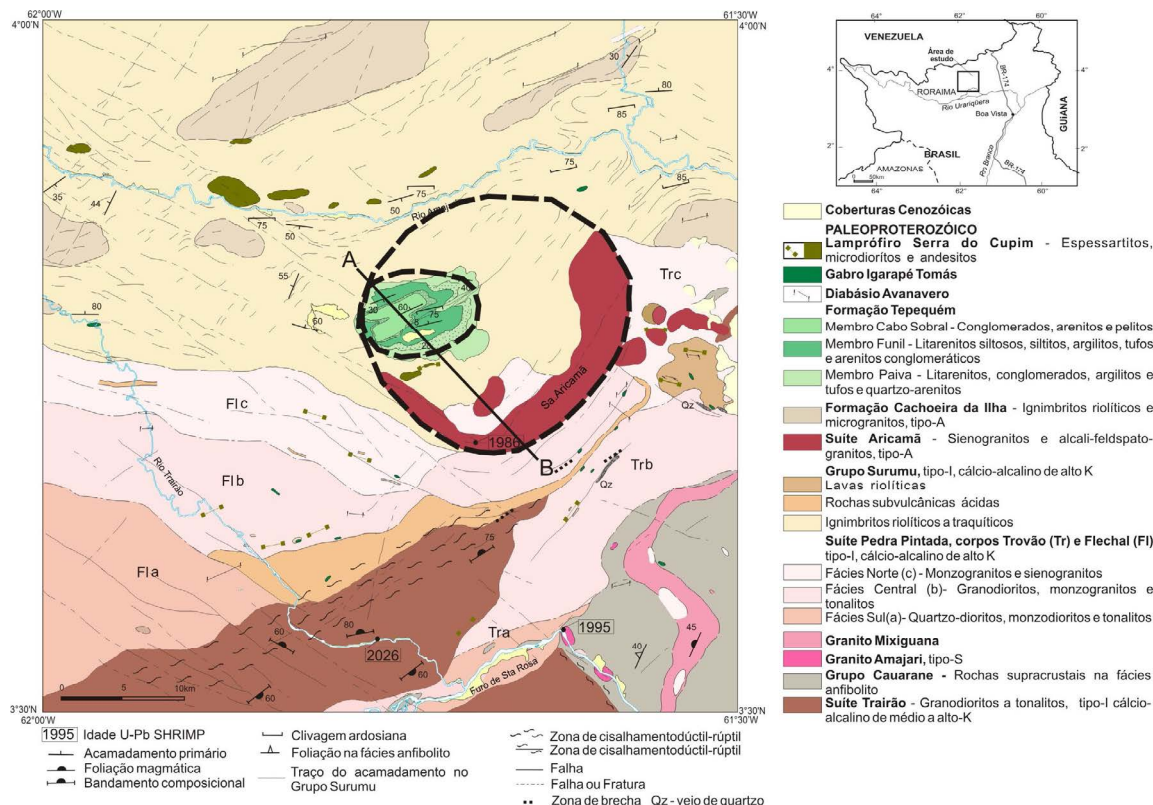


Fig.1 – Mapa geológico da Folha Vila de Tepequém, segundo CPRM (2010), mostrando o contorno aproximado das caldeiras Aricamã e Tepequém. A linha A-B refere-se à seção mostrada na figura 2.

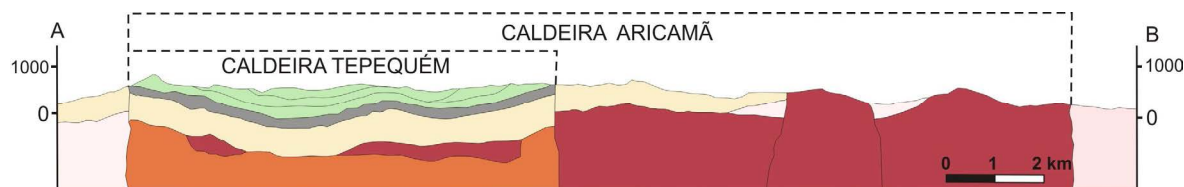


Fig.2 – Seção geológica esquemática (A-B) através do complexo de caldeiras Aricamã-Tepequém. Unidades geológicas conforme mapa da figura 1. Litologias adicionais: tufo intracaldeira (em cinza); câmara magmática da caldeira Tepequém (em laranja).

CONSIDERAÇÕES FINAIS De acordo com Cole *et al.* (2005), um complexo de caldeiras corresponde a uma associação de estruturas vulcânicas de colapso de idades diferentes que se encontram estrutural e espacialmente associadas. O complexo de caldeiras identificado na folha Vila de Tepequém enquadra-se nesta definição. Em primeiro lugar, a região onde o complexo foi localizado é altamente favorável à ocorrência de feições de colapso, pois contem os remanescentes de vastos depósitos de ignimbritos félsicos, que são produtos de vulcanismo explosivo quase que invariavelmente associados a caldeiras. O exame do mapa geológico mostra estruturas aproximadamente circulares e superpostas, de grande tamanho, típicas das chamadas caldeiras riolíticas de Cole *et al.* (2005). E finalmente as idades de 1,98 Ga, obtida para o granito anelar da caldeira Aricamã, e de 1,96 Ga, obtida no ignimbrito intracaldeira do Tepequém, mostram que as estruturas estão defasadas no tempo em cerca de 20 milhões de anos.

A associação de caldeiras em complexos é comum em áreas vulcânicas, sendo igualmente freqüente a ocorrência de caldeiras menores instaladas no interior de caldeiras mais antigas e maiores (Geyer & Martí 2009). Os autores citados ressaltam, porém, que a caldeira mais jovem e menor

implica necessariamente no desenvolvimento de uma nova câmara magmática, menor e mais rasa do que a da caldeira envolvida no primeiro colapso.

Referências Bibliográficas

- Cole J.W., Milner D.M., Spinks K.D. 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews* **69**:1-26.
- CPRM 2010. Geologia e Recursos Minerais da folha Vila de Tepequém – NA.20-X-A-III, Estado de Roraima, escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. Projeto Cartografia da Amazônia. Manaus. 182p.
- Geyer A., Martí J. 2009. Stress fields controlling the formation of nested and overlapping calderas: implications for the understanding of caldera unrest. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **181**:185-195.
- Lipman P.W. 1984. The roots of ash flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research* **89** (B10):8801-8841.
- Lipman P.W. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* **59**:198-218.
- Reis N.J., Dreher A. M., Fraga L.M., Scandola J., Betiollo L.M. 2009. Serra Tepequém, Roraima, um possível remanescente de uma caldeira vulcânica paleoproterozóica – Estudos preliminares. 11º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Resumos expandidos*. CD-ROM.
- Reis N.J., Dreher A. M., Fraga L.M., Betiollo L.M. 2011. The Tepequém Mountain, Northern Roraima State, Brazil, Guiana Shield – A remnant of a Paleoproterozoic volcanic Caldera. 34o Congresso Latinoamericano de Geología, Medellín. *Resumo submetido*.

Rochas associadas a erupções freatomagmáticas félsicas na Província Aurífera do Tapajós, Pará.

Ana Maria Dreher¹, Marcelo Lacerda Vasquez², Elyana Melo Moura², César Lisboa Chaves², Junny Kiley M. Oliveira² & Fabio Henrique P. Santos².

¹CPRM, Serviço Geológico do Brasil, DEGEO-ERJ (ana.dreher@cprm.gov.br)

²CPRM, Serviço Geológico do Brasil, SUREG-BE

Resumo A região das folhas 1:100.000 São Domingos e Jardim do Ouro, na Província Aurífera do Tapajós, PA, atualmente em fase de mapeamento pela CPRM de Belém, expõe diversas ocorrências de rochas vulcanoclásticas geradas por vulcanismo félsico explosivo de caráter freatomagmático e idade paleoproterozóica. As rochas aqui estudadas pertencem a uma área alongada, de cerca de 130 km², situada na parte central das folhas, que provavelmente representa o remanescente de um antigo graben. A área é ocupada em sua maior parte por tufos de queda portadores de lapilli acrescionários e arenitos líticos vulcanogênicos. Brechas formadas por fragmentos de vidro félsico e púmice, e ignimbritos riolíticos não-soldados ocorrem junto ou próximo da falha que limita a área a norte, sugerindo que os centros vulcânicos se instalaram ao longo desta estrutura. É provável que este vulcanismo freatomagmático assinale o início da deposição das coberturas sedimentares na área.

Palavras-chave: Erupções félsicas freatomagmáticas, Paleoproterozóico, Província Aurífera do Tapajós.

INTRODUÇÃO Erupções vulcânicas freatomagmáticas são produzidas pela interação entre o magma e água de fonte externa. Esta interação ocorre sempre próximo ou junto da superfície. A água pode ser pertencente a aquíferos, lagos, mares rasos, ou mesmo a camadas de gelo, solos ou sedimentos úmidos e inconsolidados quando estes são invadidos por magma. As erupções freatomagmáticas são em geral altamente explosivas, pois a água em contato com o magma sofre superaquecimento e rapidamente se expande, enquanto o magma congela e se fragmenta. Os magmas envolvidos podem ter composições variadas, de máficos a félsicos. As erupções mencionadas produzem não só colunas eruptivas carregadas de cinza vulcânica e vapor d'água em suspensão, mas também depósitos de fluxo piroclástico e depósitos de *base surge*, nos quais a energia é dirigida sub-horizontalmente. São típicas as seqüências finamente acamadadas de cinza vulcânica, geralmente contendo lapilli acrescionários, depósitos de ignimbritos não-soldados, depósitos de *base surge* com estratificação cruzada, e grandes acumulações de fragmentos diversos de vidro vulcânico, cristais e litoclastos que podem vir a constituir depósitos ressedimentados ou retrabalhados por erosão (McPhie *et al.* 1993).

Nas folhas São Domingos e Jardim do Ouro, situadas na Província Aurífera do Tapajós, atualmente em fase de mapeamento pela Superintendência Regional de Belém da CPRM, foram delimitadas diversas áreas contendo rochas vulcanoclásticas de procedência freatomagmática. Estas rochas vêm sendo consideradas ainda provisoriamente como pertencentes ao Grupo Iriri e sua distribuição parece guardar relação com falhas associadas a estruturas do tipo graben. O objetivo deste trabalho é o descrever as rochas de uma destas áreas, e indicar a possível relação do vulcanismo freatomagmático ao início de um período de deposição sedimentar na região.

Geologia das folhas São Domingos e Jardim do Ouro As Folhas 1:100.000 São Domingos e Jardim do Ouro estão localizadas na parte SW do Pará em área pertencente à Província Aurífera do Tapajós, conhecida por seus importantes depósitos de ouro aluvionar e primário. A região compreende principalmente granitos e vulcânicas félsicas paleoproterozóicas, cujos corpos estão, de modo geral, orientados na direção NW-SE (Fig. 1). No sudeste da área afloram rochas vulcânicas calcio-alcalinas de alto K a shoshoníticas de 2,0 Ga da Formação Vila Riozinho, que são cortadas pelo Granito São Jorge Antigo, de 1,98 Ga, e de afinidade geoquímica similar (Lamarão *et al.* 2002). Os granitóides cálcio-alcalinos de alto K de 1,89-1,88 Ga da Suíte Parauari predominam na área, sendo que no oeste prevalecem os granodioritos, com quartzo monzonitos e quartzo dioritos associados, enquanto na parte central são mais frequentes os monzo e sienogranitos. Na parte central e oeste da área ocorrem rochas vulcânicas dacíticas a andesíticas, consideradas como prováveis equivalentes extrusivos dos granitóides da Suíte Intrusiva Parauari. No nordeste da área afloram vulcânicas ácidas e piroclásticas de 1,89-1,88 Ga da Formação Moraes Almeida (Lamarão *et al.* 2002), de filiação alcalina, e seus equivalente plutônicos, representados pelos granitos tipo A de 1,88-1,87 Ga da Suíte Intrusiva

Maloquinha (Vasquez *et al.* 2002). Corpos gabróicos correlatos à Suíte Intrusiva Ingarana ocorrem localmente, cortando inclusive os granitos da Suíte Maloquinha. Tanto as vulcânicas associadas à Suíte Parauari, como aquelas relacionadas aos granitos Maloquinha, assim como as vulcanoclásticas objeto do presente estudo, vêm sendo consideradas, ainda provisoriamente, como pertencentes ao Grupo Irii, conforme proposto por Klein & Vasquez (2000). Estudos litogeoquímicos e geocronológicos em andamento permitirão a eventual separação destes conjuntos em unidades litoestratigráficas distintas.

As ocorrências de rochas vulcanoclásticas As rochas aqui abordadas são provenientes de uma área de ocorrência de vulcanoclásticas de cerca de 130 km², situada na parte centro-leste da Folha São Domingos, constituindo um corpo alongado, em forma de cunha, orientado segundo NW-SE. Esta área, designada “A” (Fig. 1), é limitada a norte por uma falha ao longo da qual se encaixa o rio Tocantinzinho, afluente do rio Crepori. Ocorrências menores de vulcanoclásticas situam-se na parte oeste e no extremo sudeste desta folha, e também na parte sudoeste, central e leste da Folha Jardim do Ouro (Fig. 1).

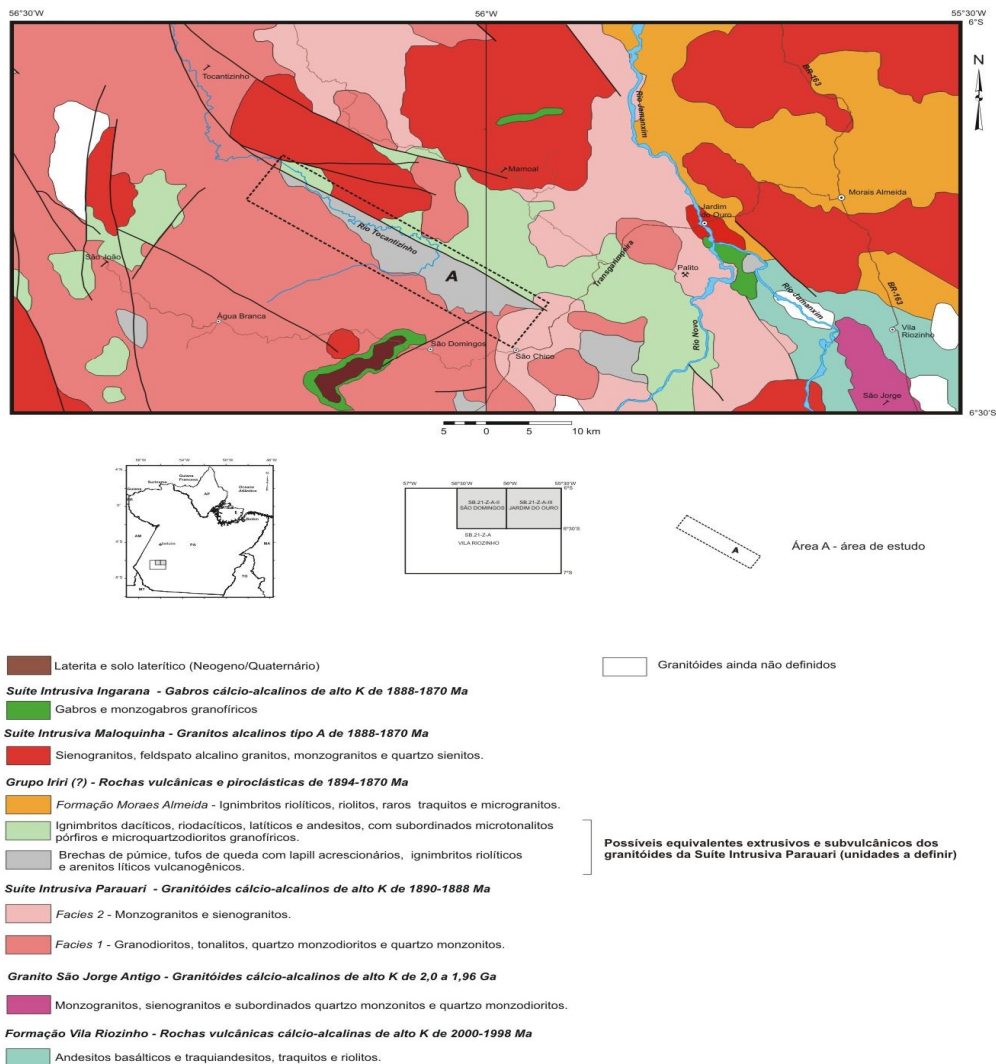


Fig. 1 – Mapa geológico preliminar das folhas São Domingos – Jardim do Ouro.

As rochas da área “A” compreendem principalmente tufo fêlsicos de queda e arenitos vulcanogênicos, que aparentemente ocorrem intercalados. Brechas e ignimbritos riolíticos não-soldados são menos abundantes e foram encontrados próximo ou junto à falha NW-SE que marca o limite norte da área “A”.

Variedades de rochas Os tufos de queda são em geral avermelhados, impregnados por hidróxido de ferro. São laminados e bem selecionados, compostos principalmente por partículas vítreas (*shards*) e partículas de cristais de quartzo e feldspato, de tamanho cinza fina a grossa. Os *shards* conservam suas formas características (circulares, semicirculares, aciculares ou em cúspide) e em geral não mostram qualquer deformação. Lapilli acrescionários de contorno oval são observados em parte destes tufos, medindo até 8 mm na sua maior dimensão. Diminutos nódulos circulares, de 0,2 a 0,6 mm de diâmetro, de cinza vulcânica sem capas acrescionárias, foram verificados em um tufo muito fino.

Os arenitos são também avermelhados, estratificados, e provavelmente de origem fluvial. Correspondem a arenitos líticos, vulcanogênicos, compostos por grãos arredondados de quartzo, feldspatos e grande quantidade de litoclastos derivados de tufos soldados e não-soldados, púmice ou vidro félsico. Litoclastos de granófiro e de andesito são raros. Em algumas rochas é possível reconhecer restos de *shards* vítreos em meio aos grãos, sugerindo que material cinerítico primário foi incorporado aos sedimentos retrabalhados.

Os ignimbritos são maciços e compostos sobretudo por *shards* vítreos, com esparsos cristais de quartzo e fragmentos de púmice. Os *shards* e fragmentos de púmice estão indeformados indicando o caráter não-soldado destas rochas.

As brechas são de estrutura maciça, compostas por fragmentos angulosos, mili a centimétricos, de vidro vulcânico félsico ou de púmice de baixa vesicularidade, com texturas de devitrificação variadas (perlíticas, esferulíticas, micropoiquiliticas). A matriz entre os fragmentos é formada por grãos de tamanho areia ou grânulo, angulosos a arredondados, de vidro vulcânico, quartzo e raro feldspato, cimentados por sílica e um material argilo-ferruginoso avermelhado. Algumas brechas mostram texturas em quebra-cabeça indicando fragmentação *in situ*, provavelmente ligada a processo explosivo. Outras brechas sugerem depósitos subaéreos de fluxo de detritos.

Evidências de atividade freatomagmática Os lapilli acrescionários formam-se por agregação de cinza em suspensão na presença de vapor d'água e são considerados típicos de erupções freatomagmáticas Self (1983). O caráter não-soldado dos ignimbritos significa, por sua vez, que o fluxo piroclástico foi resfriado e que os piroclastos estavam já sólidos e frios demais para sofrerem soldamento McPhie (1986). A presença nas brechas de clastos angulosos de vidro félsico, ou de púmice com pequenas e poucas vesículas, indica congelamento e fragmentação do magma, e que o processo de formação de vesículas foi interrompido por resfriamento súbito, causado por interação do magma com água (McPhie *et al.* 1993)

Com respeito aos arenitos, embora não representem produtos diretos de atividade freatomagmática, eles ocorrem por toda a área "A" associados a tufos de queda portadores de lapilli acrescionários, tendo muitos dos seus constituintes derivados de piroclastos (cristais, pedaços de tufos, púmice, vidro vulcânico e *shards* vítreos) e provavelmente de rochas (ignimbritos não soldados, tufos de queda) gerados por vulcanismo freatomagmático.

CONCLUSÕES O vulcanismo que originou as rochas vulcanoclásticas que ocorrem nas folhas São Domingos-Jardim do Ouro, foi explosivo, félsico, de caráter freatomagmático, e ocorreu provavelmente no Paleoproterozóico. A área "A" pode ser o remanescente de um antigo graben ou hemi-graben, limitado a norte por uma importante falha, e que serviu como local de deposição das vulcanoclásticas. A ocorrência de brechas e ignimbritos não-soldados próximo ou junto da falha mencionada, sugere que os centros vulcânicos se instalaram ao longo desta estrutura. A água no local das erupções pode ter sido suprida talvez por um lago, rio ou solo saturado em água. O magma em contato com a água sofreu congelamento e fragmentação explosiva, produzindo ao mesmo tempo ignimbritos não-soldados, nuvens de cinza vulcânica e grande quantidade de fragmentos que constituíram matéria-prima para as brechas proximais e para os depósitos mais distais de arenitos vulcanogênicos. As rochas freatomagmáticas assinalariam, provavelmente, um estágio inicial de deposição das coberturas sedimentares na área.

Referências Bibliográficas

- Klein E.L. & Vasquez M.L. 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A). Estado do Pará. Escala 1:250.000. CPRM-Serviço Geológico do Brasil (Nota Explicativa) CD-ROM.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J-M., Lima E. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research* **119**:189-223.
- McPhie J. 1986. Primary and redeposited facies from a large-magnitude, rhyolitic, phreatomagmatic eruption: Cana Creek Tuff, Late Carboniferous, Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **28**:319-350.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES Key Centre. University of Tasmania, Australia. 197p.
- Self S. 1983. Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism: a case study from New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **17**:433-469.
- Vasquez M.L., Ricci P.S.F., Klein E.L. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez, L.T. Rosa Costa (orgs.). *Contribuições à Geologia da Amazônia* **3**:67-83.

Novos dados geocronológicos em zircões detriticos do Grupo Aguapeí (Formação Fortuna) na Serra da Borda, SW do Cráton Amazônico.

Anderson Alves de Souza¹

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil/REPO, Porto Velho, anderson.souza@cprm.gov.br

Resumo Novos dados geocronológicos em zircões detriticos do Grupo Aguapeí (Formação Fortuna), oriundo de duas amostras localizadas na Serra da Borda, SW do Cráton Amazônico, apresentam intervalo de idades que variam do Paleoproterozóico até o Mesoproterozóico. Os dados apresentam o zircão detritico mais novo com idade de 1299 Ma, como sendo a idade máxima para o início da deposição da bacia. As diversas populações de zircões identificadas nas amostras do Grupo Aguapeí demonstram a heterogeneidade litoestratigráficas na região, ocorrem diversos picos de idade que variam de 1888 Ma a 1299 Ma. Os estudos de zircão detritico para determinar a área fonte dos sedimentos se mostraram eficaz, foi possível correlacionar as idades das diversas populações com as orogenias conhecidas no SW do Cráton Amazônico.

Palavras-chaves: Grupo Aguapeí, Geocronologia U-Pb, Zircão detritico.

INTRODUÇÃO Foram analisadas duas amostras de metassedimentos do Grupo Aguapeí para estudo de zircões detriticos, com objetivo de definir a área fonte e idade máxima para o início da deposição da bacia, a primeira compreende um muscovita-xisto (AS-28) e a segunda um metassiltito (AS-88) (Fig. 1B). O presente trabalho está inserido na porção sudoeste do Cráton Amazônico, nos limites das províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignacio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga), propostos por Tassinari & Macambira (1999). Ruiz (2005) utilizando dados estruturais, geocronológicos e mapeamento geológico, propõe uma divisão para o sudoeste do Cráton Amazônico, compartimentando em domínios tectônicos distintos, sendo estes limitados por extensas zonas de cisalhamento de caráter regional. São compartimentados, de oeste para leste em seis domínios: Domínio Sunsás, Domínio Tectônico Paraguá, Domínio Tectônico Santa Bárbara, Domínio Tectônico Rio Alegre, Domínio Tectônico Jauru e Domínio Tectônico Cachoeirinha. Ruiz (2009) apresenta uma nova compartimentação para o sudoeste do Cráton Amazônico, considerando os limites e modelo de divisão de Ruiz (2005), utilizando a denominação de terreno para os domínios tectônicos então adotados (Fig. 1A).

MATERIAIS E MÉTODOS As amostras para datação geocronológica foram processadas no laboratório de preparação de amostras da CPRM de Porto Velho. As amostras foram pulverizadas e submetidas há uma pré-concitração utilizando bateamento, posteriormente o pré-concentrado foi separado em frações magnéticas utilizando equipamento *Frantz*. As frações contendo zircão foram encaminhadas para o Laboratório Geocronológico da Universidade de Brasília e preparadas para análise de isótopos de Pb. As análises isotópicas de U-Pb foram realizadas utilizando o método ICPMS-LA (*laser ablation*). As idades foram plotadas em diagrama de probabilidade relativa.

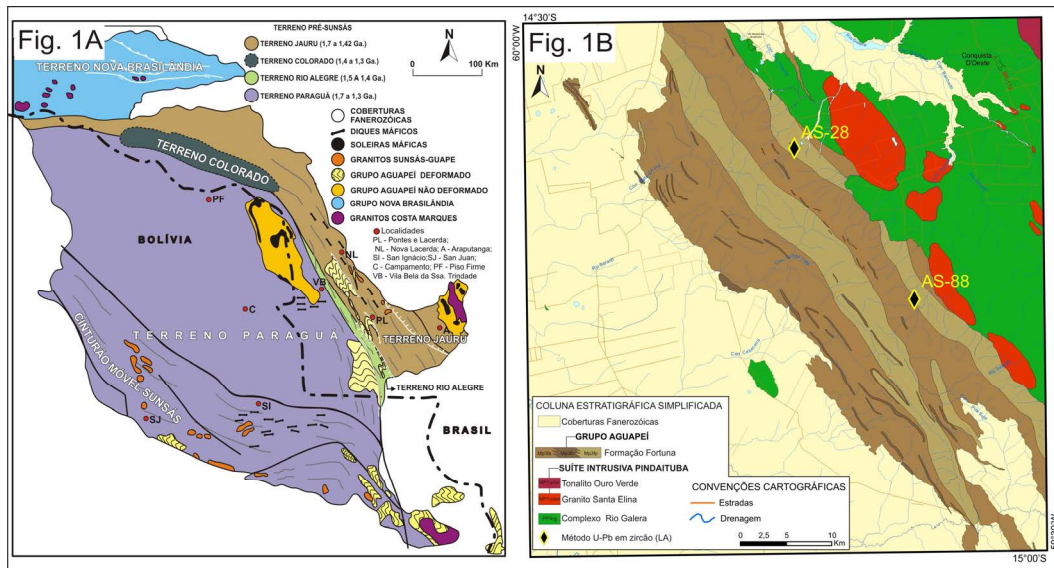


Figura 1A - Mapa tectônico do SW do Cráton Amazônico. Figura 1B - Mapa geológico esquemático com a localização das amostras selecionadas para estudo de zircão detrito.

RESULTADOS A amostra AS-28 compreende um muscovita-xisto, oriundo do garimpo da Coopropol, localizado no flanco leste da Serra da Borda, a sul da Mina de São Vicente. Foram analisados 56 cristais de zircão, estes resultados foram plotados em diagrama de probabilidade relativa (Figura 2.A). A disposição das idades no diagrama de probabilidade apresenta a principal população de zircão com idade em torno de 1604 Ma e outras populações menos expressivas de idades em torno de 1816 Ma, 1521 Ma e 1411 Ma, com o zircão mais novo com idade de 1333 Ma. Configurando um intervalo de idades que variam do Paeloproterozóico (Estateriano) até o Mesoproterozóico (Ectasiano).

A segunda amostra AS-88 compreende um metassiltito do Grupo Aguapeí que aflora na borda leste da Serra da Borda no Assentamento Sararé, nesta amostra foram analisados 58 cristais de zircão. A disposição das idades no diagrama de probabilidade apresenta a principal população de zircão com idade em torno de 1447 Ma. Outras populações menos expressivas de idades em torno de 1366 Ma, 1780 Ma e 1894 Ma, sendo o zircão mais novo com idade de 1299 Ma. O diagrama de probabilidade (Figura 2.B) mostra um intervalo de idades, que variam do Paleoproterozóico (Orosiano) até o Mesoproterozóico (Ectasiano).

As duas amostras AS-28 e AS-88 apresentam um intervalo de idades similares, sendo diferenciadas pelos picos das idades das diversas populações, a amostra AS-88 não registra os picos de idades de 1604 Ma. Para melhor representatividade dos resultados foram englobadas as duas amostras em um único diagrama de probabilidade, totalizando 114 cristais de zircão, visto que as duas amostras fazem parte da mesma unidade litoestratigráfica (Formação Fortuna) e apresentam intervalos de idades similares.

Dados isotópicos de chumbo e enxofre do depósito Paraíba – Província Alta Floresta, norte de Mato Grosso: conceitos e implicações metalogenéticas.

Anderson Costa dos Santos, Mauro César Gerales & Máisa Pamplona

Faculdade de Geologia, UERJ, andcostasantos@gmail.com, gerald@uerj.br

Resumo O estudo dos depósitos auríferos da Província Alta Floresta, norte do estado do Mato Grosso tem sido relevante no que tange a possibilidade de se criar um modelo metalogenético que corrobore para as campanhas prospectivas regionais. Para isso, trabalhos sistemáticos são feitos a fim de atender as necessidades de uma campanha. Neste trabalho amostras de campo foram coletadas para o depósito do Paraíba a fim de separar os sulfetos para que análises isotópicas de enxofre e chumbo fossem feitas com o intuito de definir a gênese destes minerais que, geralmente, encontram-se associados à fase mineralizada em ouro, para que nos permita, assim, direcionar os trabalhos prospectivos, uma vez que passa a ser conhecida a fonte e as correspondentes litologias a ela ligadas.

INTRODUÇÃO A região de alta Floresta-Peixoto de Azevedo constitui uma das principais províncias auríferas do país denominada de Província Alta Floresta que configura uma área alongada na direção W-NW, de onde foram extraídas, entre 1980 e 1998 aproximadamente 125 toneladas de ouro, através de atividade garimpeira. É formada por uma extensa faixa de terrenos paleoproterozóicos, que ocorrem na porção norte do estado de Mato Grosso e sudoeste do estado do Pará. As mineralizações auríferas hidrotermais formam uma importante classe de depósitos metálicos. A importância econômica deste tipo de depósito é decorrente da sua ocorrência em larga escala e tem como consequência um grande número de campanhas de prospecções regionais. O planejamento de campanhas prospectivas para a definição de alvos, bem como campanhas de reavaliação de alvos já detectados, passaram, fundamentalmente, pela definição do modelo genético para estes depósitos hidrotermais. A importância de se caracterizar as assinaturas isotópicas de Pb e S das soluções hidrotermais responsáveis pelo transporte e deposição nos respectivos corpos mineralizados permite definir suas fontes a partir destas assinaturas isotópicas auxiliando na criação de um modelo metalogenético. O principal garimpo, lavrado desde o final da década de 80 é conhecido como Filão do Paraíba ou Cooperxoto. O depósito Paraíba se localiza acerca de 12 km a noroeste da cidade de Peixoto de Azevedo. É atualmente o mais mecanizado da região, e é de fato uma mina.

O Depósito Paraíba é o maior identificado na área de Peixoto de Azevedo, e está ativo com uma mina subterrânea que atinge mais de 250 metros de profundidade. O corpo do minério constitui de veios de quartzo que atingem mais de 1 metro de espessura, com intensa sulfetação e alto conteúdo de ouro (entre 50 e 80g/ton).

CONTEXTO GEOLÓGICO Trata-se de um conjunto de veios de quartzo, onde o corpo principal aloja-se em uma zona de cisalhamento dúctil do tipo transcorrente dextral de orientação em torno de N-S, subverticalizada com mergulhos dominantes para leste variando entre 55° e 85°; encaixa-se em monzogranitos protomiloníticos a miloníticos atribuídos à Suíte Intrusiva Matupá, gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú e anfíbolitos foliados da Unidade Flor da Serra. Todo o conjunto foi afetado por processos de alteração hidrotermal incluindo silicificação, sericitização e potassificação, principalmente nos granitóides e carbonatização e cloritização nas rochas básicas; estes processos produziram halos de alteração com extensões irregulares podendo atingir de 1 a 30m. O veio principal possui ampla variação nos teores de ouro e na sua espessura. São muito lenticularizados, configurando *oreshots* de forma tabulares (Barros 1994).

MATERIAIS E MÉTODOS As amostras obtidas em trabalho de campo para o depósito do Paraíba (25 amostras) foram partidas ao meio com utilização de serra apropriada e uma parte triturada em um pilão manual e, em seguida, peneiradas com a finalidade de separar os sulfetos das demais fases minerais presentes, principalmente do quartzo. Ainda assim, mesmo que no peneiramento pudessem ser obtidas frações mais puras de sulfetos, uma grande quantidade destes minerais apresentava inclusões de outras fases minerais. Para que somente os grãos de sulfetos límpidos fossem selecionados a lupa foi uma ferramenta muito importante nesta etapa. Amostras de sulfetos catados do

Referências Bibliográficas

- Lima M. da G., Souza A.A. de., Castro C.C. e., Trindade Netto G.B. Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo-SD.21-Y-A-I, Estado do Mato Grosso, escala 1:100.000. Porto Velho: CPRM, 2011. 111 p. il. Programa Geologia do Brasil-PGB
- Geraldes M.C. Geoquímica e Geocronologia do Plutonismo Granítico Mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). 2000. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 194 p.
- Ruiz A.S. Compartimentação tectônica Pré-Sunsás do Sudoeste do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso - Brasil. *In: CONGRESO GEOLÓGICO BOLIVIANO*, 18, 2009. Potosi. **Memórias**. Potosi, 2009. p. 159-163.
- Ruiz A.S. Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico região limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso. 2005. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 260 p
- Ruiz A.S., Ruiz L. M. B. A., Godoy A. M., Souza M.Z. A. de.; Geraldes, M.C., Simões L.S.A., Matos J.B. 2003. Maciços graníticos tonianos (1.0 - 0,85 Ga) no SW do Cráton Amazônico: Bolívia Oriental e SW Oriental de Mato Grosso- BR. *In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste*, 8, 2003, Cuiabá. **Boletim de Resumos**. Cuiabá: SBG. Núcleo Centro-Oeste, p. 112-115.
- Saes G.S., Leite J.A.D. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do sudoeste do Cráton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v.3, , São Paulo, p. 113-127
- Saes G.S. 1999. Evolução tectônica e paleogeográfica do aulacógeno Aguapeí (1.2 – 1.0Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 135 p.
- Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter, P.E., Mcnaughton N.J., Matos R.S., Hartmann L.A., Chemale F., Quadros M.E.S., 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research* **165**: 120–152.
- Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Hartmann L.A., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R. 2001. Ages of sedimentary basins related to the Sunsás and Juruena orogenies, southwest Amazon Craton established by zircon U–Pb geochronology. *In: WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE-OF-THE-ART*, 2001, São Paulo. Extended Abstracts. São Paulo: Institute of Geosciences; University of São Paulo, p. 114-118.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of The Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182.

Reconhecimento geológico das porções Centro-Nordeste e Sudeste do Estado de Roraima.

Anderson Martins de Mello¹, Marcelo Ricardo Souza de Almeida^{1,2}, Mike Aranha Brandão¹, Paulo Roberto Evelim Borges¹ & Stélio Soares Tavares Junior³

¹Acadêmico do Curso de Graduação em Geologia da UFRR; ²Bolsista PIBIC-CNPq, ³Professor associado –IGEO/UFRR- Av. Ene Garcez, 2413, Aeroporto, Boa Vista- RR.

Resumo O presente trabalho apresenta dados obtidos na execução do estágio de campo I do curso de graduação em Geologia da UFRR. O estudo foi realizado às margens das rodovias e vicinais nas porções centro-nordeste e sudeste do Estado de Roraima. A área estudada compreende quatro grandes Domínios geológico-estruturais: Domínio Guiana Central, Domínio Waimiri Anauá, Domínio Parima- Surumu e Domínio Imeri. Foram reconhecidas e descritas nove unidades litoestratigráficas, tais como: Grupo Cauarane, Suíte Metamórfica Rio Urubu, Suíte Intrusiva Água Branca, Granito Igarapé Azul, Grupo Iricoumé, Suíte Intrusiva Mapuera, Suíte Intrusiva Serra Da Prata, Gabro Caracará e Suíte Intrusiva Abonari.

Palavras-chave: Unidade litoestratigráfica, sudeste e centro-nordeste do Estado de Roraima.

INTRODUÇÃO O Estado de Roraima está inserida em uma das áreas mais antigas e dinâmicas do Brasil, o Craton Amazônico. Este ocupa uma área de aproximadamente 5.600.000 km² no Norte da América do Sul, estando limitado a norte e leste pela margem atlântica, e a sul e sudeste por rochas geradas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro. Os valores geocronológicos disponíveis para o Cráton Amazonas permitem retratar domínios marcados por ciclos e eventos de metamorfismo e deformação efetivados ao longo do Arqueano e Proterozóico Fraga & Reis (1995). Através da avaliação conjunta do acervo de trabalhos técnicos já existentes sobre o Estado, percebe-se a existência de quatro principais domínios tectono-estratigráficos em Roraima: Surumu, Cinturão Guiana Central-Lua South Savana, Parima e Uatumã - Anauá (Reis *et al.* 2003).

A área de estudo está localizada no centro-sul do Cráton Amazonas, constituída de rochas ígneas, metamórficas de médio a alto grau e sedimentos recentes. Segundo (CPRM, 2000) no Domínio Cinturão Guiana Central de direção NE-SW, ocorrem principalmente rochas metamórficas de médio a alto grau. O Domínio Uatumã-Anauá, também com orientação NE-SW, é dominado amplamente por uma variada gama de granitóides paleo-mesoproterozóicos, rochas vulcânicas e metamorfitos de baixo a médio grau.

Este trabalho relata os resultados obtidos referente execução do estágio de campo I, do curso de graduação em Geologia, da UFRR. As atividades campo englobaram parcialmente os municípios de São Luiz do Anauá, São João da Baliza, Caracará, Rorainópolis, Boa Vista e Alto Alegre. O acesso aos municípios localizados mais ao sul do Estado é feito principalmente pela rodovia federal BR-174, que liga Manaus a Boa Vista, seguido de outra importante via, a BR-210 (Perimetral Norte, sentido leste), interligando as vilas Novo Paraíso e vila moderna. Já a RR-319 e a RR-342, dão acesso à porção centro-nordeste do Estado de Roraima.

As unidades litoestratigráficas correspondentes à área estudo, conforme o Projeto Caracará (2000) e Projeto Roraima Central (1999), englobam o Grupo Cauarane, Granito Igarapé Azul, Suíte Metamórfica Rio Urubu, Suíte Intrusiva Serra da Prata, Grupo Iricoumé, Suíte intrusiva Água Branca e Suíte Intrusiva Mapuera pertencentes ao paleoproterozoico, enquanto as unidades Gabro Caracará e a Suíte Intrusiva Abonari compreendem ao mesoproterozoico. O principal objetivo deste trabalho visa o reconhecimento das unidades litoestratigráficas da porção sudeste e centro-nordeste do Estado de Roraima.

MATERIAIS E MÉTODOS Para o conhecimento prévio da área de estudo se fez necessário um levantamento bibliográfico, cartográfico onde se utilizou como base durante os estudos as cartas geológicas Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais) (2000) e Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais) (1999).

As atividades em campo consistiram na caracterização afloramentos, considerado os parâmetros litológicos, mineralógicos e estruturais. Observaram-se afloramentos pertencentes a nove unidades litoestratigráficas, de onde foram obtidas 35 amostras de mão. As análises das amostras foram realizadas macroscopicamente no laboratório do Núcleo de Pesquisas Energéticas – NUPENERG-

Universidade Federal de Roraima, com auxílio de dois estereomicroscópios binoculares com sistema de zoom OPTON – TIM 2B.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

GRUPO CAUARANE (GC) As características litológicas observadas na serra do Murupu e nas proximidades da Vila do Taiano, consistem em um material de cor cinza esverdeado, com uma textura granolepidoblástica e lepidoblástica fina a média com destaque para pórfiroblasto de granadas. Os grãos recristalizados, xenomórficos, configuram um arranjo equigranular. A mineralogia existente persiste em quartzo anédricos, feldspato alcalino e plagioclásio subédrico, sendo este último caracterizado por maclas polissintética. As biotitas normalmente estão dispostas de forma xenomórfica. Nota-se ainda a presença de cristais de granada (almandina) (Fig. 1-C). Estruturas de deformação são evidenciadas em banda de cisalhamento em blocos *in situ* e dobras isoclinais. A alternância regular de leitos máficos e de agregados de quartzo e feldspato, estabelece uma textura gnáissica com incipientes bandas de cores cinza-esverdeado a esbranquiçado, caracterizando foliações. As atitudes obtidas no plano de foliação correspondem a 46°NW/180°.

SUÍTE METAMÓRFICA RIO URUBU (SMRU) Nas proximidades da sede do município de Mucajaí, à margem da BR-174, afloram em forma de lajedo, rochas no tom cinza-esbranquiçado, constituída por agregados de biotitas e anfibólios alinhados, quartzos recristalizados, K-Feldspatos e subordinados plagioclásios idiomórficos. Cortando as rochas deste afloramento encontram-se veios pegmatíticos constituídos por grandes cristais de K-Feldspatos e anfibólios com aproximadamente 3 a 4 cm de comprimento. Há também a presença de enclaves microgranulares máficos com bordas difusas. Veios quartzo-feldspáticos fraturados, configurando por vezes dobras pitgmáticas com cinemática de movimento transcorrente sinistral são bem destacadas. Os veios também se apresentam deslocados formando dobras intrafoliais. As foliações miloníticas apresentam-se em forma de longa e estreita faixa, além de uma estrutura de segregação metamórfica incipiente de minerais máficos e félsicos.

SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA BRANCA (SIAB) À margem da BR- 210, no perímetro urbano da vila Moderna, afloram blocos de rochas caracterizados por uma cor cinza-esbranquiçado, holocristalinas, equigranulares, com textura fanerítica média a grossa, formando um arranjo hipidiomórfico entre os cristais existentes. Em análise petrográfica-macroscópica, destacam-se cristais de plagioclásios subédricos cortornados por biotita, feldspatos alcalinos euédricos com maclas simples em menor porcentagem e quartzos anédricos esfumaçados. Em relação aos minerais máficos, as biotitas sobressaem em relação aos anfibólios. Em porções localizadas da rocha torna-se perceptível a textura-rapakivi.

GRANITO IGARAPÉ AZUL (GIA) Nas proximidades dos municípios de São Luis do Anauá, São João da Baliza e Rorainópolis, lajedos e matações alongados apresentam-se nos tons cinza-esbranquiçado e cinza-escuro. A textura persiste em uma granulação média a grossa com um arranjo tanto equigranular como enequigranular. A constituição mineralógica é representada por quartzos anédricos, por vezes apresentam-se levemente azulados. Os plagioclásios configuram um formato euédrico, zonados e com aparente processo de sericitização. Megaclasto de K-Feldspatos zonados com formato ovóide de até 6 cm sobressai em meio ao corpo rochoso, nota-se ainda K-feldspatos com maclas simples. Subordinadamente observa-se minerais de biotita e anfibólios. Em porções aleatórias do corpo rochoso há uma concentração de máficos formando enclaves com bordas pouco reativas, bolsões e camadas oriundas de fluxos magmáticos. A ocorrência de piratas em veios quartzo-feldspáticos são características (Fig.1-F). Morfológicamente, os depósitos hidrotermais podem se apresentar como veios ou filões, onde os sulfetos de ferro preenchem fraturas, formando depósitos disseminados.

GRUPO IRICOUMÉ (GI) Nas proximidades da vila Petrolina do Norte à margem da BR-174, afloram em forma de lajedos, corpos vulcânicos caracterizados por cor vermelho-ocre e pórfiros de feldspatos esbranquiçados envoltos em uma matriz afanítica avermelhada. Em relação à estrutura, observam-se deformações de caráter rúptil resultando em cataclasitos. Observa-se ainda, em base de vertente de morro sob orientação WNW-ESSE, materiais rochosos hipocristalino de cor avermelhada

com uma textura fanerítica fina a afanítica. Sobressaem em meio a esta matriz fina, cristais de quartzo e feldspato em forma de fragmentos angulosos, fraturados e triturados, representando uma feição típica de brechas de falha (Fig. 1-B). Destaca-se neste afloramento, a ocorrência de cavidades com dimensões milimétricas a centimétrica preenchidas por cristais de quartzo euédrico, constituindo geodos.

SUÍTE INTRUSIVA MAPUERA (SIM) À margem da BR-174, próximo a cidade de Caracará aflora matacões e lajedos alongados bastante alterados. Na análise macroscópica, o mesmo apresenta uma cor branco-rosado relacionada principalmente à presença de K-Feldspato alterado, quartzos anédricos e translúcidos, menor quantidade de plagioclásios e biotitas compondo os máficos. As observações complementares da textura da rocha, permitiram sugerir que trata-se de um corpo granítico holocristalino de granulação média a grossa com arranjo equigranular entre os grãos anédricos a subédricos. Em porções localizadas do afloramento foram encontrados enclaves máficos com bordas pouco reativas, de dimensões centimétricas. Estes podem ser interpretados como inclusões resultantes da intrusão dos granitos Mapuera nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.

SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PRATA (SISP) Ao longo da margem da BR-174, a 10 Km do município de Caracará, ocorrem exposição de corpos rochosos em forma de lajedos alongados. Notam-se blocos constituídos por rochas holocristalinas de cor cinza-esbranquiçado a cinza-esverdeado. Minerais de quartzos euédricos recristalizados configuram a matriz juntamente com feldspatos alcalinos. O arcabouço da rocha é constituído por pórfiros agregados de biotitas e anfibólios levemente orientados, além de plagioclásios com maclas polissintéticas em menor quantidade. Em termo de estrutura, apresenta incipientes foliações definidas pela orientação preferencial de agregados máficos (biotita/anfibólio) e pórfiros de plagioclásio. Também se destacam em meio ao corpo rochoso juntas de alívio de pressão paralelas entre si. Longos veios quartzo-feldspáticos por vezes formam dobras pitgmáticas que se dispõem na forma de Z, indicando uma movimentação sinistral no desenvolvimento desta feição de deformação.

GABRO CARACARÁ (GC) À aproximadamente 13 Km do município de Caracará, à margem da BR-174, afloram rochas gabróicas em formas de blocos e matacões (Fig. 1-A). Os corpos rochosos apresentam-se no tom cinza-escuro, com uma textura holocristalina e fanerítica média formada por cristais subédricos a anédricos com arranjo equigranular. A constituição mineralógica persiste em pequenos cristais de biotitas xenomórficas agregadas a piroxênios, plagioclásios em cristais tabulares a prismáticos alongados com maclas polissintéticas, quartzos fraturados e possíveis anfibólios resultantes da alteração hidrotermal dos piroxênios. Tendo em vista que este estudo baseou-se tão somente na descrição macroscópica das amostras de campo, algumas interrogações persistem. A primeira refere-se à real definição dos minerais máficos, identificando se os mesmos são olivinas, piroxênios ou anfibólios. Outra incógnita passível de estudo mais detalhado refere-se às porções félsicas identificadas no interior do corpo gabróico, apresentando características composicionais parecidas aos granodioritos das áreas adjacentes.

SUÍTE INTRUSIVA ABONARI (SIA) No município de São João da Baliza, ao sul do Estado de Roraima, Afloram corpos rochosos com dimensões batólicas e disposição alongada na direção NW-SE. Este apresenta tom branco-amarelado, uma textura holocristalina e fanerítica grosseira, estando constituídas por cristais subédricos a anédricos com arranjo equigranular (Fig. 1-E). Em relação ao aspecto mineralógico das amostras obtidas, predominam feldspatos alcalinos alterados, subédricos a anédricos com clivagens bem caracterizadas. O quartzo ocorre de forma euédrica com tons esfumado/amarelado e em menor proporção. O plagioclásio caracteriza-se por um tom esbranquiçado de forma anédrica a subédrica com maclas polissintéticas. Os minerais máficos ocorrem tanto como agregados de biotitas e anfibólios, quanto em cristais individuais disseminados na rocha.

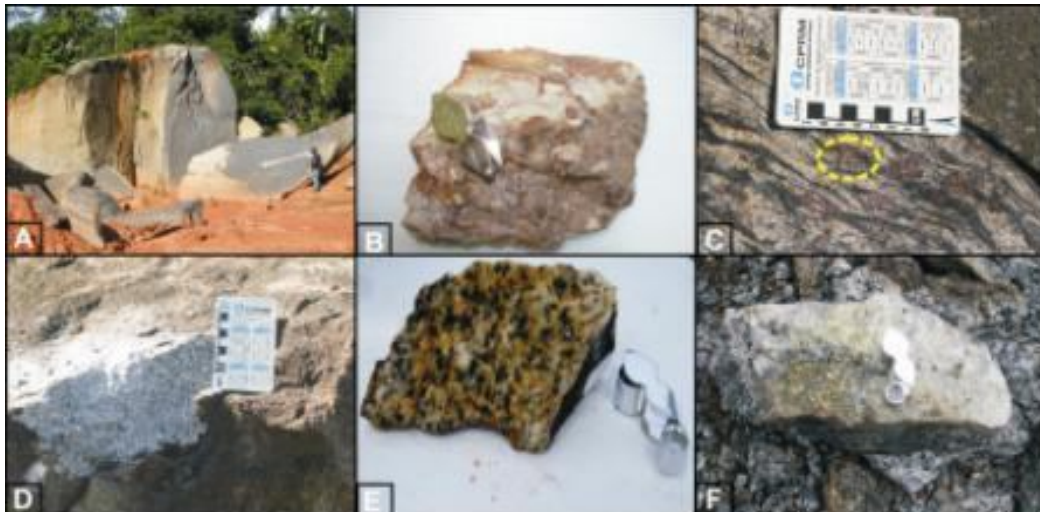


Figura 01- A- Gabro Caracarái, B- Brecha pertencente à G.I, C- Paragnasses pertencente ao G.C, com destaque para cristais de granda, D- Granodiorito pertencente a SIAB, E- Sienogranito pertencente à SIA e F- Granito Igarapé Azul, com destaque para concentração de Pirita.

CONCLUSÃO O Craton Amazônico tem como marco principal de sua evolução tectono-estrutural o Ciclo Orogênico Transamazônico. Processos de metamorfismo e dobramentos intensos provocados pela Orogênese Transamazônica são observados nos afloramentos do Grupo Cauarane e da Suíte Metamórfica Rio Urubu. No grupo Cauarane, estruturas de deformação são evidenciadas em bandas de cisalhamento dispostas em blocos *in situ* e dobras isoclinais. A ocorrência de minerais de granada nesta Unidade indica um metamorfismo de alto grau. Nos afloramentos pertencentes à SISP, indicadores de deformações são bem característicos, tais como; estrutura de segregação metamórfica de minerais máficos e félsicos, veios quartzo-feldspáticos fraturados e formando dobras pitgmáticas e cristais de K-Feldspato com formato ocelar apresentando sombras de pressão assimétricas.

Os afloramentos pertencentes ao GIA, em uma análise comparativa, notam-se uma variação no aspecto mineralógico. Isto é notado no incremento de máficos e plagioclásio nos granitos da SIAB em relação aos granitos do GIA. Outro contraste evidente consiste na textura, na qual os granitos da SIAB apresentam grãos menores e hipidiomórficos. A presença de textura rapakivi e a ausência de estruturas deformacionais nos granitos da Suíte Intrusiva Mapuera, pode ser um indicador de magmatismo ácido anorogênico formando granitos tipo-A.

Referências Bibliográficas

- CPRM (1999) - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima.
- CPRM (2000) - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracarái, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima.
- Fraga L.M.B. & Reis N.J. 1995. The rapakivi granite – anorthosite association of Mucajaí region – Roraima State, Brazil. In: SIMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, I, Belém. *Anais ...* Belém, IUGS/UNESCO/IGCP. *Bol Res. Exp.*:31-32.
- Reis N.J., Fraga L.M., Faria M.S.G. de, Almeida M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima. *Géologie de la France*, 2-3, 71-84. (abstract in English).

Eventos vulcano-plutônicos orosirianos-estaterianos no sudeste do Cráton Amazônico,
nordeste de Mato Grosso

André Menezes Saboia¹, Cléber Ladeira Alves¹, Edson Gaspar Martins¹, José Luciano Stroppler¹ &
Sheila Soraya Alves Knust¹

¹CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Sureg-GO, Goiânia(GO), Brasil, andre.saboia@cprm.gov.br;
cleber.alves@cprm.gov.br; edson.martins@cprm.gov.br; luciano.stroppler@cprm.gov.br;
sheila.knust@cprm.gov.br

Resumo No nordeste de Mato Grosso foram identificados eventos vulcano-plutônicos com idades radiométricas mais jovens em direção a oeste com relação à crosta Arqueana e Transamazônica do Cráton Amazônico. O estudo integrado de dados de campo e isotópicos (U-Pb e Pb-Pb em zircão) das unidades litoestratigráficas cartografadas estabeleceu ordem espacial e cronológica de associações de rochas ígneas com idades em torno de 2.0-1.8-1.7 Ga. Rochas vulcânicas da Formação Jarinã e da Suíte Intrusiva Vila Rica apresentam idades entre 1987-1968 Ma. Este conjunto vulcano-plutônico foi relacionado ao período da Província Tapajós-Parima. Rochas com idades entre 1878-1839 Ma. do conjunto vulcano-plutono do Grupo Iriri e Suíte Intrusiva Rio Dourado foram inseridas na Província Amazônia Central. Idades entre 1792-1775 Ma. foram obtidas a partir de rochas do par vulcano-plutônico do Grupo Colíder e Granito Pium. Este intervalo de tempo mais jovem foi inserido no contexto da Província Rondônia-Juruena.

Palavras-chaves: Cráton Amazônico, Províncias Geocronológicas, Vulcano-Plutonismo.

INTRODUÇÃO Este trabalho apresenta resultados do mapeamento geológico em escala 1:250.000, das folhas São José do Xingu (SC.22-Y-A) e Rio Comandante Fontoura (SC.22-Y-B), executado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e governo do estado de Mato Grosso, através do Projeto “Noroeste-Nordeste de Mato Grosso” (Alves *et al.* 2010). As folhas estão localizadas na porção nordeste do referido estado, entre os paralelos 10°00’ e 11°00’ de latitude sul e meridianos 51°00’ e 54°00’ de longitude oeste de Greenwich. O mapeamento geológico permitiu, com base em dados de campo e geocronológicos, estabelecer correlações entre unidades litoestratigráficas cartografadas nas folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura com as províncias geocronológicas propostas para o Cráton Amazônico. Seguindo a divisão de Santos (2003) modificada por Vasquez & Rosa-Costa (2008) (Figura 1). O objetivo deste trabalho é a caracterização das unidades litoestratigráficas que compõem eventos vulcano-plutônicos gerados durante o Orosiriano-Estateriano (1.97-1.77 Ga.), incluindo litotipos, distribuição espacial e correlações com as províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.

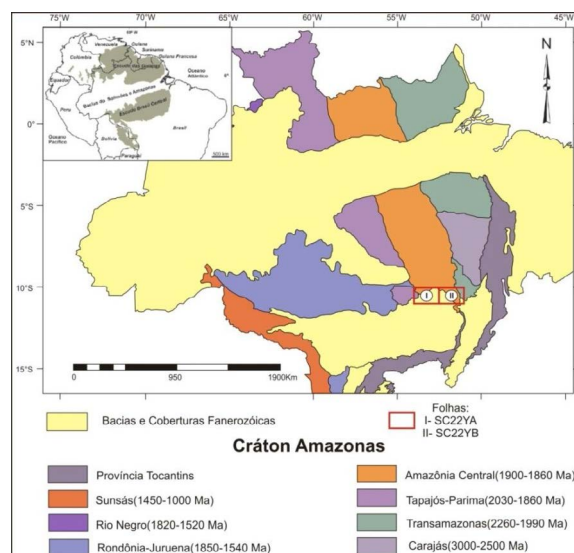


Figura 1 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazonas. Vasquez & Rosa-Costa (2008), modificado de Santos (2003). Detalhe da localização das folhas estudadas (quadrados de contorno vermelho) no sudeste do Cráton Amazônico

MATERIAIS E MÉTODOS O mapeamento geológico foi executado realizando-se perfis com descrição de afloramentos de rocha e coleta de amostras. As análises geocronológicas pelo método U-Pb TIMS em zircão foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, enquanto que as análises utilizando o método Pb-Pb por evaporação em zircão foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará. A integração dos dados de campo e laboratório resultou na elaboração de mapas geológicos na escala 1:250.000 de cada folha, gerados em ambiente ArcGis.

RESULTADOS O esboço do mapa geológico e a coluna estratigráfica da área mapeada encontram-se nas figuras 2 e 3 respectivamente. As descrições e correlações das unidades litoestratigráficas abordadas neste trabalho são apresentadas a seguir em ordem cronológica decrescente.

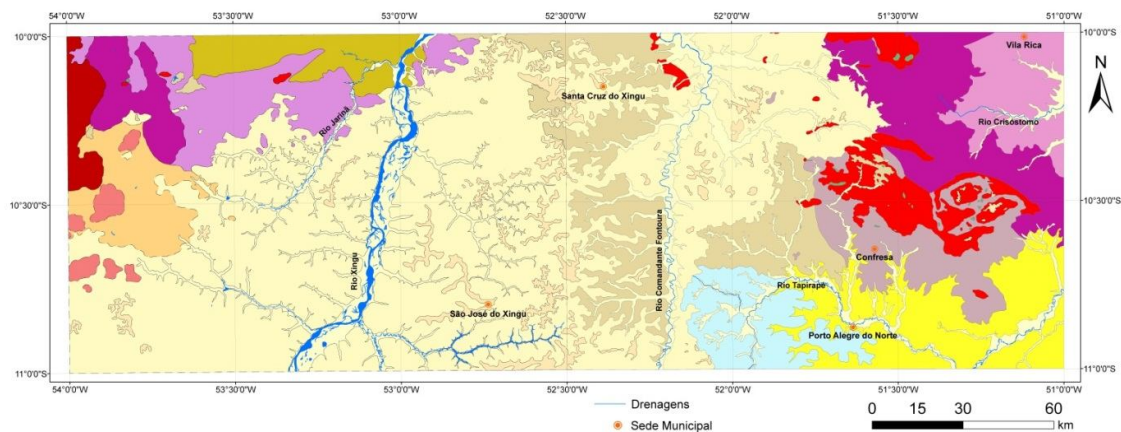


Figura 2 - Mapa geológico integrado das folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura.

Formação Jarinã e Suíte Intrusiva Vila Rica - Província Tapajós-Parima (2.03-1.86 Ga.). A Formação Jarinã compreende rochas vulcânicas de composição riolítica a andesítica com predomínio dos termos riodacíticos e dacíticos. A Suíte Intrusiva Vila Rica é composta por quatro fácies petrográficas principais: (i) Bt-granitóides de composição sienogranítica a tonalítica; (ii) Hbl-Bt-granitóides de composição monzogranítica a quartzo-monzonítica; (iii) Hbl-Bt-tonalitos, quartzo monzodioritos e dioritos; (iv) Ms-Bt-monzogranito. Datação pelo método U-Pb de dacito da Formação Jarinã forneceu idade de 1987 ± 14 Ma. Análise geocronológica pelo método Pb-Pb de micromonzogranito da Suíte Intrusiva Vila Rica forneceu idade de 1968 ± 2 Ma. Estas rochas podem ser regionalmente correlacionadas a Suíte Intrusiva Creporizão de idade entre 1990 e 1960 Ma. (Santos *et al.* 2004), e ao Granito São Jorge Velho de idade 1983 ± 8 Ma. (Lamarão *et al.* 2002), inseridos no contexto da evolução da Província Tapajós-Parima.

Grupo Iri e Suíte Intrusiva Rio Dourado - Província Amazônia Central (1.9-1.86 Ga.). O Grupo Iri é composto pela Formação Salustiano que compreendem dacitos e riodacitos, e pela Formação Aruri constituída por depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos. As fácies reconhecidas da Suíte Intrusiva Rio Dourado são representadas por Bt-sienogranito, Bt-Hbl-sienogranitos e monzogranitos com textura rapakivi. Amostra de dacito do Grupo Iri foi submetida à análise geocronológica U-Pb e forneceu idade de 1839.7 ± 7.7 Ma. Duas amostras de granitos da Suíte Intrusiva Rio Dourado foram submetidas a análises geocronológicas Pb-Pb. As idades obtidas são de 1878 ± 4.3 Ma. e 1864 ± 4.6 Ma. Os dados geocronológicos desta associação vulcano-plutônica inserem-se no magmatismo da Província Amazônia Central, sendo o Grupo Iri correlacionado ao vulcanismo Uatumã, e a Suíte Intrusiva Rio Dourado correlacionada com as Suítes Intrusivas Velho Guilherme, Mapuera e Maloquinha.

Grupo Colíder e Granito Pium - Província Rondônia Juruena (1.85-1.54 Ga.). O Grupo Colíder é representado por rochas de composição riolítica, com subordinados álcali-feldspato riolitos e

quartzo traquitos. O Granito Pium apresenta fácies de microgranitos porfíricos, granófiros e álcali-feldspato granito/sienogranito, com anfibólio ± biotita. Esta unidade plutônica assume em parte características subvulcânicas de transição para os tipos vulcânicos. Idade de 1792 ± 8 Ma. foi obtida pelo método U-Pb TIMS em zircão de riolito do Grupo Colíder. Microgranito do Granito Pium forneceu idade Pb-Pb por evaporação em zircão de 1775 ± 4 Ma. Os dados geocronológicos indicam co-magmatismo das rochas vulcânicas do Grupo Colíder, Granito Pium e Granito Teles Pires (Moreton & Martins 2005, Alves *et al.* 2010). O intervalo de tempo deste evento vulcano-plutônico insere-se no contexto da evolução da Província Rondônia-Juruena.

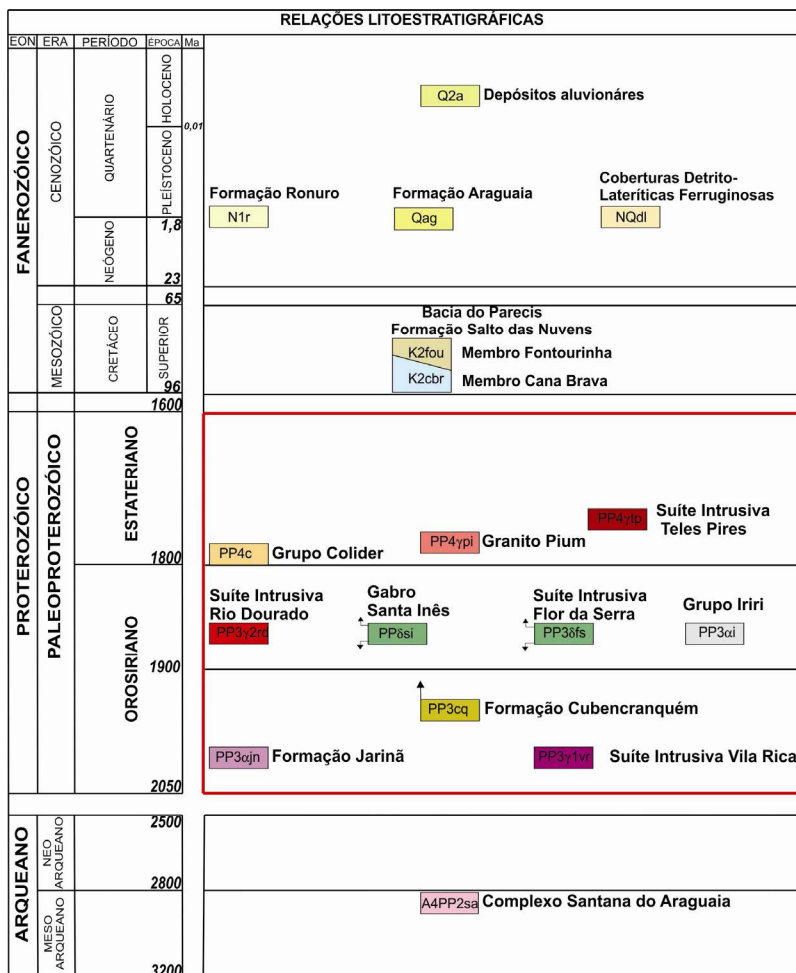


Figura 3 - Coluna litoestratigráfica das folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura. A caixa de contorno vermelho representa o intervalo cronológico abordado neste estudo.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO As relações de campo das unidades litoestratigráficas cartografadas apoiam os dados geocronológicos obtidos com relação ao caráter intrusivo dos sucessivos episódios plutônicos, distribuição espacial dos tipos de eventos vulcano-plutônicos e seu posicionamento geotectônico nas províncias geocronológicas. No intervalo de 2.03-1.86 Ga. arcos magmáticos foram acrescentados na margem oeste de um núcleo mais antigo, gerando a Província Tapajós-Parima, representada pela Suíte Intrusiva Vila Rica e sua cobertura vulcânica Formação Jarinã (1.98-1.96 Ga.). Este segmento crustal serviu de substrato para associação vulcano-plutônica pós-tectônica a anorogênica (1.87-1.84 Ga.) do Grupo Iriri e Suíte intrusiva Rio Dourado que constitui a Província Amazônia Central (1.9-1.86 Ga.). Outro ciclo acrescionário ocorre no intervalo de 1.85-1.54 Ga, responsável pela formação da Província Rondônia-Juruena. O magmatismo pós-orogênico deste ciclo (1.79-1.77 Ga.) é representado pelo Grupo Colíder e Granito Pium.

Referências bibliográficas

- Alves, C.L.; Saboia, A.M.; Martins, E.G.; Stropper, J.L. 2010. Geologia e Recursos Minerais das Folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura: escala 1:250.000. Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso; Programa Geologia do Brasil-PGB. Goiânia: CPRM, 120pp.
- Lamarão, C. N.; Dall'agnol, R.; Lafon, J. M.; Lima, E. F. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v.119: p.189-223, 2002.
- Moreton, L. C. & Martins, E. G. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta: Folha Vila Guarita. In: SOUZA, J. O. et al. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta: Relatório integrado. Folhas SC.21-X-C, SC.21-V-D, SC.21-Z-A e SC.21-Z-B, Estados de Mato Grosso e do Pará. Goiânia: CPRM, 2005. 1 CD-ROM; Escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Santos J. O. S. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS C, VIDOTTI R.M., GONÇALVES J.H. (eds.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. il. p.169-226.
- Santos, J. O. S.; Breemen, O. B. V.; Groves, D. I.; Hartmann, L. A.; Almeida, M. E.; Mcnaughton, N. J.; Fletcher, I. R. 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*, v. 13, p. 73-109, 2004.
- Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L. T. da (Org.). Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará. Belém: CPRM, 2008. 328 p. il. color. escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil (PGB).

Caracterização e estruturação dos derrames da Formação Apoteri, Bacia do Tacutu, Roraima

Carlos Alberto Bicudo¹ & Viter Magalhães Pinto²

carlos-bicudo@hotmail.com.br¹, viter@dgl.ufr.br²

Resumo O magmatismo Apoteri é considerado a fase pré-Rifte, e o conseqüente embasamento da coluna estratigráfica da evolução da bacia do Tacutu. A distribuição destes corpos vulcânicos está condicionada ao interior e as margens da bacia e, apresenta-se com diferente caracterização e estruturação dos derrames. Boa parte das rochas básicas está alterada em sua composição original, provavelmente por processos hidrotermais, saussuritizando plagioclásios, e, por vezes, uralitizando piroxênios. O relevo em forma de colinas caracteriza as ocorrências de vulcânicas, especialmente na região da Serra Nova Olinda e do Morro Redondo. No Rio Arraia o vulcanismo está afetado pelo evento deformacional transcorrente que afetou a Bacia do Tacutu, provavelmente, no Cenozóico.

Palavras-chave: Apoteri, derrames, hidrotermais, vulcanismo.

INTRODUÇÃO A Formação Apoteri ou Suíte Básica Apoteri (Melo et al., 1978), ou como definido pela CPRM (1999), Complexo Vulcânico Apoteri corresponde a corpos de diabásio na forma de diques, encaixados em fraturas e falhas de direção predominantemente NE- SW e derrames vulcânicos. Derrames vulcânicos também ocorrem associados e interpretados como pertinentes à evolução da Bacia Tacutu (figura 1), correspondendo a um magmatismo básico instalado no Mesozóico, o qual é um período marcado por uma expressiva tectônica distensional do Escudo das Guianas. As lavas basálticas ocorrem em superfície, sob forma de colinas e pequenos morros a noroeste (Serra Nova Olinda), a sul (pequenos morrotes) e a nordeste (Morro Redondo-margem da BR 401) da cidade de Boa Vista e, nos leitos dos rios Arraia e Tacutu, próximo ao município de Bonfim. A distribuição destes corpos vulcânicos está condicionada ao interior e as margens do “Graben do Tacutu”, sendo que, em superfície, ocorrem com espessura relativamente uniforme (podendo atingir 1500m), formando o substrato sobre o qual os sedimentos se depositam. O solo se destaca por sua tonalidade vermelho castanho contrastam-se francamente com o latossolo amarelo predominante da região da cobertura cenozóica (Formação Boa Vista) depositados. A caracterização destes derrames especialmente em termos estruturais e petrográficos e, possivelmente, a caracterização dos diques vulcânicos da região da Bacia do Tacutu será fundamental para a determinação de contemporaneidade e cogeneticidade entre os eventos magmáticos que atuaram no rift intracontinental.

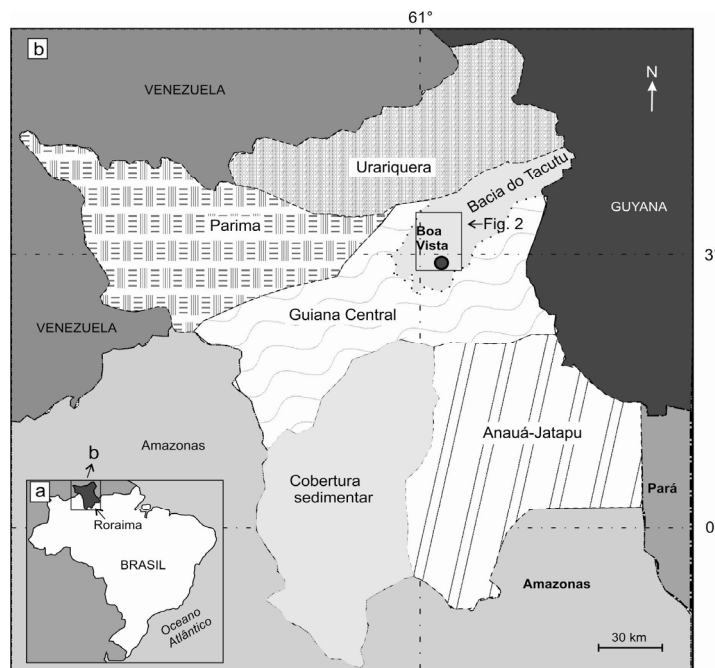


Figura 1 - Localização da Bacia do Tacutu.

MATERIAIS E METODOS Os materiais necessários a execução deste trabalho foram bibliografias específicas, trabalhos de campo, coletas de amostras, confecção de lâminas petrográficas, microscópio petrográfico para análise das lâminas delgadas e junção dos dados para confecção de relatórios e publicações científicas, que corroboram a um melhor dimensionamento do estudo em questão, visando alargar o conhecimento dos eventos envolvidos no processo geológico gerador do vulcanismo Apoteri.

RESULTADOS Na Serra Nova Olinda, município de Boa Vista, são visíveis seis derrames de direção 200-220° que estão afetados por falhas normais, com mergulho de 20-40° para sudeste (SE), com o Igarapé correndo contrário ao basculamento, enquanto no Morro Redondo, margens da BR-401 entre os municípios de Boa Vista e Bonfim, são cinco os derrames aflorantes, que estão preservados e sub-horizontais, sendo a princípio, a estruturação original do vulcanismo Apoteri. No Rio Arraia, próximo a Bonfim, o vulcanismo está afetado pelo evento deformacional transcorrente que afetou a Bacia do Tacutu, provavelmente no Cenozóico. A estruturação dos derrames (Figura 2) é composta por uma base amigdaloidal com fraturas horizontais e de espessura da ordem de 0,5 a 1 metro, enquanto a porção central é maciça, com visível disjunção colunar de 05 a 20 metros de espessura, em média. O topo dos derrames, quando não erodidos, apresenta-se com espessura de 5 a 20 metros, com feições típicas de lavas *pahoehoe* com vesículas do tipo “*pipe*” (P) e “*spongy*” (S) e porções escoréáceas do tipo AA’. As amígdalas, quando preenchidas, contém principalmente carbonatos, zeólitas, quartzo, argilo minerais, clorita, epídoto e calcedônia, algumas apresentando formas botrioidais. Localmente é encontrado cobre nativo e ametista preenchendo as vesículas. A maioria dos basaltos é sub-afanítico, equigranulares, apresentando esparsos fenocristais de plagioclásio e piroxênio (augita), por vezes em aglomerados (textura glomeroporfírica). A constituição mineralógica principal destes basaltos é de plagioclásio (labradorita a andesina), clinopiroxênio (augita preponderante e rara pigeonita), opacos representados por magnetitas e ilmenitas e raros cristais de ortopiroxênio. Em alguns derrames mais comumente nas porções centrais, ocorrem pseudomorfos de olivina, totalmente alteradas em argilominerais. Os minerais acessórios mais comuns são epídoto, apatita, titanita e rutilo.

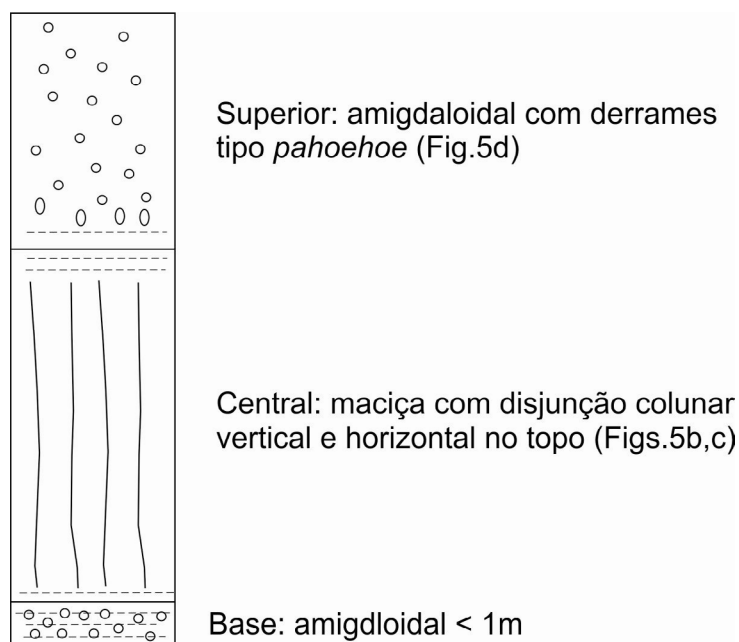


Figura 2 – Estruturação típica dos derrames basálticos da Formação Apoteri.

DISCUSSÃO Os minerais têm visível alteração por fluxo hidrotermal e cabe entender as causas dos fraturamentos observados em campo: se são ocasionados pela sequência dos derrames ou, mais provavelmente com evento da compartimentação tectônica do rifte do Tacutu. Os estudos dos derrames ainda continuam e demonstram a estruturação típica de basaltos intraplacas como nas Províncias ígneas do Paraná, Atlântico Norte (CAMP), Deccan (Índia) e Columbia River (USA).

RESULTADOS A associação de minerais de alteração destas rochas demonstra que os piroxênios foram parcialmente alterados a hematita e argilominerais, especialmente clorita, e, por vezes, anfibólio, enquanto o plagioclásio apresenta saussuritização, sendo que em porções mais superiores no derrame, o plagioclásio altera-se a albita e zeolita. Já os óxidos de ferro mostram-se completamente alterados nas porções superiores dos derrames, transformando-se em hematitas.

Referências Bibliográficas

- CPRM (1999) - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Sup. Reg. de Manaus, 166 p.
- Melo A.F.F. de, Santos A.J., Cunha M.T.P., Campos M.J., D'Antona R.J. de G. (1978) - Projeto Molibdênio em Roraima; Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM, v. I-A e B. il.

Litoquímica e Geocronologia do Grupo Colíder e Granito Pium, SE do Cráton Amazonas, Província Rondônia-Juruena – MT

Cleber Ladeira Alves¹ Edson Gaspar Martins¹, André Menezes Sabóia¹, José Luciano Stroppler¹

¹Serviço Geológico do Brasil – CPRM

Resumo Estas rochas foram alvo de trabalho recente de mapeamento geológico regional realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) no NE do estado do Mato Grosso. Neste trabalho específico, foi dada ênfase aos resultados litoquímicos e geocronológicos obtidos nas rochas vulcânicas do Grupo Colíder e Granito Pium. Nesta região o Grupo Colíder e seu correlato plutônico co-magmático, nomeado Granito Pium, representam um magmatismo ácido com termos predominantemente riolíticos, sienograníticos e álcali-feldspato-granitos de características químicas cálcio-alcálicas de alto-K a shoshoníticas e assinatura de ambiente de arco magmático continental, de fase pós-orogênica. Datação geocronológica realizada pelo método U-Pb TIMS em zircão de riolito porfirítico do Grupo Colíder obteve a idade de 1791.7 ± 7.9 Ma, enquanto os dados Sm-Nd nesta mesma unidade obteve a idade modelo de 2,78 Ga e $\epsilon Nd_{(1.79)}$ de -3,06. Datação pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão em sienogranito do Granito Pium obteve a idade de 1774.7 ± 4.4 Ma.

Palavras chaves: Cráton Amazonas, Rondônia-Juruena, Grupo Colíder

INTRODUÇÃO Este trabalho é produto do mapeamento geológico realizado na Folha São José do Xingu (SC.22-Y-A) (Alves *et al.* 2010), pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em convênio com o governo do estado do Mato Grosso. A folha está localizada no NE do referido estado, entre os paralelos 10° e 11° de latitude sul e meridianos 52° 30' e 54°00' de longitude oeste de Greenwich, no interior da qual está localizada a área deste trabalho específico (Figura 1).

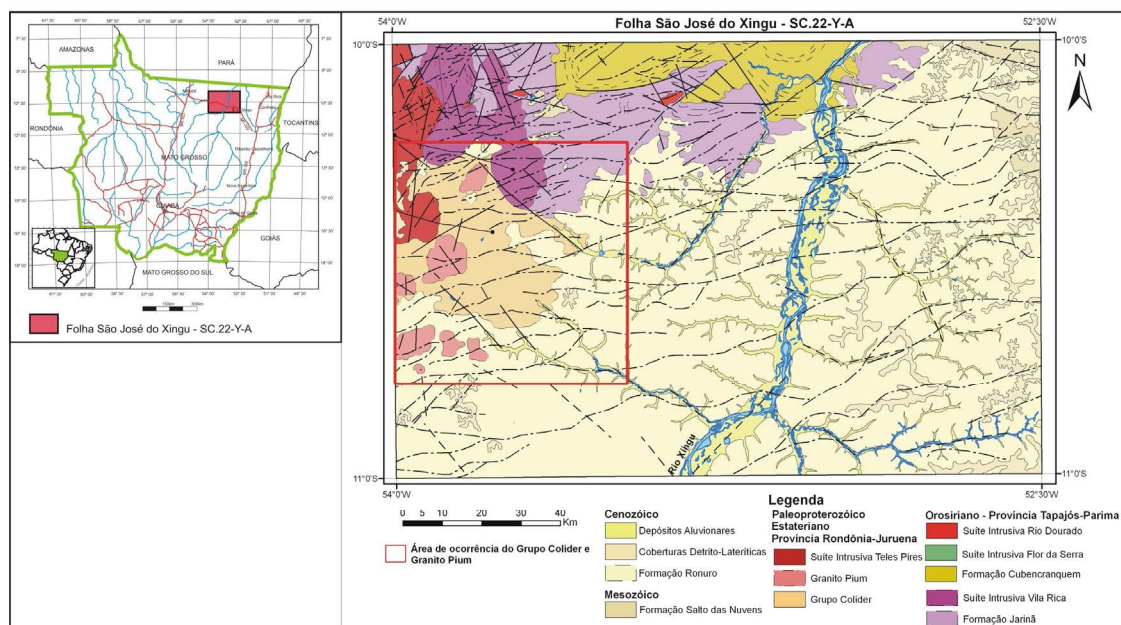


Figura 1 – Folha São José do Xingu com destaque a área de ocorrência do Grupo Colíder e Granito Pium.

As rochas vulcânicas ácidas do Grupo Colíder, juntamente com seus correlatos plutônicos co-magmáticos, nomeados nesta região como Granito Pium, representam vasto e importante evento magmático da porção sul-sudoeste do Cráton Amazonas, dentro da Província Geocronológica Rondônia-Juruena de Santos *et al.* (2000), estendendo-se por quase toda a porção norte do estado do Mato Grosso em uma direção aproximada WNW-ESSE. Anteriormente incluídas no plutono-vulcanismo Uatumã (Grupo Iriri), estas rochas foram no decorrer da última década, alvo de vários estudos geológicos-geocronológicos, principalmente na porção WNW de seu prolongamento. Estes estudos concluíram tratar-se de um evento magmático mais novo e com características geotectônicas

distintas do Evento Magmático Uatumã. Os dados deste trabalho, obtidos na porção mais a leste desta unidade, próximo ao limite com rochas da Província Tapajós-Parima, onde ainda há carência de informações mais precisas e detalhadas desta unidade, contribuíram sobremaneira na cartografia e no entendimento da evolução geológica destes terrenos na região.

MATERIAIS E MÉTODOS Os dados deste trabalho foram obtidos a partir do projeto de mapeamento geológico da Folha São José do Xingu, executado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), e portanto, seguindo a sistemática de mapeamento geológico da mesma. As amostras para litoquímica foram analisadas para elementos maiores, menores, traços e terras raras no Laboratório da SGS Geosol através do método ICP-MS. As análises geocronológicas foram realizadas através de 3 métodos: U-Pb TIMS em zircão e Pb-Pb por evaporação em zircão, objetivando a idade mínima de cristalização das unidades, e Sm-Nd idade modelo, com objetivo de obter informações de evolução e fonte destas rochas. As análises geocronológicas U-Pb e Sm-Nd foram realizadas pelo Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UNB), enquanto a análise Pb-Pb foi realizada pelo Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (UFPA).

RESULTADOS

Aspectos petrográficos As rochas vulcânicas do Grupo Colíder são predominantemente riolitos porfiríticos de coloração castanho-avermelhadas, mesocráticas, com texturas afanítica, micro a criptocristalina felsítica, microporfiríticas a porfiríticas. Textura micrográfica e feições de fluxo são esporádicas. São isotrópicas, sem deformações e metamorfismo, entrecortadas apenas por fraturas extensionais e de resfriamento. Ao microscópio possuem mineralogia essencial constituída por: microclina, quartzo, plagioclásio, biotita e opacos (magnetita), enquanto os acessórios são titanita, apatita e zircão. Os minerais secundários são sericita, clorita, epidoto e carbonato. Hornblenda ocorre pontualmente como mineral essencial. Os corpos graníticos do Granito Pium ocorrem como “stocks” arredondados e ovalados, e apófises, com contatos transicionais a intrusivos nas Vulcânicas do Grupo Colíder. Os litótipos predominantes de acordo com a petrografia são microsienogranitos porfiríticos, granófiros, álcali-feldspato granito e sienogranito, com anfibólio ± biotita. Possuem coloração rosada a marrom avermelhados, totalmente isotrópicos e sem metamorfismo, com textura dominante porfirítica a microporfirítica, granofírica e inequigranular fina a média. A mineralogia essencial dessas rochas é representada sobretudo por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, hornblenda ± biotita e magnetita. Os acessórios incluem magnetita, titanita, zircão e apatita; riebeckita e fluorita ocorrem pontualmente.

Litoquímica A análise química realizada nas amostras das rochas vulcânicas do Grupo Colíder indicou um magmatismo ácido com predominância de termos riolíticos, e subordinados quartzo traquitos, enquanto as amostras do Granito Pium foram classificadas como álcali-feldspato granitos. Diagramas de discriminação das séries magmáticas indicam afinidade com as séries cálcio-alcalina de alto-K a shoshonítica. O diagrama Th/Yb *versus* Ta/Yb da figura 2A, indica o campo das rochas de arco de margem continental, enquanto que no gráfico Rb/Zr x Nb (Figura 2B) as amostras plotam predominantemente no campo de Arco Continental Normal. Na figura 2C, as amostras plotadas no diagrama de discriminação de ambientes tectônicos de Pearce (1996) mostram uma transição entre os campos de arco vulcânico e intraplaca, que coincide com o campo pós-colisional. Os padrões de distribuição dos elementos traços e terras raras no spidergrama mostram enriquecimento em LILE (K, Rb, Ba e Th) e baixos teores de HFSE, além de moderado enriquecimento em ETR leves em relação aos ETR pesados, indicando características de ambiente de subducção em margem continental com fortes evidências de fontes crustais na geração destas rochas.

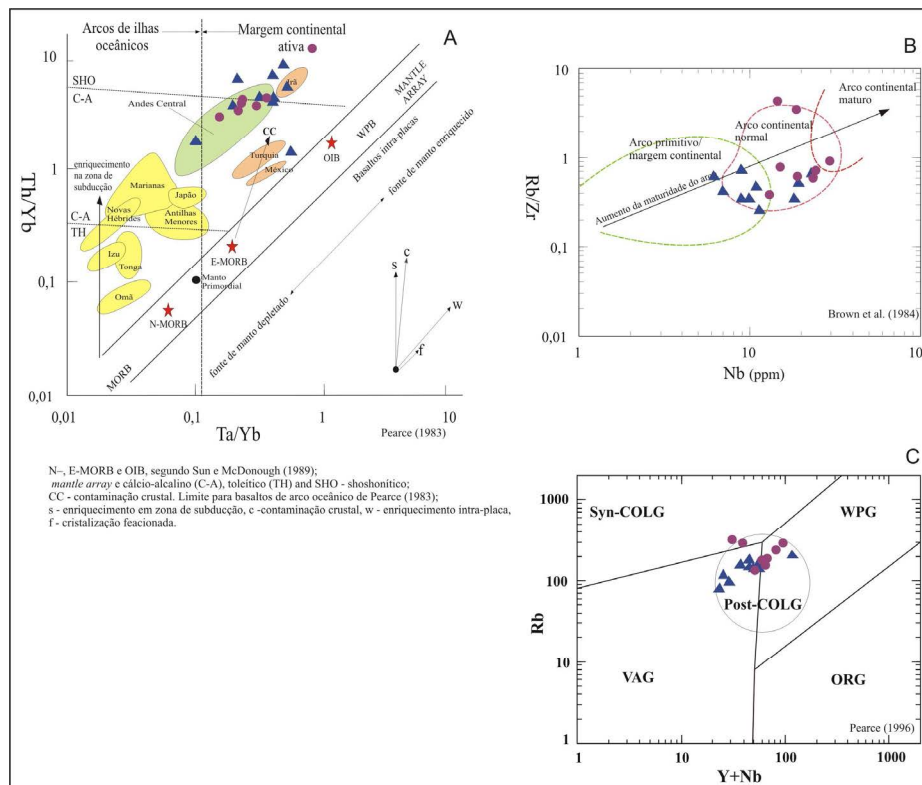


Figura 2 – Diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (A), Rb/Zr vs Nb (B) e Rb vs Y+Nb (C) de discriminação de ambientes tectônicos para as rochas do Grupo Colíder e Granito Pium. Triângulo azul - Grupo Colíder. Círculo roxo - Granito Pium.

Geocronologia

Grupo Colíder Uma única amostra (GM-08) de riolito porfírico foi analisada pelos métodos U-Pb TIMS em zircão e Sm-Nd idade modelo. A idade obtida pelo método U-Pb TIMS em zircão foi de 1791.7 ± 7.9 Ma (Figura 3A), considerada a idade de cristalização das rochas vulcânicas do Grupo Colíder nesta região. A idade modelo Sm-Nd foi de 2,78 Ga, com valor de $\epsilon Nd_{(1,79)}$ de -3,06.

Granito Pium Zircões de uma única amostra (CA-29) de sienogranito porfírico foram analisados pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão, onde foi obtida a idade de 1774.7 ± 4.4 Ma (Figura 3B) considerada a idade mínima de cristalização para estes granitos na região.

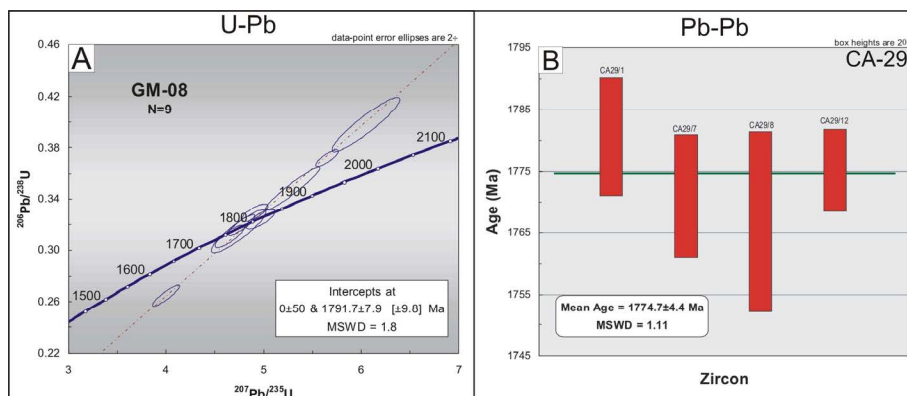


Figura 3 – A) Diagrama concórdia para cristais de zircão de riolito porfírico do Grupo Colíder. B) Diagrama idade vs cristais de zircão utilizados no cálculo da idade mínima de cristalização para o Granito Pium.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES Estas duas unidades apresentam relações de campo muito claras, com porções subvulcânicas transicionais entre as vulcânicas tipo derrame típicas do Grupo Colíder, e os granitos propriamente ditos do Granito Pium. Contatos intrusivos dos granitos nas vulcânicas também ocorrem, indicando o caráter um pouco mais tardio dos mesmos. Os dados litoquímicos muito semelhantes e as idades de cristalização de 1791.7 ± 7.9 Ma para as vulcânicas e de 1774.7 ± 4.4 Ma para o granito, somados aos dados de campo citados anteriormente definem o caráter có-magmático destas rochas.

A maioria das idades de cristalização obtidas para as rochas do Grupo Colíder marcam o período entre 1770 e 1800 Ma como principal intervalo deste magmatismo, o que as insere no contexto da evolução da Província Geocronológica Rondônia-Juruena (1810-1520 Ma – Santos, 2003;). Os dados litoquímicos apontam para um ambiente pós-orogênico e/ou pós-colisional dentro da evolução de um arco de margem continental (Arco Magmático Juruena – Souza *et al.* 2005). A fase final deste magmatismo é marcada pelos granitos da Suíte Intrusiva Teles Pires, com assinatura tipo-A e idade em torno de 1760 Ma, intrusivo nas rochas do Grupo Colíder e nas rochas da Província Tapajós-Parima.

O Arco Magmático Juruena, do qual fazem parte as rochas do Grupo Colíder e Granito Pium teria se instalado em uma margem continental representada pelas rochas da Província Tapajós-Parima, que nesta região tem idades entre 1990 e 1960 Ma. A fusão parcial dessas rochas teria então contribuído significativamente na geração das rochas do Arco Magmático Juruena nesta região, como evidenciado pelos dados litoquímicos e isotópicos Sm-Nd obtidos neste trabalho indicando participação de fontes crustais na geração destas rochas. Outro dado que corrobora esta idéia é a semelhança entre a idade modelo Sm-Nd de 2,78 Ga obtida para as rochas do Arco Magmático Juruena (Grupo Colíder), e as idades modelo obtidas para as rochas da província Tapajós-Parima (Alves *et al.* 2010) nesta região, que situam-se no intervalo entre 2,55 e 2,8 Ga.

Referências Bibliográficas

- Alves C.L., Sabóia A. M., Martins E. G., Stropper J. L. Geologia e Recursos Minerais das Folhas São José do Xingu-SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura-SC.22-Y-B. Escala 1:250.000, Goiânia: CPRM, Projeto Noroeste-Nordeste do Mato Grosso. 2010, 120p. Convênio CPRM/SICME-MT.
- Brown G. C., Thorpe R. S. & Webb P. C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*, n.141, p.413-426, 1984.
- Pearce J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C. J. & NORRY, M. J. (eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva: Nantwich, 1983. 230-249.
- Pearce, J. A. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, v. 19, n. 4, p.120-125, 1996.
- Santos J. O. S. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: Bizzi L. A., Schobbenhaus C, Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. il. p.169-226.
- Santos J. O. S., Hartmann L. A., Gaudette H. E. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, n.3, p.453-488, 2000.
- Souza J. O., Frasca A. A. S., Oliveira C. C. (Org.). *Geologia e recursos minerais da província mineral de Alta Floresta: relatório integrado*. Escala 1:500.000: Folhas SC.21-V-D - Rio São João da Barra, SC.21-X-C - Alta Floresta, SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita; Estados de Mato Grosso e do Pará. Brasília: CPRM, 2005. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta (Promin Alta Floresta).

Caracterização geoquímica e estrutural do Gnaiss Rio Fortuna – Terreno Paraguá, SW do Craton Amazônico - Brasil

Débora Almeida Faria^{1,4,6}, Amarildo Salina Ruiz^{1,2,4,6}, João Batista Matos^{1,3,4,6}, Newton Diego Couto do Nascimento^{4,5,6}, Camilo José de Freitas Neto⁵ & Edvaldo José de Oliveira⁵

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, ICET/UFMT; ²Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; ³Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; ⁴Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; ⁵Curso de Graduação em Geologia, ICET/UFMT; ⁶Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM

Resumo O Gnaiss Rio Fortuna aflora na região da Serra Santa Bárbara, nas imediações do Destacamento Militar Fortuna, na fronteira Brasil-Bolívia. Do ponto de vista geológico-tectônico, tais Gnaisses estão inseridos no Terreno Paraguá, em um setor afetado pela Orogenia Sunsás (1.0 a 0.9 Ga). Geoquimicamente, essas rochas constituem uma seqüência ácida formada por um magmatismo subalcalino, do tipo cálcio-alcalino de alto potássio, metaluminoso a peraluminoso, constituídas por três fases deformacionais, os resultados obtidos apontam semelhanças entre esta rocha e a que se prolonga na contraparte boliviana.

Palavras – chave: Gnaiss Rio Fortuna, SW do Craton Amazônico, Terreno Paraguá.

INTRODUÇÃO A porção SW do Craton Amazônico exposto em MT possui registros geológicos e tectônicos e inserido nesse contexto está a área em estudo: situada próxima à fronteira entre Brasil e Bolívia. Neste trabalho serão apresentados dados de cunho geológico e análise estrutural do Gnaiss Rio Fortuna, que faz parte da Suíte Intrusiva Serra do Baú e, segundo Ruiz (2009), insere-se no Terreno Paraguá, no SW do Craton Amazônicos. Inicialmente denominado como Gnaiss Água Branca Jesus & Assis (2006), o fato de este corpo corresponder a um prolongamento, em território brasileiro, do Gnaiss Rio Fortuna descrito na Bolívia por Litherland *et al.* 1986, optou-se por utilizar essa denominação original. O objetivo deste estudo é contribuir para o entendimento da evolução geológica do embasamento gnáissico, desenvolvido previamente à implantação das Orogenias San Ignacio e Sunsás, e por consequência a evolução crustal do Terreno Paraguá.

MATERIAIS E MÉTODOS Os métodos empregados na realização desta pesquisa são os mesmos utilizados em mapeamentos geológicos sistemáticos e podem ser subdivididos em três fases: etapa de preparação; etapa de aquisição de dados (em campo e laboratório); etapa de tratamento e sistematização de dados, como descritas detalhadamente abaixo suas ações/etapas de trabalho:

Etapa de Preparação Nesta etapa foi realizado um levantamento bibliográfico de trabalhos geológicos realizados na região sudoeste do Craton Amazônico, tendo por base, o *Projeto Precambrico*, artigos científicos e, principalmente, teses, dissertações, monografias de conclusão do curso de geologia da Universidade Federal de Mato Grosso e trabalhos da disciplina de Geologia de Campo realizada na área de estudo. Posteriormente, realizou-se o levantamento quantitativo das amostras de mão, seções delgadas e pontos de afloramento disponíveis a fim de gerar um banco de dados.

Etapa de Aquisição dos Dados Este item descreve as atividades realizadas para a obtenção dos dados em campo e em laboratório (análise geoquímica de rocha e dados estruturais).

Campo Buscando detalhamento de afloramentos-chave com coleta de amostras para análise químicas e dados estruturais.

Laboratório

Geoquímica de Rocha Total Para as análises geoquímicas foram selecionadas 10 amostras de rochas como as mais representativas do Gnaiss Rio Fortuna considerando sua distribuição na área de estudo, bem como sua diversidade textural e mineralógica. Inicialmente, estes exemplares foram serrados e britados nos laboratórios de Laminação e Preparação de Amostras do DRM-UFMT e, em seguida, ocorreu a separação individual de cerca de 10g de amostra, sendo todas enviadas ao *Acme Analytical Laboratories (AcmeLab)*-Vancouver/Canadá para determinações através dos métodos ICP (*Inductively*

Couple Plasma) e ICP-MS (Inductively Couple Plasma Mass Spectrometry) para elementos maiores e menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) e elementos traços (Rb, Sr, Cr, Ni, Zr, Y, Ce, Ba, Be, Nb, Cu, Lu, Dy, Gd, Er, Yb, Y, La, Eu, Nd, Ce e Sm).

Etapa de Tratamento e Sistematização dos Dados Os resultados geoquímicos obtidos foram tratados com o auxílio de *software* para processamento de dados petrológicos *Minpet for Windows* (versão 2.02, Richard 1995) e *Newpet for DOS* (versão 7.10, Clarke 1992). Os gráficos obtidos foram posteriormente tratados no *software CorelDraw*, versão 15. As idades U-Pb foram tratadas no *software Isoplot*.

Os dados estruturais foram tratados no *software Stereonet for Windows* e *bloco de notas* para a confecção de estereogramas.

RESULTADOS Geoquimicamente, as rochas gnáissicas constituem uma seqüência ácida formada por um magmatismo subalcalino, do tipo cálcio-alcalino de alto potássio, peraluminoso a metaluminoso, evoluído através de mecanismos de cristalização fracionada associados à contaminação crustal. Os dados geoquímicos sugerem também que o magma foi gerado em um ambiente de convergência de placas, provavelmente em um ambiente de arco magmático ou arco de ilhas.

Estudos realizados no Terreno Paraguá possibilitaram a definição de uma história deformacional complexa para as unidades gnáissicas e granulíticas na Bolívia Litherland *et al.* (1986) e Brasil (Matos & Ruiz 1991, Ruiz 2005). De acordo com Faria (2011) a Suíte Intrusiva Serra do Baú, evidencia processos de deformação dúctil, com variações na intensidade do *strain*, apresentando regiões de baixa deformação, intercaladas a zonas altamente deformadas, gerando foliações miloníticas com direção preferencial NW. A análise estrutural em escala de semi-detalle do Gnaisse Rio Fortuna permitiu identificação de três fases deformacionais, que serão designadas como F_1 , F_2 e F_3 , e seus elementos estruturais - dobras, foliações e lineações - serão referidos respectivamente como D, S e L, seguidos do número da fase de deformação em que foi gerado, por exemplo, a foliação S_1 , refere-se à foliação gerada na primeira fase de deformação F_1 . A fase de deformação F_1 é caracterizada pelo bandamento gnáissico (S_1) com atitude média de $254/70$, principalmente nos flancos das dobras D_2 , transpostos pela deformação D_2 . A fase de deformação F_2 é marcada pela geração de dobras na foliação S_1 , que freqüentemente se mostram transpostas segundo a direção de S_2 ; são dobras comumente simétricas, fechadas, do tipo similar. Paralelas ao plano-axial das dobras D_2 se desenvolvem uma foliação penetrativa, do tipo xistosidade (S_2), com atitude média de $290/80$, enquanto uma lineação mineral/de estiramento (L_2) com atitude em torno $35/60$, completa o acervo de estruturas F_2 . A fase de deformação F_3 é marcada pela geração de uma superfície de foliação S_3 , que se caracteriza por transpor localmente as foliações S_1 e S_2 segundo uma direção média de $150/80$, não é penetrativa e associa-se a dobras abertas e suaves (D_3), com plano axial sub-vertical.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES Os dados de campo juntamente com a geocronologia (U-Pb) mostram que o Gnaisse Rio Fortuna teve o magmatismo responsável pela formação de seu protólito formado durante a Orogenia Lomas Manechis. Geoquimicamente, essas rochas constituem uma seqüência ácida formada por um magmatismo subalcalino, do tipo cálcio-alcalino de alto potássio, peraluminoso a metaluminoso, evoluído através de mecanismos de cristalização fracionada associados à contaminação crustal. A transposição do bandamento gnáissico (S_1) para a direção preferencial NNW, a geração de nova foliação penetrativa NW e dobras fechadas sugerem o retrabalhamento tectono-metamórfico dos ortognaisses Rio Fortuna durante a Orogenia San Ignácio.

Referências Bibliográficas

- Bettencourt J. S., Leite Jr W. B., Ruiz A. S., Matos R., Payolla B. L., Tosdal R. M. 2010. The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 29, Issue 1, Pags. 28-46.
- Faria D.A. 2011. Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Suíte Intrusiva Serra do Baú-Ênfase no Gnaisse Rio Fortuna-Terreno Paraguá, SW do Craton Amazônico-Brasil. UFMT, dissertação, 92p.
- Jesus C.G. & Assis M.M.C. 2006. Petrografia, Geoquímica e Deformação do Ortognaisse Tarumã - SW do Estado de Mato Grosso - Fronteira Brasil/ Bolívia. Instituto de Ciências Exatas e da Terra - UFMT, Monografia de Graduação p .15-19.

- Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Lanos A., Mithcell W.I., O Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G. E Webb B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. British Geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.
- Matos J.B. e Ruiz A.S. 1991. Contribuição à geologia da Folha Santa Rita – Mato Grosso. *In: III Simp. Geol. Centro Oeste, Anais, Cuiabá*, p. 122 – 130.
- Ruiz A.S., Matos J.B., Aguiar M.Z.S., Lima G.A., Batata E.F. 2010. Relatório, primeira fase PRONAGEO, CPRM.
- Ruiz A. S. 2009. Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Craton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil. *In: XVIII Congresso Geológico Boliviano, Potosi, Anais*.
- Ruiz A. S. 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Craton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia Mato Grosso. UNESP. Rio Claro, SP. Tese de Doutorado, 260 p.

Geologia das Folhas Caiana e Brasilândia, Mato Grosso

Débora Regina Vieira dos Santos, João Olímpio Souza, Karine Gollmann, Marcelo Ferreira da Silva & Felicíssimo Rosa Borges

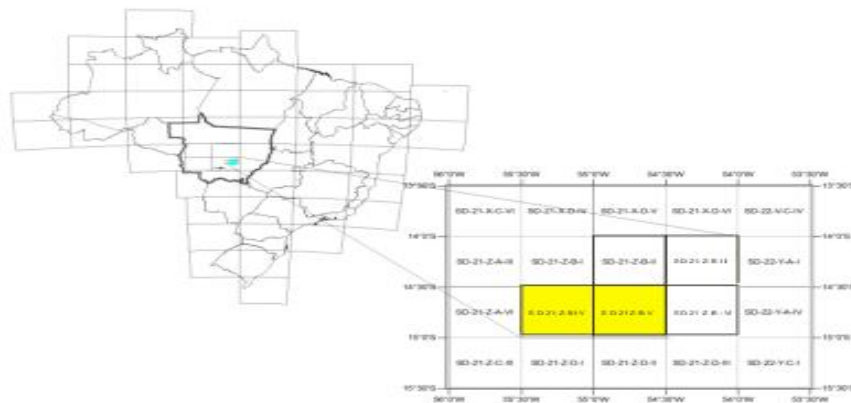
CPRM – Serviço Geológico do Brasil, debora.santos@cprm.gov.br

Resumo As folhas Caiana (SD.21-Z-B-IV) e Brasilândia (SD.21-Z-B-V) estão inseridas no Projeto Planalto da Serra dentro do Programa de Geologia do Brasil da CPRM. O Projeto teve como objetivo o mapeamento geológico e levantamento geoquímico das duas folhas supracitadas, na escala de 1:100.000, para dotar a região de uma cartografia geológica atualizada. A área de estudo está localizada na porção centro-sudeste do Estado de Mato Grosso sendo seu contexto geológico a Faixa Paraguai, da Província Tocantins, a Bacias do Paraná e Complexo Alcalino Planalto da Serra. A integração dos dados obtidos por meio de etapas de mapeamento geológico de campo, aerofotogeologia, levantamento geofísico e geológico possibilitou a produção do mapa geológico das referidas folhas, na escala 1:100.000.

Palavras-chave: Caiana, Brasilândia, mapeamento geológico, Mato Grosso, Faixa Paraguai.

INTRODUÇÃO As folhas Caiana (SD. 21-Z-B-IV) e Brasilândia (SD.21-Z-B-V) fazem parte dos projetos Planalto da Serra e Fosfato no Brasil, dentro do Programa de Geologia do Brasil da CPRM. Os projetos tiveram por objetivo o mapeamento geológico e levantamento geoquímico das duas folhas supracitadas, na escala de 1:100.000, para dotar a região de uma cartografia geológica atualizada, caracterizar o seu potencial mineral, atrair investimentos para a pesquisa e exploração mineral no estado e especialmente para suprir demandas de insumos agrícolas.

As folhas estão localizadas na porção centro-sudeste do Estado de Mato Grosso (Fig. 1). Abrange parte dos municípios de Nova Brasilândia, Chapada dos Guimarães, Planalto da Serra, Campo Verde e Rosário Oeste. O acesso à região é feito pela rodovia BR-070 e BR-251. A partir de Campo Verde, pelas rodovias MT-406 e MT-251, acessam-se as folhas Caiana e Brasilândia.



Figural – Mapa de localização

MATERIAIS E MÉTODOS Os trabalhos foram iniciados em maio de 2008 com compilação e integração dos dados pré-existentes; fotointerpretação na escala 1:60.000 integrada com imagens SRTM. Após o levantamento geofísico e processamento e interpretações dos dados, foram produzidas imagens magnetométricas e gamaespectrométricas como subsídio ao mapeamento geológico. Foi gerado um mapa geológico preliminar, através de um SIG (Sistema de Informações Geográficas). Posteriormente foram realizadas etapas de campo, nos anos de 2008 e 2009, para o levantamento geológico e geoquímico, seguidas por estudos petrográficos e litogeoquímicos e processamento de imagens de satélite Landsat ETM+.

RESULTADOS Após a integração dos dados foi produzido o mapa geológico final (Figura 2). O contexto geológico da área compreende a Faixa Paraguai, da Província Tocantins, a Bacias do Paraná (Paleo Mesozóicas) e o Complexo Alcalino Planalto da Serra.

O Grupo Cuiabá é representado na área por metadiamiclitos contendo intercalações de siltitos e filitos com arenitos, arenitos feldspáticos e microconglomerados subordinados. Na área ocorre a Formação Jangada, subdivida em Fácies Marzagão e Fácies Bauxi. A Fácies Marzagão é predominantemente composta por metadiamiclitos mal selecionados e imaturos, com grãos angulosos a arredondados. A fábrica é suportada pela matriz de granulometria fina (quartzo-feldspática) e argilosa. Os clastos variam de grânulos a matacões e mostram grande variação na natureza litológica. Petrograficamente exibem feições deformativas sinsedimentares, devido a processos de transporte e deposição, como escape de fluidos com preenchimento por calcita, autobrechamento e microfalhas. Estruturas tectônicas também são observadas, tais como orientação de clastos, matriz estirada, mica fish, cominuição de grãos com desenvolvimento de sombra de pressão, veios de quartzo e planos de clivagem penetrativa. Ocorrem dobras isoclinais e freqüentes falhamentos inversos e transcorrentes. Normalmente estas rochas mostram foliação penetrativa, com direção geral N70E e mergulhos fortes (foto 3.5. A Fácies Bauxi é constituída de filitos, filitos carbonosos, metargilitos e metassiltitos. O metamorfismo é anquizonal sendo marcado pelo desenvolvimento de argilominerais (como clorita) nos planos de clivagem e pela recristalização da ilita.

O Grupo Araras foi subdivido na área em Formação Nobres e Pacu (Souza, no prelo). Apresentam a forma de uma estreita faixa com orientação ENE, na parte centro-sul da folha com amplas dobras abertas simétricas a assimétricas e localmente inversas. Na Formação Nobres predominam dolomitos, com calcários calcíticos, calcarenitos, calcissiltitos, calcilitos e quartzarenitos subordinados. Ocorrem também autobrechas lamelares suportadas por intraclastos imbricados (dolorruditos) Os calcarenitos são mal a moderadamente selecionados, matriz lamosa, gradação normal, granulação muito fina a fina e estratificação cruzada acanalada. Os calcissiltitos e calcilitos têm estratificações planoparalelas e laminação composicional milimétrica, com alternância de níveis silticos/argilosos e dolomíticos. Sobreposto aos calcários dolomíticos da Formação Nobres aflora a Formação Pacu, de maneira contínua. Esta Formação é subdividida informalmente em Fácies Argilosa (base) e Fácies Carbonática (topo), ocorrendo em toda a parte central da área, sob a forma de faixas alongadas de direção aproximada N70E, paralelas às rochas das formações Nobres e acompanhando os dobramentos regionais. A Fácies argilosa é caracterizada por calcissiltitos, calcilitos e filitos vermelhos, físeis e bem estratificados, com níveis de cherts e espessura estimada em torno de 100 metros. Na Fácies Carbonática ocorre uma seqüência de calcários calcíticos laminados, calcários calcíticos com estromatólitos e dolomitos impuros, calcissiltitos, filito e filitos carbonosos.

O Grupo Alto Paraguai compreendem as formações Serra Azul 2, Raizama e Diamantino. A Formação Serra Azul 2 é composta por paraconglomerados com clastos arredondados a subangulosos de calcários, arenitos, quartzo, silixitos, variando de grânulos a matacões, dispersos em matriz calcífera-argilosa. Assentam-se diretamente sobre as rochas da Formação Pacu, em praticamente toda a extensão da área deste projeto. Em lâminas delgadas, os paraconglomerados exibem matriz micrítica e arranjo caótico a ligeiramente orientado, com estratificação cruzada sutil e camadas pouco marcadas.

A Formação Raizama (Almeida, 1964) é distribuída em faixa com direção aproximada de N70E em contato transicional, tanto com a Formação Serra Azul 2 (sotoposta), quanto com a Formação Diamantino (sobreposta). Consiste de siltitos, argilitos, quartzitos, arenitos, arenitos feldspáticos, quartzarenitos finos a grossos e conglomerados. Notam-se estruturas do tipo planoparalelas, cruzadas planares, hummocky, marcas de onda (“wavy ripples”) e gretas de contração. Os litotipos siltico-argilosos exibem processos de chertificação, porém conservando estruturas reliquiares como estratificações planares, cruzadas. A Formação Diamantino aflora em toda a porção norte do projeto, capeando concordantemente a seqüência siliciclástica da Formação Raizama. Constitui-se predominantemente por siltitos, siltitos argilosos, arenitos finos a silticos, arenitos arcoseanos e folhelhos.

O Complexo Alcalino Planalto da Serra, na área do projeto, compreendem os termos da série ultramáfica e as metassomatizadas. A série ultramáfica é constituída de Flogopita Peridotitos com alto grau de alteração intempérica. Microscopicamente são rochas hipidiomórficas, faneríticas fina a média e inequigranulares. Compostas mineralogicamente por clinopiroxênio do tipo diopsídio, pseudomorfos

de olivina, flogopita, perovskita, carbonato intersticial, clorita, apatita e opacos. A olivina encontra-se muito alterada, totalmente pseudomorfizada para serpentina. A flogopita ocorre como lamelas de vezes cloritizadas e apresentam zonação para Tetra-ferriflogopita. Estruturas do tipo Kink Band são comuns. As rochas metassomatizadas também podem ser observadas e ocorrem no contato intrusão-encaixante e compreendem Flogopititos, Filitos e Metaiamictitos fenitizados.

O Grupo Bauru (Bacia do Paraná) aflora na porção sul da área, sendo litologicamente arenitos conglomeráticos, arenitos, siltitos, argilitos e silcretos brancos. É comum a presença de estratificações cruzadas de baixo ângulo (foto 3.30), planoparalelas, cruzadas planares a festonadas e granocrescência ascendente com *sets* cruzados.

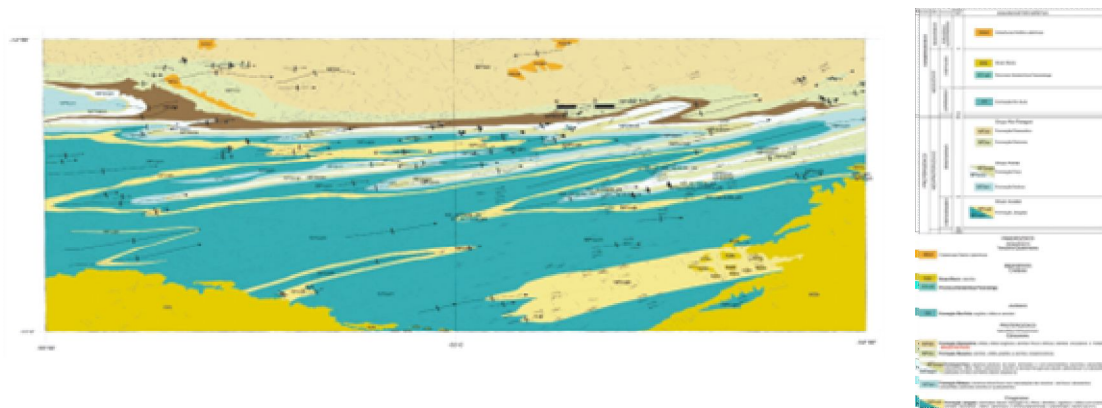


Figura 2 – Mapa geológico.

DISCUSSÃO O Grupo Cuiabá apresenta associações de fácies são semelhantes às descritas por Alvarenga (1988), nas imediações de Bauxi. Almeida (1964 e 1965) interpreta os diamictitos como de origem glacial, os filitos como drift glacial e os depósitos arenosos como glaciolacustres e glaciofluviais e, talvez, glaciomarinhos. Figueiredo e Olivatti (1974) interpretam estas fácies como de ambiente marinho nerítico e costeiro a marinho batial, com deposição por correntes de turbidez e corridas de lama. Alvarenga (1988) e Alvarenga e Trompette (1992) sugerem uma sedimentação em ambiente glaciomarinho retrabalhado por correntes gravitacionais, correlacionado à Glaciação Marinoana (entre 670 e 630Ma).

O Grupo Araras teve início logo após a glaciação Marinoana, em bacia do tipo rift, com rápida evolução para plataforma carbonática em margem continental aberta representada pela Formação Nobres. A Formação Pacu teria a Fácies Argilosa, depositada diretamente sobre os dolomiticos, interpretada como ambiente marinho profundo e representaria uma transgressão marinha com a deposição de sedimentos finos. Na Fácies carbonática, os calcários laminados e calcários com estruturas estromatolíticas foram considerados como uma plataforma carbonática rasa.

Figueiredo et al. (consideram como evidência para uma deposição glacial da Formação Serra Azul 2, os diamictitos com clastos de composição variada, estriados e facetados. Esta apreciação, associada ao posicionamento estratigráfico, os levou a correlacioná-la à Glaciação Gaskierana (582 Ma). Neste trabalho não foram encontrados formas incontestes de clastos que caracterizem, definitivamente, esta unidade como de origem glacial, o que somado à ausência de uma associação faciológica glacial (tilitos, varvitos, *outwash* subaquoso) e de estruturas glaciais típicas (embasamento deformado, pavimento estriado, diamictitos amalgamados) e a presença de cimento carbonático, permitem outras interpretações sobre o ambiente deposicional. Uma provável origem pode ser atribuída à ambiente marinho profundo próximo ao continente, com deposição por correntes de turbidez e fluxo de detritos, o que corroboraria seu posicionamento estratigráfico na base do Grupo Alto Paraguai.

A Formação Raizama seria depositada em um sistema costeiro de plataforma rasa dominada por tempestade resultando em uma sucessão vertical de fácies prográdante. A Formação Diamantino estaria sobreposta marcando o ambiente continental sendo os arenitos representando depósitos de

barras de desembocadura de frente deltaica associados a depósitos distais de siltitos argilosos de prodelta (Lacerda Filho et al, 2004).

O Complexo Alcalino Planalto da Serra, devido a falta de dados cronológicos atuais, foi associado ao período cretáceo (Neder et al. 2005) estando associado a uma zona de falhamentos normais denominado Rift Rio dos Cavalos

O Grupo Bauru, foi depositado durante o Cretáceo Superior, em discordância erosiva sobre as bacias intracratônicas dos Parecis e do Paraná, evoluídas entre o Paleozóico até o médio Mesozóico. Devido a uma grande variabilidade das litologias, tais como conglomerados, argilitos e siltitos, sua origem é interpretada como deposição em sistemas de leques aluviais, fluviais e pântanos.

CONCLUSÃO O mapeamento geológico na escala 1:100.000 permitiu a observação e descrição das unidades geológicas presentes, bem como suas relações estratigráficas e evolução, permitindo a construção do mapa geológico final. Todavia, um novo mapeamento, na escala 1:50.000, poderia melhorar o entendimento de contatos litológicos e a evolução de ambientes deposicionais de sedimentação na área. Levantamentos de colunas estratigráficas mais detalhadas também são recomendados para a identificação de sucessões faciológicas.

Referências Bibliográficas

- Almeida F.F.M. 1945. *Geologia do sudoeste matogrossense*. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 116, 118 p.
- Almeida F.F.M.. 1964. *Geologia do centro-oeste matogrossense*. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 215, 137p.
- Almeida, F.F.M. 1984. Província Tocantins - Setor Sudoeste. *In: O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blucher, p. 265-281.
- Alvarenga C.J.S., Saes, G. S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**(4):493-499.
- Alvarenga C.J.S.; Trompette R. 1988. Upper Proterozoic glacial environment of the border of Amazonian Cráton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt. (Mato Grosso, Brazil). *In: Meeting Earth's Glacial Record*, 260, Abstracts and Field Trip, p. 31-44.
- Figueiredo A.J.A., Olivatti, O. 1974. Projeto Alto Guaporé: Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, Escala 1:500.000.
- Figueiredo M.F., Babinski M., Alvarenga C.J.S. 2005. Formação Serra Azul, Faixa Paraguai, Mato Grosso. *In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste*, 9, Anais, p. 23-25.
- Figueiredo M.F., Babinski M., Alvarenga C.J.S. 2004. Diamictites overlying Marinoan-age carbonates of Araras Formation, Paraguay Belt, Brazil: evidence of a new glaciation? *In: Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW Gondwana*, 2, Anais, p. 18-19.
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R. 2004. Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso: programa integração, atualização e difusão de dados da geologia do Brasil, subprograma mapas geológicos estadual - escala. 1:100.000. Goiânia: CPRM/SICME, 200p.
- Neder R.D., Pinho F.E.C., Souza I.M. 2005. Alcalinas ultrapotássicas Planalto da Serra - MT. Alvos exploratórios para P₂O₅, K₂O, TiO₂, nióbio, tântalo, vermiculita, ETR, metais base e diamante. *In: Simp. Geol. Centro-Oeste*, 9, Anais, p. 51-53.

Arco Magmático Juruena - Jamari: uma entidade geotectônica paleoproterozóica única no SW do Cráton Amazônico?

Jaime E. Scandolara¹, Pedro S. E. Ribeiro², Tiago B. Duarte², Marcos L.E.S. Quadros³ & Antonio S. Frasca²

¹Serviço Geológico do Brasil SEDE/ jaime.scandolara@cprm.gov.br; ²Serviço Geológico do Brasil SUREG-GO; ³Serviço Geológico do Brasil REPO-PV

Resumo O Arco Magmático Jamari que ocorre na região centro-leste de Rondônia, com idades U-Pb entre 1.76 e 1.74 Ga, é constituído pela associação plutônica homônima constituída por gabros, dioritos, tonalitos/enderbitos e granodioritos/charnoenderbitos, com assinatura cálcio-alcálica de médio a alto-K, química compatível com arco de margem continental ativa ou arco de média maturidade e pela cobertura de supracrustais denominada Igarapé Lurdes. O Arco Magmático Juruena, que ocorre na região W-NW do Mato Grosso, tem idades de cristalização U-Pb entre 1.78 e 1.76 Ga, é constituído pelas suítes Colider (vulcânica) e Paranaíta (granítica) e pelo Complexo Juruena, com rochas plutônicas de assinatura cálcio-alcálica de médio a alto-K, química de arco de margem continental ativa ou arco de média maturidade, representado pela Suíte Vitória (gabros/dioritos, monzodioritos, quartzo monzonitos, tonalitos/enderbitos e granodioritos/charnoenderbitos), granitos São Pedro e São Romão (monzogranitos e sienogranitos), Suíte Máfica Vespôr (gabros e dioritos) e Granito Apiacás (granito tipo S). As rochas intermediárias do Complexo Jamari e Suíte Vitória foram usadas para a comparação petroquímica entre as duas regiões.

Palavras-chave: Complexo Jamari, Suíte Vitória, Rondônia, Mato Grosso, Arco Magmático.

INTRODUÇÃO As regiões noroeste do MT e centro-leste de RO preservam bem expostos produtos de deformação, metamorfismo e plutonismo do período entre 1.78 e 1.63 Ga. Contudo, a reconstrução paleogeográfica, o contexto de arco magmático comum aos dois terrenos e a orogênese colisional envolvendo este amplo segmento do SW do Cráton Amazônico, somente serão bem entendidos com trabalhos geológicos extensivos. Apesar desta ressalva, neste resumo sumarizamos as similaridades entre o noroeste do MT e centro-leste de RO numa primeira tentativa de incluir os terrenos Jamari e Juruena numa única entidade geotectônica, produto de evento tectono-termal de características convergentes envolvendo os terrenos Tapajós e os domínios peri-Andinos do Paleoproterozóico boliviano.

MATERIAIS E MÉTODOS Setenta e duas análises em rocha-total (material abaixo de 200 mesh) foram realizadas no *Acme Analytical Laboratories* Ltda. em Vancouver, Columbia Britânica, Canadá. Elementos maiores e perda ao fogo foram analisados por ICP-AES após fusão em LiO₂ e a concentração de ferro expressa em Fe₂O₃. Elementos-traço foram analisados em ICP-MS, com ETR e elementos incompatíveis determinados após fusão em LiBO₂ e metais base e preciosos após digestão em água-régia.

RESULTADOS As rochas intermediárias do Complexo Jamari (RO) e da Suíte Vitória (MT) exibem padrões similares de multielementos, quando normalizados ao manto primordial (Figura 1a,b), com destaque para a depleção em Nb-Ta, Sr, P, Ti e Y e enriquecimento relativo em LILE, U, Th, La-Ce, Zr-Hf e Sm. Estes padrões são similares àqueles característicos das rochas cálcio-alcálicas intermediárias de arco de margem continental ativa ou continental "normal" (Brown et al., 1984). Em acréscimo, as rochas destas duas unidades apresentam valores de HFSE (exceção de Nb-Ta, Tb e Y) e parte do espectro de ETR, mais elevados que a média dos arcos continentais mais maduros; os teores de LILE, Nb-Ta, Tb e Y são inferiores aos dos arcos continentais mais maduros, exceção do Ba que apresenta valor médio mais elevado. As duas unidades intermediárias em estudo, quando comparadas com o padrão médio dos arcos de ilhas ou continentais mais primitivos, apresentam valores de LILE mais elevados (com exceção do K que é similar e o Sr inferior) e teores de HFSE maiores (exceção para valores similares de P, Ti e Zr).

Considerando que a maturidade de um arco tem relação com aumento da espessura crustal, presença ou ausência de embasamento síalico antigo e variação nos teores de álcalis, CaO, FeO_t e MgO, na Figura 2a, o diagrama ternário AFM demonstra a convergência do padrão evolutivo das

rochas do Complexo Jamari e Suíte Plutônica Vitória, caracterizando arco de maturidade mediana, similares aos arcos da Nova Zelândia, México e Japão. Na Figura 2b igualmente salienta-se a superposição dos campos composicionais das duas unidades, sugerindo unicidade das duas entidades geotectônicas. Considerando ainda que o aumento da maturidade também tem relação com aumento na concentração dos elementos incompatíveis (U, Th, Rb, Cs, Ba, Sr, Pb e ETR), com padrões de ETR mais fortemente fracionados e diminuição dos teores de Ni, Co e C. Razões de elementos incompatíveis são bons discriminantes de fontes (por exemplo, crosta continental = Ce/Pb ~ 4-5 e Nb/U ~ 9-12). As rochas do Complexo Jamari mostram conteúdos relativamente baixos de Al₂O₃ (13,63 a 16,25 % em peso), valores medianos para a razão Th/Ce (0.05–0.16), altas razões Nb/Zr (0.03–0.11) e Th/Nb (0.35–1.35) e muito altas razões Ce/Pb (15,00–59,00), enquanto a razão Pb/Nd (0,03-0,14) é muito baixa. A Suíte Vitória tem rochas com valores de Al₂O₃ mais elevados (13,62 a 17,95 % em peso), valores baixos para a razão Th/Ce (0.03–0.14) e Pb/Nd (0,05-0,26), altas razões Nb/Zr (0.03–0.10) e Th/Nb (0.17–1.71) e muito altas razões Ce/Pb (8,32–60,00).

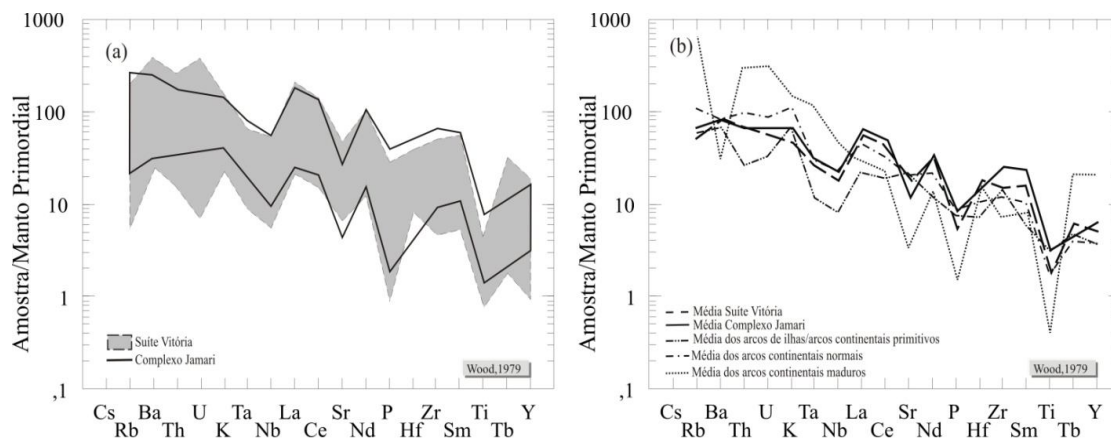


Figura 1 – Diagramas de multielementos normalizados ao manto primordial (Wood, 1979). Em (a) campos comparativos das rochas do Complexo Jamari e Suíte Vitória e em (b) curvas com as médias composicionais de elementos-traço das duas suítes comparadas aos padrões de arcos de Brown et al. (1984).

Os valores das razões Pb/Nd relativamente baixos e as altas razões Nb/Zr e Th/Nb, tanto para o Complexo Jamari quanto para a Suíte Plutônica Vitória, são interpretados como resultados da contribuição de sedimentos na fonte mantélica, apesar dos valores pouco elevados de Al₂O₃ para as duas unidades. Esta interpretação é consistente com o fato de que razões Ba/Th das rochas do Complexo Jamari (38-272, média 91,19) e Suíte Vitória (30-299, média 132,22), coincidem com aquelas do campo dos sedimentos globais (que não ultrapassam 200). Por outro lado, as razões medianas de Th/Ce e altas Ce/Pb são compatíveis com contaminação crustal ou herança de fonte mantélica metassomatizada por fundidos/fluidos liberados pela subducção do *slab* (Turner et al., 1992). O diagrama Th/Nb vs. La/Nb (Planck, 2005) (Figura 3b) sugere que as duas unidades de rochas intermediárias possuem fontes comuns na crosta média ou intermediária, com valores de Th/Nb (0,27 a 1,71 para Suíte Vitória e 0,35 a 1,35 para o Complexo Jamari) e La/Nb (1,17 a 6,31 para a Suíte Vitória e 1,10 a 5,99 para o Complexo Jamari) que configuram campos de superposição.

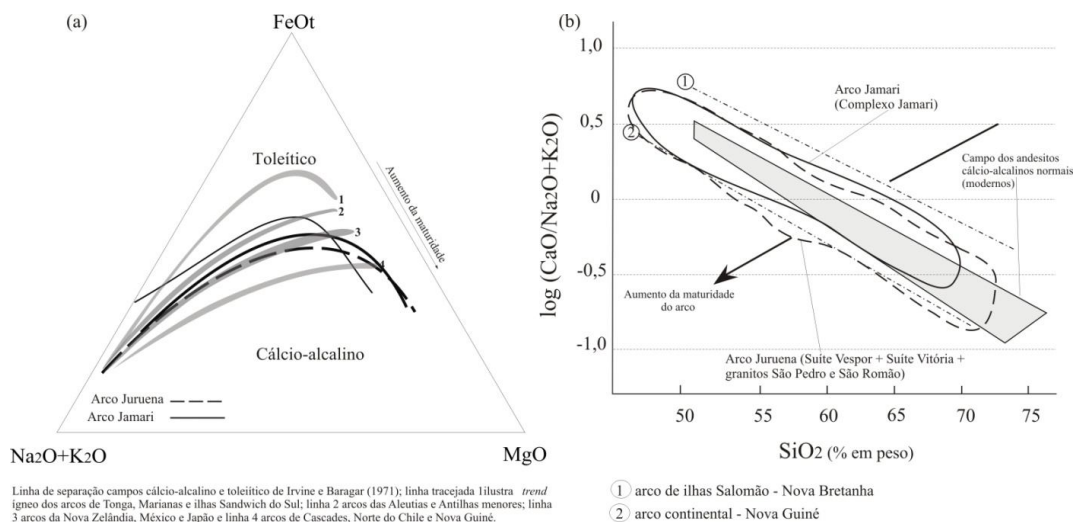


Figura 2 – Diagramas de maturidade de arco magmático segundo Brown et al. (1984).

As características isotópicas gerais do sistema Sm-Nd dos gnaisses de alto grau do Arco Magmático Jamari, na região centro-leste de Rondônia, e do Arco Magmático Juruena no NW do Mato Grosso conduzem a idades-modelo (T_{DM}) e valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ indicativos de fontes primitivas do Paleoproterozóico tardio e fontes formadas pela mistura de material juvenil e crustal com idades entre o final do Arqueano e o Paleoproterozóico médio. A análise dos diferentes grupos de rochas do complexo informa que:

(i) Suíte Plutônica Vitória

1. T_{DM} 1,79 a 1,99 Ga ($\epsilon_{Nd(t)} + 0,31$ a $+ 3,1$);
2. T_{DM} 2,16 a 2,20 Ga ($\epsilon_{Nd(t)} - 0,30$ a $- 2,56$);
3. T_{DM} 2,12 a 2,28 Ga ($\epsilon_{Nd(t)} + 1,8$ a $+3,0$).

(ii) Complexo Jamari

1. T_{DM} 1,80 a 2,06 Ga ($\epsilon_{Nd(t)} + 0,23$ a $+ 4,52$);
2. T_{DM} 2,10 a 2,29 Ga ($\epsilon_{Nd(t)}$ 0,00 a $- 2,01$);
3. T_{DM} 2,51 a 2,55 Ga ($\epsilon_{Nd(t)} - 1,85$ a $-3,12$).

CONCLUSÕES As rochas intermediárias do Complexo Jamari e da Suíte Vitória apresentam similaridades de química elemental e isotópica conclusivas que sugerem que as duas unidades constituem uma única entidade geotectônica. Ambas exibem assinaturas típicas de arco de margem continental ativa ou arco continental de média maturidade, com baixo TiO₂, Ni, Cr e mg#, médio conteúdo de Al₂O₃ e moderado enriquecimento de LILE em relação a HFSE. No diagrama de discriminação Th/Yb versus Ta/Yb (Figuras 3ab), as amostras das duas unidades se superpõem e constroem campos característicos de ambientes de margem continental ativa, similares aos arcos Andino, do Japão, Irã, Turquia e México.

A continuidade física entre as rochas de arco do Complexo Jamari (RO) e as unidades que compõem o Arco Magmático Juruena (MT) é consistente com estudos Sm-Nd das duas áreas, com similaridades geoquímicas e petrotectônicas conclusivas, assim como pela aparente ausência de sutura entre elas. Consideramos que as duas regiões são a representação de um único arco magmático, aqui denominado Arco Magmático Juruena-Jamari, em que o magmatismo evoluiu de NE para SW, com um decréscimo de idades de cristalização das rochas do NW do Mato Grosso para Rondônia (1.78 a 1.75 Ga para as rochas plutônicas e 1,77 a 1.74 para as vulcânicas).

Este trabalho propõe para a região um modelo tectônico fundamentado em uma orogênese acrescionário-colisional, aqui denominada Orogenia Madeirinha com período acrescionário entre 1.74 e 1.74 Ga, colisional entre 1.68-1.63 Ga (também denominado de Orogenia Quatro Cachoeiras por

Santos *et al.*, 2008) e pós-colisional entre 1.57 e 1.50 Ga (magmatismo tipo A da Suíte Intrusiva Serra da Providência).

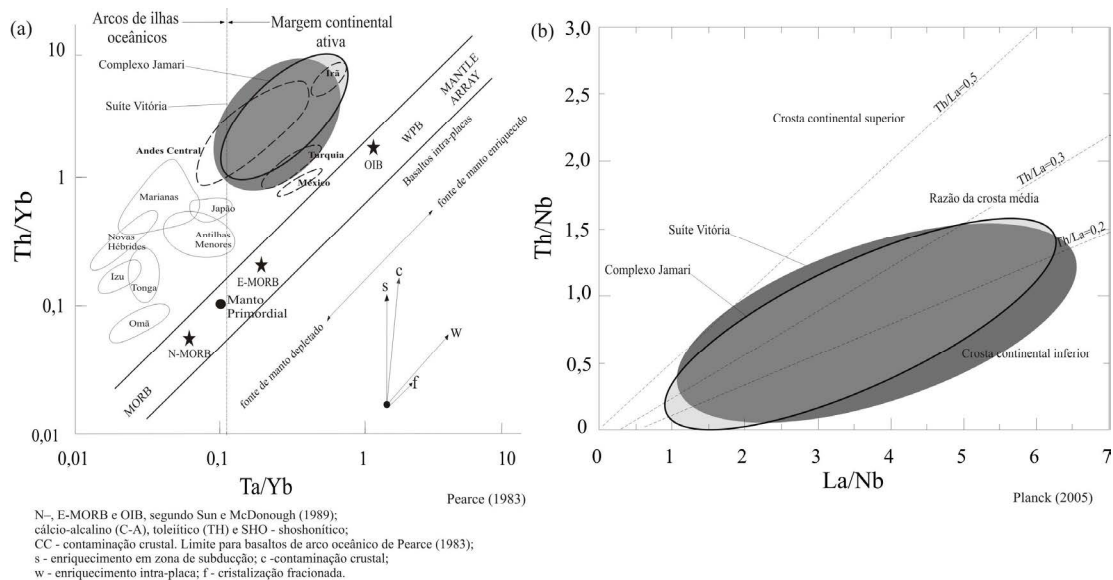


Figura 3 – Diagramas de caracterização de ambiente tectônico que utilizam razões de elementos-traço: em (a) Pearce (1983) e (b) razões de elementos-traço de significado petrogenético com razões Th/La normalizadas pelos valores de Nb (Planck, 2005).

Referências Bibliográficas

Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids arcs and comments on magma sources. *Journal of Geology Society, London*, 141,413-426.

Gorton, M. P., Schandl, E. S., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97, 629–642.

Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.L., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Cambridge, 230–249.

Planck, T., 2005. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of continents. *Journal of Petrology* 46, 921-944.

Santos, J.O.S.; Rizzotto, G.J.; Potter, P.E.; Mcnaughton, N.J.; Matos, R. S.; Hartmann, L.A.; Chemale Júnior, F.; Quadros, M.L.E.S. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, v. 165, n. 1-2, p. 120-152, nov. 2008.

Sun, S.-S. & McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication 42, 313–345.

Wood, D.A., 1979. A variably veined suboceanic upper mantle - genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, 7, 499-503.

Turner, S.P., Foden, J.D., Morrison, R.S., 1992. Derivation of some A-type granites by fractionation of basaltic magma: an example from the Pathway Ridge, South Australia. *Lithos* 28, 151-179.

O magmatismo Serra Grande em Roraima: Formação co-genética de granito rapakivi e charnockito em *ca.* 1430 Ma.

João Orestes Schneider Santos¹, Viter Pinto², Neal J. McNaughton³, Luiz Carlos Silva⁴

¹ University of Western Australia, orestes.santos@bigpond.com;

² Universidade Federal de Roraima;

³ Curtin University of Technology;

⁴ CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

Resumo A região centro-norte do Cráton Amazonas é uma das áreas com maior diversidade temporal na geração de rochas charnockíticas. Além das duas suites conhecidas com rochas charnockíticas (Serra da Prata-1930 Ma e Serra Mucajaí-1530 Ma), este trabalho demonstra a formação de rochas charnockíticas em 1430 Ma (Suite Serra Grande). Manchas de charnockitização que afetam rochas da Suite Urubu (1940-1920 Ma) foram produzidas por fluidos carbônicos durante o evento Serra Grande (1430 Ma). A coexistência entre charnockito e granito rapakivi mostra que essas rochas foram geradas em condições muito semelhantes de P e T. Isso implica que, ao contrário de pensamento ainda dominante, magmas charnockíticos cristalizaram nas mesmas profundidades rasas dos granitos tipo A, entre 2 e 6 km.

INTRODUÇÃO Apenas dois tipos de magmatismo charnockítico têm sido reconhecidos no centro-norte do Cráton Amazonas, correspondendo ao charnockito (quartzo-mangerito) da Suite Serra Mucajaí (*ca.* 1530 Ma) e às rochas charnockíticas da Suite Serra da Prata (*ca.* 1930 Ma). Boa parte das rochas charnockíticas e rapakivíticas mapeadas como associadas à Suite Serra Mucajaí (*ca.* 1530 Ma) na verdade foram geradas aproximadamente 100 Ma depois. A principal ocorrência dessas rochas está na Serra Grande e suas imediações formando um batólito na margem esquerda do rio Branco. Outras ocorrências estão centenas de km para o sul, nas regiões dos rios Jauaperi e Curuiá (Santos *et al.*, neste simpósio). Vários afloramentos de rochas rapakivi e charnockíticas foram estudados com o objetivo de melhor conhecer suas idades e as relações entre rapakivi e charnockito. Notáveis manchas de charnockitização foram descobertas por Luiz Carlos Silva (CPRM) ao longo da BR174, aproximadamente 12 km ao norte de Caracará. Outras áreas com essa feição foram detectadas pelos autores no morro Tracajá, na serra Cigana, na extinta pedreira da Comara e na ativa pedreira Dona Amélia, a oeste de Mucajaí. A época de formação das manchas não está ainda estabelecida. Este trabalho procura determinar as idades de charnockitos e granito rapakivi da Suite Serra Grande, assim como investigar a idade das notórias manchas de charnockitização presentes na região.

GEOLOGIA REGIONAL A região centro norte do Craton Amazonas é formada por três províncias geológicas distintas: Trans-Amazons (2250-2020 Ma), Tapajós-Parima (2010-1870 Ma) e Rio Negro (1820-1460 Ma). A Província Trans-Amazons forma uma faixa contínua na parte norte do continente Sul-Americano, que se estende desde a Venezuela até o Amapá, passando por Guyana, Suriname e Guiana Francesa. A Província Tapajós-Parima corresponde ao mais extenso orógeno presente no craton ocupando grandes áreas de RR, AM e PA (Santos 2003). A Província Rio Negro, típica da bacia do Rio Negro (AM-RR) e Ventuari e Alto Orinoco (VE) está tendo seus limites orientais ampliados para o leste do Rio Negro, estendendo-se para as regiões dos rios Jauaperi e Curuiá no Amazonas. O embasamento da região é constituído pela Suite Urubu gerada entre 1940 e 1920 Ma. Esse embasamento inclui os charnockitos da Suite Serra da Prata (Fraga 2002) e o Granito Mucajaí (1932 Ma; Santos, dados não publicados). Essas rochas fazem parte de um arco magmático mais jovem que o arco Pedra Pintada-Surumu que ocorre mais ao norte. A Suite Serra Mucajaí mapeada por Brandão e Freitas (1994) como Suite Surucucus é intrusiva na Suite Urubu. Tem idades entre 1544 Ma (Gaudette *et al.* 1997) e 1538 Ma (Fraga 2002), sendo composta por granito rapakivi, anortosito (Repartimento) e mangerito. A região do batólito Serra Grande tem sido mapeada como fazendo parte da Suite Serra Mucajaí, como na edição ao milionésimo da CPRM (Schobbenhaus *et al.* 2004). Todas unidades da região foram, em maior ou menor escala, localmente metamorfisadas nos fácies anfíbolito e granulito durante o orógeno K'Mudku, onde um exemplo é o granito Mucajaí (1932 Ma) metamorfisado no fácies anfíbolito em 1479 Ma (idade em titanita metamórfica, Santos, dados não publicados).

METODOLOGIA As amostras estudadas foram coletadas em um trabalho de campo no final de 2010. Síntese das amostras e suas coordenadas está na tabela 1. Zircões das amostras foram datados pelo método U-Pb SHRIMP seguindo procedimentos-padrão como descritos em Santos *et al.* (2008). Todas idades apresentadas são idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e estão calculadas em 2 sigma.

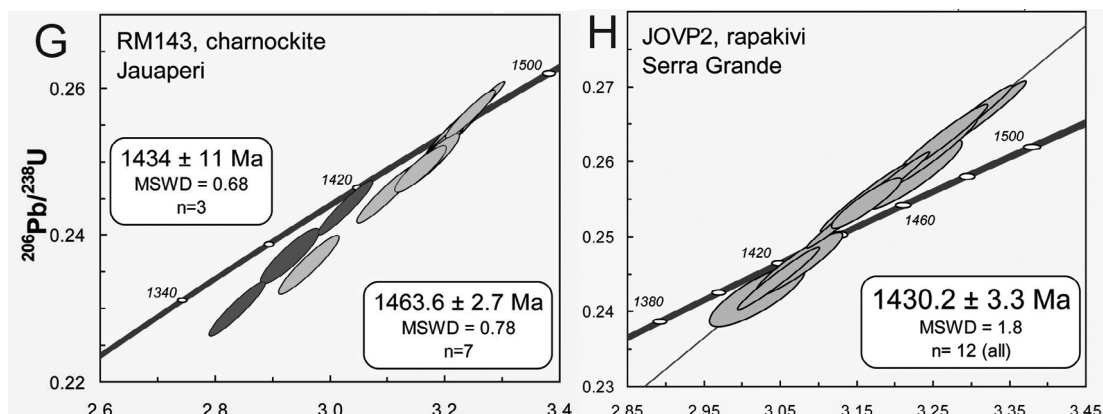
RESULTADOS Os dados obtidos correspondem a quatro amostras datadas, sendo dois charnockitos, um granito rapakivi e uma mancha de charnockitização e incorporam a datação do Charnockito Jauaperi (Santos *et al.*, este simpósio; figura 1D) que ocorre bem mais ao sul, mas que é contemporâneo à Suite Serra Grande. Essa rocha apresenta a idade de 1434 ± 11 Ma (zircões magmáticos) e outra idade herdada com 1464 ± 3 Ma. O granito rapakivi da Serra Grande (JOVP2) possui a idade de 1430 ± 3 Ma ($n=12$, todas as análises) com MSWD de 1.8 (Figura 1). Os zircões do charnockito Serra Grande (JOVP1) apresentam idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que agrupam concordantemente na idade de 1431 ± 8 Ma (Figura 1) confirmando a contemporaneidade entre charnockito e rapakivi. Os zircões separados da mancha de charnockitização (JOVP4) revelaram um espalhamento de idades herdadas entre 1984 Ma (idade do arco juvenil Surumu-Pedra Pintada) e 1630 Ma. Há zircões com idades tipo Suite Urubu (1931 e 1912 Ma), tipo Mapuera (1855 ± 38 Ma) e tipo Moderna (1810 ± 7 Ma), mas também três zircões com idades de 1765-1738 Ma apenas comparáveis à rochas existentes na Província Rio Negro (Marauíá). Essas podem representar idades mistas (spot cobrindo áreas mistas do zircão) combinado áreas com idade magmática e áreas com idade herdada. Essa complexidade de heranças requer mais investigações com o estudo de outras amostras e também das outras localidades conhecidas (Tracajá, Cigana, etc.).

Apenas duas análises forneceram a idade da formação das manchas em 1428 ± 5 Ma (Figura 1), um valor que correlaciona muito bem com as idades da Suite Serra Grande (1425 ± 6 Ma, 1431 ± 8 Ma, e 1430 ± 3 Ma).

Tabela 1. Idades de rochas charnockíticas e um rapakivi da Suite Serra Grande

amostra	Long. W	Lat.	rocha	Nome	Prov.	idade
JOVP1	60.73283	2.58638	charnockito	Serra Grande	TP	1431 ± 8
JOVP4	60.96056	2.44596	mancha	Dona Amélia	TP	1428 ± 5
JOVP3	60.79750	2.53666	charnockito	Serra Grande	TP	1425 ± 6
JOVP2	60.79814	2.53514	rapakivi	Serra Grande	TP	1430 ± 3
RM143	60.76522	0.20891	charnockito	Jauaperi	RN	1434 ± 11

RN=Rio Negro; TP=Tapajós-Parima



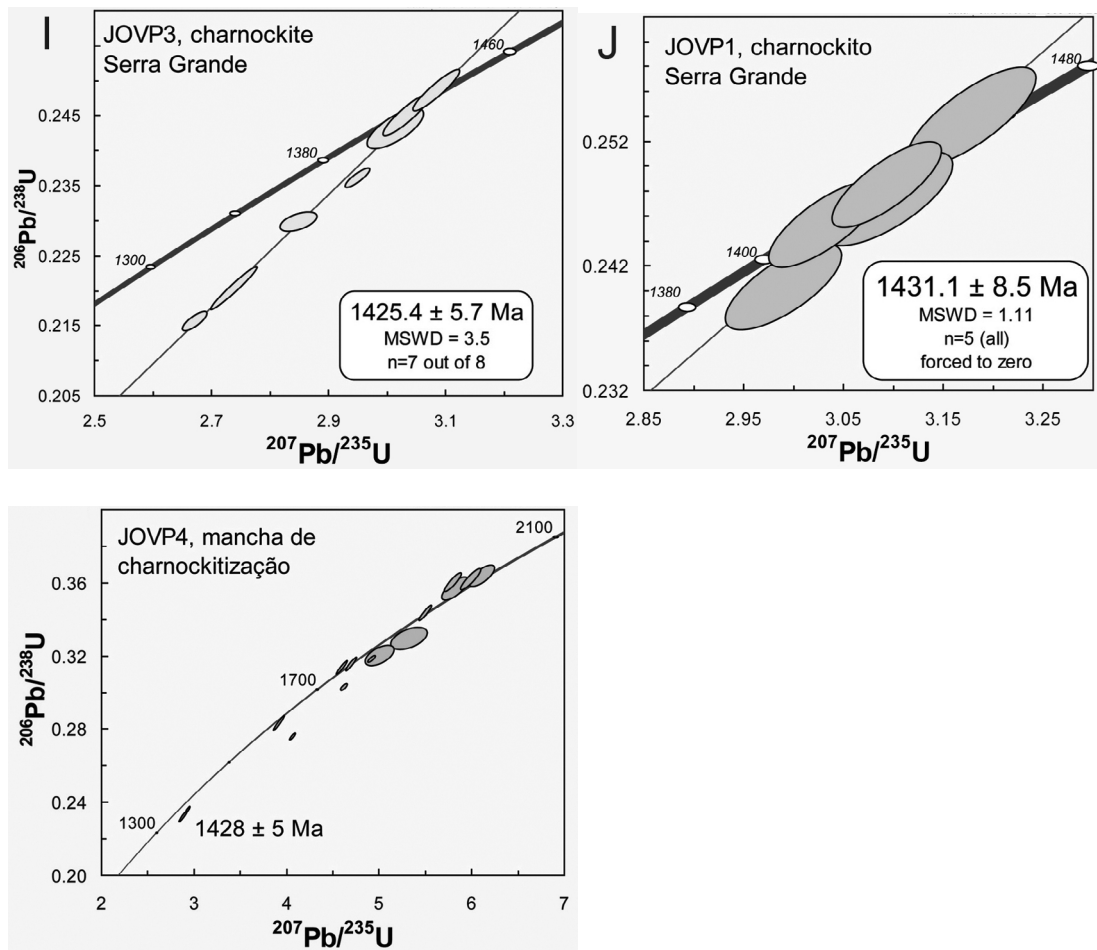


Figura 1: Diagramas de concordia para rochas da Suíte Serra Grande (H-I-J-K) e Jauaperi (G).

CONCLUSÕES A Suíte Serra Grande foi gerada por volta de 1430 Ma, sendo portanto aproximadamente 100 Ma mais jovem do que anteriormente considerado (1530 Ma). As manchas de charnockitização que afetam rochas da Suíte Urubu (1940-1920 Ma) foram produzidas pela atividade de fluidos carbônicos contemporâneos à formação da Suíte Serra Grande em 1430 Ma.

Ainda perduram controvérsias sobre a natureza (magmática ou ígnea), as condições de formação de rochas charnockíticas e suas relações com granitos rapakivi. Há estudos que consideram charnockitos como exclusivos de terrenos de alto grau (Martignole 1979), como rochas metamórficas (Kramers *et al.* 1989, Chacko *et al.* 1987) ou como gerados unicamente em níveis crustais profundos (Gliko *et al.* 1999). Para alguns, granitos rapakivi e charnockitos não são rochas co-magmáticas (Hubbart & Whitley 1978). Todavia, nas Províncias Rondônia-Juruena, Rio Negro e Tapajós-Parima, se observa uma íntima relação espacial e temporal entre granito rapakivi e rochas charnockíticas, como ocorre na Suíte Serra Providência (RO) e Serra Grande (RR). As notáveis exposições em RO e RR com interdigitação entre os dois tipos de rochas não deixa dúvidas de que pelo menos nessas áreas, charnockitos e rapakivis se formaram sob as mesmas condições gerais de P e T. Os granitos tipo A (e rapakivis) sabidamente são granitos pobres em água que foram emplaçados a baixas profundidades. As pressões seriam inferiores a 4kbar (Douce 1997), em torno de 2kbar (King *et al.* 2001), em alguns casos inferiores a 2kbar (Lumbers *et al.* 1991). Se os granitos tipo A como Serra Providência, Serra Mucajá e Serra Grande cristalizaram em níveis crustais rasos, isso também ocorreu com as rochas charnockíticas associadas. A suposta elevada profundidade para a geração de magma charnockítico estaria na proximidade do manto, que seria a fonte de fluidos carbônicos (Lee & Wyllie 1998) em profundidades por volta de 70km. Todavia, a natureza charnockítica do magma aparentemente está menos relacionada com níveis crustais profundos ou com proximidade do manto, tendo em vista a existência de charnockitos “rasos” que atestam a presença de CO_2 em níveis crustais rasos.

Referências Bibliográficas

- Brandão R.L., Freitas A.F.F. 1994. Serra do Ajarani, Folha NA.20-X-C-VI: relatório final. Manaus: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 153 p., il.
- Chacko T., Kumar G.R.R., Newton R.C. 1987. Metamorphic P-T conditions of the Kerala (South India) Khondalite Belt, a granulite facies supracrustal terrain. *The Journal of Geology*, 95 (3): 943-958.
- Douce A.P.D. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, v. 25 (8): 743-746.
- Gliko A.O., Singh R.N., Swathi P.S. 1999. Physical approach to the problem of origin of charnockitic rocks of southern India: Mechanisms of crustal heating and transfer of carbon dioxide. *Russian Journal of Earth Sciences* Vol. 1, No. 5, September 1999.
- Hubbart F.H., Whitley J.E. 1978. Rapakivi granite, anorthosite and charnockitic plutonism. *Nature* 271, 439 – 440.
- King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White J.R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Journal of Earth Sciences*, Volume 48 (4): 501–514.
- Kramers J.D., Ridley J.R. 1989. Can Archean granulites be direct crystallization products from a sialic magma layer? *Geology*; v. 17; no. 5; p. 442-445.
- Lumbers S.B., Tsai-Way Wu T.W., Heaman L.M., Vertolli V.M., MacRae N.D. 1991. Petrology and age of the A-type Mulock granite batholith, northern Grenville Province, Ontario. *Precambrian Research*, Volume 53, Issues 3-4: 199-231.
- Martignole. 1979, Charnockite genesis and the Proterozoic crust. *Precambrian Research* 9 (3-4): 303-310.
- Fraga L.M. 2002. A Associação Anortosito-Mangerito Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central e suas encaixantes paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia. Doctoral Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 351p. (abstract in English).
- Fraga L.M., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R., Costa J.B.S. 2009. 1.94–1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: Single-zircon evaporation data and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 247–257.
- Gaudette H.E., Olszewski W.J., Santos J.O.S. dos. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, state of Roraima, Brazil. *Journal South American Earth Sciences* 9, 183–195.
- Kroonenberg S.B. 1976. Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam. PhD Thesis, Amsterdam, Geol. Mijnb. Dienst. Sur. Med., 25, 109-289.
- 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.). ISGAM, 2, Salvador, Brazil, Extended Abstracts and program, 273-275.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, E.J.H. (Eds.), *Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília.
- Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter P.E., McNaughton N.J., Matos R.S., Hartmann L.A., Chemale Jr. F., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research* 165: 120–152.
- Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos E. M.A.B., Jesus J.D.A. de (Eds.). 2004. Carta do Brasil ao milionésimo, Sistema de Informações Geográficas-SIG, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília [CD-ROM].

Diversos episódios de magmatismo charnockítico no Centro-Norte do Cráton Amazonas:
Províncias Tapajós-Parima e Rio Negro.

João Orestes Schneider Santos¹, Viter Pinto², Neal J. McNaughton³, Marcelo Esteves Almeida⁴

¹ University of Western Australia, orestes.santos@bigpond.com;

² Universidade Federal de Roraima;

³ Curtin University of Technology;

⁴ CPRM – Manaus.

Resumo A região centro-norte do Cráton Amazonas é uma das áreas com maior diversidade temporal na geração de rochas charnockíticas. Além das duas suites conhecidas com rochas charnockíticas (Serra da Prata-1930 Ma e Serra Mucajaí-1530 Ma), este trabalho demonstra a formação de rochas charnockíticas em outras quatro épocas geológicas: 1873 Ma (Jaburu), 1810 Ma (Moderna), 1460 Ma (Jauaperi), 1430 Ma (Serra Grande) e considera a existência de charnockitos contemporâneos aos Granitos Saracura (1308 Ma) e Samaúma (1179 Ma). Magmatismo charnockítico pode ter ocorrido em oito eventos distintos, desde *ca.* 1935 Ma até *ca.* 1179 Ma. A íntima relação temporal e espacial entre charnockitos e granitos tipo A mostra que essas rochas foram formadas em condições de P e T semelhantes, ou seja, ao contrário do pensamento ainda predominante, charnockitos foram produzidos nas mesmas condições de baixa profundidade dos granitos tipo A (2 a 6 km).

INTRODUÇÃO Apenas dois tipos de magmatismo charnockítico têm sido reconhecidos no centro-norte do Cráton Amazonas, correspondendo ao charnockito (quartzo-mangerito) da Suite Serra Mucajaí e às rochas charnockíticas da Suite Serra da Prata. O quartzo-mangerito da Suite Serra Mucajaí é Mesoproterozóico e contemporâneo dos granitos dessa mesma suite (1544 Ma; Gaudette et al., 1996) tendo sido datado por Pb-Pb evaporação em 1538 ± 5 Ma (Fraga 2002). As rochas charnockíticas (ou charnockitóides) da Suite Serra da Prata são Paleoproterozóicas tendo sido datadas em 1934-1943 Ma por Pb-Pb evaporação (Fraga *et al.* 2009) e 1924-1935 Ma por U-Pb SHRIMP (Santos 2003). As idades obtidas por Pb-Pb evaporação são ± 10 Ma mais antigas que as idades obtidas por U-Pb SHRIMP, o que é explicado pela potencial incorporação de Pb radiogênico herdado nas análises que evaporam grãos inteiros de zircão. Durante muitos anos (Berrangé 1977; Kroonenberg 1976, Gaudette *et al.* 1996, etc.) as rochas charnockíticas da região e de outras partes do Craton Amazonas (Lafon *et al.* 2001) foram confundidas com granulitos, uma impossibilidade geológica pois charnockitos são rochas magmáticas e granulitos são rochas metamórficas. Todavia, grande parte das rochas charnockíticas da região e especialmente de Rondônia foram metamorfasadas em grau alto durante os orógenos Sunsás (RO) e K'Mudku (Roraima, Amazonas e Guyana), o que dificulta a sua identificação e facilita a confusão com granulitos. Rochas charnockíticas têm sido identificadas pelos mapeamentos da CPRM em várias regiões das províncias Tapajós-Parima e Rio Negro, sem terem sido posicionadas na evolução regional devido à inexistência de datações. Santos *et al.* (1974) descrevem charnockitos em três áreas: rio Jufari (sul de RR), rio Jauaperi (sudeste de RR) e rios Curiauí-Camanaú (nordeste do AM). Posteriormente Santos *et al.* (2001) revelaram que o Charnockito Jaburu do SE de RR tem 1873 ± 5 Ma e foi gerado na mesma época e possivelmente em condições de P e T semelhantes aos granitos tipo A da Suite Mapuera. Este estudo objetiva conhecer as idades de vários charnockitos das províncias Rio Negro e Tapajós-Parima e estabelecer correlações com suites graníticas contemporâneas e cogenéticas, trazendo evidências para as condições de formação de rochas charnockíticas.

GEOLOGIA REGIONAL A região centro norte do Craton Amazonas é formada por três Províncias geológicas distintas: Trans-Amazonas (2250-2020 Ma), Tapajós-Parima (2010-1870 Ma) e Rio Negro (1820-1460 Ma). A Província Trans-Amazonas forma uma faixa contínua na parte norte do continente Sul-Americano, que se estende desde a Venezuela até o Amapá, passando por Guyana, Suriname e Guiana Francesa. A Província Tapajós-Parima corresponde ao mais extenso orógeno presente no craton ocupando grandes áreas de RR, AM e PA (Santos 2003). A Província Rio Negro típica da bacia do Rio Negro (AM-RR) e Ventuari e Alto Orinoco (VE) está tendo seus limites orientais ampliados para o leste do Rio Negro, estendendo-se para as regiões dos rios Jauaperi e Curiauí no Amazonas.

METODOLOGIA Parte das amostras estudadas provém de afloramentos catalogados pela CPRM, principalmente durante o Projeto Norte da Amazônia (Santos *et al.* 1974) enquanto que novas amostras foram coletadas em Roraima durante 2010. Síntese das amostras e suas coordenadas está na tabela 1. Zircões das amostras foram datados pelo método U-Pb SHRIMP seguindo procedimentos-padrão como descritos em Santos *et al.* (2008).

RESULTADOS Os dados obtidos correspondem a nove amostras datadas e incorporam a datação prévia do Charnockito Jaburu (Santos *et al.* 2001; figura 1D). Três amostras possuem idades que correlacionam bem com a Suite Serra da Prata (ver figura 1A-B-C): a) o charnoenderbito Barauana possui 1935 ± 7 Ma (SR6) e parece ser o charnockito mais antigo da região, apresentando ainda zircão metamórfico com 1371 Ma (metamorfismo K'Mudku); b) O charnockito Cigana (JOVP5) tem uma idade próxima (1933 ± 4 Ma) e mostra que o magmatismo Serra da Prata se estende para o extremo SE de RR, a leste do rio Urubu; c) o charnockito da BR174 (PT35), logo ao norte do entroncamento entre BR174 e BR210 é um pouco mais jovem (1924 ± 4 Ma) e semelhante em idade ao charnoenderbito WO7 que ocorre a oeste do Gabro Caracará na BR210 (1920 ± 18 Ma; recalculado de Gaudette *et al.* 1996).

O Charnockito Jaburu (MF99, figura 1D) que ocorre a sudeste de Caracará apresenta uma idade (1873 ± 5 Ma) semelhante à idade da suite granítica Mapuera. Dois charnockitóides que ocorrem mais ao sul, nas regiões dos rios Jufari (EB119) e Curiuaú (SS31) na Província Rio Negro possuem idades tipo Moderna (Santos *et al.* 1997), respectivamente 1812 ± 4 Ma e 1809 ± 3 Ma. Apresentam metamorfismo em 1528 Ma (titanita, figura 1E) e em 1478 Ma (titanita, figura 1F). Um novo evento gerador de charnockitos ocorreu por volta de 1430 Ma sendo denominado de “Serra Grande”, mais detalhado em trabalho específico neste mesmo simpósio. O Charnockito Jauaperi (RM143, Figura 1G) apresenta uma população de zircões magmáticos com 1434 ± 11 Ma e outra população de zircões herdados com 1468 ± 3 Ma. Em três locais da Serra Grande em Roraima os charnockitos ocorrem intimamente associados com granito rapakivi, mostrando que ambas rochas foram formadas na mesma época e sob as mesmas condições de P e T. O granito rapakivi da Serra Grande (setor sudoeste) possui 1430 ± 3 Ma (JOVP2, Figura 1H) praticamente a mesma idade do charnockito associado (JOVP3, Figura 1I) que é 1425 ± 6 Ma. Ambas idades coincidem com a idade da amostra JOVP1 que é um charnockito do setor nordeste da Serra Grande (1431 ± 8 Ma).

CONCLUSÕES Além das duas suites charnockíticas conhecidas (Serra Mucajá e Serra da Prata) o centro-norte do cráton inclui outros quatro magmatismos charnockíticos por volta de 1873 Ma, 1810 Ma, 1460 Ma, e 1430 Ma. Todos esses seis eventos mostram associação temporal com granitos tipo A (tabela 1) indicando que é possível a ocorrência de charnockitóides associados às suites Saracura (1308 Ma) e Samaúma (1179 Ma), o que representaria um total de oito eventos charnockíticos entre 1935 e 1179 Ma. A frequente mistura de granito rapakivi e charnockito em afloramentos notadamente na Serra Grande confirma a contemporaneidade na formação desses dois tipos de rochas, mas também indica que os charnockitos cristalizaram nas mesmas condições dos granitos tipo A, ou seja em baixas profundidades. A passagem de um tipo para outro está muito mais relacionada com a relação entre fluidos aquosos e carbônicos no magma, onde a escassez de H₂O propiciou a entrada de CO₂, do que a diferentes condições de pressão, temperatura e composição química do magma.

Referências Bibliográficas

- Berrangé J.P. 1977. The geology of southern Guyana, South America. Overseas Memoir 4. Institute of Geological Sciences, London. p. 12.
- Costa J.B.S., Hasui Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (eds.). Contribuições à Geologia da Amazônia, FINEP/SBG-NO, Belém, Pará, 15-90.
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Theveniaut H., Philips D., Avelar V.G. de. 2003a. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guyana, In: Geologie de la France, vols. 2-4, pp. 5-57.

- Fraga L.M. 2002. A Associação Anortosito-Mangerito Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central e suas encaixantes paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia. Doctoral Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 351p. (abstract in English).
- Fraga, L.M., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R., Costa, J.B.S., 2009. 1.94–1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: Single-zircon evaporation data and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 247–257.
- Gaudette, H.E., Olszewski, W.J., Santos, J.O.S. dos, 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, state of Roraima, Brazil. *Journal South American Earth Sciences* 9, 183–195.
- Kroonenberg, S.B., 1976. Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam. PhD Thesis, Amsterdam, Geol. Mijnb. Dienst. Sur. Med., 25, 109-289.
- Lafon, J.M., Delor, C., Barbosa, O.S. 2001. Granulitos tarditransamazônicos na região norte do Estado do Amapá: o Charnockito Calçoene. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Workshop 2, CD-ROM, 39-42.
- 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.). ISGAM, 2, Salvador, Brazil, Extended Abstracts and program, 273-275.
- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, E.J.H. (Eds.), Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília.
- Santos, J.O.S., Faria, M.S.G., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2001a. Oldest charnockitic magmatism in the Amazon Craton: zircon U-Pb SHRIMP geochronology of the Jaburu Charnockite, southern Roraima, Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 3, Pucon, Chile, Comunicaciones.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Potter, P.E., McNaughton, N.J., Matos, R.S., Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Quadros, M. E.S., 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research* 165: 120–152.
- Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, E., M.A.B., Jesus, J.D.A. de (Eds.), 2004. Carta do Brasil ao milionésimo, Sistema de Informações Geográficas-SIG, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília [CD-ROM].
- 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.). ISGAM, 2, Salvador, Brazil, Extended Abstracts and program, 273-275.

Tabela 1. Idades de rochas charnockíticas e um rapakivi do centro-norte do craton

amostra	Long. W	Lat.	rocha	Nome	Prov.	idade
JO56	61.03411	-1.73235	enderbito	Bolinha	RN	1180?
JOVP1	60.73283	2.58638	charnockito	Serra Grande	TP	1431 ± 8
JOVP4	60.96056	2.44596	mancha	Dona Amélia	TP	1428 ± 5
JOVP3	60.79750	2.53666	charnockito	Serra Grande	TP	1425 ± 6
JOVP2	60.79814	2.53514	rapakivi	Serra Grande	TP	1430 ± 3
RM143	60.76522	0.20891	charnockito	Jauaperi	RN	1434 ± 11
RM143	60.76522	0.20891	charnockito	Jauaperi	RN	1464 ± 3
SS31	60.43443	-1.77897	charnoenderbito	Curiaú	RN	1478 ± 8
LF122	61.36354	2.28683	qz-mangerito	Serra Mucajaí	RN	1538 ± 5*
EB119	62.46662	-0.14362	charnoenderbito	Jufari	RN	1812 ± 4
MF99	60.95667	0.17972	charnockito	Jaburu	TP	1873 ± 5
SR6	60.42124	1.70006	charnoenderbito	Barauana	TP	1935 ± 7
JOVP5	60.10906	2.59258	charnockito	Cigana	TP	1933 ± 4
PT35	61.10217	1.91482	charnockito	BR174	TP	1924 ± 4

*Pb-Pb evaporação, Fraga (2002); RN=Rio Negro; TP=Tapajós-Parima

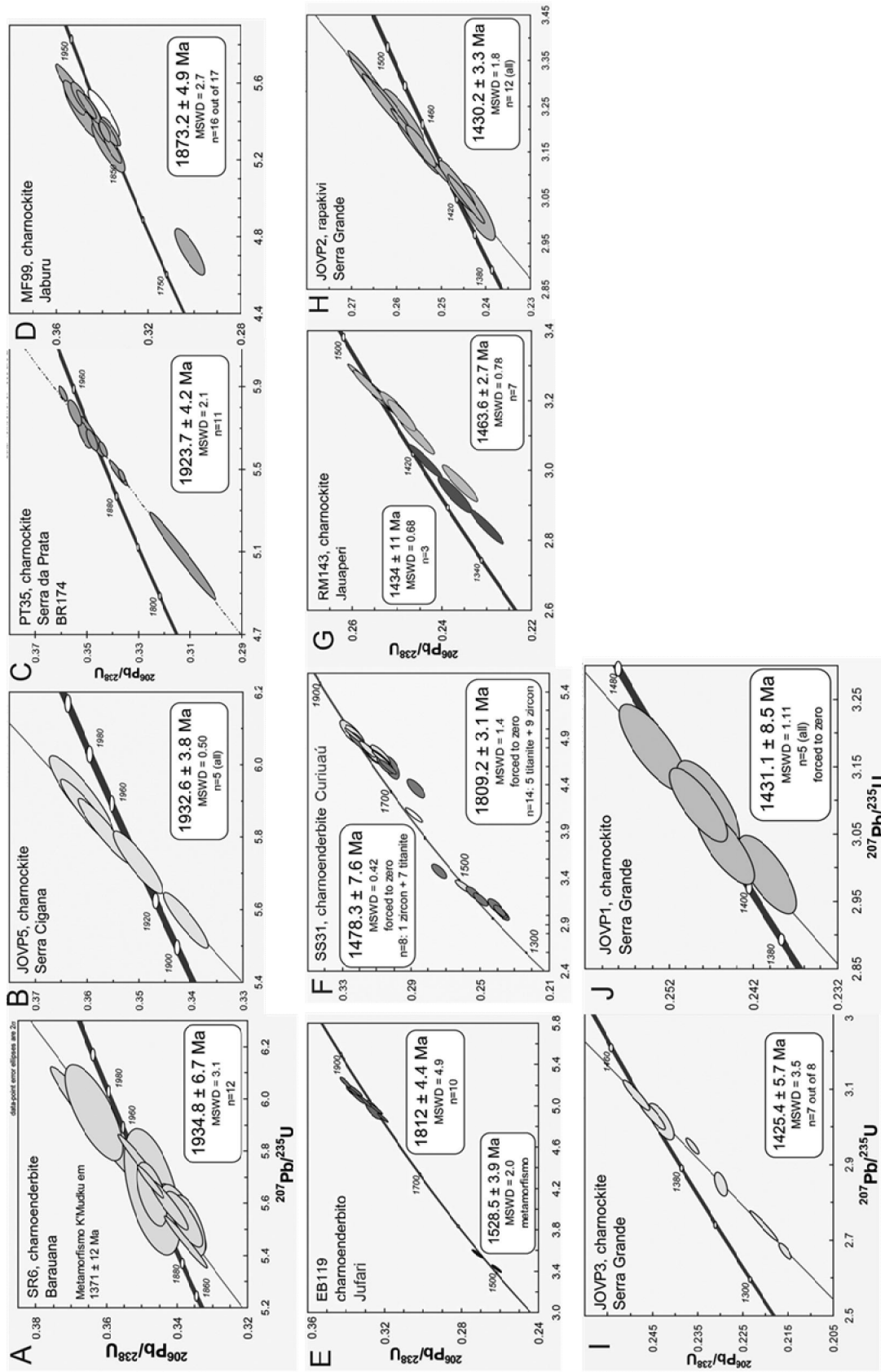


Figura 1: Diagramas de concordia para rochas da Suite Serra da Prata (A-B-C); Charcockitos Jaburu (D), Jufari (E), Curuiá (F), Jauaperi (G), Serra Grande (H-I) e rapakivi Serra Grande (H).

Suíte Trairão - Arco Magmático de 2,03-2,04 Ga, na parte norte do Craton Amazônico

Lêda Maria Fraga, Ana Maria Dreher, Heitor Graziottin & Nelson Joaquim Reis

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, leda.fraga@cprm.gov.br

Resumo O Mapeamento geológico da Folha Vila de Tepequém, na parte norte do Craton Amazônico, permitiu a caracterização da Suíte Trairão, constituída por granitóides predominantemente tonalíticos e granodioríticos que exibem, com frequência, bandamento composicional e foliação magmática. São granitóides metaluminosos, com características químicas de séries cálcio-alcálicas de médio a alto K. A suíte forneceu idades U-Pb em zircão de 2044 Ma e 2026 Ma. As idades modelo T_{DM} situam-se entre 2090 Ma e 2024 Ma, muito próximas às idades de cristalização das rochas e os valores de $C_{Nd}(T)$ variam entre +2,2 e +3,0, indicando um caráter juvenil e /ou a contribuição de fontes com limitada residência crustal. Os dados Sm-Nd aliados às características químicas da suíte sugerem sua evolução ao longo de arcos magmáticos desenvolvidos no início do Orosiriano.

Palavras-chave: Craton Amazônico; Arco Magmático; Orosiriano; Evolução Tectônica; Roraima.

INTRODUÇÃO O mapeamento geológico da Folha Vila de Tepequém (Fig. 1), situada no norte do estado de Roraima, parte norte do Craton Amazônico, desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil na escala de 1:100.000 permitiu a individualização de uma nova unidade litoestratigráfica, denominada Suíte Trairão (CPRM 2010). A suíte representa um magmatismo de arco com idades em torno de 2,03-2,04 Ga (U-Pb em zircão) e corresponde ao embasamento desta porção do craton. As características de campo, petrográficas, químicas e isotópicas da suíte são resumidas a seguir e os aspectos petrogenéticos e tectônicos são discutidos.

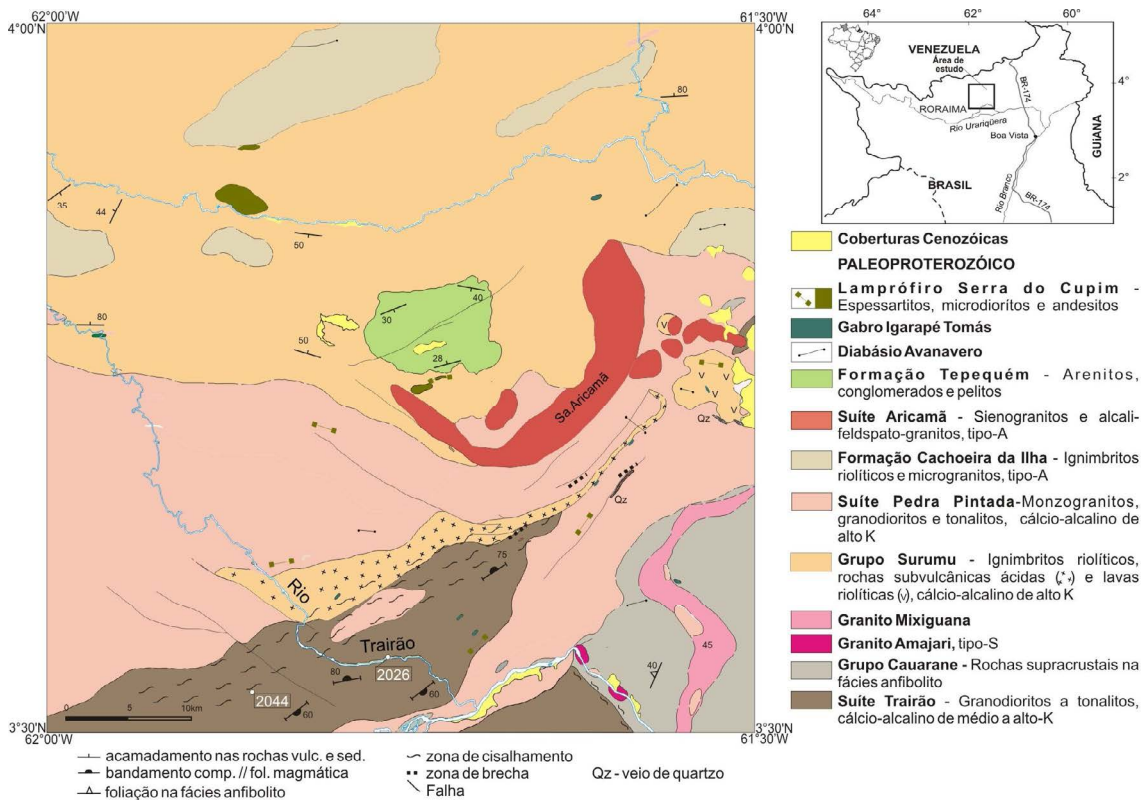


Figura 1 – Mapa geológico esquemático da Folha Vila de Tepequém (CPRM 2010).

Aspectos de campo, petrografia e microtectônica Os granodioritos e tonalitos predominam na suíte e correspondem a rochas acinzentadas, médias a grossas, exibindo, com frequência, um bandamento composicional (Fig.2a). As bandas mostram composições desde quartzo-dioríticas até graníticas e são, por vezes, paralelas a uma foliação magmática, conferida pela orientação preferencial de megacristais de feldspatos (Figura 2.b) e de glomérulos de minerais máficos. Em alguns locais, o bandamento é muito marcante e desenha dobras, no entanto, a rocha não registra deformação em estado sólido compatível com a presença destas feições, que são interpretadas como resultantes da colocação sin-cinemática do corpo granitóide. Enclaves quartzo-dioríticos muito alongados (até 20m de comprimento) são comuns, e devem corresponder a diques sin-plutônicos. Ocorrem também enclaves máficos centimétricos, englobando cristais de feldspato alcalino, provavelmente, pingados da encaixante granitóide, indicando a coexistência de magmas ácidos e básicos Hibbard (1995).

Os granodioritos e tonalitos exibem textura alotriomórfica a hipidiomórfica (Figura 2.b) granular ou inequigranular. A biotita, marrom, e a hornblenda, verde azulada, são os minerais máficos essenciais. Ocorrem glomérulos máficos integrados por biotita + epidoto ± minerais opacos ± titanita (± actinolita) resultantes da desestabilização da hornblenda (e talvez também de clinopiroxênio) em ambiente magmático tardio. Zircão, apatita e minerais opacos são os minerais acessórios primários. O plagioclásio pode mostrar zoneamento simples e caráter antipertítico e o feldspato alcalino é pertítico.

Os granitóides Trairão registram, em geral, baixa magnitude de *strain* (Fig.2b), sendo localmente miloníticos. As feições microtectônicas observadas registram deformação em estado sólido sob temperaturas moderadas (~ 450°C), abaixo daquelas em que deformação eminentemente dúctil, com intensa recristalização, começa a operar nos feldspatos Passchier & Trouw (1996). Estas feições estão provavelmente relacionadas à atuação de um evento tectono-termal posterior a colocação sin-cinemática dos corpos, indicando que a suíte inclui granitóides e metagranitóides.



Figura 2 – Aspectos macro e microscópico da Suíte Trairão. (a) Bandamento composicional conferido pela presença de banda tonalítica e banda monzogranítica; (b) Foliação magmática marcada pela orientação preferencial de cristais subédricos de plagioclásio. O quartzo encontra-se parcialmente recristalizado. Polarizadores cruzados

Geocronologia, dados Sm-Nd e Geoquímica Foram obtidas para a Suíte Trairão uma idade U-Pb - SHRIMP (em zircão) de 2026 ± 5 Ma e uma idade U-Pb - LA-MC-ICP-MS (em zircão) de 2044 ± 17 Ma. As idades modelo T_{DM} variam de 2091 Ma a 2024 Ma, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre +2,2 e +3,0.

Os granitóides Trairão são subalcalinos, predominantemente metaluminosos, sendo classificados como dioritos, tonalitos e granodioritos no diagrama R1-R2 de (La Roche et al. 1980). As amostras estudadas formam uma série cálcio-alcalina no diagrama AFM e ocupam o campo dos andesitos cálcio-alcalinos normais e dos arcos magmáticos menos evoluídos (Fig. 3 a) no diagrama SiO_2 versus $\log [CaO/(Na_2O+K_2O)]$ de (Brown et al. 1984). No diagrama SiO_2 versus K_2O (Fig. 3 b), as amostras se espalham pelos campos das rochas de médio e alto K.

A sílica mostra intervalo de variação relativamente expandido, entre 58,24% e 70,31% em peso, com conteúdos elevados em Al_2O_3 (15,05 – 17,48 % em peso) e CaO (2,93 – 6,47 % em peso), baixas razões $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ (0,64-0,73) e $A/CNK < 1,1$. Estas características estão em consonância com a afinidade cálcio-alkalina de médio a alto K exibida pela suíte.

Quanto ao comportamento dos ETR (Fig. 3 c), os granitóides exibem padrões fracionados, com razões $[La/Yb]_N$ entre 9,73 e 36,41. Anomalias negativas de Eu são muito discretas ou estão ausentes. Algumas amostras mostram empobrecimento em ETR médias em relação às pesadas. No diagrama multi-elementar (Fig. 3d) as amostras mostram o comportamento típico das suítes cálcio-alkalinas, onde o enriquecimento em elementos LIL (Rb, Ba, Th, U e K), mais móveis, em relação às ETR leves e elementos HFS, é geralmente interpretado como assinatura de subducção, resultando do metassomatismo da cunha do manto acima da zona de subducção, produzido pela desidratação da crosta oceânica subductada (Brown et al. 1984). As depressões em Ta, Nb e Ti também são características de magmas gerados em ambientes relacionados à subducção. Algumas amostras exibem, adicionalmente, depressões discretas em Ba. O comportamento dos granitóides Trairão no diagrama multi-elementar assemelha-se ao padrão apresentado pelos arcos continentais normais e primitivos (Fig. 3.d). Apesar das amostras da Suíte Trairão apresentarem uma clara afinidade cálcio-alkalina, existem algumas diferenças no comportamento de óxidos maiores e elementos traço que sugerem a existência de conjuntos de granitóides gerados a partir de fontes algo distintas que evoluíram através de processos de AFC em um mesmo ambiente tectônico, formando um corpo ígneo complexo através da injeção de magmas ligeiramente distintos.

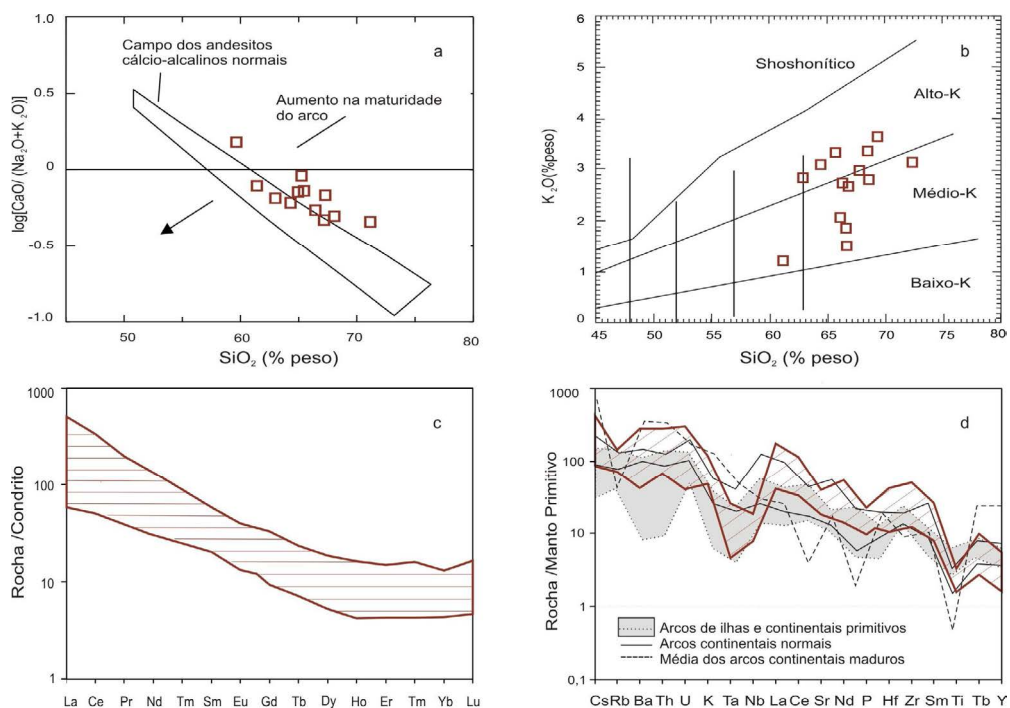


Figura 3 - Comportamento das amostras da Suíte Trairão nos diagramas: (a) SiO_2 versus $\log[CaO/(Na_2O+K_2O)]$ (Brown et al. 1984); (b) SiO_2 versus K_2O com campos de baixo-, médio-, alto-K e shoshonítico de acordo com Peccerillo & Taylor (1976); (c) Padrão de distribuição de elementos terras-raras com normalização ao Zcondrito (Boynton 1984); (d) Diagrama multi-elementar com normalização ao manto primitivo (Wood 1979).

Petrogênese e evolução tectônica Os granitóides estudados mostram uma forte afinidade com séries calcio-alcálicas observadas em ambiente de subducção. Os dados Sm-Nd, com valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ positivos e acima de 2 (+2,2 a +3,1) e idades modelo (T_{DM}) entre 2091 Ma e 2024 Ma, próximas às idades de cristalização das rochas (2026 e 2044 Ma, U-Pb em zircão), indicam um caráter juvenil e/ ou uma origem a partir de fontes com limitada residência crustal para os granitóides Trairão.

A Suíte Trairão evoluiu, provavelmente, ao longo de arcos magmáticos edificado nas bordas dos continentes recém formados pela aglutinação dos arcos magmáticos riacianos, relacionados ao Evento Transamazônico. Além dos magmas mantélicos, juvenis, sugere-se que a fusão parcial destas rochas riacianas juvenis, tenha contribuído na evolução da suíte.

Na parte norte do Craton Amazônico, a colisão dos arcos tipo Trairão, ocorreu em torno de 2.00 Ga com a evolução de um cinturão de rochas metassedimentares de alto grau metamórfico - Cinturão Cauarane-Coeroene (Fraga et al. 2009). Este quadro mostra similaridades com o observado na evolução dos arcos representados pelos complexos Anauá (U-Pb SHRIMP, 2028 ± 9 Ma, Faria et al. 2002), no sul de Roraima, e Cuiu-Cuiu (U-Pb SHRIMP, 2011 ± 23 Ma e 2033 ± 4 Ma, (Santos et al. 2001; Santos 2003; Klein & Vasquez 2000) na Província Aurífera do Tapajós.

O papel destes arcos magmáticos Pós-Transamazônicos Santos (2003) instalados entre 2,04-2,01 Ga na evolução tectônica do Craton Amazônico ainda não foi devidamente elucidado. No entanto, é provável que a presença de crosta mais jovem, mais “móvel”, gerada no início do Orosiriano por processos acrescionários / colisionais tenha controlado a distribuição do intenso vulcano-plutonismo que se seguiu na evolução Orosiriana-Estateriana da porção central do Craton Amazônico.

Referências Bibliográficas

- Boynton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, p. 63-114.
- Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*, **141**:413-426.
- CPRM 2010. Geologia e Recursos Minerais da folha Vila de Tepequém – NA.20-X-A-III, Estado de Roraima, escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. Projeto Cartografia da Amazônia. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Manaus, CD-ROM Manaus. 182p.
- Faria M.S.G., Santos J.O.S., Luzardo R., Hartmann L.A. 2002. The oldest island arc of Roraima State, Brazil – 2,03Ga: zircon SHRIMP U-Pb geochronology of Anauá Complex. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia 41, João Pessoa, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.306.
- Fraga L.M., Reis N.J., Dall’Agnol R. 2009. Cauarane - Coeroeni Belt – the main tectonic feature of the central Guyana Shield, Northern Amazonian Craton. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 11, Belém, [CD-ROM].
- Hibbard M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice-Hall Inc, London, 587p.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Projeto Especial Provincia Mineral do Tapajós: Geologia e recursos minerais da folha Vila Riozinho, SB.21-Z-A*. Escala 1:250.000, Estado do Pará. Nota Explicativa. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, CD-ROM.
- La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M.A. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology* **29**:183-210.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Micro-tectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 289p.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartman L.A., McNaughton N.J., Moura M.B. 2001. Gold deposits of the Tapajós Province, Amazon Craton. *Mineralium Deposita*, **36**: 278-299.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **58**:63-81.
- Wood D.A. 1979. A variably veined suboceanic upper mantle - genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, **7**:499-503.

Caracterização litológica e petrográfica das paraderivadas do Complexo Quatro Cachoeiras,
Domínio Jamari, Rondônia

Luis Carlos Melo Palmeira¹ & Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros¹

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil, luis.palmeira@cprm.gov.br.

Resumo O mapeamento em escala 1: 250.000 da Folha Rio Machadinho (SC.20-X-C), na região nordeste de Rondônia, realizado pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil, através da Residência de Porto Velho, possibilitou cartografar e caracterizar petrograficamente e texturalmente as rochas paraderivadas, de alto grau metamórfico, pertencentes ao Complexo Quatro Cachoeiras, no contexto da referida folha. Essas rochas podem ser classificadas como gnaisses, granulitos e migmatitos, aluminosos ou kinzigíticos que fazem parte do embasamento paleoproterozóico do Domínio Jamari, situado na porção extremo oeste da Província Rondônia-Juruena.

Palavras-chave: Complexo Quatro Cachoeiras; Domínio Jamari; Província Rondônia-Juruena.

INTRODUÇÃO A primeira tentativa de separar estas supracrustais das ortoderivadas do embasamento foi realizada por (Scandolaro *et al.* 1999), durante a elaboração do Mapa Geológico do Estado de Rondônia ao Milionésimo (Versão 1997), incluindo-as no Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru, que o inseriram no Domínio Central de Rondônia. (Rizzotto *et al.* 2004) definiram e cartografaram uma alternância de gnaisses orto e paraderivados de extensão e espessura variável, reunindo os gnaisses paraderivados sob a denominação de Suíte Metamórfica Quatro Cachoeiras. Posteriormente, esta nomenclatura foi adotada pela CPRM nos produtos Carta Metalogenética ao Milionésimo, Folha Porto Velho (SC.20) (Rizzotto *et al.* 2004) e na versão do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG) Quadros & Rizzotto (2007). (Quadros *et al.* 2011) adotou a nomenclatura de Complexo Quatro Cachoeiras, em função desta apresentar protólitos principalmente de natureza sedimentar e subordinadamente ígnea, afetados por processos de retrabalhamento crustal durante eventos orogênicos. O Complexo Quatro Cachoeiras corresponde a parte do embasamento paleoproterozóico do Domínio Jamari, situado na porção extremo oeste da Província Rondônia-Juruena. (Payolla *et al.* 2002) interpretaram idades obtidas em paragnaisses da região de Machadinho D'oeste, atribuindo a idade de 1660 Ma como a idade máxima e 1590 Ma como idade mínima de deposição dos protólitos sedimentares das rochas que deram origem ao Complexo Quatro Cachoeiras.

O presente trabalho tem como objetivo fornecer novas informações sobre essa unidade, com a caracterização petrográfica dessas rochas contribuindo com o entendimento da evolução geológica nessa porção do embasamento paleoproterozóico do sudoeste do Cráton Amazônico.

MATERIAIS E MÉTODOS O mapeamento geológico da Folha Rio Machadinho, utilizou a metodologia já consagrada na empresa, que consiste em etapa pré-campo, com levantamento bibliográfico, confecção de mapas de trabalho e mapas pré-campo, com o auxílio de mapas geofísicos e dos demais sensores remotos (imagens de satélite, fotografias aéreas, RADAR, entre outras); etapa de campo, com coleta de dados a cada 2,5Km, aproximadamente; etapa pós-campo, que consiste em laboratório, com obtenção e interpretação de dados (petrográficos, litoquímicos e geocronológicos), preenchimento dos bancos de dados da empresa e preparação de relatórios e mapas técnicos (Quadros *et al.* 2011).

RESULTADOS As rochas desse complexo ocorrem com maior frequência na região centro-sul da Folha Rio Machadinho (fig. 1), na forma de faixas descontínuas que contornam corpos e maciços graníticos relacionados às Suítes Intrusivas Serra da Providência e Santa Clara, fazendo parte das rochas encaixantes destas referidas suítes magmáticas. Rochas correlacionadas a este complexo ocorrem, também, com frequência como xenólitos e mega xenólitos no interior dos maciços graníticos da Suíte Intrusiva Serra da Providência e eventualmente como xenólitos nas rochas graníticas da Suíte Intrusiva Santa Clara.

Este complexo é composto por uma associação de rochas paraderivadas, polideformadas, metamorfisadas em alto grau, classificadas como gnaisses (fig. 2A e B), granulitos e migmatitos,

pelíticos e kinzigíticos (fig. 2C), com intercalações de lentes de rochas calciossilicáticas (fig. 2D), *boudins* e lentes de granulitos máficos e félsicos. Esta associação apresenta migmatização em níveis variáveis, gerando leucosomas graníticos com porfiroblastos de granada e cordierita observadas em lâmina delgada, concordantes e subconcordantes com a estruturação da rocha. Em geral, a associação de rochas do Complexo Quatro Cachoeiras apresenta um bandamento composicional milimétrico a centimétrico, ressaltado pela alternância de níveis máficos e níveis félsicos, retilíneos e paralelizados ou dobrados (*Fase Dn*, desenvolvida durante a orogenia Quatro Cachoeiras), além de uma foliação milonítica superimposta, com *trend* NE-SW, relacionada a orogênese Rondoniano-San Ignácio (*Fase Dn+I*), que ocorre de maneira localizada, principalmente na região suldeste da área estudada, apresentando direção geral N20-60E e com mergulhos variando de subverticais a 70°-80° para NW.

O mapeamento da Folha Rio Machadinho forneceu novos dados, que possibilitaram subdividir o Complexo Quatro Cachoeiras em duas unidades: uma pelítica que é a com maior área de ocorrência e onde os dados estruturais são melhores observados, sendo composta por sillimanita-granada-cordierita-biotita gnaisses, gnaisses kinzigíticos, granada-sillimanita-biotita-cordierita granulitos e migmatitos pelíticos, podendo mostrar, por vezes, *boudins* e lentes de granulitos máficos (fig. 2A, B e C). Em geral são rochas de cor cinza, cinza-escuro a cinza-acastanhado, granulação fina a média, constituídas por plagioclásio, quartzo, ortoclásio (pouco microclíneo), sillimanita/fibrolita, cordierita, granada, titanobiotita, opacos, zircão ± ortopiroxênio, ± apatita, ± zircão, ± rutilo, ± hercinita (espínélio de temperaturas muito elevadas, condizentes com alto grau metamórfico, comum em rochas de protólito pelítico). Os minerais máficos ocorrem como acessórios e essenciais. Apresentam mobilizados leucograníticos ricos em granada, podendo ter porfiroblastos de feldspatos (3 – 4 cm), subparalelos a foliação. Podem mostrar *pods* e diques de rochas máficas (granulitomáfico) buldinados e/ou dobrados, além de mobilizados de quartzo subparalelos ou truncando a foliação. Microscopicamente, predominam as texturas granolepidoblástica a granonematoblástica, porfiroblástica, principalmente com polimorfos de alumínio, e textura milonítica superimposta, de modo localizado (fig. 2E e F). A outra unidade diferenciada é a calciossilicática, que ocorre de maneira restrita na forma de lentes nos paragnaisses ou como xenólitos e megaxenólitos nos granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência. É constituída predominantemente por gnaisses calciossilicáticos (fig. 2D), localmente contendo lentes de anfibolitos. São rochas de cor esverdeada a verde-acinzentado, tendendo a amarronzada nas “capas” de alteração, de granulação fina com aspecto maciço ou bandado, apresentando níveis variados de migmatização. São constituídos mineralogicamente por microclíneo, quartzo, diopsídio, titanita, opacos (principalmente ilmenita), ± granada e tremolita + calcita em porções que sofreram retrometamorfismo, próximo das intrusões graníticas. Os cristais de diopsídio são geralmente xenoblásticos. Microscopicamente, apresentam uma textura granoblástica inequigranular poligonal a interlobulada, orientada. Localmente apresenta textura porfiroblástica.

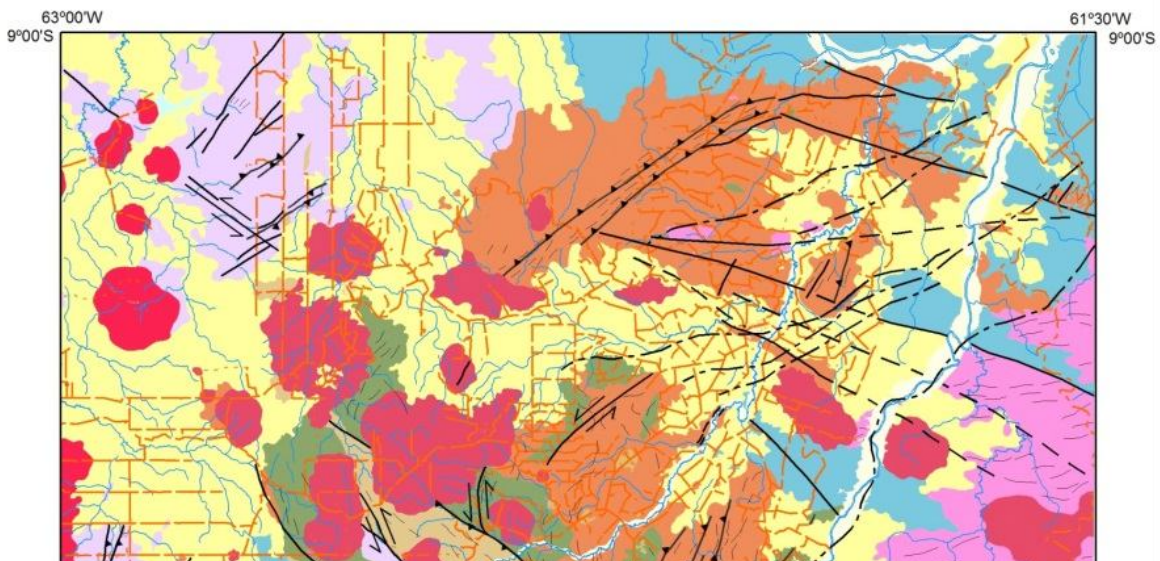


Figura 1 – Mapa geológico da Folha Rio Machado (SC.20-X-C). Modificado de Quadros *et al.* (2011).



Figura 2 - Complexo Quatro Cachoeiras. Em A e B observa-se sillimanita-cordierita-granada gnaiss. Em C, gnaisses kinzigíticos com porfiroblastos de granada. Em D, gnaiss calcissilicático. Em E e F, fotomicrografias de cordierita-sillimanita gnaisses mostrando a textura milonítica superimposta a essas rochas (*Fm*), com porfiroclastos amendoados de plagioclásio (Plag), contornados por agregados de minerais, formando níveis anastomosados de sillimanita, fibrolita e titanobiotita.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES As rochas paraderivadas que compõem o Complexo Quatro Cachoeiras derivam de protólitos predominantemente pelíticos, como aponta sua mineralogia, formada por polimorfos de alumínio (sillimanita + cordierita + granada). A paragênese

metamórfica (cordierita + biotita + sillimanita + quartzo + feldspato alcalino + plagioclásio + granada ± opx ± hercinina, que é um espinélio aluminoso de temperaturas muito elevadas, condizentes com fácies granulito), somada as feições tectonometamórficas indica que estas rochas foram metamorfizadas em alto grau, durante um evento colisional entre 1,67-1,63 Ga (orogenia ou evento metamórfico Quatro Cachoeiras, segundo (Santos *et al.* 2008), atingindo o fácies anfibolito superior a granulito, chegando a condições de anatexia. No entanto, apresentam feições indicativas de que sofreram retometamorfismo, corroborada pela presença de tremolita e calcita, formadas próximo das zonas de contato com granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1.55Ga) e foram posteriormente deformadas/metamorfisadas em alto grau, com retometamorfismo associado, durante a orogenia Rondoniana-San Ignácio em aproximadamente 1.33Ga (Fase *Dn* + 1). Os dados apresentados contribuem com o avanço do entendimento da geologia do estado de Rondônia, com informações básicas a respeito dessa Unidade e sobre o seu contexto geológico regional.

Referencias bibliográficas

- Payolla B.L., Bettencourt J.S., Kozuch M., Leite Júnior W.B., Fetter A.H., Van Schmus W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia tin province, SW Amazonian Craton, Brazil: u-pb and sm-nd isotopic constraints. *Precambrian research*, v. 119, p. 141-169.
- Quadros M.L. Do e. S., Rizzotto G.J. 2007. (orgs.). Geologia e recursos minerais do estado de Rondônia: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000. Porto velho: CPRM. Programa Geologia do Brasil. 1 cd-rom.
- Quadros M.L. Do e.s., Palmeira L.C.M., Castro C.C. 2011. Geologia e recursos minerais da folha Rio Machadinho (sc.20-x-c), escala 1:250.000: sistema de informações geográficas-sig: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais da folha rio. Porto velho: CPRM, p. II. (no prelo).
- Rizzotto G.J., Quadros M.L. Do E.S., Bahia R.B.C., Cordeiro A.V. (eds.). Carta geológica do Brasil ao milionésimo- folha sc.20 porto velho: sistema de informações geográficas. Escala 1:1.000.000. Brasília: cprm, 2004. Programa geologia do Brasil. 1 cd-rom.
- Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter P.E., Mcnaughton N.J., Matos R. S., Hartmann L.A., Chemale Júnior F., Quadros M.L.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the sunsás orogen in west amazon craton based on mapping and u-pb geochronology. *Precambrian research*, v. 165, n. 1-2, p. 120-152.
- Scandolara J.E., Rizzotto G.J., Bahia R.B.C., Quadros M.L. Do E.S., Silva C.R. Da., Amorim J.L. De. 1999. Mapa geológico do estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000. Porto velho: CPRM.

Uma avaliação da estratigrafia dos eventos magmáticos de 1900-1860 Ma do Cráton Amazônico

Marcelo L. Vasquez¹ & Ana Maria Dreher²

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil, SUREG-Belém, marcelo.vasquez@cprm.gov.br;

² CPRM, DEGEO-Rio de Janeiro.

Resumo Os eventos magmáticos que ocorreram entre 1900 e 1860 Ma nas províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central, comumente referidos como Uatumã, são de diferentes filiações geoquímicas e fontes de magma. Eles podem apresentar um recobrimento temporal e semelhanças composicionais que dificultam a distinção, mas geralmente suas rochas têm sido reunidas em unidades litoestratigráficas distintas. Neste trabalho são abordados exemplos da estratigrafia desses eventos vulcânicos e plutônicos do Paleoproterozóico e os critérios usados para os distinguir nos diferentes domínios dessas províncias geocronológicas.

Palavras-chave: eventos magmáticos, Paleoproterozóico, Cráton Amazônico

INTRODUÇÃO Entre 1900 e 1860 Ma ocorreram eventos vulcânicos e plutônicos, em geral acompanhados ou sucedidos por sedimentação, na atual parte central do Cráton Amazônico. Os dados geocronológicos e geoquímicos da literatura marcam dois eventos cálcio-alcálicos de alto K (tipo I) e pelo menos um alcalino (tipo A) que são representados por unidades litoestratigráficas que receberam diferentes denominações nas suas regiões de ocorrência (Tab. 1).

EVENTOS MAGMÁTICOS Os eventos cálcio-alcálicos de alto K são bem caracterizados nos domínios da Província Tapajós-Parima, distinguindo-se um evento com rochas formadas entre 1907 e 1889 Ma, e outras entre 1887 e 1878 Ma. O magmatismo tipo A de 1890 a 1862 Ma tem uma ampla distribuição na parte central do cráton, com expressiva ocorrência na Província Amazônia Central, e se estende para os domínios da Província Tapajós-Parima.

Evento de 1900-1890 MA – Os granitóides da Suíte Intrusiva Tropas e o Granito São Jorge Novo marcam este evento no sudoeste do Pará e sudeste do Amazonas (Domínio Tapajós). No nordeste do Amazonas e sudeste de Roraima (Domínio Uatumã-Anauá) os granitos cálcio-alcálicos de alto K da Suíte Intrusiva Água Branca representam este evento (Tab. 1). Dentre as rochas extrusivas dos grupos Iricoumé e Iriri há rochas vulcânicas cálcio-alcálica de alto K com 1893 Ma (ex. vulcânicas Jatapu), mas elas ainda não foram devidamente mapeadas como unidades litoestratigráficas distintas. No nordeste do Amazonas foi individualizada a Formação Divisor que é composta por andesitos de 1897 a 1892 Ma, mas foi identificada uma filiação alcalina para esses (Ferron *et al.* 2010).

Eventos de 1890-1860 MA – Os granitos da Suíte Intrusiva Parauari e os gabros da Suíte Intrusiva Ingarana marcam um magmatismo cálcio-alcálico de alto K de 1887 a 1879 Ma no Domínio Tapajós (Tab. 1). As rochas vulcânicas intermediárias da Formação Bom Jardim podem ser o correspondente extrusivo desses magmas, mas ainda não foi confirmada esta correlação. Por outro lado, na Província Amazônia Central as rochas vulcânicas intermediárias cálcio-alcálica de alto K a shoshoníticas de 1880-1865 Ma da Formação Sobreiro são bem caracterizadas (Tab. 1), mas os seus equivalentes intrusivos ainda são pouco conhecidos.

O magmatismo tipo A de 1890 a 1871 é representado pelas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas dos grupos Iriri e Iricoumé e pelos granitos das suítes intrusivas Maloquinha, Mapuera, Velho Guilherme e Rio Dourado (Tab. 1). No Domínio Tapajós o Grupo Iriri foi dividido nas formações Salustiano (rochas vulcânicas predominantemente ácidas de derrame) e Aruri (rochas piroclásticas e vulcanoclásticas ácidas). Posteriormente os riolitos e ignimbritos foram individualizados na Formação Moraes Almeida. Uma proposta recente reúne as rochas vulcânicas, subvulcânicas e piroclásticas tipo A do Domínio Iriri-Xingu na Formação Santa Rosa (Tab. 1).

DISCUSSÃO As unidades de rochas relacionadas ao magmatismo cálcio-alcálico de alto K de 1900-1890 Ma devem ser melhor individualizadas. As rochas vulcânicas Jatapu e da Formação Divisor podem pertencer a um mesmo conjunto, o caráter alcalino dos andesitos e latitos desta última unidade

deve ser reavaliado. No Domínio Tapajós a idade da Formação Bom Jardim não foi determinada na sua área tipo, mas a ocorrência de diques de dacitos de 1893 Ma na região e dos granitóides da Suíte Intrusiva Tropas indicam a existência deste evento.

O mapeamento das fácies vulcanogênicas relacionados a esses eventos permitem estabelecer uma estratigrafia. Juliani *et al.* (2005) reconheceram fácies de diferentes etapas de formação dos centros vulcânicos no Domínio Tapajós. Eles posicionaram os derrames da Formação Bom Jardim na base das caldeiras composta pelas rochas das formações Salustiano e Aruri, depois recobertas por depósitos vulcanoclásticos hidrotermalizados e cortadas por intrusões subvulcânicas. Analogamente, para Juliani & Ferreira (2010) os derrames da Formação Sobreiro são recobertos por depósitos piroclásticos e domos riolíticos da Formação Santa Rosa. Estes empilhamentos sugerem que as manifestações cálcio-alcálicas de alto K precedem as alcalinas. Contudo, provavelmente ocorreram recorrências de pulsos magmáticos e coexistência desses magmas, como sugerem os acamadamentos compostos (rochas ácidas e intermediárias) e os dados geocronológicos (Tab. 1).

As rochas de 1900-1860 Ma recobrem as associações de embasamento das províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central, assim o limite entre estas é baseado nos isótopos de Nd. No Domínio Uatumã-Anauá essas rochas apresentam fontes magmáticas juvenis de idades paleoproterozóicas sem participação de crosta arqueana (Tab. 1). No Domínio Tapajós as fontes paleoproterozóicas, provavelmente tiveram uma maior participação crustal. Adentrando o Domínio Irixi-Xingu em direção a Província Carajás, aumenta a componente de crosta arqueana nas fontes dos magmas das rochas relacionadas a esses eventos, como indicam os ϵNd fortemente negativos e as TDM > 2,5 Ga (Tab. 1). Mesmo sendo rochas contemporâneas de mesma filiação geoquímica e talvez de mesmo ambiente tectônico, fica difícil agrupar na mesma unidade litoestratigráfica rochas com fontes distintas.

CONCLUSÕES As rochas intrusivas e extrusivas dos eventos de 1900-1860 Ma são agrupadas em diferentes unidades litoestratigráficas, conforme sua filiação geoquímica e idade de formação, mas as fontes de seus magmas também devem ser levadas em conta nesta classificação.

O mapeamento geológico acompanhado de dados geoquímicos e geocronológicos tem identificado nestes eventos magmáticos rochas de filiação cálcio-alcálica de alto K e alcalina que podem se superpor temporalmente. Esta contemporaneidade somada a algumas semelhanças composicionais, por vezes, dificulta a distinção desses eventos paleoproterozóicos.

Referências Bibliográficas

- Almeida M.E. 2006. Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico (evaporação de Pb e U-Pb ID-TIMS em zircão) e isotópico (Nd-Pb) dos granitóides paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 277p.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Macambira, M.J.B. 1999. Carajás Granite: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporation age in post-collisional granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian region, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 2., 1999, *Actas*, p. 3-6.
- Ferreira A. L., Almeida M.E., Faria M.S.G., Reis N.J. 2006. Província Tapajós-Parima. *In: N.J. Reis, M.E. Almeida, S.L. Riker, A.L. Ferreira. Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Amazonas: Escala 1:1.000.000. CPRM/CIAMA-AM, 142 p.*
- Fernandes C.M.D., Lamarão C.N., Teixeira N.P. 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Ver. Bras. Geoci.*, **36**: 523-534.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Costi H.T., Moura C., Prado M., Galarza, M. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**: 499–512
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Nardi L.V.S., Costi H.T., Pierosan R., Prado M. 2010. Petrology, geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **29**: 483-497.
- Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Quadros, M.L.E.S., Ferreira A.L. 2001 Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós, Estados do Pará e Amazonas: folhas SB.21-V-D, SB.21-Y-B, SB.21-X-C, SB.21-Z-A e SB.21-Z-C. Escala 1:500.000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós CPRM. (disponível: ftp://ftp.cprm.gov.br/pub/pdf/tapajos/promin_geologia.pdf).

- Juliani C., Rye R.O., Nunes Cm.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**: 92-125.
- Juliani C., Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in São Felix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **191**: 167-179.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**:189-223.
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Pimentel M.M.2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: Implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *J. South American Earth Sciences*, **18**: 277-292.
- Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva Junior A.L., Cruz V.L., Lamarão C.N. 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de Fão Felix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 724-732
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E, Groves D.I., McNaughton N.J., Flecher I.R.2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**:453-488
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., Mcnaughton N.J..2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**: 279-299.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, **13**: 73-109
- Sato K.& Tassinari, C.C.G.1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L.; Angélica, R.S. (Coord.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG, v.1, p. 91-142.
- 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 Research*, **119**, 257-275.
- Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.V., Bettencourt J.S. 2002b. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Felix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: PRONEX-UFPA/SBG, Simp. Vulc. Amb. Associados, 2, Bol. Res., p. 28.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B. 2009. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **28**: 304-320.
- Valério C.S., Macambira M.J.B., Souza V.S. 2010. Litoestatigrafia e aspectos petrogenéticos de granitóides tipo I e A (1,90-1,88 Ga) do centro-sul do município de Presidente Figueiredo, NE do Amazonas. In SBG, Cong. Bras. Geol., 45, Resumos, (CD-ROM).
- Vasquez M.L., Klein E.L., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P.S.F., Sachett C.R., Silva C.M.G., Macambira M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Res. Expand., p.471-474.
- Vasquez M.L., Klein E.L., Macambira M.J.B., Santos A., Bahia R.B.C., Ricci P.S.F., Quadros, M.L.E.S. 2000. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province – Amazonian Craton – Brazil. In: Intern.Geol. Cong., 31, Abstracts Volumes, (CD-ROM).
- Vasquez M.L., Klein E.L., Ricci P.S.F. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: E.L. Klein, M.L.Vasquez, L.T. Rosa-Costa L.T. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém. v.3, p.67-84.

Tabela 1 – Sumário dos eventos magmáticos de 1900-1860 Ma da parte central do Cráton Amazônico.

PROVÍNCIA	LOCAL	TIPO	UNIDADE	IDADE (Ma)	REF.	FILIAÇÃO	REF.	TDM (Ga)	εNd	REF.		
Tapajós-Parima	DUA	<i>Intrusivas</i>	S. I. Aguá Branca	1901	1	CAK	1	2,29-2,17	-2,05 a +0,46	1		
			Granito Aguá Branca	1898-1891								
			Granito Caroebe	1891-1889								
			Granito Igarapé Azul	1898-1890								
					Granito Terra Preta	1898-1890	2	Tipo I	3	-	-	
					Gr. Iricoumé					2,26-2,05	-1,44 a +1,69	4
				<i>Extrusiva</i>	vulcânicas Jatapu	1893	1	CAK	1	-	-	-
			Fm. Divisor		1897-1892	5						
			Fm. Paraíso		1890	6	Tipo A	6	-	-	-	-
			Fm. Ouro Preto		1886-1881	5						
					S. I. Mapuera	1888-1875	5	Tipo A	5	2,25-2,12	-1,68 a +0,66	4
				<i>Intrusivas</i>	Granito São Gabriel	1889-1883	2	Tipo A	3			
					Granito Murauáú	1871	1	Tipo A	1			
		Gr. Iriri										
		<i>Extrusivas</i>	Fm. Salustiano	1893-1888	7	CAK e tipo A	8	2,45	-1,37	13		
			Fm. Aruri									
			Fm. Moraes Almeida	1890-1875	9	Tipo A	9	2,44-2,30	-3,05 a - 2,26	10		
			Fm. Bom Jardim	-	-	CAK-SHO	8	-	-	-		
			S. I. Tropas	1907-1893	11	CA	11	-	-	-		

DTJ		1891	9	CAK	9	2,43- 2,32	-5,21 e - 2,68	10	
Amazônia Central	Intrusivas	Granito São Jorge Novo	1887-1878	11,12	CAK	8	2,24	-0,87	13
		S. I. Parauari	1883-1879	12,13	CAK	14	-	-	-
		Granito Jardim do Ouro	1880	9	SA	9	2,32	-1,32	10
		S. I. Maloquinha	1882-1871	7,9,15	Tipo A	8,9,14	2,28-2,23	-2,45 a - 0,72	10
		Granito Caroyal	1870	15	CAK	16	-	-	-
		granito Ruropolis	-	-	-	-	2,55	-5,35	17
		Granito Santa Rosa	1888-1887	18	Tipo A	18	-	-	-
		Granito Serra Queimada	1887	18	Tipo A	18	-	-	-
		S. I. Velho Guilherme	1867-1862	19	Tipo A	19	3,25-2,98	-12,2 a - 7,98	19
		S. I. Rio Dourado	1889	20	Tipo A	20	-	-	-
Extrusivas	Gr. Iriti	1886	21	-	-	3,13-2,60	-11,6 a - 7,92	21	
	Fm. Santa Rosa	1883-1879	22	Tipo A	23	-	-	-	
	Fm. Sobreiro	1880-1865	18,21	CAK-SHO	23	-	-	-	

Rerefências: 1- Almeida (2006), 2-Valério et al. (2009), 3-Valério et al. (2010), 4-Ferreira et al. (2006), 5- Ferron et al. (2006), 6-Ferron et al. (2010), 7-Vasquez et al. (1999), 8-Klein et al. (2001), 9-Lamarão et al. (2002), 10-Lamarão et al. (2005), 11-Santos et al. (2004), 12-Vasquez et al. (2000), 13-Santos et al. (2000), 14-Vasquez et al. (2002), 15-Santos et al. (2001), 16-Almeida et al. (1999), 17-Sato & Tassinari (1997), 18-Pinho et al. (2006), 19-Teixeira et al. (2002a), 20-Barros et al. (2005), 21-Teixeira et al. (2002b), 22- Juliani & Fernandes (2010), 23-Fernandes et al. (2006).

Abreviaturas: CA-cálcio-alcaina normal, CAK-cálcio-alcaina de alto potássio, SA-subalcalina, SHO-shoshonítica, Fm.-Formação, Gr.-Grupo, S.I.- Suíte Intrusiva., DTJ-Domínio Tapajós, DUA-Domínio Utaumã-Anauá, DIX-Domínio Iriri-Xingu.

Geocronologia do magmatismo tipo planalto associado ao Complexo Pium, porção oeste de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás, Província Carajás

Marco Antonio Galarza¹, Arlete Neves dos Santos², Ana Claudia Ferreira Martins², Davis Carvalho de Oliveira³ & Pablo José Leite dos Santos⁴

¹Laboratório de Geologia Isotópica, INCT GEOCIAM / IG-UFGA, antogt@ufpa.br, ²Faculdade de Geologia, PIBIC/FAPESPA/IG-UFGA, ³Faculdade de Geologia Marabá, INCT GEOCIAM / IG-UFGA, ⁴PPGG, IG-UFGA

Resumo Os granitóides aflorantes na região de Vila Cedere III apresentam similaridades com o magmatismo tipo Planalto e com a Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã dos Carajás. As rochas estudadas são formadas pelas variedades Biotita-Anfibólio-Tonalito, Biotita-Sienogranito, Anfibólio-Biotita-Monzogranito e Anfibólio-Biotita-Monzogranito. Idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em zircão indicam idades de cristalização neoarqueanas (2732 a 2741 Ma) sugerindo contemporaneidade com os granitóides do Domínio de Transição. As idades obtidas para estas rochas, que anteriormente pertenciam aos domínios do Complexo Xingu e Suíte Plaqué, terão que ser reorganizadas estratigraficamente e correlacionar-las principalmente com os granitóides subalcalinos do tipo-A da Suíte Planalto.

Palavras-chave: Granitóides, Pb-Pb em zircão, Canaã dos Carajás, Província Carajás

INTRODUÇÃO A região de Canaã dos Carajás localiza-se no Domínio de Transição entre os Terrenos Granito-*Greenstones* de Rio Maria e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Dall'Agnol et al. 2006). Os trabalhos desenvolvidos nesta área foram de escala regional, possibilitando a individualização, até então, dos complexos Pium e Xingu e dos granitos da Suíte Plaqué e Planalto, além de ocorrências localizadas de rochas tonalíticas-trondhjemíticas. Dentro desse contexto, a Suíte Plaqué e o Granito Planalto ainda necessitam de caracterização. Dados de campo, petrográficos, geocronológicos e geoquímicos da Suíte Plaqué são muito limitados e informações adicionais são ainda necessárias para caracterização dessa suíte. Além disso, alguns corpos granitóides aflorantes no domínio de transição que foram originalmente incluídos na Suíte Plaqué (Araújo & Maia 1991), têm sido mais recentemente caracterizados como granitos subalcalinos do tipo-A (Gomes et al. 2004, Sardinha et al. 2004) e correlacionados com granitóides tipo Planalto (Huhn et al. 1999). Portanto, esses corpos granitóides necessitam de estudos petrológicos e geocronológicos detalhados, os quais incrementem a melhor compreensão da evolução e gênese dos mesmos, além disso, tais estudos permitiram comparações detalhadas entre os granitóides da porção oeste de Vila Cedere III, município de Canaã dos Carajás e os aflorantes em regiões circunvizinhas.

MATERIAIS E MÉTODOS (I) viagem de campo e coleta sistemática de amostras para estudos petrográfico e geocronológico (7 pontos); (II) petrografia – para a caracterização petrográfica foi realizado um estudo macroscópico prévio que serviu de base para a seleção de 4 amostras visando à confecção de lâminas delgadas. Posteriormente foram feitas descrições e classificação das 4 amostras. A classificação das diferentes variedades faciológicas das rochas, baseou-se de acordo com análises modais em amostras representativas dos granitóides estudados, utilizando-se um contador de pontos, da marca Swift, onde foram contados em média 1500 a 2000 pontos por amostra. Os dados obtidos foram plotados no diagrama QAP para classificação (Streckeisen 1976), permitindo a classificação adequada das rochas estudadas, conforme estabelecido pela IUGS; (III) geocronologia – com o objetivo de caracterizar e posicionar no tempo o magmatismo granítico desta região, diferenciado daqueles atribuídos ao magmatismo tipo Plaqué da região de Vila Cedere III, foram realizadas datações pelo método Pb-Pb evaporação em Zircão (Kober 1986, Gaudette et al. 1998) utilizando-se um espectrômetro de massa Finnigan MAT262 do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (PARÁ-ISO).

RESULTADOS O magmatismo granítico presente ao oeste da região de Vila Cedere III, apresenta similaridade com os granitóides aflorantes na região de Canaã dos Carajás e regiões circunvizinhas, assim como é também intensamente afetado por eventos tectônicos e magmáticos relacionados à evolução da Bacia Carajás (Dall'Agnol et al. 2006). As unidades do Domínio de Transição são rochas

arqueanas, sendo presentes na região de Vila Cedere III rochas do Complexo Pium, Complexo Xingu, Granito Planalto e Suíte Plaqué (Figura 1).

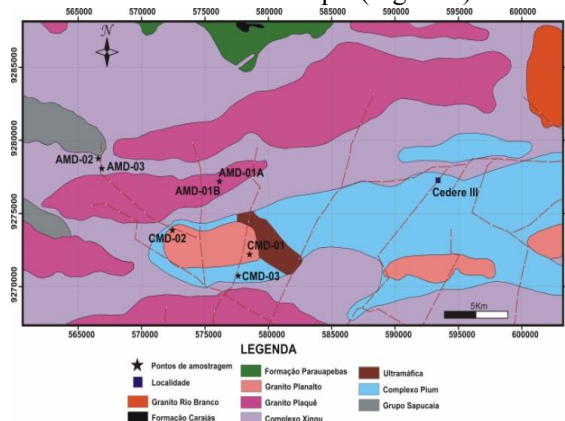


Figura 1 - Mapa geológico e de amostragem da área de estudo (Modificado de Gomes & Dall'Agno 2007).

ocasionadas pela deformação, que desestabilizou os minerais primários formando os neoblastos mais finos. O estudo petrográfico e de acordo a classificação de Streckeisen (1976) mostrou que as rochas possuem variações texturais e mineralógicas que permitiram identificar cinco variedades petrográficas: Biotita-Anfibólio-Tonalito, Biotita-Anfibólio-Granodiorito, Biotita-Sienogranito, Anfibólio-Biotita-Monzogranito e Biotita-Monzogranito (Figura 2).

Os dados geocronológicos apresentaram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ com sentido geológico muito semelhante às idades já lançadas na literatura para o Domínio de Transição. As idades médias obtidas pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão para os Biotita-Anfibólio-Monzogranitos (amostras AMD-02 e AMD-03) foi de 2732 ± 1 Ma e 2735 ± 2 Ma e para os Biotita-Anfibólio-Granodioritos (amostra CMD-01 e CMD-02) foram de 2733 ± 1 Ma e 2740 ± 1 Ma, respectivamente. O Biotita-Anfibólio-Tonalito (amostra AMD-01A) forneceu a idade de 2741 ± 1 Ma e o Biotita-Sienogranito (AMD-01B) apresentou a idade de 2736 ± 2 Ma. As idades são interpretadas como idades de cristalização (Figura 3).

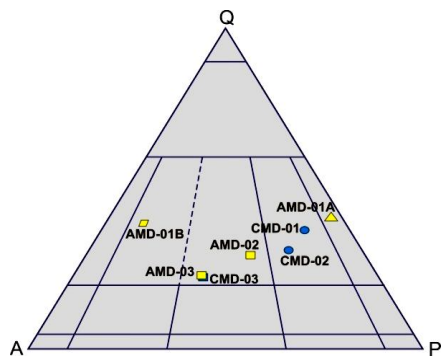


Figura 2 - Diagrama QAP (Streckeisen 1976) das amostras estudadas.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES Os trabalhos desenvolvidos na região compreendida entre os municípios de Canaã dos Carajás e Água Azul do Norte (PA) - porção sul do Domínio de Transição entre o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria e o Bloco Carajás, foram apenas de escala regional (1:250.000), possibilitando a individualização, dos complexos Pium e Xingu e dos granitos das suítes Plaqué e Planalto, além de ocorrências localizadas de rochas tonalíticas-trondhjemíticas (Oliveira et al. 2010). Estudos petrográficos aliados ao mapeamento geológico em escala de detalhe (1:25.000) da porção sul de este domínio, permitiram a individualização dos granitóides originalmente inseridos no contexto geológico do Complexo Xingu, em diversas variedades petrográficas com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão que variam de mesoarqueanas a neoarqueanas (2884 a 2733 Ma, Oliveira et al. 2010). Os corpos graníticos encontrados na porção oeste de Vila Cedere III, região de Canaã dos Carajás apresentam similaridades petrográficas e geocronológicas com alguns granitóides aflorantes no Domínio de Transição e Bloco Carajás, tais como Granito Planalto, Granito Serra do Rabo, Suíte Plaqué, Complexo Granítico Estrela e alguns granitóides do Complexo Xingu.

Os estudos petrográficos e geocronológicos obtidos neste trabalho permitiram dividir os granitóides em quatro grupos evidenciando a existência de um único episódio de granitogênese.

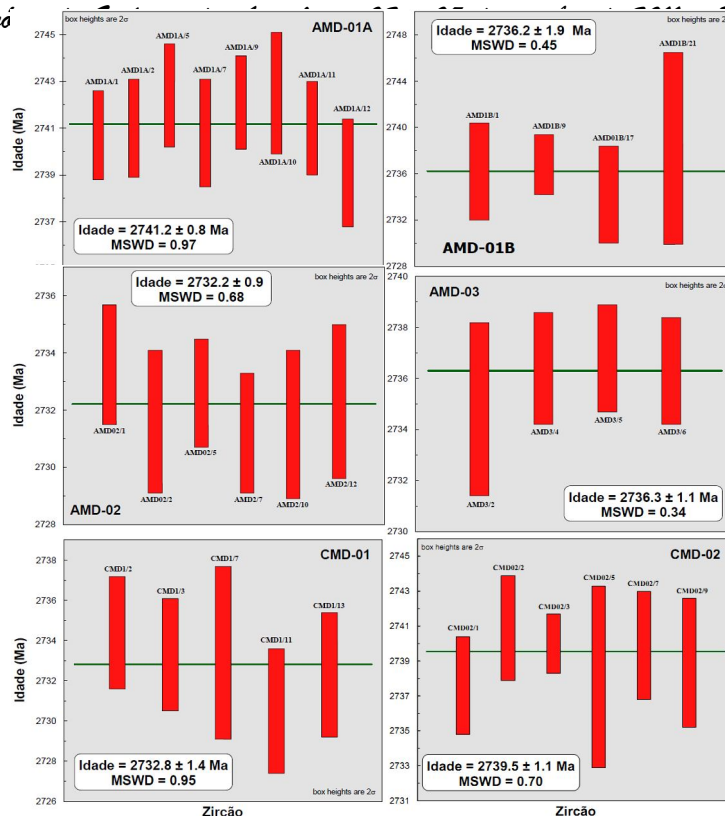


Figura 3 – Espectro de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em Ma) para os zircões das amostras estudadas.

O estudo petrográfico das rochas graníticas da região de Vila Cedere III anteriormente consideradas pertencentes ao complexo Xingu e Suíte Plaqué sugerem caracterizá-las como rochas de composição tonalítica, granodiorítica, sienogranítica e monzogranítica (Streckeisen 1976). Apresentam textura equigranular a inequigranular, com granulação média, leucocrática de coloração cinza esbranquiçada e xenomorfa a subaltomorfa. Essas rochas apresentam médio a alto grau de deformação caracterizado principalmente pela foliação de seus minerais máficos. No entanto estas apresentam, microscopicamente, feições magmáticas. Este estudo mostrou que as rochas possuem variações texturais e mineralógicas que permitiram identificar cinco variedades petrográficas: Biotita-Anfibólio-Tonalito; Biotita-Anfibólio-Granodiorito; Biotita-Sienogranito, Anfibólio-Biotita-Monzogranito e Biotita-Monzogranito. A mineralogia destas variedades petrográficas é constituída de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo como minerais essenciais; anfibólio e biotita como minerais varietais; titanita, opacos, zircão, alanita, epidoto e apatita como fases acessórias e, como secundários, clorita, sericita, epidoto, argilo-minerais e escapolita. Estas semelhanças podem ser confirmadas no diagrama modal QAP (Streckeisen 1976) que mostra também afinidades nas proporções dos minerais essenciais justificando a superposição composicional dessas rochas.

Do ponto de vista geocronológico os Biotita-Anfibólio Monzogranitos (AMD-02 e AMD-03) de idades 2732 ± 1 Ma e 2735 ± 2 Ma e o Biotita-Sienogranito (AMD-01B) de idade 2736 ± 2 Ma são contemporâneas e interpretadas como idades de cristalização para o magmatismo da região de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás. Esses granitóides apresentam similaridades petrológicas e geocronológicas com os granitóides tipo Planalto de Vila Feitosa sugerindo uma fonte magmática comum para a formação dessas rochas. Enquanto que o Biotita-Anfibólio-Tonalito (AMD-01A) de idade 2741 ± 1 Ma e os Biotita-Anfibólio-Granodioritos (CMD-01 e CMD-02) de idades 2733 ± 1 Ma e 2739 ± 1 Ma, respectivamente, interpretadas como idades de cristalização e contemporâneas com as rochas estudadas. Apresentam similaridades petrológicas e geocronológicas com a Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã de Carajás (2750 ± 3 Ma, Sardinha 2005) e com os granitóides das regiões de Vila Jussara (2733 ± 2 Ma, Santos 2009) e Nova Canada (2747 ± 2 Ma, Sousa 2010), além de apresentar idade similar com o Granito Planalto da região de Canaã dos Carajás (2734 ± 4 Ma, Sardinha 2005). A pesar da diferença de idade pode ser correlacionada à evolução da Bacia Carajás ou até mesmo representar um evento magmático distinto daqueles geradores dos demais corpos relacionados ao magmatismo subcalino tipo Planalto. Portanto a origem dessas rochas pode estar ligada a um

único evento magmático, pertencendo a um mesmo seguimento de crosta, que segundo Gomes & Dall'Agnol (2007) o magma da Associação Tonalítica-Trondhjemítica derive da fusão parcial de gabros tholeiíticos continentais.

As idades obtidas para estas rochas, que anteriormente pertenciam aos domínios do Complexo Xingu e Suíte Plaquê, terão que ser reorganizadas estratigraficamente e correlacionar-las principalmente com os granitóides subalcalinos do tipo-A da Suíte Planalto com idades que variam de 2732±1 Ma a 2754±2 Ma (este trabalho, Oliveira et al. 2010), sugerindo que este magmatismo se estende a oeste e sul da região de Canaã dos Carajás e restringindo ainda mais a ocorrência daqueles de caráter peraluminoso da Suíte Plaquê, em concordância com Oliveira et al. (2010) e Vasquez et al. (2008).

Agradecimentos Os autores agradecem ao IG-UFGA pela infra-estrutura laboratorial, à Fundação de Amparo a Pesquisa do Pará (FAPESPA) pelas bolsas de Iniciação Científica (PIBIC/FAPESPA), e aos Projetos Limites da Província Amazônia Central (MCT/CNPq 15/200, nº 484571/2007-9) e INCT/GEOCIAM (MCT/CNPq/FNDCT/CAPES/FAPEMIG/FAPERJ/PAPESP, nº 573733/2008-2) pelo apoio financeiro.

Referências Bibliográficas

- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Serra dos Carajás Folha SB.22-Z-A - Estado do Pará. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil, Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás. 136p.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira, D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts, Belém, PRONEX-UFGA/SBG-NO, 150p.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 11:351-363.
- Gomes A.C.B. & Dall'Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica na região de Canaã dos Carajás: TTGs com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Rev. Bras. Geoc.*, 37(1): 182-193.
- Gomes A.C.B., Dall'Agnol R., Oliveira M.A. 2004. Granitos arqueanos cálcico-alcalinos e do tipo-a da região a leste de Canaã dos Carajás. In: 42 Cong. Bras. Geol., Anais, Araxá: SBG/NSE (CD-ROM).
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb-Pb do granito alcalino Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. In: SBG, Simp. Geol. Amaz, 5, Manaus, Res. Exp., p.463-466.
- Kober B. 1986. Whole grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Miner. Petrology*, 93: 482-490.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. In: 45 Cong. Bras. Geol., Belém, SBG-NO, Anais. CD-ROM.
- Santos P.J.L. 2009. Geologia, Petrografia e Geocronologia das Rochas Granitóides do Complexo Xingu região de Nova Canadá, Porção NE do Município de Água Azul do Norte – Província Mineral de Carajás. TCC. Marabá: Universidade Federal do Pará. Campus de Marabá. 137p.
- Sardinha A.S. 2005. Geocronologia das séries magmáticas e evolução crustal da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás-PA. Belém, UFPA. Exame de Qualificação (Tese de Doutorado), PPGG, Instituto de Geociências, UFPA.
- 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. In: SBG, 42 Cong. Bras. Geol. CD ROM.
- Souza M.C. 2009. Geologia, Petrografia e Geocronologia do Granito de Alto K da Região de Velha Canadá, Município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. Trabalho de Conclusão do Curso. Marabá, Universidade Federal do Pará. Campus de Marabá. 109p.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12: 1-33.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores, Vasquez M.L. & Rosa Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM.

Caracterização petrográfica, estrutural e novos dados geocronológicos (U-Pb, Sm-Nd) do Complexo Jamari, Folha Rio Machadinho, Rondônia

Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros¹ & Luis Carlos Melo Palmeira¹

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Porto Velho, marcos.quadros@cprm.gov.br

Resumo As rochas ortoderivadas do Complexo Jamari correspondem a um dos episódios magmático mais antigo registrado na porção oeste da Província Rondônia-Juruena, associado ao desenvolvimento de um arco magmático paleoproterozóico, denominado de Arco Magmático Jamari, gerado durante um evento acrescionário entre 1,73-1,76 Ga. A deformação e o metamorfismo registrados nas rochas deste complexo são oriundos da superposição de pelo menos três eventos orogenéticos colisionais, denominados de orogenia (ou evento metamórfico) Quatro Cachoeiras de idade entre 1670-1630 Ma, orogenia Rondoniana-San Ignácio (ou Candeias) de idade entre 1371-1319 Ma e orogenia Sunsás-Nova Brasilândia de idade entre 1180-1100 Ma.

Palavras-chave: Complexo Jamari, Província Rondônia-Juruena, Arco Magmático, Estateriano.

INTRODUÇÃO O mapeamento geológico da Folha Rio Machadinho (SC.20-X-C) realizado pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil, possibilitou cartografar e caracterizar as rochas do Complexo Jamari na região de Ariquemes e Cujubim (figs. 1 e 2). Na área mapeada este complexo é constituído por uma associação de rochas ortoderivadas polideformadas e metaígneas, de composição tonalítica/enderbítica, diorítica, granodiorítica, sieno/monzogranítica e subordinadamente máfica, com assinatura cálcio-alcálica de médio a alto potássio, sendo este complexo individualizado em quatro unidades litodêmicas denominadas de Ortognaisse Ariquemes, Metatonalito Cujubim, Gnaisses Sienograníticos Cujubim, Jamari-Granulito Máfico e Jamari-Anfibolito (Quadros *et al.* 2011).

Ortognaisse Ariquemes Esta unidade encontra-se representada por ortognaisses tonalíticos, enderbíticos e quartzo-dioríticos, com lentes de anfíbolitos associados. De modo geral, são rochas polideformadas e metamorfasadas em alto grau, que afloram na porção sudoeste da área mapeada, próximo a cidade de Ariquemes e na região a noroeste da cidade de Cujubim. Os ortognaisses tonalíticos apresentam, em geral, cor cinza/escuro a cinza/caramelado, granulação fina a média, exibindo bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico, que muitas vezes é obliterado por mobilizados graníticos e quartzo-feldspático (fig. 3). Exibem, também, lentes e diques de anfíbolito estriacionados e *bouldinados*. São compostos mineralogicamente por plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e ± ortoclásio, como minerais essenciais, apresentando como acessórios, opacos (ilmenita e magnetita), zircão, apatita, alanita, titanita primária e granada.

Os ortognaisses tonalíticos/enderbíticos da região de Ariquemes caracterizam-se por apresentarem um bandamento gnáissico muito bem desenvolvido, bastante contínuo, localmente dobrado, que é materializado por intercalações de níveis máficos, dominados pela hornblenda e biotita, com níveis quartzo-feldspáticos. Ocorrem, também, mobilizados quartzo-feldspáticos e graníticos, de granulação média a grossa, subconcordantes e discordantes a estruturação da rocha. Na região de Ariquemes ocorrem núcleos (lentes, *pods*) parcialmente isentos das deformações mais jovens e que preservam, ainda, as feições estruturais mais antigas (*Fase Dn*), com destaque a um bandamento composicional pretérito (fig. 3A). Estes núcleos são envoltos por faixas miloníticas com *trends* predominante NE-SW, com mergulhos que variam de subverticais até 70° para SE e NW (*Fase Dn+1*), ao das quais uma nova estruturação (foliação e bandamento) foi formada, com tramas miloníticas que transpõem a estruturação gnáissica pretérita (fig. 3B e 3C). Por vezes, os ortognaisses de Ariquemes exibem, localmente, faixas miloníticas com *trend* NW-SE, que truncam a estruturação NE-SW, sendo estas possivelmente associadas a uma *Fase Dn+2* que necessita ser mais avaliada na região de Ariquemes. Estudos isotópicos nos Ortognaisses Ariquemes, em amostras da região central de Rondônia, revelaram idades de cristalização U-Pb de 1750 Ma e 1761 Ma (Payolla *et al.* 2002), 1730 Ma (Santos *et*

al. 2002) e idades U-Pb de 1763 Ma (cristalização) e U-Pb de 1670 ± 6 Ma (metamorfismo) (Santos 2004).

Metatonalito Cujubim Unidade individualizada por (Quadros *et al.* 2011), composta por metatonalito, metagranodiorito e quartzo-metadiorito, de cor cinza a cinza/escuro, porfiríticos de granulção média, aflorantes na região situada a NNW de Cujubim (fig. 3D) e na região da Mina Jacundá. As rochas dessa unidade são constituídas essencialmente por plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e pouco ortoclásio, tendo como acessórios, titanita, opacos, apatita, zircão e \pm alanita \pm granada e traços de piroxênio. Como minerais de alteração, sericita, muscovita, tremolita e epidoto. Os cristais de plagioclásio apresentam geminação do tipo albita e albita-periclina, outros sem maclas, sendo que em geral estão intensamente sericitizados. Microscopicamente, nas rochas desta unidade, predominam texturas granoblástica inequigranular, poligonal a interlobulada, sobretudo nos agregados quartzo-feldspáticos e foliação milonítica. Lentes estiradas de quartzo policristalino, de textura granoblástica poligonal ocorrem com frequência, além das texturas nemato/lepidoblástica e porfiroclástica, com formação de sombra de pressão em porfiroclastos de plagioclásio e hornblenda, com biotita e quartzo neoformados.

A deformação/metamorfismo destes metatonalitos está associada, provavelmente, à fase $Dn+1$, com algumas feições, tais como forte recristalização dos feldspatos e possível piroxênio substituído por hornblenda, que sugerem que essas rochas foram metamorfisadas, pelo menos, no fácies anfíbolito. Há evidências também de retrometamorfismo, observado pela presença de minerais de alteração característicos (muscovita, tremolita e epidoto).

Da região de Cujubim, foi selecionada uma amostra de metatonalito para datação geocronológica pelo método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) na Universidade de Brasília (UNB). Os dados isotópicos U-Pb obtidos a partir da análise de 17 grãos de zircão, os quais apresentaram razões Th/U variando de 0,21 a 0,39, forneceu a idade de $1758,7 \pm 4,1$ Ma (1759 ± 4 Ma), interpretada como a idade de cristalização da rocha (Quadros *et al.* 2011). Uma amostra de metatonalito foi selecionada para estudos isotópicos de Sm-Nd (rocha total) na UNB. Esta amostra apresentou um padrão associado à T_{DM} paleoproterozóicas (2,39 Ga), $\epsilon_{Nd}(0)$ com valor de -18,77 e $\epsilon_{Nd}(T)$ entre -3,08 calculado para $T=1,73$ Ga, $^{147}Sm/^{144}Nd$ com valores de 0,12, com assinatura isotópica Sm-Nd no padrão das apresentadas pelas rochas do Complexo Jamari, permitindo fazer uma associação preliminar destas rochas como pertencentes a evolução do Arco Magmático Jamari.

Gnaisses Sienograníticos Cujubim Esta unidade, cartografada por (Quadros *et al.* 2011), ocorre na região a NNW de Cujubim, associada espacialmente ao Metatonalito Cujubim, É composta por gnaisses e granito-gnáissicos, finamente bandados a foliados, de cor rosacaramelado a cinza-acastanhado, finos a médios, equigranulares a porfiroclásticos, leucocráticos (fig. 3E). Composicionalmente variam de monzogranitos, sienogranitos a subordinadamente álcali-feldspato granitos. Ao microscópio observa-se uma forte textura granonematoblástica, granoblástica poiligonal equigranular a granoblástica inequigranular interlobulada, além de porções com textura milonítica com formação de *ribbons* de quartzo, textura manto-núcleo em porfiroclastos de feldspatos. São formados por feldspatos alcalino (ortoclásio e microclíneo), quartzo e pouco plagioclásio, como minerais essenciais. Os acessórios são hornblenda, biotita, zircão, titanita \pm alanita, \pm apatita e opacos. Os minerais de alteração são sericita, muscovita e clorita. De modo geral, são rochas com menos de 10 % de minerais máficos.

Os Gnaisses Sienograníticos Cujubim caracterizam-se por serem bastante deformados e recristalizados, mostrando foliação gnáissica, com orientação de agregados máficos, quartzo-feldspáticos e porfiroclastos, evoluindo para um bandamento gnáissico bastante contínuo e levemente ondulado (*Fase Dn*), superimpostos por uma foliação milonítica com *trend* variando de N30-70E com mergulhos em torno de 70° para NW (*Fase Dn+1*). Apresentam estruturas pretéritas, como dobras e um bandamento composicional, os quais se encontram transpostos e rompidos por essa nova estrutura de *trend* NE-SW. Mostram, também, muitos mobilizados graníticos e de quartzo, alguns dobrados, como produto de migmatização.

Análises isotópicas Sm-Nd (rocha total) realizadas em duas amostras de granito-gnáissico de composição mozogranítica da região de Cujubim, apresentaram dados isotópicos com valores de idades T_{DM} entre 2,02 e 2,12 Ga, $\epsilon Nd(0)$ variando de -17,17 a -17,48, $^{147}Sm/^{144}Nd$ com valores entre 0,11 e 0,12 e $\epsilon Nd(T)$ entre -0,46 a 0,60 calculados para o $T=1,75$ Ga (Quadros *et al.* 2011). As relações de campo e esta assinatura isotópica Sm-Nd condizente com padrão apresentado pelos gnaisses tonalíticos do Complexo Jamari, permitem interpretar, ainda que preliminarmente, que estes granito-gnáissicos monzograníticos possam pertencer ao Complexo Jamari e fazendo parte das fases mais evoluídas do Arco Magmático Jamari. Estudos isotópicos e petrológicos aprofundados precisam ser ainda realizados para que se possa confirmar esta possível associação e descartar a possibilidade de que estas rochas ainda possam pertencer a Suíte Intrusiva Serra da Providência.

Jamari-Granulito Máfico e Jamari-Anfibolito Estas unidades foram individualizadas por (Quadros *et al.* 2011) nas regiões a NNW de Cujubim e Ariquemes. Os granulitos apresentam cor cinza escura, granulação fina a média, de aspecto maciço ou foliado. Microscopicamente, predomina uma textura granoblástica poligonal equigranular a inequegranular e subordinadamente, textura nemato/lepidoblástica. São constituídos por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, \pm hornblenda, biotita, opacos, epidoto e apatita. Comumente os minerais ferromagnesianos têm formas xenoblásticas. Os cristais de plagioclásio mostram maclas do tipo albita e albita-periclina. Podem apresentar mais de uma geração de mobilizados quartzo-feldspáticos, mostrando dobras pitgmáticas (fig. 3F), indicando condições de alta plasticidade, condizentes com rochas migmatíticas. Os anfibolitos ocorrem associados aos gnaisses tonalíticos do Complexo Jamari, na forma de lentes métricas ou de diques estricionados ou boudinados, subconcordante a concordante com a estruturação geral da rocha. Os anfibolitos apresentam normalmente cor verde/escuro a preta, granulação fina a média. São constituídos por plagioclásio, hornblenda, \pm clinopiroxênio, \pm ortopiroxênio, opacos, biotita e apatita. Os cristais possuem, no geral, um arranjo granonematoblástica a menato/lepidoblástica, podendo ter uma foliação milonítica superimposta a um microbandamento descontínuo.

CONSIDERAÇÕES FINAIS O Complexo Jamari tem sido considerado como uma associação de rochas representantes de um arco magmático paleoproterozóico (Estateriano), formado durante um período acrescionário ocorrido entre 1,76 e 1,73 Ga. As rochas deste complexo incluem termos máficos, intermediários e possivelmente félsicos, sendo este último representante das fases mais evoluídas deste magmatismo (representada pelos Gnaisses Sienograníticos Cujubim). Destaca-se que as rochas do Complexo Jamari foram, posteriormente, deformadas/metamorfisadas durante a atuação de pelo menos três eventos orogênicos, que ocorreram nos intervalos 1670-1630 Ma (Estateriano) (Orogenia/Evento Metamórfico Quatro Cachoeiras) (*Fase Dn*), 1371-1319 Ma (Ectasiano) (Orogenia Rondoniana-San Ignácio ou Orogenia Candeias) (*Fase Dn+1*) e 1180-1100 Ma (Esteniano) (Orogenia Sunsás-Nova Brasilândia) (*Fase Dn+2*), os quais promoveram o intenso retrabalhamento das rochas deste Complexo.

Referências Bibliográficas

- Payolla B.L., Bettencourt J.S., Kozuch M., Leite Júnior W.B, Fetter A.H., Van Schmus W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, v. 119, p. 141-169.
- Quadros M.L. do E.S., Palmeira L.C.M., Castro C.C. 2011. Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Machadinho (SC.20-X-C), escala 1:250.000: Sistema de Informações Geográficas-SIG: Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais da Folha Rio. Porto Velho: CPRM, p. il. (no Prelo).
- Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter P.E., Hartmann L.A., Easton R.M., Mcnaughton N.J. 2002. The Sunsás Orogenic cycle in western Amazon Craton, South America and correlation to the Grenville.

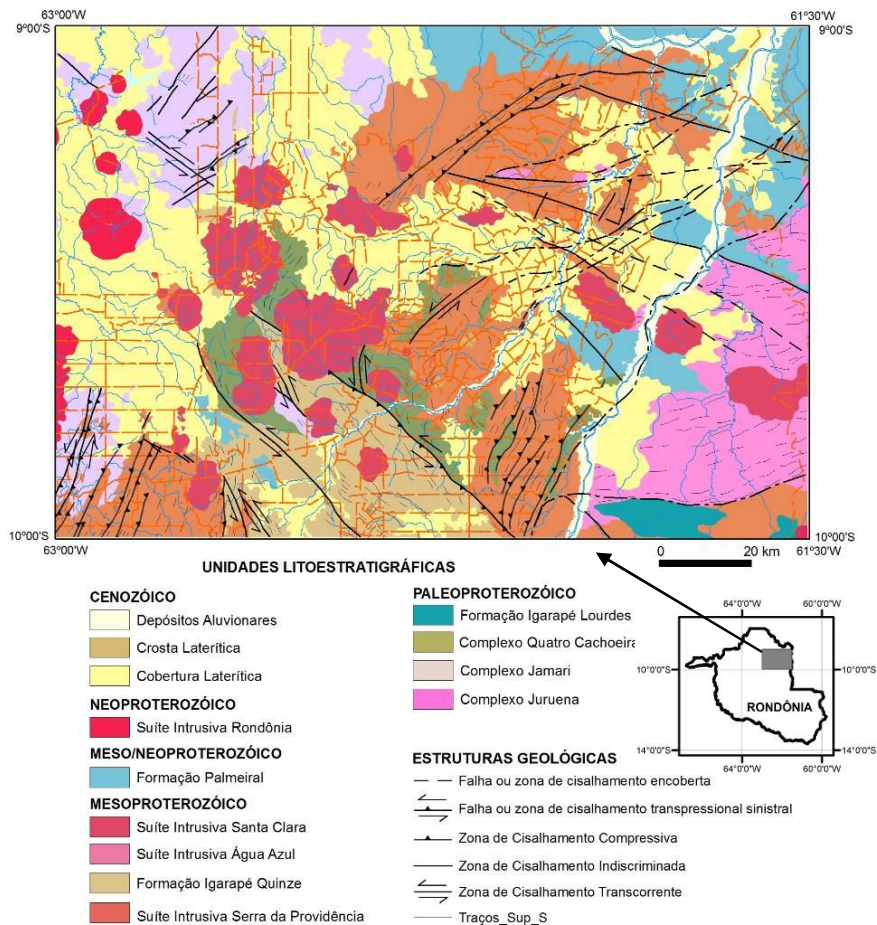


Figura 1 – Mapa geológico da Folha Rio Machado (SC.20-X-C). Modificado de Quadros *et al.* (2011).

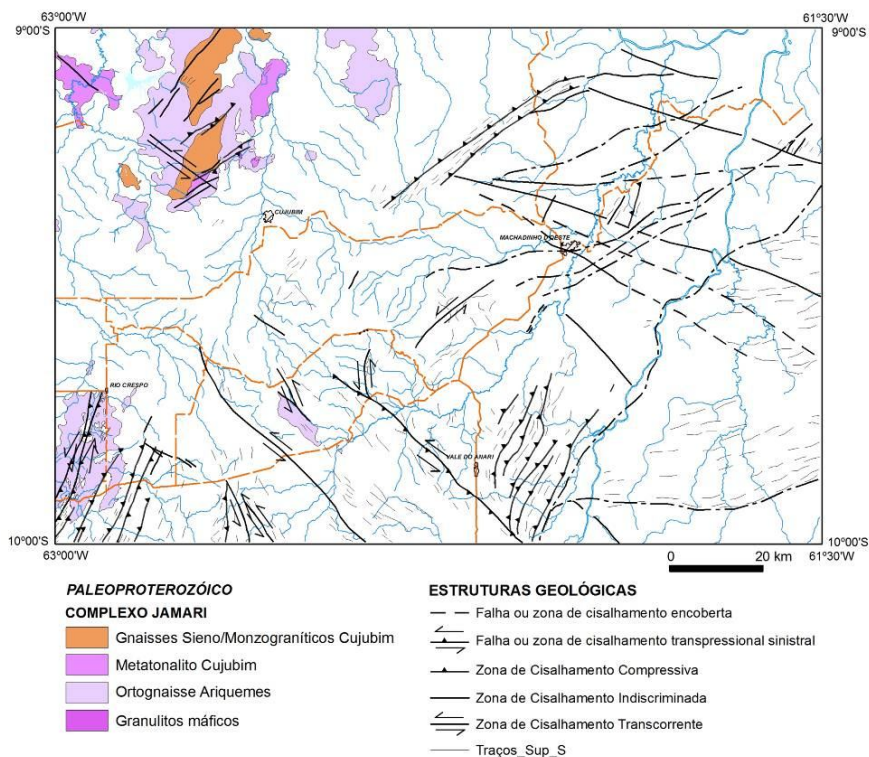


Figura 2 – Mapa com a localização das unidades do Complexo Jamari na Folha Rio Machado (SC.20-X-C). Modificado de Quadros *et al.* (2011).

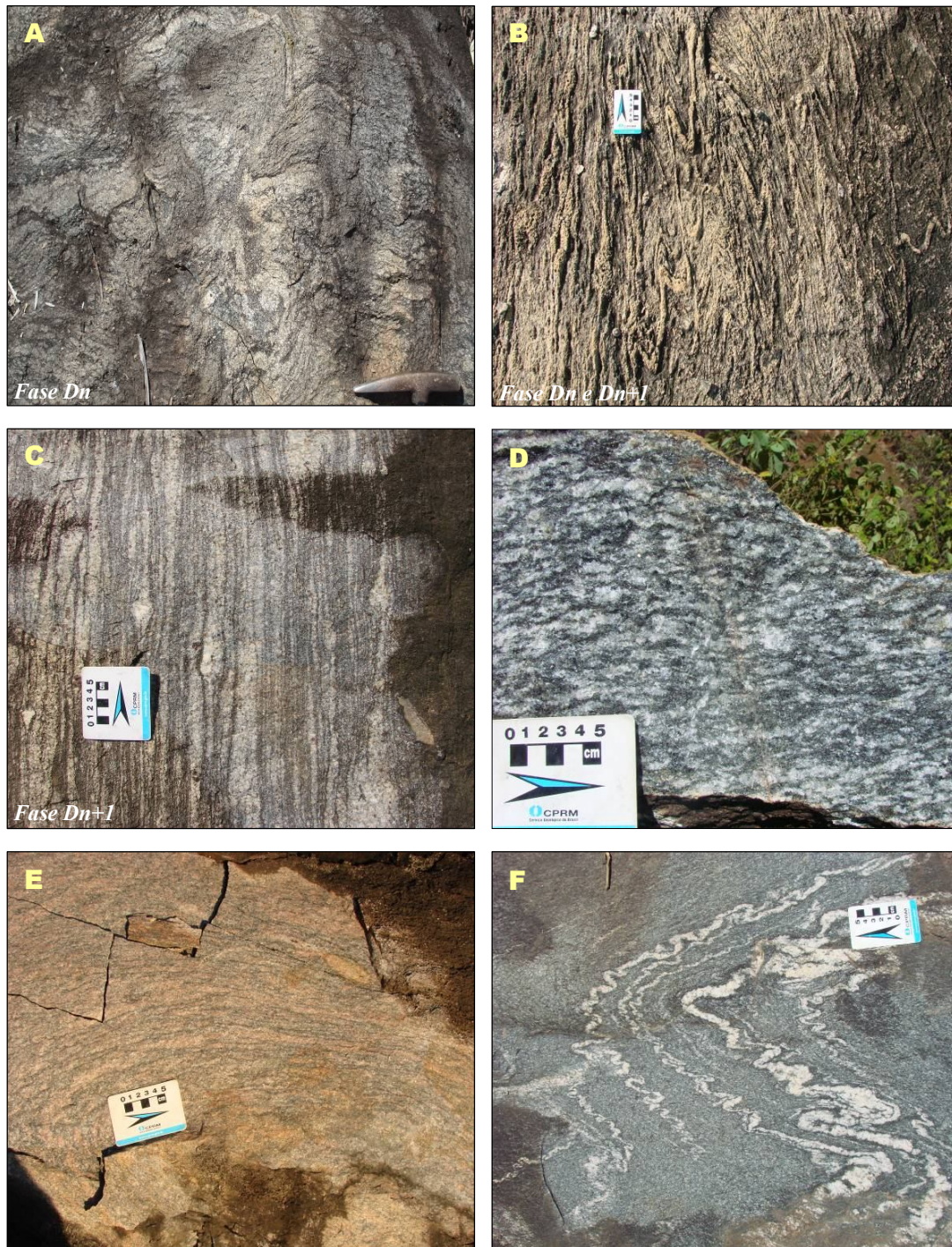


Figura 3 – Aspecto de campo das rochas do Complexo Jamari. Em A, B e C gnaisses tonalíticos da região de Ariquemes, exibindo diversas fases de deformação. Em D, metatonalito da região Cujubim. Em E, gnaisse monzogranítico da região de Cujubim. Em F, granulito máfico com mobilizados graníticos na forma de dobras pitgmáticas.

Caracterização geocronológica, geoquímica e petrográfica da Suíte Intrusiva Pindaituba, sudoeste do Mato Grosso, Cráton Amazônico.

Maria da Guia Lima

Serviço Geológico do Brasil (CPRM), maria.lima@cprm.gov.br

Resumo As rochas caracterizadas neste trabalho como pertencentes à Suíte Intrusiva Pindaituba encontram-se inseridas na porção sudoeste do Cráton Amazônico, sendo parte do Terreno Jauru. As unidades que constituem o embasamento destas rochas intrusivas estão representadas pelo Complexo Rio Galera, Suíte Córrego Dourado, ambas de idade paleoproterozóica e pelos Ortognaisses Rio Novo, datados do Calymiano. A Suíte Intrusiva Pindaituba (Monzogranito dos Mineiros, Monzogranito Nova Lacerda, Monzogranito Praia Alta, Monzogranito Nossa Senhora da Conceição, Tonalito Ouro Verde, Monzogranito Berço do Céu e Monzogranito Dona Chica) é caracterizada por granitóides de composição variando desde sienogranitos a tonalitos, sendo classificados como meta-peraluminosos e cálcio-alcalinos de alto potássio. As análises litogeoquímicas e geocronológicas realizadas neste trabalho revelam que a Suíte Intrusiva Pindaituba foi alojada em ambiente de arco magmático, no intervalo entre 1490 Ma e 1433 Ma, tendo sido correlacionada com a Orogenia Santa Helena já descrita na literatura. Palavras-chave: geocronologia, geoquímica, Pindaituba, Mato Grosso

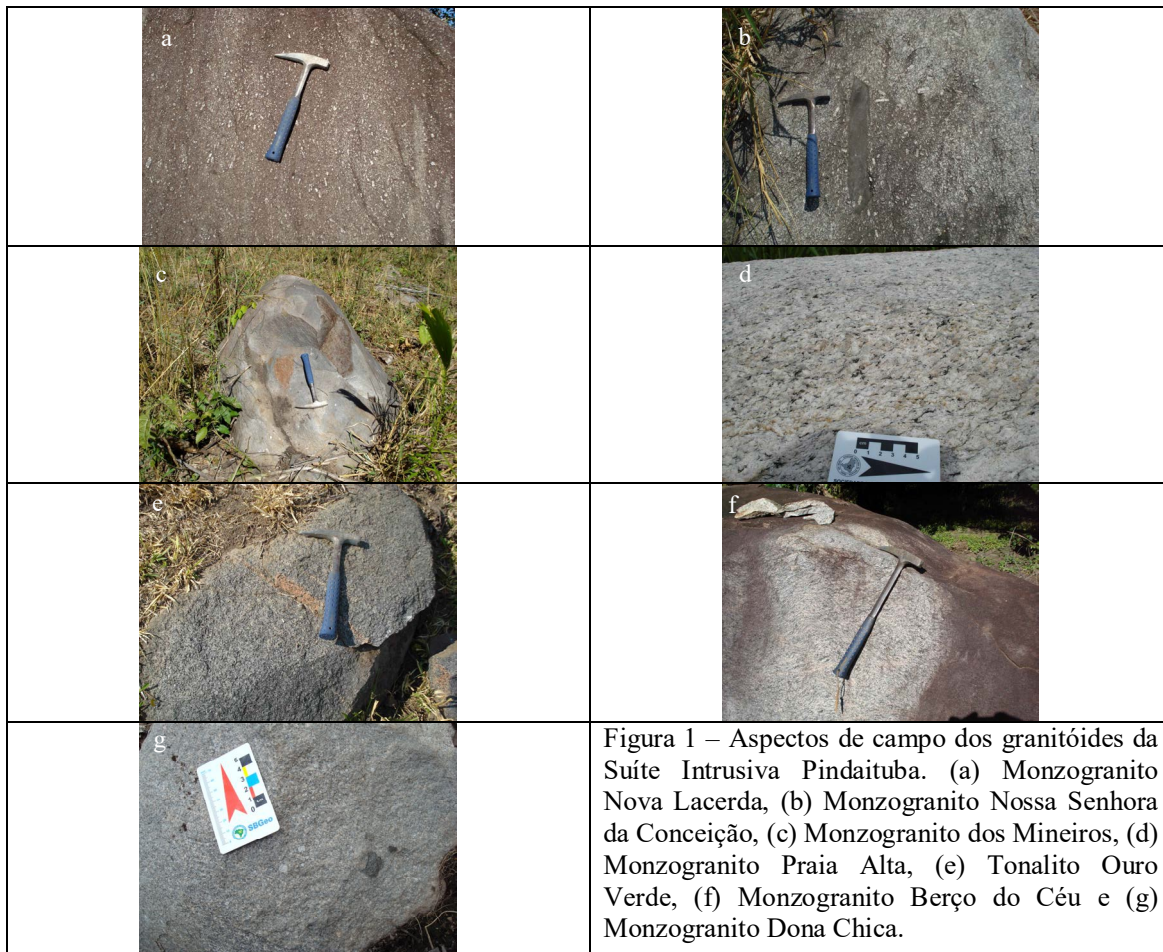
INTRODUÇÃO Os dados aqui apresentados fazem parte do mapeamento geológico da Folha Rio Novo-MT que se encontra em fase de finalização, sendo parte de um projeto da CPRM. A Suíte Intrusiva Pindaituba alvo deste trabalho foi previamente estudada por Ruiz (2005) que a caracterizou como um conjunto de rochas graníticas hospedadas nos complexos Pontes e Lacerda e Rio Galera e nos ortognaisses Rio Novo. No contexto da Folha Rio Novo (Mato Grosso) o magmatismo é representado por vários corpos com dimensões e formas variadas (veios, *stocks*), sendo claramente orientados segundo a direção da foliação regional NNW/NW. A suíte ocorre de forma expressiva na porção sudeste, na parte centro-leste, no extremo noroeste e na porção norte-nordeste da folha. Durante o mapeamento, foi possível individualizar sete unidades relacionadas à Suíte Intrusiva Pindaituba, aqui denominadas de: Monzogranito Nova Lacerda, Monzogranito Nossa Senhora da Conceição, Monzogranito dos Mineiros, Monzogranito Praia Alta, Tonalito Ouro Verde, Monzogranito Berço do Céu e Monzogranito Dona Chica.

MATERIAIS E MÉTODOS Foram confeccionadas quarenta lâminas delgadas das rochas associadas à Suíte Intrusiva Pindaituba, as quais foram descritas no Laboratório de Petrografia da Residência de Porto Velho (CPRM). No total foram selecionadas trinta e duas amostras representativas da Suíte Intrusiva Pindaituba para análises geoquímicas. Todas estas análises químicas foram realizadas no SGS Geosol Laboratórios LTDA. Foram realizadas quatro datações em diferentes corpos da Suíte Intrusiva Pindaituba, todas pelo método U-Pb (ICP-MS-LA) no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília. Datações pelo método Sm-Nd (rocha total) em cinco amostras representativas desta suíte foram realizadas no mesmo laboratório.

RESULTADOS Na Folha Rio Novo foram caracterizadas sete unidades relacionadas à Suíte Intrusiva Pindaituba que serão abaixo descritas:

O Monzogranito Nova Lacerda (MP1γpinl) ocorre na porção sudeste da Folha Rio Novo na forma de *stock*. Encontra-se orientado segundo o *trend* regional NNW e é caracterizado por apresentar uma estrutura maciça nas porções mais centrais e foliação, por vezes miloníticas, nas bordas, sendo considerado como sin a tardi-tectônico. Esta unidade é caracterizada por rochas maciças ou foliadas, frequentemente porfíricas (Figura 1a), textura grossa, cor acinzentada a esbranquiçada, inequigranulares, leucocráticas, com composição monzogranítica e variações para granodiorítica e tonalítica. Enclaves máficos de tamanho centimétrico estão presentes, bem como, xenólitos de anfíbolitos e gnaisses contendo uma foliação prévia. Ainda ocorrem associados diques centimétricos leucocráticos de composição monzogranítica. Petrograficamente possui textura granoblástica a granolepidoblástica e a assembléia mineralógica predominante é formada por biotita, hornblenda, plagioclásio e quartzo. O mineral máfico predominante é a biotita. Como acessórios ocorrem a alanita, titanita, zircão, apatita, epidoto, granada e opacos. A assembléia mineral observada no Monzogranito Nova Lacerda revela condições metamórficas de fácies xisto verde a anfíbolito. Sericita, muscovita e

clorita ocorrem como minerais de alteração e indicam condições retrometamórficas. Neste trabalho, a amostra selecionada para análise geocronológica trata-se de um monzogranito, de cor cinza, isotrópico, granulação grossa e estrutura maciça. Esta amostra foi datada pelo método U-Pb (LA) em zircão, fornecendo idade de 1457 ± 7 Ma, tendo sido relacionada à idade de cristalização da rocha.



O Monzogranito Nossa Senhora da Conceição (MP1 γ pinc) corresponde a um *stock* que ocorre intrusivo no Complexo Rio Galera. A unidade é caracterizada por rochas leucocráticas, de cores esbranquiçada a cinza clara, porfirítica, textura inequigranular grossa e apresentam-se deformadas. Associado a este granito ocorrem autólitos máficos de tamanho métrico a centimétrico, alongados na mesma direção da foliação regional NW (Figura 1b). Subordinadamente ocorrem diques associados a este corpo granítico. Petrograficamente é definido como monzogranito e apresenta textura granoblástica, com variações para granolepidoblástica. A assembléia mineralógica principal é formada por plagioclásio, quartzo e microclina. O mineral máfico predominante é a biotita. Alanita, apatita, opacos, zircão e titanita são fases acessórias. Sericita, muscovita e epidoto são os minerais de alteração predominantes. A assembléia mineralógica indica condições de fácies xisto verde durante o metamorfismo destas rochas. A amostra do corpo Nossa Senhora da Conceição selecionada para análise geocronológica neste trabalho trata-se de um monzogranito, de cor cinza clara, foliado, com fenocristais de microclínio de até 5 cm. Esta amostra foi datada pelo método U-Pb em zircão e forneceu uma idade de 1433 ± 27 Ma.

O Monzogranito dos Mineiros (MP1 γ pimi) ocorre na forma de *stock* e aflora na porção centro-norte da Folha Rio Novo. São rochas de cores cinza clara a escura, leucocráticas, inequigranulares, granulação fina a grossa, raramente porfiríticas, fortemente magnéticas e de composição monzogranítica, com variações para granodiorito e tonalito (Figura 1c). Enclaves máficos centimétricos também são encontrados. Na lâmina delgada esta rocha revela uma textura

granolepidoblástica a granoblástica. Seus principais constituintes são o plagioclásio, quartzo, microclina, biotita e hornblenda. Os principais minerais acessórios são titanita, zircão, apatita, alanita, opacos e granada, além dos minerais de alteração caracterizados pela sericita, epidoto, clorita e muscovita. A assembléia mineralógica identificada indica que a rocha sofreu metamorfismo de fácies anfíbolito inferior, seguido de processos retrometamórficos. Associado ao Monzogranito dos Mineiros ainda ocorrem monzogranitos, de coloração rosa clara, foliados, fracamente magnéticos, granulação grossa, por vezes porfírica, com enclaves máficos centimétricos. Pegmatitos constituídos principalmente por megacristais de microclina, quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita encontram-se dispostos aleatoriamente no Monzogranito dos Mineiros. Neste trabalho, uma amostra de monzogranito que aflora na gleba dos Mineiros foi datada pelo método U-Pb em zircão e forneceu uma idade de 1489 ± 16 Ma.

Na Folha Rio Novo o Monzogranito Praia Alta compreende rochas leucocráticas, de textura equigranular grossa a porfírica, não magnéticas, cores que variam de cinza a esbranquiçada, e de composição principal monzogranítica, podendo ocorrer variações sienograníticas (Figura 1d). O padrão estrutural difere dos demais corpos graníticos presentes na área de trabalho, pois exibe uma foliação contínua de direção N20-10W e apresenta mergulhos suaves (30-20 NE). A assembléia mineralógica é formada por plagioclásio, quartzo, microclina. O mineral máfico predominante é a biotita. O epidoto ocorre associado à biotita e representa o principal mineral de alteração. Titanita, apatita, alanita, opacos e zircão são fases acessórias. As análises petrográficas mostram textura granolepidoblástica. A assembléia mineral e a textura indicam que o metamorfismo atingiu fácies anfíbolito. A amostra do Praia Alta selecionada para análise geocronológica trata-se de um monzogranito, de cor esbranquiçada, foliado, com fenocristais de microclínio. Esta amostra foi datada pelo método U-Pb em zircão que forneceu uma idade de 1446 ± 10 Ma.

O Tonalito Ouro Verde (MP1γpiov) foi individualizado a partir desse trabalho e distingue-se dos demais pela textura equigranular grossa e por serem fortemente magnéticos. No mapa geofísico do campo magnético total este corpo está associado a uma anomalia magnética de ampla magnitude. A rocha é cinza escura, com pontuações claras, leucocrática, foliada, magnética, possui granulação grossa e a matriz é composta por plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e clinopiroxênio (Figura 1e). Os minerais acessórios são apatita, titanita, epidoto, sericita e opacos. Texturalmente são rochas granoblásticas orientadas, de composição tonalítica, com variações granodioríticas. Embora não existam dados geocronológicos para o Tonalito Ouro Verde, as características texturais, mineralógicas e estruturais, aliadas às relações de contato com as outras unidades adjacentes, sugerem contemporaneidade na colocação destas rochas com àquelas da Suíte Intrusiva Pindaituba.

As rochas pertencentes ao Monzogranito Berço de Céu (MP1γpibc) situam-se na parte norte da área, ocorrendo orientadas na direção N30-20°W. O corpo é constituído por rochas monzograníticas a granodioríticas, de cor rosa, leucocráticas, porfíricas, textura inequigranular média a grossa. Quando ocorrem mais próximas a zona de cisalhamento desenvolvem uma trama milonítica (Figura 1f). Microclina, plagioclásio, quartzo e biotita formam a mineralogia essencial destas rochas, já como acessórios ocorrem muscovita, epidoto, opaco e granada. A granada ocorre de forma expressiva. A associação mineral presente nas lâminas permite sugerir condições metamórficas de fácies anfíbolito para esta rocha. Dados geocronológicos são inexistentes, todavia as características minerais, texturais e estruturais permitem correlacioná-lo com a Suíte Intrusiva Pindaituba.

O Monzogranito Dona Chica (MP1γpidc) possui uma forma alongada de direção geral norte-sul. São constituídos por monzogranitos, leucocráticos, isotrópicos ou com foliação incipiente, textura equigranular grossa, de coloração acinzentada a levemente rosada (Figura 1g). Enclaves máficos e centimétricos são encontrados na rocha. Em lâmina delgada possuem textura granoblástica e apresentam a microclina, biotita, plagioclásio e quartzo como minerais essenciais. Como acessórios têm-se epidoto, sericita, apatita e opacos. Não se dispõe de estudos geocronológicos deste corpo, porém sugere-se idade semelhante às rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba.

Para a caracterização geoquímica da Suíte Intrusiva Pindaituba foram selecionadas trinta e duas amostras de rochas das diversas intrusões graníticas que constituem esta suíte. Considerando os parâmetros geoquímicos as rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba exibem uma variação composicional, situando-se nos campos dos monzogranitos aos granodioritos e tonalitos. Esta suíte é classificada como sendo cálcio-alcálica de alto potássio, de natureza metaluminosa a peraluminosa. Nos diagramas binários utilizando-se a SiO₂ como índice de diferenciação *versus* os elementos maiores, observa-se

trends lineares distribuídos na seguinte forma: Al_2O_3 , K_2O e Na_2O apresentam correlação positiva enquanto que CaO , MgO , P_2O_5 , TiO_2 e Fe_2O_3 , apresentam correlação negativa. Esse comportamento pode ser atribuído ao processo de cristalização fracionada durante a evolução do magma. No diagrama discriminante de ambientes tectônicos as amostras analisadas da Suíte Intrusiva Pindaituba ocupam os campos dos granitóides de arco vulcânico e intraplacas. O diagrama discriminante de ambiente tectônico que utiliza os parâmetros catiônicos $R1$ x $R2$, indica que as intrusões graníticas em estudo foram geradas em ambiente tectônico sin-colisional e tardi orogênica, com algumas amostras no campo soergimento pós-colisional.

DISCUSSÕES A Suíte Intrusiva Pindaituba é constituída por granitóides foliados, raramente isotrópicos, de granulação média a grossa, por vezes porfiríticos. São rochas leucocráticas a mesocráticas de composição que varia desde sienogranítica a tonalítica. O conjunto de dados litogeoquímicos revela que essa suíte é heterogênea e foi gerada em um ou mais estágios evolutivos de um ambiente envolvendo tectônica de subducção, com geração de pulsos com características distintas. Esses magmas têm quimismo cálcio-alcálico de alto potássio e são classificados como meta a peraluminosos. Os diferentes corpos datados neste trabalho foram agrupados na Suíte Intrusiva Pindaituba, anteriormente já definida por Ruiz (2005). Os resultados U-Pb (ICP-MS-LA) em cristais de zircão mostraram que a cristalização dos granitóides associados a esta suíte deu-se no intervalo de 1489 ± 16 Ma a 1433 ± 27 Ma, coincidindo com os valores obtidos previamente por Gerald *et al.* (2001) e Ruiz (2005). Análises de Sm-Nd realizadas neste trabalho revelam que as idades modelo TDM para os granitóides Pindaituba variam de 1.6 Ga a 1.49 Ga. Os valores positivos de $\epsilon Nd(t)$ obtidos para esta suíte (+2,57 a +4,16) indicam que os protólitos destas rochas apresentam uma assinatura isotópica Sm-Nd típica de fontes provenientes do manto ou crosta depletada.

CONCLUSÕES A Suíte Intrusiva Pindaituba é caracterizada por granitóides que apresentam uma variação composicional desde sienogranitos a tonalitos, sendo classificados como meta-peraluminosos e cálcio-alcálicos de alto potássio. Apresentam $\epsilon Nd(t)$ positivo (+2,57 a +4,16) típico de magmas primitivos/juvenis. Idades modelo TDM variaram desde 1.6 Ga a 1.49 Ga. As análises litogeoquímicas e geocronológicas realizadas neste trabalho revelam que a Suíte Pindaituba foi alojada em ambiente de arco magmático, no intervalo entre 1490 Ma e 1433 Ma, tendo sido correlacionadas com a Orogenia Santa Helena previamente descrita na literatura.

Referências Bibliográficas

- 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.
- Ruiz A.S. 2005. Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico região limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 260 p.

Diversidade do magmatismo na evolução do Cinturão Araguaia

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb

Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências/Projeto Instituto de Geociências da Amazônia (GEOCIAM)-INCT/MCT/FAPESPA (Proc. No 573733/2008-2); gorayebp@ufpa.br

Resumo O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico estabelecida na porção setentrional da Província Tocantins e compreende uma sucessão de rochas sedimentares, predominantemente, e magmáticas de natureza e idades diversas. Neste trabalho são apresentados novos dados e interpretações sobre os eventos magmáticos, posicionados temporalmente nos estágios de evolução do Cinturão Araguaia e são discutidos o seu significado. Os eventos magmáticos, em ordem temporal são: plutonismo alcalino subsaturado relacionado à fase *rift* de implantação da Bacia Araguaia; vulcanismo basáltico oceânico tipo MORB estravasado em assoalho oceânico de peridotitos mantélicos; plutonismo gabróico de natureza basáltica toleítica tipo MORB com alojamento pré-metamorfismo regional; plutonismo granítico sin a tardi-tectônico relacionado anatexia crustal sincrônica ao metamorfismo regional; e derrames basálticos de natureza toleítica continental relacionados à tectônica extensional no final da evolução do Cinturão Araguaia.

Palavras-chaves: Cinturão Araguaia; Neoproterozóico; Magmatismo; Evolução Crustal.

INTRODUÇÃO O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico e se constitui, predominantemente por sucessões de rochas metassedimentares, entretanto, com o avanço do conhecimento geológico nos últimos anos, por meio de estudos cartográficos, petrológicos e geocronológicos em áreas-chaves revelaram que a contribuição magmática também é importante nesta unidade. Destaca-se uma série de corpos magmáticos de natureza e idade diversa que representam eventos relacionados a diferentes estágios na evolução tectônica do Cinturão Araguaia. O presente estudo faz uma síntese do conhecimento dos principais corpos reconhecidos e discute a sua contextualização na evolução geológica desta unidade geotectônica.

O CONHECIMENTO GEOLÓGICO DO CINTURÃO ARAGUAIA O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico (~ 850 a 550 Ma) situado entre os crátons Amazônico e São Francisco, onde se dispõe segundo um eixo aproximadamente N-S por mais de 1200 km, com largura da ordem de 150 km. Ocupa grande parte do estado do Tocantins distribuindo-se também pelo leste-sudeste do Pará. Ele é constituído por uma sucessão de rochas metapelíticas e metapsamíticas com menor contribuição de rochas metacarbonáticas no que diz respeito ao conjunto sedimentar. Suítes magmáticas reúnem corpos de natureza máfica, ultramáfica, granitóide e félsica-alcalina. Na porção oriental está coberto por rochas sedimentares do Paleozóico da Bacia do Parnaíba, a sudoeste se perde sob coberturas recentes da Bacia do Pantanal, enquanto que a oeste as rochas de baixo grau metamórfico estão assentadas em discordância angular ou por meio de zonas de cavalgamento sobre as rochas do Cráton Amazônico. No domínio sudeste confronta-se com terrenos gnáissicos, granulíticos e granitóides do Maciço de Goiás (um fragmento crustal –microcontinente– do Paleoproterozóico).

O conjunto metassedimentar do Cinturão Araguaia foi reunido por Abreu (1978) no Supergupo Baixo Araguaia, que é subdividido nos grupos Estrondo e Tocantins. O Grupo Estrondo distribui-se por todo o domínio leste e é composto na base por quartzitos, metaconglomerados e micaxistos restritos (Formação Morro do Campo), sucedidos por um conjunto diversificado de micaxistos com quantidades variadas de biotita, muscovita, cianita, estaurolita e granada; xistos calciossilicáticos e mármore, e xistos feldspáticos ou quartzosos que constituem a Formação Xambioá (Gorayeb et al. 2008). O Grupo Tocantins ocupa o domínio oeste do Cinturão Araguaia e é subdividido nas formações Pequizeiro, constituída por muscovita-clorita-quartzo xistos, filitos e quartzitos; e Couto Magalhães que reúne ardósias e filitos, quartzitos, metarenitos, metarcósios e metacalcários (Gorayeb 1981).

Os trends estruturais principais de direção N-S estão impressos tanto na seqüência supracrustal quanto nas rochas do embasamento do Cinturão Araguaia, com variações registradas nas proximidades das estruturas braquianticlinais e zonas de cisalhamento de direção NW-SE e de cavalgamento NNE-SSW. Nos domínios de cavalgamento as lineações de estiramento mergulham com baixos valores (5-20°) para SE (110-130°), e os planos de foliação tem mergulhos

baixos a médios para leste, sugerindo transporte tectônico de SW para NW (Abreu & Gorayeb 1994, Gorayeb & Alves 2003, Gorayeb et al. 2008).

O metamorfismo regional que afetou o Cinturão Araguaia é do tipo Barroviano, aumentando gradualmente de intensidade de oeste para leste. Ele varia de incipiente (anquimetamorfismo) até a fácies anfíbolito médio, e pode ser acompanhado por um zoneamento que é demarcado pelas isógradas da sericita, muscovita-clorita-epidoto, biotita, estauroлита, granada e cianita, e finalmente zonas restritas de anatexia (Qtz+ Kf), (Silva 1980, Abreu & Gorayeb 1994, Alvarenga et al. 2000, Gorayeb & Alves 2003). Gorayeb & Pamplona (2010) e Pamplona & Gorayeb (2010) estudaram o metamorfismo em duas áreas-chaves (Araguacema-Conceição do Araguaia-Pequizeiro e Xambioá-Araguanã), caracterizando a primeira em um domínio do anquimetamorfismo até a fácies xisto verde, enquanto que na segunda definiram condições metamórficas na fácies anfíbolito médio com temperaturas de 550-580 °C e pressões de 6-7 kbar para o pico metamórfico.

Os estudos geocronológicos sobre o Cinturão Araguaia apontam para uma evolução no Neoproterozóico, entretanto ainda não há datações que definam com precisão a sua idade de formação. As referências mais antigas reportam valores de 1,0 Ga (Arcanjo & Moura 2000), que corresponde a datações de zircão de rochas alcalinas (Suíte Estrela), interpretada como registro da fase rift que levaria a abertura da bacia Araguaia, e as mais novas dizem respeito a valores de aproximadamente 0,55 Ga correspondendo ao metamorfismo regional. Por outro lado, idades entre 0,88 e 0,75 Ga representam a intrusão de gabros na sucessão sedimentar, anteriormente ao evento de metamorfismo regional (Barros et al. 2010).

OS CORPOS MAGMÁTICOS DO CINTURÃO ARAGUAIA

Plutons alcalinos félsicos Plútons de rochas alcalinas subsaturadas estão localizadas na região de Monte Santo-Paraíso do Tocantins-Fátima e são representados pelos corpos de Monte Santo e Serra da Estrela. Eles ocorrem na forma de um pequeno stock ou como diques alojados em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues na região de interface com o Grupo Estrondo (Costa et al. 1983, Hasui et al. 1984, Gorayeb 1996) e são constituídos por nefelina sienitos, sienitos e pegmatitos alcalinos afetados pelo metamorfismo e deformação do Cinturão Araguaia.

O plúton de Monte Santo tem forma subcircular com dimensões de 5 x 3,5 km, sendo constituído por nefelina sienitos e sienitos leucocráticos ($M < 5$) com veios pegmatíticos alcalinos de sodalita sienitos. Geralmente apresenta bandamento ou foliação conspícua, mais proeminente na borda do corpo devido aos efeitos da tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia.

A Suíte Serra da Estrela, segundo Gorayeb (1996) compreende três corpos principais alongados (possíveis diques), cada um com dimensões da ordem de 3 km x 500 m, e outros menores que ocorrem em formas alongadas (lentes, folhas), orientados na direção N15-20E, seguindo a estruturação dos gnaisses encaixantes.

Essas rochas representam um evento de magmatismo plutônico/subvulcânico alcalino de posicionamento crustal raso, com idade Pb-Pb em zircão de 1006 ± 86 Ma (Arcanjo & Moura 2000), interpretado como marcador da fase rift de implantação da bacia Araguaia (Alvarenga et al. 2000).

Suítes Ofiolíticas Estudos de Gorayeb (1989) registraram diversos corpos de peridotitos, dunitos serpentinizados e metamorfizados, e cromititos associados com cherts e formações ferríferas alojados tectonicamente em rochas metamórficas de baixo grau metamórfico do Cinturão Araguaia. As pesquisas mais recentes identificaram associações de rochas que representam, inequivocamente, partes de complexos ofiolíticos. Essas rochas estão localizadas preferencialmente no domínio leste do Cinturão Araguaia e sua constituição litológica compreendem basaltos almofadados associados com cherts, peridotitos serpentinizados, cromititos, diques máficos e seus produtos metamórficos (esteatitos, talco xistos, tremolita-actinolita xistos e clorita xistos). Estes corpos são interpretados como remanescentes da fase de oceanização do início da evolução do Cinturão Araguaia (Gorayeb 1989, Paixão & Nilson 2002, Cruz & Gorayeb 2008, Kotschoubey et al. 2005).

Derrames basálticos Na região de Tucuruí, nordeste do Pará está exposto uma sucessão de rochas magmático-sedimentares representada pelo Grupo Tucuruí que compreende um gráben orientado NNW-SSE, na zona de transição entre o Cráton Amazônico e o Cinturão Araguaia. Trata-se de derrames de basaltos com restritas ocorrências de sills de diabásio e raros diques, que se encontram

intercalados com siltitos e arenitos arcosianos, cuja estruturação segue direção aproximadamente N-S com baixos valores de mergulho para SW. Os derrames compreendem vários níveis com espessuras superiores a 15 m, tendo na base brechas de derrames, basaltos maciços em seu interior e zonas amigdaloidais no topo. Os diabásios apresentam-se em forma de sills de espessuras variadas desde poucos metros a mais de 15 m. Eles representam um evento de vulcanismo fissural de natureza basáltica toleítica relacionada à ambiente intraplaca continental, estabelecido em uma tectônica extensional, tardiamente na evolução do Cinturão Araguaia no final do Neoproterozóico.

Metagabros e anfíbolitos Vários corpos de metagabros com escapolita e anfíbolitos foram reunidos na Suíte Intrusiva Gabróica Xambica (Gorayeb et al. 2004). Eles representam pequenos stocks, sills e diques que se acham deformados e metamorfizados e se apresentam encaixados em micaxistos do Grupo Estrondo ou em gnaisses do embasamento arqueano (Complexo Colméia) e, neste caso, estão expostos no núcleo das estruturas braquianticlinais de Lontra e Xambioá. Nesses corpos estão representados petrograficamente metagabros com feições ígneas reliquias, escapolita metagabros e anfíbolitos. Estudos geoquímicos revelam se tratar de protólitos magmáticos de natureza basáltica toleítica, comparáveis aos do tipo MORB. Os estudos geocronológicos pelo método U-Pb em zircão apontaram idades entre 880 e 750 Ma (Barros et al. 2010). Eles representam um importante evento de magmatismo basáltico toleítico relacionado a tectônica extensional, durante o estabelecimento da Bacia Araguaia. Essas rochas representam corpos de natureza plutônica e/ou subvulcânica (gabros, diabásios) que foram intrudidos na sucessão sedimentar, anteriormente ao metamorfismo regional.

Granitos Na borda oriental do Cinturão Araguaia estão distribuídos alguns corpos granitóides (granitos Ramal do Lontra, Presidente Kennedy, Barrolândia, Santa Luzia) e seguem um eixo principal aproximadamente N-S no domínio de maior intensidade do metamorfismo. Eles formam pequenos stocks, corpos lentiformes, diques e veios encaixados concordantemente à estruturação dos xistos e quartzitos do Grupo Estrondo. Os tipos petrográficos são representados por biotita monzogranitos e granodioritos, predominantemente, além de pegmatitos cujas relações estruturais e texturais revelam emplacement nos estágios tardios da tectônica e metamorfismo regional (alojamento sin a tardi-cinemático) relacionado à anatexia durante o metamorfismo regional do Cinturão Araguaia. Estudos geocronológicos obtidos em cristais de zircão têm indicado valores em torno de 550 Ma para esse magmatismo (Alves 2006).

CONCLUSÕES Os dados acumulados na literatura e os novos estudos realizados neste trabalho revelam a diversidade do magmatismo que aconteceu em pelo menos cinco estágios na evolução do Cinturão Araguaia. Os eventos magmáticos, em ordem temporal são: plutonismo alcalino subsaturado relacionado à fase rift de implantação da Bacia Araguaia; vulcanismo basáltico oceânico tipo MORB em assoalho oceânico associado com peridotitos mantélicos; plutonismo gabróico de natureza basáltica toleítica tipo MORB com alojamento pré-metamorfismo regional; plutonismo granítico sin a tardi-tectônico; e derrame basáltico toleítico continental relacionados à tectônica extensional no final da evolução do Cinturão Araguaia.

Referências

- Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SBG-NO, 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais, p.1-4.
- Abreu F.A.M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 30, Recife, Anais, v.2, p.539-545.
- 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 America*. p.183-193.
- Alves C.L. 2006. Petrologia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá (TO). Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará. 85p.
- Arcanjo S.H.S., Moura C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*. 30:665-670.
- Barros G.S., Gorayeb P.S.S., Nascimento R.S. 2010. Petrologia e geocronologia dos escapolita metagabros e anfíbolitos do Cinturão Araguaia na região de Xambioá-Araguanã. In: SBG-NO, 45º Congresso Brasileiro

- de Geologia, Belém. Anais, CD-ROM.
- Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Bemerguy R.L., Gama Jr. T., Kotschoubey B., Lemos R.L. 1983. Projeto Paraíso do Norte. Relatório final. Belém, DNPM/UFPA, 125p.
- Cruz V.L., Gorayeb P.S.S. 2008. Geologia, petrografia e significado do complexo ofiolítico Morro do Agostinho na evolução do Cinturão Araguaia. In: SBG-Núcleo Paraná, 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba. Anais, v.1, p.87-87.
- Gorayeb P.S.S. 1996. *Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO*. Tese (Doutorado) Universidade Federal do Pará, 262 p.
- Gorayeb P.S.S. 1981. Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro (GO), Brasil. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Pará. 100p.
- Gorayeb P.S.S. 1989. Corpos serpentiniticos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:51-62.
- Gorayeb P.S.S., Alves C.L. 2003. Superposição tectono-metamórfica do Cinturão Araguaia no embasamento arqueano na região de Xambioá e Araganã-TO. In: SBG, 9º. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Búzios, Anais, p.84-86.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do Parque Martírios/Andorinhas e região adjacente. In: P.S.S. GORAYEB (ed). Parque Martírios/Andorinhas: conhecimento, história e preservação. Belém, UDFPA, p.21-35.
- Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., Calado W.M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico Neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: SBG, 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá. Anais, CD-ROM.
- Gorayeb, P.S.S., Pamplona, L.J.P. 2010. O metamorfismo de baixo grau da porção oeste do Cinturão Araguaia: região de Araguacema-Conceição do Araguaia e Serra do Tapa In: SBG-NO, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Brasil. Anais, CD-ROM.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Lemos R.L.L., Gama Jr. T., Bemerguy R.L. 1984. Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás, GO. In: SBG, 43º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Anais, v.5, p.2220-2233.
- Kotschoubey B., Hieronymous B., Albuquerque C.A.R. 2005. Disrupted peridotites and basalts from Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): remnants of a poorly evolved oceanic crust? *Journal of South American Earth Science*, **20**:211-230.
- Paixão M.A.P., Nilson A.A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. In: Klein, E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia 3*. Belém, Anais, SBG-NO, p.85-103.
- Pamplona, L.J.P., Gorayeb, P.S.S. 2010. O metamorfismo no extremo leste do Cinturão Araguaia In: SBG-NO, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais, CD-ROM.
- Silva, M.R. 1980. Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia. Universidade Federal do Pará, Dissertação (Mestrado), NCGG/UFPA. 48p.

Reconhecimento geológico das porções centro-norte, sul e sudeste do Estado de Roraima

Pedro Yuri Saraiva Hahn¹, Raisa Fagundes de Figueiredo¹, Ananda Melo Lopes¹, Stélio Soares Tavares Júnior²

¹Acadêmicos do curso de graduação em Geologia da UFRR; ²Profº. Dr. do Departamento de Geologia da UFRR.

Resumo O estágio de campo foi planejado de forma a proporcionar um reconhecimento geológico regional das porções centro-norte, sul e sudeste do estado de Roraima. Foram realizadas paradas técnicas em afloramentos que compreendem os domínios litoestruturais Cinturão Guiana Central, Anauá-jatapu e Urariquera. No domínio Urariquera foram estudadas exclusivamente rochas metamórficas paraderivadas; no Cinturão Guiana Central foram descritas rochas graníticas e metamórficas de médio a alto grau de protólitos ígneos; no domínio Anauá-Jatapu foram estudadas rochas vulcânicas e graníticas. O estudo consistiu nas observações feitas em campo e nas análises de detalhe em laboratório. As informações a cerca do contexto geológico de Roraima são baseadas em mapeamentos de escala regional feitos até então apenas pelo Serviço Geológico do Brasil. No entanto, com a criação do curso de geologia da UFRR espera-se que haja uma melhor compreensão da geologia do estado bem como o refinamento dos seus mapas geológicos.

Palavras-chave: estágio de campo, geologia, mapeamento geológico

INTRODUÇÃO Este resumo apresenta os resultados obtidos durante a disciplina Estágio de Campo I, obrigatória da grade curricular do curso de Bacharelado em Geologia pela UFRR. É realizado pelos alunos do 5º semestre com auxílio de um professor orientador e tem duração de cinco dias. O estágio de campo teve seu início em 12 de abril de 2011 e encerrou no dia 16 de abril do mesmo ano.

O trabalho de campo foi planejado de forma a proporcionar um reconhecimento geológico regional das porções centro-norte, sul e sudeste do estado de Roraima. Foram escolhidos alguns afloramentos ou paradas técnicas para cada dia, o que permitiu em cada local uma apresentação inicial dos aspectos considerados de maior relevância. A área engloba os municípios de Alto Alegre, Boa Vista, Caracaraí, Rorainópolis, São Luiz do Anauá, São João da Baliza e Caroebe.

Logo, está descrito nesse resumo oito unidades litoestratigráficas de origem ígnea e metamórfica definidas pela CPRM (2004) assim como seus dados geocronológicos, nas quais foram observadas em campo com o intuito de fazer um reconhecimento acadêmico da geologia de Roraima.

MATERIAL E MÉTODOS A descrição das unidades fundamenta-se na descrição de campo e de laboratório. No campo foram observadas estruturas, relações de contato, aspectos fisiográficos e socioeconômico além de uma rápida descrição macroscópica da rocha. No laboratório, utilizando-se de uma lupa binocular, foi feita a descrição mineralógica mais detalhada através da análise modal dos minerais para então classificar as rochas segundo o diagrama QAPF.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Grupo Cauarane Essa unidade litoestratigráfica distribui-se na região centro norte do estado de Roraima, nos municípios de Boa Vista e Alto Alegre e data do Paleoproterozóico fornecendo valor de 2038 Ma.

Os corpos visitados dessa unidade foram interpretados principalmente como gnaisses paraderivados, isso devido à ocorrência de feições metamórficas como bandamento gnáissico, minerais estirados e rotacionados. A mineralogia é constituída principalmente por muscovita, pórfiros de quartzo e k-feldspato na forma de minerais estirados e amendoados, além de granada. Foram identificadas gashes dextrais e transcorrências sinistrais, indicando um regime tensional dúctil-rúptil.

Suíte Metamórfica Rio Urubu A Suíte Metamórfica Rio Urubu situa-se na porção central do estado de Roraima, inclusa do domínio estrutural Cinturão Guiana Central, e possui idade de 1943 Ma.

Essa unidade ocorre principalmente como corpos gnáissicos e granulíticos, por vezes, a segregação do bandamento gnáissico não é efetiva, sendo comum a ocorrência de quartzo, feldspato e plagioclásio, anfibólios e biotitas subordinadas, juntamente com porções de veios pegmatíticos. Os litotipos apresentam feições deformacionais geradas em regimes tensionais que oscilam de rúpteis para

dúcteis, caracterizadas por falhas transcorrentes e dobramentos que são indicativos de deformação progressiva.

Suíte Intrusiva Serra Da Prata A Suíte Intrusiva Serra da Prata distribui-se na porção central do estado de Roraima, nos municípios de Mucajaí, Iracema e Caracará. Os dados geocronológicos datam essa unidade do Paleoproterozóico com 1934 Ma e 1740 Ma.

Para esta unidade o estudo foi feito em uma pedreira no município de Caracará. As rochas descritas ocorrem principalmente como charnokitos típicos e porções granitoides mais diferenciadas, as quais são representadas quartzo-monzonitos e monzonitos, em que veios pegmatíticos são comuns. Em campo pode-se notar um possível contato da Suíte Metamórfica Rio Urubu com a Suíte Intrusiva Serra da Prata, o qual é marcado por uma zona de cataclase no limite entre as duas unidades, em que as feições deformacionais observadas consistiram em uma sequência de empurrões e fraturas conjugadas antitéticas e sintéticas de Riedel, o que caracteriza estruturas resultantes de um esforço compressivo com regime tensional predominantemente rúptil.

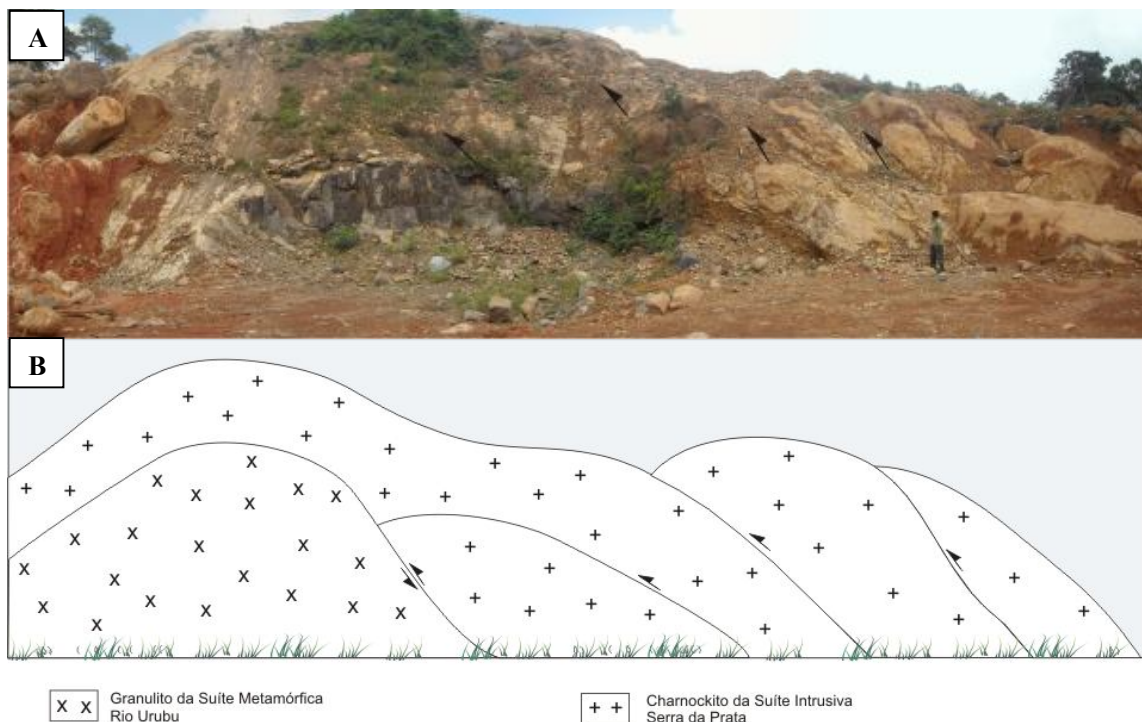


Figura 1 – Contato entre a Suíte Metamórfica Rio Urubu e Suíte Intrusiva Serra da Prata marcado por uma sequencia de falhas de empurrão.

Granito Igarapé Azul A unidade Granito Igarapé Azul aflora na região sudeste do estado de Roraima e apresenta idade Paleoproterozóica de 1972 Ma.

Os afloramentos ocorrem em meio a um relevo plano como corpos graníticos na forma de pães-de-açúcar. Macroscopicamente a rocha é composta essencialmente por quartzo e k-feldspato com subordinados de plagioclásio, sendo comum a presença de biotita como acessório, permitindo então a classificação da rocha como um sienogranito. Ocasionalmente há presença de pirita. Em alguns afloramentos dessa unidade, é notável o aumento nos valores de plagioclásio e diminuição nos valores de pórfiros de k-feldspato, o que classifica a rocha como um monzo-granito.

Tratam-se comumente de corpos isotrópicos, em que as principais variações estão relacionadas à granulometria e principalmente com a alternância nos valores de feldspatos. No entanto, isso está relacionado a fases mais diferenciadas das rochas dessa unidade, juntamente com fases menos diferenciadas, as quais estão relacionadas à transição com o granito Água Branca.

Grupo Iricoumé O Grupo Iricoumé localiza-se no extremo sudeste do estado de Roraima, em direção a fronteira com o Pará. Possui idade Paleoproterozóica de 1896 Ma. É constituído por tufos avermelhados, de matriz fina e fêlsica. Também foram encontradas brechas de falhas formadas por fragmentos de rochas e minerais, além de vidro vulcânico.

Nota-se na redondeza que as serras estão alinhadas, sugerindo um forte controle estrutural durante sua paragênese, ocorrendo em porções localizadas rochas que sofreram intensa cataclase, isso devido à ocorrência de fraturas conjugadas em todas as direções.

Suíte Intrusiva Água Branca A unidade litoestratigráfica Suíte Intrusiva Água Branca aflora na forma de lajedos e matacões no extremo sul do estado de Roraima. Apresenta dados geocronológicos do Paleoproterozóico, no período Orosiriano, com idade de 1891 Ma.

São rochas holocristalinas, faneríticas constituídas essencialmente por quartzo, plagioclásio e biotita, além de subordinados k-feldspato. Assim essas rochas são classificadas como granodioritos e monzogranitos.

No município de Caroebe há afloramentos de granodiorito situado abaixo da ponte do rio Caroebe, seguindo na BR-201 em direção ao município de Entre Rios. Esta rocha apresenta-se localmente intrudida por um dique máfico com cerca de 50 cm de espessura.

Durante o percurso, notou-se que há uma transição da Suíte Intrusiva Água Branca para Suíte Intrusiva Igarapé Azul. Pela quantidade menor de k-feldspato e aumento nos valores de plagioclásio e biotitas, o corpo é menos diferenciado que os pertencentes à Suíte Intrusiva Igarapé Azul, portanto estando mais bem classificado como Suíte Intrusiva Água Branca.

Suíte Intrusiva Mapuera A Suíte Intrusiva Mapuera distribui-se predominantemente na porção sudeste do estado de Roraima, inserida no domínio litoestrutural Anauá-Jatapu, e apresenta duas idades de 1867 Ma e 1873 Ma.

A unidade é constituída por “granitoides” alcalinos como sienogranitos, com textura fanerítica grossa e inequigranular. Pórfiros de feldspato alcalino são muito comuns, classificando a rocha macroscopicamente como um sieno-granito.

Suíte Intrusiva Abonari A unidade litoestratigráfica Suíte Intrusiva Abonari aflora no extremo sul de Roraima. No Projeto Caracarái (CPRM, 2000) essa unidade era descrita como Mesoproterozóica de idade 1544 Ma. Porém, estudos mais recentes feito pelo Serviço Geológico do Brasil obtiveram idades Paleoproterozóica de 1871 Ma, e então esse granito foi incluso na Suíte Intrusiva Mapuera.

O afloramento visitado ocorre na forma de lajedos na base da Serra Abonari. A rocha é de composição granítica constituída essencialmente por quartzo, k-feldspato e plagioclásio com anfibólios constituindo a assembléia de minerais máficos predominante, sendo a mesma classificada como um sienogranito.

CONCLUSÃO As áreas visitadas bem como os estudos bibliográficos e as observações e descrições realizadas em campo das unidades litoestratigráficas estudadas contribuíram em muito ao conhecimento sobre a geologia de Roraima.

O Grupo Cauarane, é definido principalmente por rochas metamórficas de gênese paraderivada. Suas principais características descritas compreenderam na identificação macroscópica de minerais que indicassem a proveniência da rocha a partir do metamorfismo de sedimentos.

A Suíte Metamórfica Rio Urubu é caracterizada essencialmente por rochas metamórficas de gênese ortoderivada. Os corpos apresentaram feições deformacionais distintas, o que está relacionado aos diferentes regimes tensionais que atuaram na gênese das suas rochas.

Na porção visitada da Suíte Intrusiva Serra da Prata ocorre um visível contato de rochas desta unidade com rochas da Suíte Metamórfica Rio Urubu marcado por intensa cataclase no limite entre as duas unidades. Na unidade Serra da Prata estão presentes charnokitos típicos e porções granitoides mais diferenciadas, as quais são representadas quartzo-monzonitos e monzonitos.

As descrições realizadas nas sequências graníticas das Suítes Intrusivas Água Branca e Igarapé Azul implicaram no reconhecimento da variação composicional e diferenciação geoquímica de um mesmo evento granitogênico. O principal fator para se diferenciar esses corpos, é a alternância

de valores relativos aos feldspatos constituintes dessas rochas, ocorrendo por vezes porções com proporção relativamente média entre k-feldspato e plagioclásio, porções com mais k-feldspato que plagioclásio e vice-versa. No entanto, trabalhos mais recentes como o de Almeida et. al (2008) incluem as Suítes Intrusivas Igarapé Azul e Água Branca em uma única unidade chamada de Supersuíte Água Branca. A inclusão dessas unidades deu-se devido as suas semelhanças petrográficas, composicional e geocronológica.

Nos primeiros trabalhos de mapeamento feito pela CPRM, definia as Suítes Intrusivas Mapuera e Abonari como duas unidades litoestratigráficas distintas. No entanto, através de mapeamentos mais recentes como o de 2004, obtiveram-se dados geocronológicos muito distintos dos anteriores, e então o granito Abonari passou de idade Mesoproterozóica para Paleoproterozóica. Logo, através da interpretação da granitogênese, como os aspectos geocronológicos e litológicos, permitiu-se incluir o granito Abonari dentro da Suíte Intrusiva Mapuera.

As informações a cerca do contexto geológico de Roraima são baseadas, em sua maioria, em mapeamentos de escala regional feitos até então apenas pela CPRM. No entanto, com a criação do curso de geologia da UFRR e seus trabalhos de campo, como os estágios e projetos de pesquisa, espera-se que haja um avanço quanto ao entendimento da complexa geologia do estado bem como o refinamento dos seus mapas geológicos.

Referências Bibliográficas

- Almeida, M. E; Macambira, M.J.B; Poitrasson, F; Moura, C.A.V; Oliveira, E.C. 2008. Granitóides tipo I e S do sudeste de Roraima, porção central do Escudo das Guianas: resultados isotópicos Nd-Pb e evolução geodinâmica Paleoproterozóica. In: CONGRESSO BRASILEIRO E GEOLOGIA, 44, Curitiba. *Anais...* Curitiba: SBG.
- Brasil. Ministério das Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1999. *Projeto Roraima Central: Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D(inteiras) NA.20.X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais)*, Brasília, Relatório.
- Brasil. Ministério das Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2000. *Projeto 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*, Brasília, Relatório.
- Brasil. Ministério das Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2004. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas NA.20 Boa Vista e NB.20 Roraima*. Brasília: CPRM, Escala: 1:1.000.000.

Evolução geológica e litoestratigrafia da Folha Porto dos Gaúchos (SC.21-Y-D), NW de Mato Grosso

Sheila Soraya Alves Knust

CPRM/SBG – Serviço Geológico do Brasil, SUREG-GO, Goiânia (GO), Brasil.
sheila.knust@cprm.gov.br¹

Resumo O mapeamento geológico da Folha Porto dos Gaúchos possibilitou a individualização de doze unidades litoestratigráficas: Complexo Juruena (Suíte Plutônica Vitória, Suíte Máfica Vespôr, Granito São Pedro e Granito São Romão); Grupo Roosevelt; Suíte Intrusiva Serra da Providência (Granito Serra da Providência, Charnockito São Roque e Gabro Juína); Bacia dos Parecis (Formação Fazenda da Casa Branca); Diques Mesozóicos; Cobertura Detrito-Laterítica e Depósitos Aluvionares. Com relação à evolução geológica tem-se: (a) Fase acrescionária do Arco Magmático Juruena (1780-1750Ma); (b) Colisão do Arco Magmático Juruena com o Arco Magmático Tapajós (~1650 Ma); (c) Fase pós-colisional com a colocação da Suíte Intrusiva Serra da Providência; (d) Colisão do Arco Magmático Juruena com o Orógeno Rondoniano-San Ignácio (~1330Ma), (e) Fase extensional I do Cráton Amazônico (~1000-750Ma, fragmentação do Rodínia) com formação da Bacia dos Parecis, (f) Fase extensional II (~200Ma, fragmentação do Pangea) com colocação dos Diques Mesozóicos. Palavras-Chaves: Mapeamento Geológico, Cráton Amazônico, Província Rondônia Juruena, Bacia dos Parecis, Folha Porto dos Gaúchos.

INTRODUÇÃO A Folha Porto dos Gaúchos é parte integrante do Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso, objeto de convênio entre o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e a Secretaria de Indústria, Comércio, Minas e Energia do Estado de Mato Grosso (SICME-MT). No geral, o projeto consiste no mapeamento geológico de uma área de aproximadamente 90.000km², composta por cinco folhas na escala 1:250.000: Rio Guariba (SC.20-X-D), Rio Aripuanã (SC.21-V-C), Porto dos Gaúchos (SC.21-Y-D), Rio Comandante Fontoura (SC.22-Y-B) e São José do Xingu (SC.22-Y-A).

Como resultados deste projeto foram publicados recentemente os relatórios finais (Knust 2010; Ribeiro e Duarte 2010; Alves et al. 2010), onde constam o levantamento geológico, prospecção geoquímica, análises geocronológicas, análises litoquímicas e avaliação do potencial mineral com o objetivo de proporcionar conhecimento geológico básico e fomentar a pesquisa mineral da região.

Este trabalho apresenta uma síntese da evolução geológica e litoestratigráfica da Folha Porto dos Gaúchos.

MATERIAIS E MÉTODOS O método de trabalho obedeceu à sistemática elaborada pelo Programa Geologia do Brasil (PGB) e seguiu três etapas: 1) etapa preparatória/preliminar; 2) atividades de campo e análise laboratorial; 3) etapa final.

A etapa preparatória envolveu questões como planejamento organizacional, análise do acervo disponível, aquisição de material técnico (imagens de satélite, fotos aéreas, mapas geológicos pré-existent, bases cartográficas, produtos aerogeofísicos, dados geocronológicos, dados litogeoquímicos e bases de dados do GEOBANK/CPRM) e compilação bibliográfica. Em seguida, foram realizados os tratamentos, interpretações e integrações dos dados obtidos, com objetivo de se elaborar o mapa geológico preliminar.

A segunda etapa consistiu no levantamento geológico de campo, onde foram executados perfis ao longo de estradas e caminhos, preferencialmente transversais à estruturação regional das unidades geológicas. Nesta etapa foram coletadas e analisadas as amostras de rocha para petrografia, litoquímica e geocronologia.

Na etapa final, os dados foram integrados de forma a possibilitar a elaboração, digitalização e edição do mapa geológico. Além disso, nesta etapa houve a compilação das bases de dados e a elaboração do relatório (Knust 2010).

RESULTADOS E DISCUSSÃO As Figuras 1 e 2 ilustram, respectivamente, o esboço geológico e a coluna estratigráfica proposta para a Folha Porto dos Gaúchos.

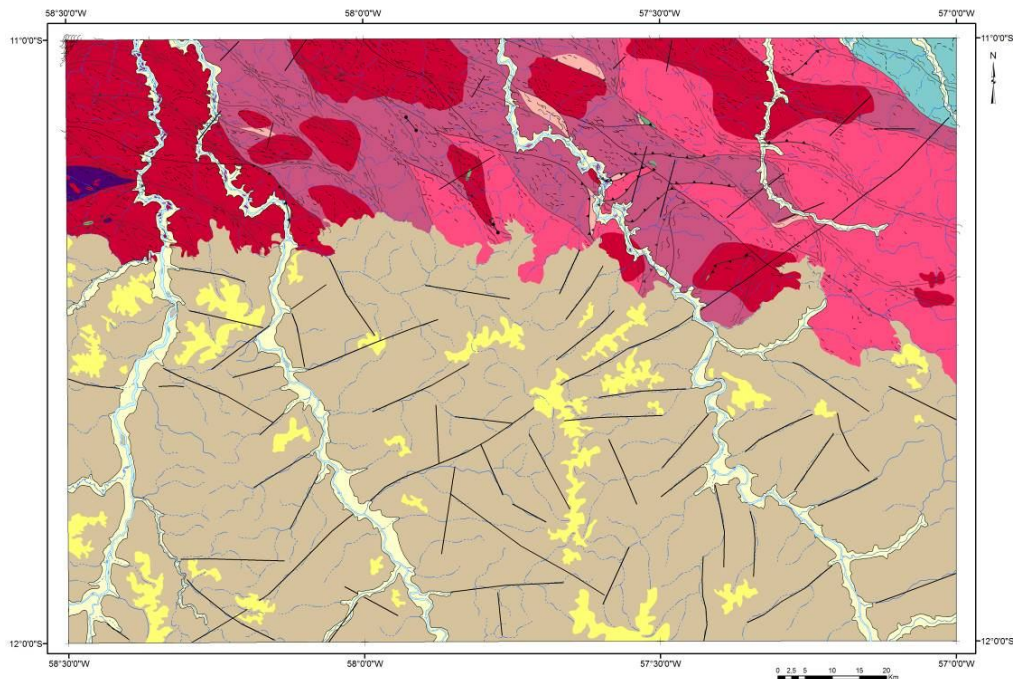


Figura 1 – Esboço Geológico da Folha Porto dos Gaúchos. Legenda conforme figura 2.

Eon	Era	Per.	Ma	Convenções Geológicas	
Fanerozóico	Cenozóico	Quaternário		Q2a	Depósitos Aluvionares
			1,8	N2Q1dl	Cobertura Detrito Laterítica
	Mesozóico	Jurássico	145,5		Diques Mesozóicos
		Carbonífero	280	BACIA DOS PARECIS	
Mesoproterozóico	Calimiano	1400	SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PROVIDÊNCIA MAGMATISMO AMCG		
		1600	MP1 _{yp}	MP1 _{sr}	MP1 _{sj}
Proterozóico	Paleoproterozóico	Estateriano	1600	PP4 _{rv}	Grupo Roosevelt
			1800	COMPLEXO JURUENA	
				PP4 _{ysp}	Granito São Pedro
				PP4 _{ysr}	Granito São Romão
				PP4 _{δvp}	Suíte Máfica Vespôr
				PP4 _{γv}	Suíte Plutônica Vitória

Figura 2 – Coluna litoestratigráfica da Folha Porto dos Gaúchos.

A evolução geológica da região tem seus primeiros registros no Paleoproterozóico com a edificação do Arco Magmático Juruena (Souza *et al.* 2005). Ele é constituído por rochas máficas, expressivo magmatismo granítico do tipo I e granitóides cálcio-alcalinos de médio a alto-K,

(metaluminosos a fracamente peraluminosos). Este arco é representado na área de estudo pelo Complexo Juruena (Knust 2010 e Ribeiro e Duarte 2010) e pelo Grupo Roosevelt.

As unidades representantes do Complexo Juruena ocorrem como corpos de geometrias sigmoidal e alongada, concordantes com uma complexa rede de cisalhamento NW/SE e subordinadamente E-W. Na Folha Porto dos Gaúchos, os Granitos São Pedro e São Romão (sienogranitos, monzogranitos, monzonitos de granulação grossa e fina deformados), a Suíte Plutônica Vitória (metaquartzo-dioritos, metagranodioritos e metatonalitos de granulação fina à média) e a Suíte Máfica Vespor (gabros a dioritos deformados) compõem o Complexo Juruena.

Relacionados à evolução do arco magmático, registram-se importantes pulsos vulcânicos cálcio-alcalinos (Grupo Roosevelt), com idades de cristalização U-Pb em zircão entre 1770 Ma e 1740 Ma (Santos 2003). Cartografada no extremo nordeste da folha, esta unidade é caracterizada por rochas vulcânicas de composição riolítica e riodacítica com limites balizados por zonas de cisalhamento com o Granito São Romão e São Pedro. Esta faixa estende-se ao norte da área de estudo, onde as melhores exposições são encontradas a leste da foz do Rio Arinos.

No período pós-colisional, granitos do tipo A da Suíte Intrusiva Serra da Providência, com idades U-Pb entre 1537Ma a 1505Ma, “intrudiram” as rochas do Complexo Juruena. Nos limites da área de estudo, esta suíte reúne os corpos de granitos rapakivi semelhantes ao da área tipo (Granito Serra da Providência) bem como o corpo associado de charnockito (Charnockito São Roque) e gabro (Gabro Juína).

Movimentos tectônicos de idades compatíveis com as que caracterizam o Orógeno Rondoniano-San Ignacio (1340-1320Ma; Bettencourt *et al.* 2010) deformaram as rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência, bem como do Complexo Juruena. No caso do Complexo Juruena, esta deformação obliterou possíveis deformações anteriores, de forma que estruturas de transposição não foram observadas em campo.

Entre 1000 e 750 Ma iniciou-se a fase extensional do Cráton Amazônico, ligado à fragmentação do Supercontinente Rodínia. Esta extensão litosférica ocasionou a subsidência termal que consolidou a Bacia dos Parecis. Esta bacia recobre a parte sul da área de estudo, sendo representado pela Formação Fazenda da Casa Branca (paraconglomerados basais, ortoconglomerados, arenitos, siltitos e argilitos).

Em 200 Ma, a fragmentação do paleocontinente Pangea foi responsável pela colocação dos diques toleíticos no contexto da Província Mágmatia Atlântica Central de Marzoli *et al.* (1999). Olivina-diabásio e gabros indeformados, dispostos segundo a estruturação geral NW-SE, foram então associados a estes diques mesozóicos.

Por fim, variações climáticas do Paleogeno/Neogeno e Quaternário modelaram a paisagem e a compartimentação do relevo através dos agentes erosivo-deposicionais e/ou intempéricos com formação das Coberturas Detrito-Lateríticas (lateritos e concreções ferruginosas) e dos depósitos aluvionares (cascalho, areia, silte e argila). Tais terrenos Cenozóicos recobrem extensos platôs na Bacia dos Parecis e vales definidos pela atual rede de drenagem.

CONCLUSÃO Os resultados alcançados através do mapeamento geológico da Folha Porto dos Gaúchos possibilitaram avanços no conhecimento geológico e aspectos evolutivos da porção sudoeste do Cráton Amazônico, reflexo de uma nova proposta de ordenação estratigráfica, estrutural e tectônica.

Agradecimentos À CPRM e a SICME-MT por apoiarem a realização deste projeto.

Referências Bibliográficas

- Alves, C. L.; Sabóia, A. M., Martins, E. G., Stropper, J. L. 2010. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura: escala 1:250.000. Projeto Noroeste -Nordeste de Mato Grosso; Programa Geologia do Brasil – PGB. Goiânia: CPRM, 120pp.
- Bettencourt, J. S.; Leite Jr. W.B.; Ruiz, A.S.; Matos, R.; Payolla, B.L.; Tosdal, R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**: 28-46.
- Knust, S. S. A. Geologia e Recursos Minerais da Folha Porto dos Gaúchos: escala 1:250.000. Projeto Noroeste -Nordeste de Mato Grosso; Programa Geologia do Brasil – PGB. Goiânia: CPRM, 141 pp.
- Marzoli, A.; Renne, P.R.; Piccirillo, E.M.; Ernesto, M.; Bellieni, G.; De Min, A. 1999. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**: 616-618.

- Ribeiro, P.S.E. & Duarte, T.B. 2010. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio Guariba e Rio Aripuanã: escala 1:250.000. Projeto Noroeste -Nordeste de Mato Grosso; Programa Geologia do Brasil – PGB. Goiânia: CPRM, 248pp.
- Santos, J. O. S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: CPRM, cap. 4, p. : 169-226.
- Souza, J. O.; Frasca, A. A. S.; Oliveira, C. C. 2005. Geologia e recursos minerais da província mineral de Alta Floresta: relatório integrado escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB; Projeto Província Mineral de Alta Floresta - Promin Alta Floresta. CPRM Goiânia.

Levantamento paleontológico nas Formações Serra do Tucano, Tacutu e Manari, Bacia do Tacutu - RR

Ananda Melo Lopes¹, Vladimir de Souza², Elizete Celestino Holanda²

¹ Bolsista PIBIC/CNPq, Curso de Geologia –UFRR, ananda_rr@hotmail.com; ² Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, UFRR

Resumo A bacia sedimentar do Tacutu também conhecida como Graben do Tacutu está localizada na região nordeste do Estado de Roraima, não se limitando apenas ao território brasileiro, esta se alonga em direção a República Cooperativista da Guiana, datando de idade Jurássico-Cretáceo. Registros fósseis de idade Mesozóica não são um fato muito comum em se tratando de bacias sedimentares brasileiras, ainda mais em bacias interiores, e o registro fóssil do período Cretáceo Inferior é ainda mais escasso. Assim novas descobertas se tornam importantes para o estudo paleontológico no Estado de Roraima. Foram encontrados vários registros fósseis na Formação Serra do Tucano, Tacutu e Manari, como icnofósseis de pegadas de aves e possivelmente pegadas de dinossauros, este último necessitando de estudos mais aprofundados para sua real identificação. Foram encontrados também icnofósseis do tipo escavações e habitações de artrópodes, bem como impressões de plantas e possíveis ossos de vertebrados.

Palavras-chaves: Bacia do Tacutu, Cretáceo Superior, fósseis

INTRODUÇÃO A bacia sedimentar do Tacutu também conhecida como Graben do Tacutu está localizada na região nordeste do Estado de Roraima, não se limitando apenas ao território brasileiro, esta se alonga em direção a República Cooperativista da Guiana, datando de idade Juro-cretácea (Figura 1). As escassas pesquisas na área mostram que esta é sem dúvida uma bacia mesozóica, contando detalhes de sua gênese evolução, ligados ao processo de abertura do oceano Atlântico Sul. Várias pesquisas têm se esforçado em traçar um quadro evolutivo para a gênese e evolução da referida bacia, neste podemos citar as pesquisas do RADAMBRASIL (1975); Santos (1984); Eiras & Kinoshita (1990); Eiras (1986); Reis et al. (1994) e CPRM (1998).

O clima da região em estudo está estabelecida na classificação Aw, que predomina no nordeste do estado em uma área de período seco, definido por cerca de quatro meses do ano. Este período alcança entre os meses de dezembro e março, marcando a presença de uma fase seca devido à extrema queda nos índices pluviométricos (média de 36,2 mm mês) (Barbosa 1997).

A vegetação predominante na área de estudo são as Savanas – Parque, savanas Estépica, e Savana Gramínea – Lenhosa (Brasil 1975). Destaca-se na Serra do Tucano a savana denominada savana do tipo estépica parque localizada, em porções das regiões serranas (acima de 600 m), o solo pedregoso e o estrato gramíneo é ralo no período seco ficando adensados na época favorável (Brasil 1975; Barbosa, Miranda 2005).

A pesquisa realizou-se em três das cinco unidades litoestratigráficas presentes na bacia, na Formação Serra do Tucano, Tacutu e Manari. A Formação Serra do Tucano de idade Cretáceo Superior presente na porção estratigráfica superior da bacia, é composta predominantemente por quartzo arenitos, arenitos arcoseanos, arenitos conglomeráticos e subordinados siltitos formados em clima semi-árido. Nessa formação estão presentes icnofósseis de invertebrados com de artrópodes, icnofósseis de vertebrados como pegadas de aves e possivelmente pegadas de dinossauros, impressões de plantas, coprólitos e outras amostras ainda não identificadas.

A Formação Tacutu é constituída por arenitos finos a conglomeráticos, siltitos e folhelhos com intercalação do basalto da Formação Apoteri constituindo o material de origem dos latossolos vermelhos Plitossolos Pétricos concrecionários Lateríticos (Brasil 1975), e nessa formação os fósseis encontrados foram lenhos fósseis.

A Formação Manari não aflora e foi definida por perfurações de poços pela empresa *Home Oil Ltd*, no qual o arcabouço estrutural caracteriza-se por pequenos falhamentos normais, subparalelos à orientação da fossa, é marcada pela presença de folhelhos e calcáreos lacustres / marinhos (Eiras; Kinoshita 1988; Brasil 1999) e nessa formação foram encontrados possíveis fósseis de corais, conchas e briozoários, de composição carbonática.

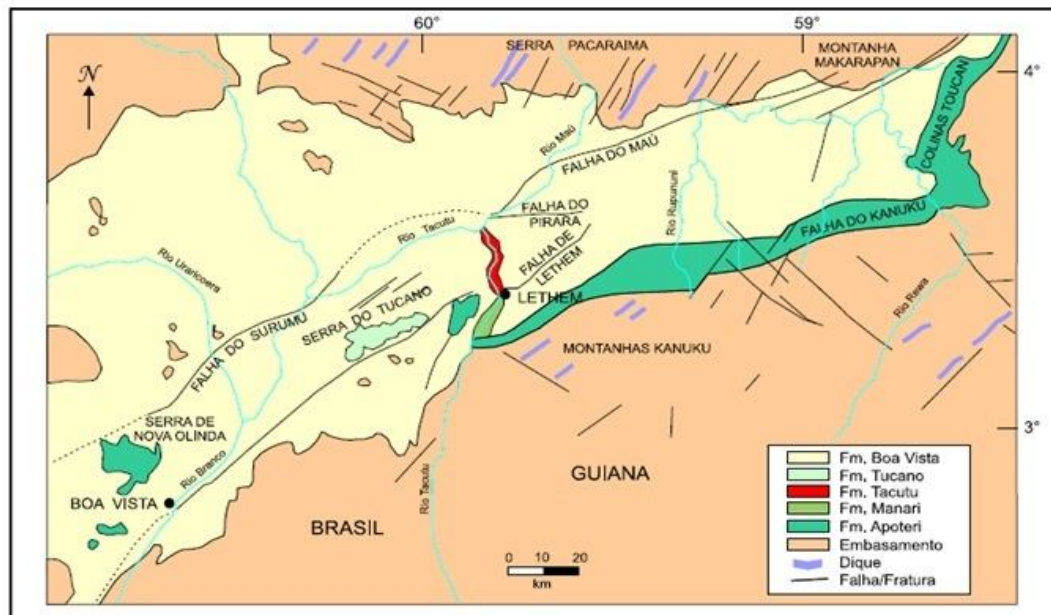


Figura 1: Mapa de Localização da Área de Estudo.

MATERIAL E MÉTODOS A metodologia utilizada se deteve no levantamento de dados secundários que constou na pesquisa de artigos, dissertações e trabalhos técnicos; no levantamento de dados primários onde na primeira etapa foram realizados mapeamentos das áreas propícias as ocorrências de fósseis; e em uma segunda etapa a identificação do registro fóssil, localização do sítio por GPS e registro fotográfico em campo.

Logo em seguida a coleta, triagem e a preparação do material no laboratório que se deteve na lavagem com água, onde foram retirados os sedimentos que recobriam os fósseis, não sendo utilizados materiais abrasivos como ácidos e água oxigenada porque alguns dos materiais fósseis são carbonáticos e frágeis e ácidos poderiam destruir estruturas importantes presentes no material. Posteriormente foram fotografados, catalogados e tombados.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Como já mencionado foram encontrados fósseis em três das cinco formações da Bacia do Tacutu, nas Formações Serra do Tucano, Tacutu e Manari.

Na Formação Serra do Tucano foram encontrados e coletados icnofósseis, que são resultados de atividades biológicas de organismos que podem vir a ser preservados em um sedimento ou rocha. Os icnofósseis de locomoção atribuído a aves são uma das importantes descobertas deste sítio (Figura 2). Assim como em Genise et al. (2009), foram feitas observações em ambiente de planície de inundação e foram encontrados padrões de distribuição e morfologia das pegadas produzidas por aves atuais semelhantes aos icnofósseis da Formação Serra do Tucano.

Foram encontrados também possíveis pegadas de pequenos dinossauros, dentre os quais alguns possuíam patas de formas arredondadas. Uma das feições que define esse icnofóssil é a profundidade e a pressão exercida da pegada sobre o sedimento que se reflete na parte inferior do fóssil. O que chama atenção é o fato dessas possíveis pegadas de pequenos dinossauros aparecerem em conjunto com as pegadas de aves, denotando que esse ambiente poderia ser um lugar onde muitos organismos estariam para se alimentar ou mesmo um lugar de passagem de vários animais.

Foram encontrados também nesta formação coprólitos (excrementos fossilizados), impressões carbonosas de plantas, icnofósseis produzidos por artrópodes e animais de corpo mole, que seriam responsáveis pela produção de escavações, perfurações para habitação e alimentação em sedimentos inconsolidados.

Na Formação Tacutu foram encontrados troncos fossilizados, Porém não se tem certeza se os lenhos fósseis são realmente da Formação Tacutu ou de outras formações, devido a esses lenhos nos darem indícios de ranhuras e rolamentos, ou seja, de terem sido transportados.

Foram encontrados também fósseis de composição carbonática, possivelmente pertencentes a briozoários ou a corais. Existe uma grande suspeita, em virtude da sua composição carbonática, de que esses fósseis pertençam a Formação Manari (como considerado aqui), embora na literatura não sejam conhecidos afloramentos desta formação na parte brasileira da bacia.



Figura 2: Icnofóssil de pegadas de aves / Foto: Roberto Caleffi.

CONCLUSÃO Os fósseis encontrados nestas formações mostram um ambiente rico em biodiversidade e paleoambientes até então desconhecidos para a região. A importância do achado não reside apenas pelo seu ineditismo, mas especialmente pela sua diversidade e pelo excelente grau de preservação. Outro fato que não pode ser negado é a abundância de icnofósseis presentes na área, mostrando assim a grande riqueza que esta possuía.

Assim a pesquisa mostra que há muito trabalho a ser realizado na Bacia do Tacutu, sobretudo na Formação Tucano, dando um grande impulso as pesquisas realizadas na área.

Agradecimentos O primeiro autor agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de iniciação científica (PIBIC/UFRR) e ao Projeto Hydros por conceder o laboratório de Paleontologia.

Referências Bibliográficas

- Alves, E.S. & Angyalossy-Afonso, V. 2000. Ecological trends in wood anatomy of some Brazilian species. I: growth rings and vessels. *IAWA Journal*, 21(1): 3-30.
- Barbosa, R. I. Distribuição das chuvas em Roraima. In: Barbosa, R. I.; Ferreira, E. J.G.; Castellón, E. G. (Eds) Homem, ambiente e ecologia no estado de Roraima. Manaus: INPA, 1997.
- Barbosa; Miranda, I. S. Fitofisionomias e diversidade vegetal das savanas de Roraima. In: BARBOSA, R. I.; Xaud, H A.M.; Costa E Souza, J. M. (Eds) Savanas de Roraima: etnoecologia, biodiversidade e potencialidades agrossilvipastoris. Boa Vista: FEMACT, 2005.
- Brasil. Projeto Radambrasil: Levantamento dos Recursos Naturais. Folha NA 20 Boa Vista e parte das Folhas NA 21 Tumucumaque, NB 20 Roraima e NB 21. IBGE, Rio de Janeiro. 1975 (2003, versão em CD-ROM) CPRM. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1.500.000. *Estado do campo* realizadas pelo Departamento de Amazonas....Brasília:CPRM, Em CD room.
- Eiras, J. F.; Kinoshita, E. M. & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Tacutu. In: Feijó, F. J. (ed.). Cartas estratigráficas das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, *Bol. Geoc. Petrobrás*, 8(2): 83-89.

Resultados preliminares do Projeto Executivo do Programa de Investigação, Salvamento e Monitoramento Paleontológico do AHE Jirau

Átila A. S. Da-Rosa¹; Luciano A. Leal²; Etiene F. Pires³; Juliana M. Sayão⁴; Carolina, S. Scherer⁵; Alcemar R. Martello⁶; Ana L. R. Ilha; Dilson V. Peixoto¹; Francisco E. De Souza³; José R. de A. Benício³; Juliana de A. Silva²; Leomir Campos²; Milton de Paula³; Ruben A. Boelter⁶; Tarsila A. Novais²; Thairine de Souza²

¹Laboratório de Estratigrafia e Paleobiologia, Depto de Geociências, Universidade Federal de Santa Maria, atila@smail.ufsm.br; ²Laboratório de Geociências, Depto de Ciências Biológicas, Universidade Estadual do Sudoeste da Bahia, campus Jequié.; ³Laboratório de Paleobiologia, Depto de Ciências Biológicas, Universidade Federal do Tocantins, campus Porto Nacional; ⁴Laboratório de Biodiversidade do Nordeste, Núcleo de Biologia, Universidade Federal de Pernambuco, Centro Acadêmico de Vitória; ⁵ Centro de Ciências Agrárias, Ambientais e Biológicas, Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, campus Cruz das Almas; ⁶ Programa de Pós-Graduação em Biodiversidade Animal, UFSM.

Resumo O patrimônio paleontológico do Estado de Rondônia é pouco conhecido, com raras exceções. Devido à cobertura vegetal da floresta amazônica, uma das únicas formas de atingir as camadas fossilíferas é através do monitoramento de atividades de intervenção no subsolo. No âmbito do Projeto Executivo do Programa de Investigação, Salvamento e Monitoramento Paleontológico do AHE Jirau, contemplado no processo de licenciamento ambiental deste empreendimento, foi realizado no período de maio de 2010 a julho de 2011 o monitoramento de 107 afloramentos nas áreas de influência direta e indireta do empreendimento, tendo sido identificados 12 sítios paleontológicos. Foram resgatados mais de 1.000 espécimes correspondentes a fragmentos vegetais e ósseos, de aspecto desarticulado e fragmentado. Executaram-se atividades de educação patrimonial aos profissionais envolvidos nas atividades construtivas do empreendimento, alunos e professores do ensino fundamental das escolas localizadas na área de influência do AHE Jirau. Assim é reforçada a importância de programas de monitoramento e salvamento paleontológico, uma vez que o material resgatado constituirá parte do registro fossilífero da região.

Palavras-chave: Salvamento Paleontológico, Formação Rio Madeira, Pleistoceno, Educação Patrimonial, Rondônia

INTRODUÇÃO O patrimônio paleontológico do Estado de Rondônia é pouco conhecido, com raras exceções advindas da intensa atividade garimpeira para a extração do ouro, principalmente durante a década de 80 (Adamy 1991, Nascimento & Holanda 2006). A dificuldade na coleta de dados com informações estratigráficas se deve principalmente à ampla vegetação amazônica que recobre afloramentos, dificultando os trabalhos de coleta. Dessa forma, as atividades de intervenção no subsolo devem ser acompanhadas por profissionais que desenvolvam projetos de salvamento do patrimônio paleontológico nas áreas onde haja escavações para a implantação de empreendimentos, como barragens, estradas e linhas de transmissão de energia elétrica (Da Rosa et al. 2004, Menezes 2006, Bissaro Jr. 2009).

O Aproveitamento Hidrelétrico Jirau, em implantação pela Energia Sustentável do Brasil S.A. (ESBR), é um empreendimento que visa aproveitar o potencial hídrico do rio Madeira com a geração de 3.750 MW de energia, integrado ao Sistema Interligado Nacional. O Canteiro de Obras localiza-se nas imediações da Ilha do Padre, alto curso do rio Madeira, a cerca de 120 km a sudoeste da cidade de Porto Velho/RO. A área do futuro reservatório (nível máximo normal) é de 361,60 km².

Desta forma, este trabalho apresenta os resultados preliminares alcançados durante a execução do Projeto Executivo do Programa de Investigação, Monitoramento e Salvamento Paleontológico na área de influência do AHE Jirau, localizado no alto curso do rio Madeira, no estado de Rondônia.

MATERIAL E MÉTODOS Os afloramentos de rochas sedimentares do Canteiro de Obras e da área do futuro reservatório estão sendo avaliados de maneira sistemática e contínua. Quando constatada a presença de fósseis, esses passam a sofrer monitoramento de forma periódica. Estão sendo realizadas prospeções em todas as atividades que envolvam intervenções do subsolo, a exemplo de escavações, raspagens, terraplanagem, perfurações e áreas de garimpo da região.

Os dados apresentados neste trabalho referem-se àqueles levantados no período de maio de 2010 a julho de 2011, constituintes do Projeto Executivo do Programa de Investigação, Salvamento e Monitoramento Paleontológico do AHE Jirau. Este programa foi subdividido em seis subprogramas: “Monitoramento e Salvamento Paleontológico”; “Paleozoologia de Vertebrados”; “Cursos de Capacitação Técnica em Paleontologia”; “Palestras Sobre Educação Patrimonial – Paleontologia Regional”; “Estudos Palinológicos e Paleobotânicos com Ênfase em Reconstruções Paleoambiental, Paleoflorística, Paleoecológica e Paleoclimáticos”; “Análises Geológico-Estratigráficas” e “Informações Complementares (estudos tafonômicos, datações e criação de banco de dados geopaleontológicos)”.

RESULTADOS No âmbito do subprograma “Monitoramento e Salvamento Paleontológico” foram resgatados mais de 1.000 espécimes correspondentes a fragmentos vegetais e ósseos, coletados em 12 pontos que apresentaram conteúdo fossilífero. Na área de alagamento do futuro reservatório monitorou-se os afloramentos naturais ao longo do rio Madeira, as cavas artificiais de garimpos em atividade ou rejeitos de draga aflorantes no leito do rio. Foram identificados nove sítios fossilíferos no Canteiro de Obras e três, até o momento, na área do futuro reservatório para 107 afloramentos em prospecção ou em monitoramento. A grande maioria dos fósseis está desarticulada e fragmentada, apresentando uma boa preservação, alguns fortemente incrustados pela matriz de arenito ferruginizado, localmente denominado “mucururu”, de coloração cinza escuro.

No que se refere aos vertebrados fósseis, havia uma grande expectativa para o achado de mamíferos e répteis de idade pleistocênica, devido aos registros anteriores para a área de influência indireta do empreendimento (Adamy & Pereira 1991, Sant’Anna Filho & Schmitt 1999, Nascimento *et al.* 2003, Holanda & Cozzuol 2006, Rizzotto *et al.* 2006, Fortier *et al.* 2007, Bissaro Jr. 2009). No entanto, o subprograma "Paleozoologia de Vertebrados" teve-se a poucos achados até o momento, representados por fragmentos de Alligatoridae, Tayassuidae e Megatheridae, além de fragmentos indeterminados.

Visando preparar os profissionais envolvidos nas atividades construtivas do AHE Jirau para a identificação e o reconhecimento da importância do Patrimônio Paleontológico, executou-se o curso de capacitação técnica em paleontologia. Inicialmente foram treinados os encarregados do empreendimento, e em um segundo momento, os responsáveis pelas escavações diretamente nas frentes de serviço, dentro do programa “Diálogos Diários de Segurança”. Como resultado positivo desta ação, um operador de retroescavadeira realizou o reconhecimento de lenhos durante a escavação para implantação do canal de fuga da margem direita, o que possibilitou a realização do salvamento do material, pelo contato com a equipe de campo responsável pela execução do Programa. No mesmo sentido, no âmbito do subprograma "Palestras Sobre Educação Patrimonial - Paleontologia Regional" foram ministradas oficinas de Paleontologia para alunos da 5ª série do Ensino Fundamental e professores das escolas localizadas na área de influência direta do empreendimento. Em conjunto com o Programa de Comunicação Social do AHE Jirau, foram confeccionadas cartilhas didáticas para alunos e professores, as quais foram distribuídas nas escolas.

O subprograma "Estudos Palinológicos e Paleobotânicos com Ênfase em Reconstruções Paleoambiental, Paleoflorística, Paleoecológica e Paleoclimáticos" tornou-se o principal programa de estudos, visto que os fragmentos vegetais são os principais achados em sítios ao longo do rio Madeira. Foram identificados lenhos carbonizados e/ou ferrificados, impressões foliares, sementes, pólen e resinas vegetais. Os lenhos carbonizados e as sementes provêm de níveis argilosos e arenoconglomeráticos da Formação Rio Madeira. As impressões foliares, pólen e resinas vegetais foram coletadas nessa formação ou em depósitos sedimentares recentes do rio Madeira e seus afluentes.

Análises geológico-estratigráficas foram realizadas em afloramentos naturais ao longo do rio Madeira e em cavas artificiais de escavações no Canteiro de Obras ou em garimpos. Esses dados, em conjunto com dados de subsuperfície obtidos através de sondagens disponibilizadas pela ESBR, permitiram uma ampliação do conhecimento geológico da Formação Rio Madeira. Informações complementares como um programa sistemático de datações absolutas (termoluminescência/luminescência opticamente estimulada e radiocarbono por espectrometria de massa) ampliaram o espectro temporal dessa formação para mais de 130 mil anos antes do presente.

Está sendo elaborado um Banco de Dados Geopaleontológico para organizar e divulgar as informações obtidas no Programa como um todo. Esta ação faz parte das atividades de curadoria dos espécimes resgatados, conservando suas informações de procedência, e dessa forma permitindo a preservação de uma parte importante do patrimônio paleontológico do Quaternário de Rondônia.

DISCUSSÃO Programas de Salvamento Paleontológico têm se tornado comuns no Brasil (e.g. Da Rosa et al. 2004, Menezes et al. 2006, Bissaro Jr. 2009), da mesma forma que os Programas Arqueológicos em obras de médio e grande porte (Schaan et al. 2008). O sucesso desses programas baseia-se em registros prévios de fósseis, no levantamento da potencialidade paleontológica dos locais atingidos, através de atividades de campo detalhadas, e o acompanhamento de todas as atividades de intervenção no subsolo (escavações, raspagens, terraplanagem), necessárias para a execução do empreendimento. Embora seja praticamente impossível resgatar a totalidade dos fósseis, a preservação do patrimônio paleontológico está condicionada ao esforço despendido em sua prospecção, salvamento e monitoramento (Menezes 2006).

Ressaltem-se as ações de divulgação e conscientização realizadas em sinergia com o programa de educação ambiental e comunicação social do empreendedor, possibilitando uma multiplicação do potencial didático e preservacionista do programa de Paleontologia. Mediante o uso de oficinas e cartilhas, o patrimônio paleontológico do rio Madeira passa a ser mais bem entendido e protegido, como um legado cultural para as gerações futuras.

CONCLUSÃO O Projeto Executivo do Programa de Investigação, Salvamento e Monitoramento Paleontológico do AHE Jirau representa um importante passo para a preservação do patrimônio paleontológico do alto curso do rio Madeira, além do registro de informações geológicas, estratigráficas, tafonômicas, paleoecológicas, paleoambientais e paleoclimáticas. O trabalho realizado neste empreendimento reforça a importância de programas de salvamento paleontológico em obras de intervenção do subsolo, mesmo em áreas sem o registro histórico de fósseis.

Agradecimentos À empresa Energia Sustentável do Brasil S.A. pelo apoio dado a realização dos trabalhos e liberação dos dados aqui publicados. À equipe do Hotel Basílio pela hospitalidade e apoio logístico e a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para o bom andamento das atividades de campo e análises de material.

Referências Bibliográficas

- Adamy A., Pereira L.A.C. 1991. *Projeto Ouro e Gemas- Frente Rondônia*. Relatório Anual, Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais: Porto Velho, p. 8-35.
- Bissaro Jr., Nascimento E.R., Tizuka M.M., Kipnis R. 2009. Evidências paleontológicas na AID da UHE Santo Antônio (Porto Velho - RO): importância do monitoramento paleontológico em empreendimentos de grande impacto ambiental. *In: Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 21, 2009.
- Da Rosa A.A.S., Scherer C.S., Blanco C.C. 2004. Salvamento paleontológico na linha de transmissão de energia elétrica Uruguiana - Santa Rosa. *In: Simpósio Brasileiro de Paleontologia de Vertebrados*, 4, 2004, *Boletim de Resumos*, p. 59-60.
- Fortier D.C., Nascimento E.R., Holanda E.C. 2007. Sobre um Crocodilo da Formação Rio Madeira (Pleistoceno Superior, Rondônia): Descrição e Análise Filogenética Preliminar. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 10, 2007. *Anais* p. 287-289.
- Holanda E.C. & Cozzuol M.A. 2006. New records of *Tapirus* from the Late Pleistocene of Southwestern Amazonia, Brazil. *Rev. Bras. Paleontol.*, 9 (2):193-200.
- Menezes J.R.S., Luciano B.A., Fontgalland G. 2006. Impactos Ambientais Causados por Linha de Transmissão de 500 kV. Disponível em: <http://www.labplan.ufsc.br/congressos/SBSE/anais.html>. Acessado em 29 jun 2011.
- Nascimento E.R., Porto A.S., Holanda E.C., Lima F.G., Cozzuol M.A. 2003. A fauna local de mamíferos pleistocênicos das localidades de Araras/Periquitos e Taquara, Rondônia. *In: Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 18, 2003. *Boletim de Resumos*, p. 206-207.
- Nascimento E.R. & Holanda E.C. 2006. Considerações paleoambientais sobre a Formação Rio Madeira, Pleistoceno superior, Rondônia. *In: Semana Acadêmica dos Alunos de Pós-Graduação em Geociências*, 1., 2006, *Atas*, p. 105-108.

12º Simpósio de Geologia da Amazônia, 02 a 05 de outubro de 2011 - Boa Vista - Roraima

- Rizzotto G.J., Cruz N.M., Oliveira J.G., Quadros M.L.E.S., Castro J.M. 2006. Paleoambiente e o registro fossilífero pleistocênico dos sedimentos da Formação Rio Madeira. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia 9, 2006. CD, Belém: Sociedade Brasileira de Geologia.*
- Sant'anna Filho M.J., Schimitt J.R. 1999. Achados Inéditos de Mamíferos Fósseis do Pleistoceno/Holoceno em garimpos no paleoleito do rio Madeira do estado de Rondônia. *In: 16º Congresso Brasileiro de Paleontologia, Crato. Anais, p. 95-96.*
- Schaan D., Ranzi A. & Martti S. (Eds.). 2008. *Arqueologia da Amazônia Ocidental: os Geoglifos do Acre.* Editora Universitária – EDUFPA, Belém, 121pp.

Depósitos Cretáceos-Cenozóicos das regiões do Careiro Castanho e Autazes, Amazônia Central

Eliezer Senna Gonçalves Júnior & Emílio Alberto Amaral Soares

Universidade Federal do Amazonas. Departamento de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) - Universidade Federal do Amazonas (UFAM)

Resumo Na região que compreende os municípios de Careiro-Castanho e Autazes, ao sul de Manaus, foram identificados 03 (três) níveis de terraços fluviais (superior, intermediário, inferior), de distribuição assimétrica, relacionados à dinâmica fluvial do Rio Solimões no Quaternário. Sotopostas a estas unidades ocorrem rochas sedimentares cretáceas e neógenas das formações Alter do Chão e Novo Remanso, respectivamente. Os terraços ocorrem como faixas contínuas e paralelas, dispostos nas cotas entre 23 a 70 metros, que acompanham o atual canal do Rio Solimões. O terraço Superior é o mais expressivo, compreende toda a região sul da área de estudo, apresenta coloração avermelhada e exibe feições de pedogênese, não sendo inundado durante as enchentes sazonais, enquanto os terraços Intermediário e Inferior ocorrem como faixas estreitas nas proximidades do leito atual do Solimões, apresentam coloração acinzentada e pedogênese incipiente a nula, sendo inundados periodicamente. Em geral, os terraços são constituídos de areias e argilas, em proporções variadas, que compõem os pares de estratificações heterolíticas inclinadas, indicativas do padrão meandrante do Rio Solimões, que predominou no Pleistoceno, e difere do atual estilo fluvial anastomosado. Sobre o terraço inferior foi definida uma feição de paleocanal com cerca de 500 metros de largura e dezenas de quilômetros de extensão. Palavras-chave: Quaternário, terraços fluviais, Rio Solimões.

INTRODUÇÃO A Bacia do Amazonas iniciou sua evolução geológica, ainda no proterozóico, inicialmente com a formação de um rift que evoluiu ao longo da história para uma grande sinéclise intracontinental, sob mecanismo de subsidência térmica regional (Cunha *et al.* 2007). Essa megaestrutura possibilitou a acomodação de uma seqüência sedimentar de aproximadamente 5.000 metros de espessura, que contém unidades paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas. Destas, as unidades pós-paleozóicas da bacia, denominadas de Formação Alter do Chão (Cretáceo) e Formação Novo Remanso (Neógeno), compõem grande parte do relevo da Amazônia Central e Ocidental, sendo recobertas por extensos depósitos sedimentares fluviais quaternários, ainda indiferenciados (CPRM 2006, Dino *et al.* 2006, Soares *et al.* 2010). Entretanto, em alguns mapas geológicos da Bacia do Amazonas, grande parte dos terraços fluviais quaternários mais antigos é associado às formações Solimões e Içá, da Bacia do Solimões, e a Formação Alter do Chão, da Bacia do Amazonas (Franzini & Ori 1988, Latrubesse & Franzini 2002, Roza *et al.* 2003, CPRM 2006, Rossetti *et al.* 2005) dificultando a caracterização litoestratigráfica destas unidades. Em geral, na Amazônia, os depósitos quaternários tem sido identificados sob várias denominações, como no estudo de Rossetti *et al.* (2005), onde são informalmente denominados de Q1, Q2, Q3 e Q4, cuja idade varia entre 43.000 a 130 anos AP. Na região do Careiro, ao sul de Manaus, os dados geológicos de detalhes ainda são escassos, e ocorrem 03 (três) níveis de terraços fluviais quaternários, de distribuição assimétrica, cuja evolução está associada ao estilo fluvial meandrante do Rio Solimões, que predominou de 67.000 a 1.300 anos AP (Soares 2007, Soares *et al.* 2010). Sotoposto aos terraços, ocorrem rochas siliciclásticas cretáceas e/ou neógenas (Campos 2009, Campos & Soares 2009). Portanto, este trabalho é parte integrante de um Projeto de Mestrado do PPGGEO e, vem dar continuidade ao trabalho de Soares *et al.* (2010) e, com isso, tentar reconstituir os principais eventos que influenciaram a dinâmica fluvial quaternária do Rio Solimões.

MATERIAIS E MÉTODO As unidades sedimentares foram individualizadas por meio das relações estratigráficas, geomorfológicas, litológicas e de intemperismo observadas em levantamento geológico de campo, bem como por meio da análise do modelo digital de terreno fornecido pelo Shuttle Radar Topography Mission – SRTM, que possibilitaram a confecção do mapa geológico preliminar da área (Figura 1).

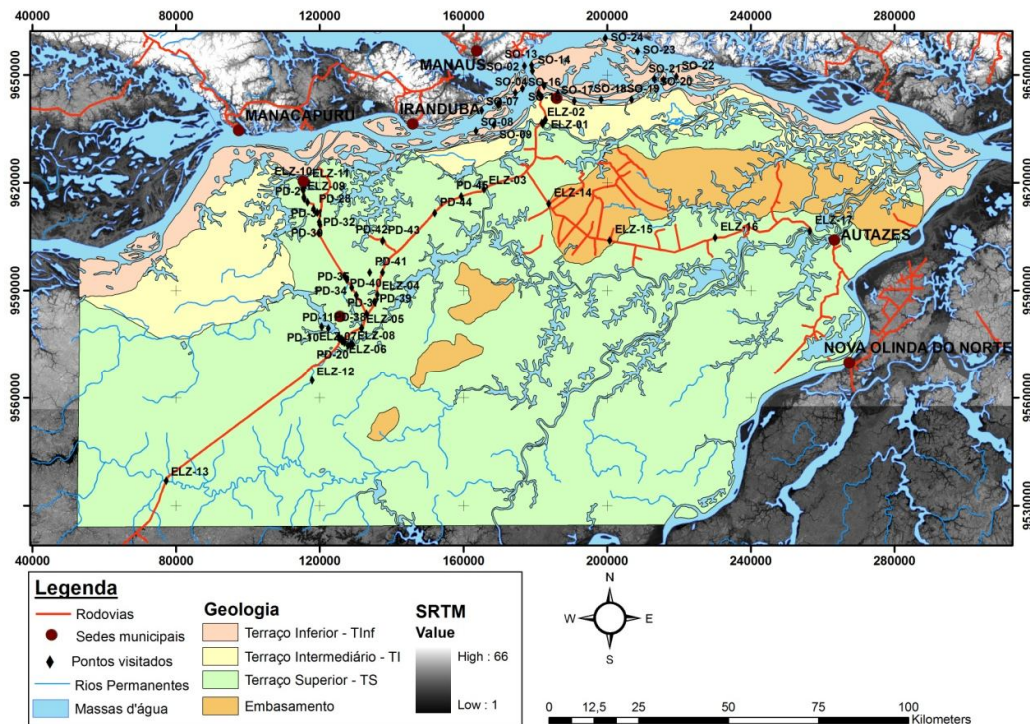


Figura 1 – Mapa geológico da região estudada. As siglas PD, SO e ELZ representam os locais estudados.

As unidades sedimentares estão sendo estudadas com base na descrição sedimentológica de campo, associadas à confecção de seções panorâmicas e colunares. Os ensaios granulométricos foram executados no laboratório de sedimentologia do Degeo (UFAM) seguindo as etapas de lavagem das amostras, visando à retirada dos grãos mais finos, seguida de secagem em estufa a 60°C. Por fim as amostras foram quarteadas e peneiradas em um conjunto de peneiras com intervalos de 0,5 Φ entre si, em um agitador automático durante 15 minutos cada. Para a obtenção dos parâmetros estatísticos foi utilizado o software SysGran 3.0 (Camargo, 2006).

RESULTADOS E DISCUSSÕES Os dados preliminares obtidos do mapa geológico da área estudada (Figura 1) permitiram definir núcleos aflorantes do embasamento geológico cretáceo e/ou neógeno contornados por depósitos de terraços fluviais quaternários indiferenciados. O embasamento, situado em cotas de 50 a 60 metros de altitude, é constituído de arenitos e pelitos caulínicos e ferruginosos recobertos por paleossolos lateríticos e latossolos amarelos. O Terraço quaternário Superior (TS), ocorre mais afastado do canal do Solimões, sendo dominante na porção centro-sul da área de estudo, fazendo parte da planície inativa do sistema fluvial Solimões-Amazonas. Apresenta relevo moderadamente dissecado, formando um padrão de colinas arredondadas e vales com declive suave, exibe ainda coloração avermelhada e feições de pedogênese. É constituído predominantemente por lama (silte e argila) com camadas arenosas subordinadas, formando barras em pontal com estratificação heterolítica inclinada, por vezes, truncada por níveis de paleossolos. Os terraços Intermediário (TI) e inferior (TInf) apresentam relevo plano com suaves ondulações e ocorrem como estreitas faixas alongadas, com até 25 km de largura, fazendo parte da planície ativa do sistema fluvial Solimões-Amazonas. O terraço intermediário exibe coloração marron-acinzentada, é constituído predominantemente de lama (silte e argila) de aspecto maciço com intensa bioturbação, exibindo feições pedogênese incipiente. O terraço inferior exibe coloração cinza, é constituído por intercalações de areias e lamias (silte e argila), nas diversas proporções, que formam os pares de estratificação heterolítica inclinada e não exibe feições de pedogênese. Sobre o terraço inferior foi definida uma feição de paleocanal com cerca de 500 metros de largura e dezenas de quilômetros de comprimento. As areias dos terraços superior e inferior variam de muito finas a médias, apresentam seleção

moderada a boa, sendo constituídas principalmente de grãos de quartzo e feldspato com mica abundante. Na região de estudo, as argilas avermelhadas do terraço superior são utilizadas na fabricação de cerâmica vermelha (telhas e tijolos), sendo fonte de renda para uma parte da população.

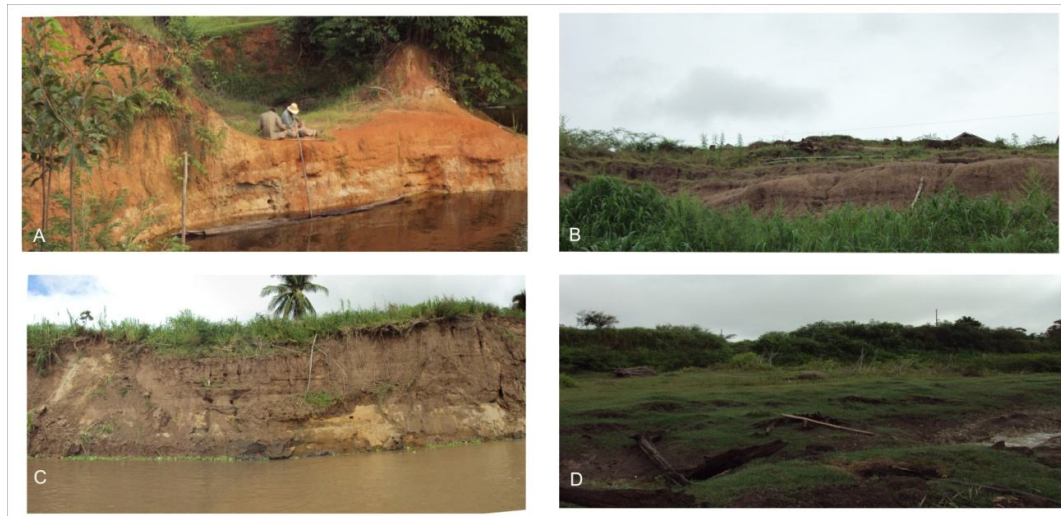


Figura 2 – (A) Barras em pontal com estratificação heterolítica inclinada nos terraços superior (A, Ponto ELZ-04), intermediário (B, Ponto SO-23) e inferior (C, Ponto SO-03). O detalhe (D, Ponto SO-13) mostra a feição de paleocanal no terraço inferior.

CONCLUSÕES Nas regiões do Careiro Castanho e Autazes, as barras em pontal com estratificação heterolítica inclinada definidas nos 03 (três) níveis de terraços fluviais dos Rios Solimões e Amazonas permitem inferir um estilo fluvial meandrante para estes rios no Quaternário, diferente do atual estilo anastomosado exibido no trecho analisado. A feição de paleocanal, que evidencia um período de avulsão e retomada da sedimentação, inserida nos depósitos do terraço inferior com morfologia deposicional de barras em pontal e estratificação heterolítica inclinada, é indicativa do estilo fluvial meandrante do sistema Solimões-Amazonas, na época de sua implantação. Devido à escassez de matéria-prima para a indústria da Construção Civil, os extensos depósitos de argilas avermelhadas do terraço superior são comumente utilizados na indústria da cerâmica vermelha (tijolos e telhas) que abastece as cidades do Careiro, Autazes e Nova Olinda do Norte, entre outras.

Referências Bibliográficas

- Camargo, M. G., 2006. Sysgran: Um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. Ver. Bras. Geoc., 36(2):371-378.
- Campos, P. A. C. G. & Soares, E. A. 2009. Análise sedimentológica e estratigráfica de terraços fluviais quaternários do rio Solimões na região do Careiro da Várzea, sul de Manaus. In: SBG. Simp. Geol. Da Amazônia, 11. 2009, Manaus, AM.
- CPRM. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. 2006. Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas, Programa Geologia do Brasil. Brasília: Ministério de Minas e Energia/CPRM/Serviço Geológico do Brasil.
- Cunha, P. R. C.; Melo, J. H. G.; Silva, O.B., 2007. *Bacia do Amazonas - Boletim de geociências da Petrobrás. Rio de Janeiro*, v.15, n. 2, p. 227-251.
- Dino, R.; Soares, E. A.; Riccomini, C.; Antonioli, L.; Nogueira, A.C.R. 2006. Caracterização palinoestratigráfica de depósitos miocênicos da Bacia do Amazonas, região de Manacapuru, AM. In: Simp. Cretáceo do Brasil, 7.; Simp. do Terciário do Brasil, 1. 2006, Serra Negra. Boletim de resumos. Serra Negra: IGCE/UNESP, p. 43.
- Franzinelli, E. & Ori, G.G. 1988. Mecanismos de preenchimento dos paleovales quaternários da Amazônia. In: Congr. Latino Americano de Geologia, 7. 1988, Belém. Anais... São Paulo: SBG, p. 399-407. v. 1.
- Latrubesse, E. M. & Franzinelli E., 2002. The holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, v44, p.241-257.
- Rossetti, D.F.; Toledo, P.M.; Góes, A.M. 2005. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research*, v. 63, n. 1, p. 78-89.

- Rozo, J.M.G.; Carvalho, A.S.; Nogueira, A.C.R. 2003. Análise morfológica de depósitos holocênicos do rio Amazonas, setor Ilha do Careiro- Ilha Grande do Soriano. *In: Simp. Geol. da Amazônia*, 8. 2003, Manaus... Anais... Manaus: SBG (CD-ROM).
- Soares, E. A. A. 2007. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 205 p.
- Soares, E. A. A.; Tatum, S. H.; Riccomini, C. 2010. OSL age determinations of Pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia. *Academia Brasileira de Ciências*, v.82, n.3 p.14-9.

Proposta estratigráfica para a Faixa Paraguai na região de Planalto da Serra – MT

João Olímpio Souza, Débora Regina Vieira dos Santos, Felicíssimo Rosa Borges, José Fernandes Leite, Karine Gollmann, Marcelo Ferreira da Silva

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Resumo Na região de Planalto da Serra - MT, a Faixa Paraguai apresenta variações faciológicas que a torna distinta de toda sua área de ocorrência a oeste, desde a região de Cuiabá/Nobres/Cáceres até a Serra de Bodoquena, em Mato Grosso do Sul. A parte aflorante do Grupo Cuiabá corresponde à sua porção superior e constitui-se predominantemente por metaparaconglomerados (diamictitos) com intercalações de metargilitos com níveis subordinados de metarenitos e metarcósios. As rochas carbonáticas da Formação Araras (inferior e Superior) mostram-se menos espessas e são cobertas por folhelhos vermelhos, seguidos por uma sequência de calcários calcíticos laminados, calcários com estromatólitos, arenitos, arenitos ferruginosos, siltitos e argilitos (Formação Pacu). Entre estas rochas carbonáticas e os quartzitos, siltitos e folhelhos das formações Raizama e Diamantino aparece uma sequência de metaparaconglomerados (diamictitos), siltitos, arenitos e argilitos (Formação Serra Azul).

INTRODUÇÃO O projeto Planalto da Serra, desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, propõe novo reordenamento para as rochas da Faixa Paraguai, na região de Planalto da Serra. Para o topo do Grupo Cuiabá, adotou-se a denominação Formação Jangada (Almeida, 1964, 1965 e 1974), subdividida nas fácies Marzagão e Bauxi. A primeira é dominante e inclui a Formação Puga, a unidade 4 e parte das unidades 6 e 7 de Luz et al. (1980), sendo composta por metadiamicritos de cores cinza-esverdeada e arroxeadas, com clastos de natureza litológica diversa e variando de grânulos a matacões, dispersos em matriz de granulometria fina (quartzo-feldspática) a argilosa. A Fácies Bauxi é subordinada e engloba a Formação Bauxi (Vieira, 1965), a Unidade 5 e parte das unidades 6 e 7 de Luz et al. (1980). Constitui-se predominante por filitos, folhelhos, argilitos e siltitos, com arenitos, arenitos-arcoseanos, siltitos-carbonosos e microconglomerados subordinados. Originalmente o termo Grupo Jangada incluía as formações Marzagão, Acorizal e Engenho, e corresponderia à Fácies Proximal da Unidade Média Turbidítica-Glaciogênica de Alvarenga (1988), a parte das formações Acorizal e Coxipó, da proposta de revisão estratigráfica para o Grupo Cuiabá de Tokashiki e Saes (2008) e englobaria as unidades 4, 5, 6 e 7 do Grupo Cuiabá e as formações Puga e Bauxi, conforme descritas por Luz et al. (1980) (figura 1).

Para as rochas carbonáticas adotou-se o termo Grupo Araras, já utilizado por Almeida (1964) e Hennies (1966). Na área de abrangência deste projeto estas rochas distribuem-se ao longo de estreita faixa, com topografia arrasada e afloramentos raros. Devido à predominância dos dolomitos com frequentes intercalações de rochas arenosas e em função de não se ter conseguido delimitar os calcários calcíticos e as margas de sua parte basal, preferiu-se utilizar a denominação Formação Nobres para sua caracterização. Cobrindo estas rochas, foi cartografada uma sequência de calcissiltitos, calcilutitos e filitos vermelhos, físeis e bem estratificados, com níveis de *cherts* e espessura estimada em torno de 100 metros, que são cobertos por calcários calcíticos laminados, calcários calcíticos com estromatólitos, dolomitos impuros, calcissiltitos, filitos, filitos carbonosos, arenitos e arenitos ferruginosos brechados, geralmente lenticulares e com espessura estimada em mais de 200m. Pelas características dos ambientes deposicionais estas rochas foram incluídas dentro do Grupo Araras, sob o nome de Formação Pacu.

Entre estas rochas carbonáticas e os arenitos da Formação Raizama nota-se uma sucessão de diamictitos e siltitos, denominados por Figueiredo et al. (2004) de Formação Serra Azul e posicionados na base do Grupo Alto Paraguai. Os diamictitos mostram tonalidades cinza-esverdeadas a marrom-avermelhadas, predominância de clastos arredondados a subangulosos de calcários, arenitos e quartzo, dispersos em matriz silte-argilo-arenosa, geralmente calcífera. Os siltitos, filitos e ritmitos, com poucas intercalações de arenitos finos, do topo desta unidade, mostram tonalidades amareladas e amarronzadas.

Neste projeto, adotou-se a terminologia usada por Figueiredo et al. (2004), porém com a desinência 2, em virtude da existência de termo homônimo, usado por Jost e Oliveira (1991), para caracterizar uma sequência de metabasaltos, anfíbolitos, xistos, filitos e formações ferríferas bandadas

do Grupo Guarinos (Greenstone Belt de Goiás), publicado no Journal South American Earth Science e usada também na versão de 2008 do mapa geológico do Estado de Goiás (Moreira et al., 2008).

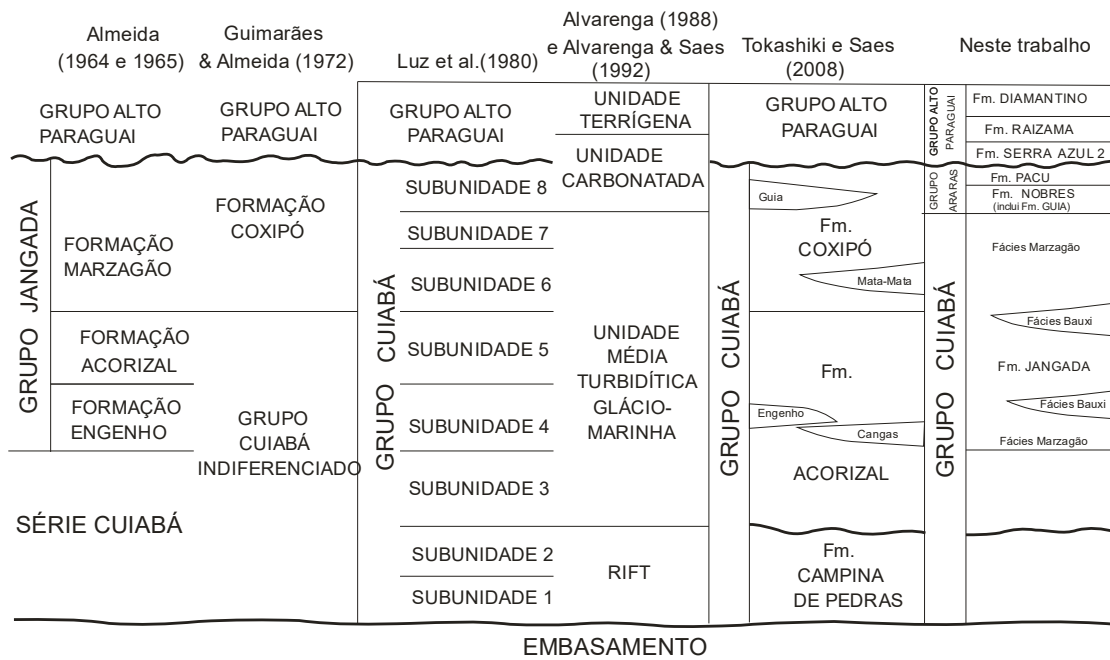


Figura 1 – Propostas de empilhamento estratigráfico para a Faixa Paraguai (adaptado de Tokashiki e Saes, 2008).

12º Simpósio de Geologia da Amazônia, 02 a 05 de outubro de 2011 - Boa Vista - Roraima

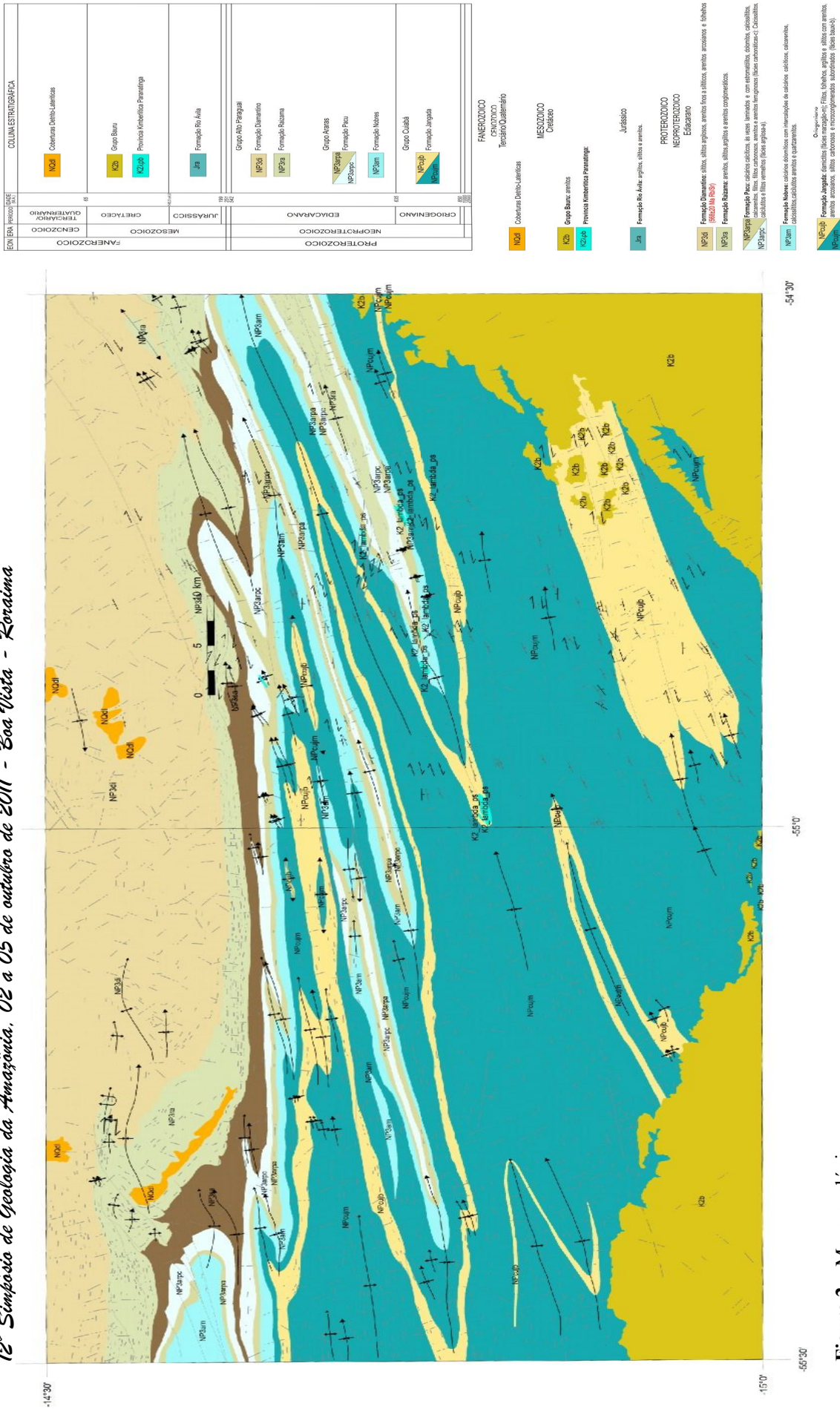


Figura 2 – Mapa geológico.

Referências Bibliográficas

- Almeida F. F. M. Geologia do centro-oeste Matogrossense. Boletim de Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, n. 215, 137p., 1964.
- Almeida F. F.M. Geossinclínio paraguaio. *In: Semana de debates Geológicos*, 1., 1965, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: Centro Acad. Est. Geologia-UFRGS, 1965. p. 88-109.
- Almeida F.F.M. 1974. Antefossa Alto Paraguai. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Porto Alegre, *Anais...* Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geociências, 1974. v. 4 p. 3-6.
- Alvarenga C. J. S. Turbidios e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, n.18, p. 323-327, 1988.
- Alvarenga C. J. S., SAES G. S. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 4, p. 493-499, 1992.
- Figueiredo M. F., Babinski M., Alvarenga C. J. S. *et al.* Diamictites overlying Marinoan-age carbonates of Araras Formation, Paraguay Belt, Brazil: evidence of a new glaciation? *In: Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in Swgondwana*, 2, 2004, São Paulo. *Anais...* São Paulo: IGCP, 2004. p. 18-19.
- Guimarães G., Almeida L.F.G. de. Águas termais no estado de Mato Grosso. Cuiabá: DFPM, 1972.
- Hennies W. T. Geologia do Centro-Norte Matogrossense. 1966. 65 f. Tese (Doutorado em Engenharia)- Departamento de Engenharia de Minas, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1966.
- Jost H., Oliveira A. M. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, central Brazil. *Journal of South America Earth Science*, v.4, p.201-214, 1991.
- Luz J. S., Araújo E. S., Godoi H. O. Projeto Coxipó: Relatório Final. Fase I. Goiânia: CPRM, 1980 5 v. v.1.
- Moreira M. L. O. *et al.* Geologia do estado de Goiás e do Distrito Federal: Texto explicativo do mapa geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/SIC-Funmineral, 2008. 141 p. il. Anexo 1 mapa. ISBN 978-85-7499-058-3.
- Tokashiki C. C.; Saes, G. S. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geociências - SBG, v.38, n.4, p. 661-675, il. 2008.
- Vieira A. J. Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso. Ponta Grossa: Petrobrás/DEBSP, 1965. 58p. (Relatório Técnico 303).

Aplicação de geoestatística na análise de parâmetros de águas subterrâneas em Porto Velho - RO

Marcos Nóbrega II¹; Claudio Cesar de Aguiar Cajazeiras¹, Elvis Martins de Oliveira¹, Gerson Flôres Nascimento² & Mackson Ronny de Oliveira D'Anunciação³

¹Geólogo – Serviço Geológico do Brasil – CPRM/Residência de Porto Velho, marcos.nobrega@cprm.gov.br, claudio.cajazeiras@cprm.gov.br e elvis.oliveira@cprm.gov.br; ²Professor - Universidade Federal de Rondônia – UNIR, Departamento de Engenharia de Alimentos – Campus de Ariquemes, gersonfn@unir.br; ³ Engenheiro Sanitarista/Químico - Analítica – Análises Químicas LTDA, Coxipó – Cuiabá, eng.mackson@hotmail.com

Resumo Os objetivos deste trabalho foram: o estudo da qualidade de água e a aplicação da Geoestatística no estudo do comportamento espacial de parâmetros de águas subterrâneas coletadas em poços da região urbana da sede do município de Porto Velho-RO. As amostras foram coletadas a partir da definição aleatória de uma malha quadrada. O teste de Shapiro-Wilk foi utilizado para identificação da normalidade e a teoria Geoestatística para análise espacial dos dados de alguns parâmetros investigados. A pesquisa permitiu a elaboração de cálculos para avaliar o índice de qualidade de água, sobre o qual se identificou que nenhum ponto de coleta apresentou qualidade ótima, a partir da escala adotada; além disso, com a utilização da metodologia Geoestatística foi possível a construção de mapas representativos do comportamento espacial de alguns parâmetros.

Palavras-Chave: Geoestatística, água subterrânea, Rondônia.

INTRODUÇÃO A quantidade e a qualidade da água para o consumo humano tornaram-se discussão universal, a partir do século passado, tendo em vista o forte adensamento populacional na Terra e a falta de adoção de critérios mínimos adotados para uso e reuso das águas, que sejam capazes de atender as crescentes demandas, em quantidade e qualidade.

No contexto da qualidade da água, em geral, a água contém vários componentes, alguns provenientes do próprio ambiente natural ou foram introduzidos a partir de ações antrópicas, a caracterização de uma água é feita por diversos parâmetros, os quais representam as suas características físicas, químicas e biológicas. Esses parâmetros são indicadores da qualidade da água e constituem impurezas quando não cumprem os valores estabelecidos para determinado uso. Neste trabalho, para efeitos do cálculo do índice de qualidade de água, foram considerados os parâmetros: temperatura, potencial hidrogeniônico (pH), oxigênio dissolvido, demanda bioquímica de oxigênio, coliformes termotolerantes, nitrogênio total, fósforo total, resíduos sólidos totais e turbidez; tendo em vista que os referidos parâmetros possuem limites adotados em legislação brasileira (Brasil 2004, 2005) além de serem adotados em outros estados do Brasil (SEDAM 2005, CETESB 2009).

Além das informações sobre os limites nos teores dos parâmetros da água para determinação de sua qualidade, existem outras informações que são relevantes do ponto de vista da qualidade associada a custo de tratamento, por exemplo, quando existe interesse em identificar a direção e a quantidade alterada do teor de um determinado parâmetro, quando comparado a certo limite estabelecido. Neste caso, a metodologia Geoestatística ou teoria das variáveis regionalizadas (Landim 2003), é uma ferramenta adequada para a referida discussão.

A Geoestatística está baseada na teoria das Variáveis Regionalizadas, isto é, variáveis com condicionamento espacial (Guerra 1988). O nome foi criado pelo engenheiro francês Georges Matheron ao dar um tratamento formal à técnica própria de estimativa para o cálculo de reservas minerais, desenvolvida empiricamente por pesquisadores na África do Sul, destacando-se entre eles, o engenheiro Daniel G. Krige e o estatístico H.S. Sichel (Landim 2003, Andriotti 2004). A Geoestatística se aplica em diversas áreas do conhecimento, entre elas, climatologia, geologia ambiental, geotecnia, hidrogeologia e pedologia (Landim 2003).

É importante observar que a estrutura da Geoestatística é definida a partir de informações pontuais, então em uma dada amostra, parâmetros hidrogeológicos em qualquer ponto podem ser encontrados usando a mais adequada teoria de estimativa (Kitanidis 1997).

Diante do exposto, os objetivos deste trabalho foram: o estudo da qualidade de água e a aplicação da Geoestatística no estudo do comportamento espacial de parâmetros de águas subterrâneas coletadas em poços da região urbana da sede do município de Porto Velho-RO.

MATERIAIS E MÉTODOS Após estabelecer aleatoriamente uma malha quadrada de lado igual a 800m, as amostras de água de 110 poços foram coletadas no perímetro urbano da sede do município de Porto Velho-RO, no período de maio a junho de 2011; para análise laboratorial e obtenção de dados numéricos sobre os parâmetros de: temperatura, potencial hidrogeniônico (pH), oxigênio dissolvido, demanda bioquímica de oxigênio, coliformes termotolerantes, nitrogênio total, fósforo total, resíduos sólidos totais e turbidez.

Para a coleta foram utilizadas amostradores cilíndricos, específicos para poços. Estes amostradores consistem em tubos plásticos de polegadas e de diâmetro, que são lançados até o nível estático do poço, onde por efeito de gravidade submergem até total imersão e retenção do líquido por uma esfera plástica que veda a saída de água no momento do soerguimento do conjunto, ou seja, a própria manobra de içar a linha de nylon e amostrador com a água retida no interior do tubo faz a esfera reter a água por ser mais densa, funcionando como uma válvula. Para os poços tubulares construídos com menor diâmetro (4 e até 3 polegadas) e de boca mais estreita foram utilizados tubos coletores menores do que 20 milímetros de diâmetro e para os de boca de passagem mais larga foram utilizados os tubos coletores de 40 milímetros de diâmetro.

Os dados numéricos resultantes das análises laboratoriais foram organizados em planilhas eletrônicas (Excel), de onde se realizou inicialmente uma descrição estatística com medidas de média aritmética, variância, desvio padrão, coeficiente de variação, assimetria e curtose (Fonseca 1996). Para testar a normalidade dos dados foi utilizado o teste de Shapiro-Wilk (Shapiro & Wilk 1965) e IQA =

índice de qualidade de água (SEMAD 2005) foi calculado a partir da relação
$$IQA = \frac{100}{\prod_{i=1}^9 q_i^{w_i}}$$
, sendo:

IQA = índice de qualidade da água, um número que varia de 0 a 100; q = qualidade do parâmetro i obtido através da curva média específica de qualidade e; w_i = peso atribuído ao parâmetro, em função de sua importância na qualidade, entre 0 e 1. A classificação do IQA foi realizada com base nos intervalos: $79 < IQA \leq 100$ (ótima); $51 < IQA \leq 79$ (boa); $36 < IQA \leq 51$ (regular); $19 < IQA \leq 36$ (ruim) e $IQA \leq 19$ (péssima)

Para a aplicação da Geoestatística, inicialmente foi realizado um estudo variográfico que resultou no ajuste de modelos teóricos de variograma; em seguida foi aplicada técnica de krigagem para estimativa de dados e confecção de mapas. O teste da validação cruzada (Landim 2003; Andriotti 2004) foi utilizado para avaliar a qualidade do ajuste dos modelos de variograma.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Após a realização dos cálculos para determinação do IQA, foi possível identificar que os ficaram basicamente distribuídos entres as categorias: boa, regular e ruim, sendo que concentração na categoria boa ficou em aproximadamente 80%.

No caso dos teores de pH, a média ficou em 4,131, desvio padrão igual a 1,026 e a dispersão do dados medida pelo coeficiente de variação foi de 24,84%. Os valores de mínimo e de máximo foram 1,27 e 6,68, respectivamente; neste caso, ficou identificado a existência de valores de pH abaixo da faixa recomendada (6 a 9,5) para consumo humano (Brasil 2004); do total de 107 amostras, 103 amostras ficaram com valores de pH abaixo da faixa recomendada. O pH indica se uma água é ácida ($pH < 7$), neutra ($pH = 7$) ou alcalina ($pH > 7$); o pH da água depende de sua origem e características naturais, mas pode ser alterado pela introdução de resíduos; pH baixo torna a água corrosiva para a indústria e inaceitável para o abastecimento; águas com pH elevado tendem a formar incrustações em tubulações.

Das 110 amostras coletadas, no caso dos teores de pH, três foram descartadas, por terem sido consideradas inconsistentes (outliers), no conjunto de resultados; neste caso o teste de Shapiro-Wilk foi aplicado para uma amostra de tamanho igual a 107 elementos, com 5% de significância, tendo resultado no valor $p = 0,162$; o que permitiu afirmar que os dados analisados de pH seguem uma distribuição normal.

Pela análise de variabilidade espacial, por meio de variograma o modelo ajustado para os dados de pH foi o esférico, que implicou na existência de uma autocorrelação entre as observações até uma distância aproximada de 14,890 km (alcance efetivo = 14,890 km). Para a estimativa de cada ponto não amostrado da variável pH, foi utilizado um raio de vizinhança de 12,670 km (raio de vizinhança de krigagem = 12,670km). A razão entre o efeito pepita ($C_0 = 0,073$) e o patamar ($C_0 + C$

= 1,264) foi de 0,942) que resultou em um forte grau de dependência espacial. O coeficiente de determinação obtido do ajuste do variograma foi de 0,932 e o coeficiente de correlação resultante do teste de validação cruzada foi de 0,909. Na Figura 1 a seguir são mostrados o variograma ajustado ao modelo esférico e um gráfico que mostra a relação entre valores estimados e valores reais de pH, resultante da validação cruzada.

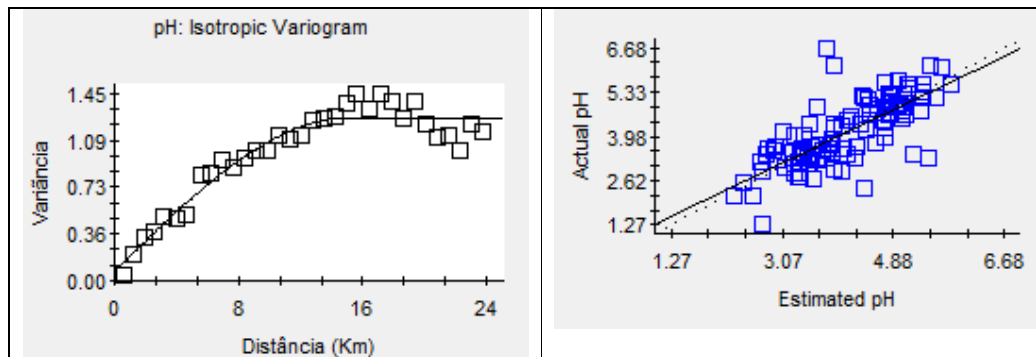


Figura 1. Variograma ajustado e reta de regressão da validação cruzada

Na Figura 2, estão as distribuições dos teores de pH na área estudada. É possível observar, pelo mapa dividido em cinco classes, que a classe com teores de pH entre 5,23 e 6,09 é a de maior representatividade. As outras quatro classes são constituídas de teores de pH que ficaram totalmente abaixo da faixa recomendada (6 a 9,5) para consumo humano (Brasil 2004).

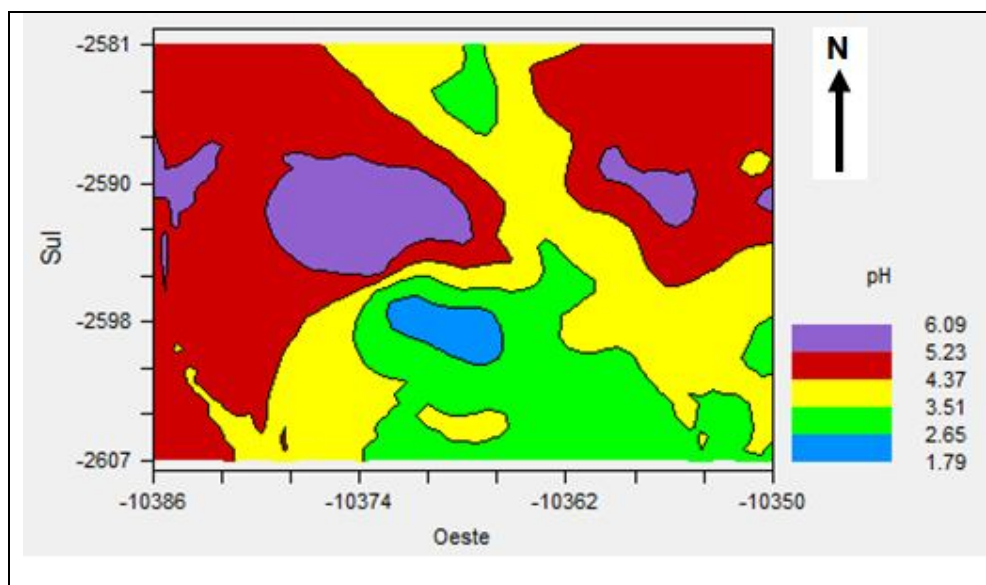


Figura 2. Mapa de teores de pH de água na área de estudo

CONCLUSÃO A pesquisa permitiu concluir que as águas subterrâneas analisadas, em função da metodologia adotada para seu uso, com base nos cálculos do índice de qualidade de água, nenhuma amostra apresentou qualidade a partir da escala adotada.

Os IQA devem ser replicados periodicamente para efeitos de construção de uma série de dados que sirva de referência numa escala temporal.

A definição aleatória de uma malha para coleta de amostras servirá de subsídios para trabalhos que visem à definição de um plano amostral para aplicação de metodologia Geoestatística em variáveis hidrogeológicas.

Referências bibliográficas

- Andriotti J.L.S. 2004. Fundamentos de estatística e geoestatística. São Leopoldo (RS): Editora da UNISINOS, 2004. 165p.
- Guerra, P.A.G. 1988. Geoestatística operacional. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1988. 145p.
- Brasil. 2004. Ministério da Saúde. Secretaria de Vigilância em Saúde. Coordenação-Geral de Vigilância em Saúde Ambiental. Portaria MS nº. 518/2004. Brasília. Disponível em: <http://portal.saude.gov.br/portal/arquivos/pdf/portaria_518_2004.pdf>. Acesso em: Ago. 2009. 34p.
- Brasil. 2005. Ministério do Meio Ambiente. Conselho Nacional do Meio Ambiente CONAMA. Resolução CONAMA nº. 357 de 17 de março de 2005. Brasília. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/port/conama/res/res05/res35705.pdf>>. Acesso em: Ago. 2009. 23p.
- COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO BÁSICO (CETESB). Relatório de qualidade das águas interiores do estado de São Paulo. São Paulo: CETESB, 2009. 528p.
- Fonseca, J.S. 1996. Curso de estatística. São Paulo: Editora Atlas, 1996. 320p.
- Landim, P.M.B. 2003. Análise estatística de dados geológicos 2ª ed. São Paulo: Editora da Unesp, 2003. 253p.
- Kitanidis, P.K., 1997. Introduction geostatistics: applications to hydrology. Cambridge University Press. Cambridge England.
- Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável de Minas Gerais (SEMAD). 2005 Sistema de cálculo da qualidade da água (SCQA): estabelecimento das Equações do índice de Qualidade das Águas (IQA) - Relatório 1. Minas Gerais: SEMAD, 2005. 19p.
- Shapiro, S.S., Wilk, .M.B. 1965. An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*, London, 1965.v.52, p.591-609.

O Supergrupo Sumaúma no contexto de evolução da folha SB.20-Z-D (Sumaúma), sudeste do Estado do Amazonas

Reis N.J., Bahia R.C., Almeida M.E., Costa U.A.P., Bettiolo L., Oliveira A.C. da S. & Oliveira A.A.

Serviço Geológico do Brasil – Manaus/Porto Velho.

Resumo Os grupos Vila do Carmo e Beneficente são reunidos sob o contexto de evolução de uma bacia do tipo rifte, sendo integrados e articulados sob a denominação maior de Supergrupo Sumaúma. Esta bacia experimentou duas principais fases de evolução: uma fase rifte materializada por depósitos deltaicos a marinho raso do Grupo Vila do Carmo, cujas idades obtidas em zircões detríticos a situam no intervalo 1,76-1,74 Ga e cuja idade mínima foi estabelecida em 1,56 Ga para uma soleira de gabro no seu interior; uma fase pós-rifte e sedimentação em um complexo de ilha-barreira do Grupo Beneficente, subdividido nas formações Manicoré (base), Cotovelo, Prainha e Tuiuí (topo). As idades obtidas em zircões detríticos forneceram valores no intervalo 1,46-1,03 Ga. A evolução do Supergrupo Sumaúma reflete fases de subsidência magmática e termal, cujos grupos, em discordância angular/erosiva, respondem por períodos de sedimentação e vulcanismo sincrônicos. Palavras-chave: vulcanogênico, Aripuanã, Cráton Amazonas.

INTRODUÇÃO Sucessões sedimentares vulcanogênicas a vulcanoclásticas sin-eruptivas encontram amplo registro no Cráton Amazonas e no caso específico do SE do Amazonas, SW do Pará e NW de Mato Grosso têm sido mencionadas em parte dos rios Aruri, Crepori, Tapajós, Juruena, Teles Pires, Bararati, Sucunduri, Camaiú, Juma, Aripuanã e Roosevelt (Reis 2006; Reis et al. 2006, 2009). Sob este contexto multi-deposicional as sucessões têm recebido variadas denominações estratigráficas tais como Beneficente, Cubencranquém, Prosperança, Dardanelos, Caiabis, Palmeiral e Buiúçu, muitas das quais de irrestrito emprego regional.

A região a ser considerada neste estudo extrapola os limites da folha Sumaúma e releva o entorno da bacia paleozóica do Alto Tapajós (Figura 1) onde comparecem extensas áreas vulcanogênicas e sedimentares cujas idades têm sido estabelecidas ao longo do Paleo e Mesoproterozóico. No NW de Mato Grosso, Leite & Saes (2003) descreveram duas principais seqüências, Beneficente e Dardanelos, formadas em um ambiente de estiramento crustal e rifteamento, as quais mantêm uma correspondência no tempo geológico aos grupos Vila do Carmo e Beneficente, aqui reunidos no Supergrupo Sumaúma. A bacia Sumaúma possui uma área contínua em torno de 125.000 km² sendo que apenas 29% (36.000 km²) de sua área total encontra-se aflorante, em grande parte, recoberta por unidades sedimentares do Grupo Alto Tapajós. Entretanto, a amplitude de distribuição da cobertura paleozóica merece atenção através de uma grande extensão de arenitos róseos a avermelhados que ainda permanecem desprovidos de uma real caracterização no tempo geológico. De acordo com Reis et al. (2009) as formações Capoeiras e Ipixuna (Santiago et al. 1980) e Providência (Reis et al. 2006), reconhecidas nas bacias dos rios Tapajós, Teles Pires e Juruena, podem integrar a sucessão sedimentar proterozóica da bacia Cachimbo. Contudo, no rio Sucunduri, unidades areníticas com registros de palinomorfos paleozóicos foram identificados na área de Monte Cristo, a montante de Terra Preta (Riker & Oliveira 2000).

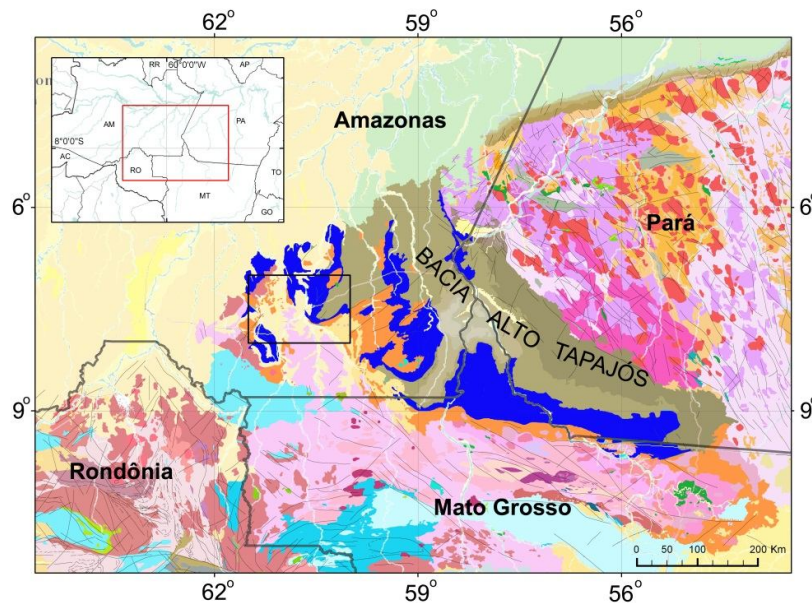


Figura 1 – Esboço geológico de parte do SW do Cráton Amazonas (modificado de CPRM 2003) e a situação das bacias Alto Tapajós (bege/marrom) e Sumaúma (azul escuro). A área retangular representa a quadricula SB.20-Z-D na escala de 1:250.000 (CPRM 2011, no prelo).

MÉTODOS O estudo é resultado do mapeamento geológico da folha SB.20-Z-D (Sumaúma) na escala de 1:250.000, executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil (2011, no prelo). A área de recobrimento enfocou, dentre outras unidades ígneas e sedimentares fanerozóicas, exposições sedimentares do Grupo Beneficente e vulcanogênicas do Grupo Vila do Carmo as quais foram identificadas nas bacias dos rios Aripuanã (incluindo as localidades-tipo de Beneficente e Prainha), Jatuarana e Manicoré. Enfatizam-se as análises estratigráficas (ambientes deposicionais e paleocorrentes) e a geocronologia U/Pb em zircões detriticos que permitiram moldar a proveniência sedimentar de ambos os grupos no contexto de evolução da Folha.

RESULTADOS

Grupo Vila do Carmo (GVC) Reúne uma sucessão vulcanogênica-vulcanoclástica com subordinados epiclastos, depositada em um ambiente deltaico a marinho raso. No entorno da localidade-tipo da vila do Carmo, rio Aripuanã, a fácies deltaica registra uma espessa sucessão rítmica composta por arenitos e pelitos, cujos finos correspondem em grande parte, a rochas tufáceas (*ash-fall*) alteradas. Uma maior espessura de quartzos arenitos sugere maior contribuição sedimentar da planície, cuja deposição se faz nos moldes de uma sedimentação de frente deltaica, estando associados a depósitos de planície de maré. Em posição distal aos ritmitos aparecem arenitos finos e siltitos maciços a finamente laminados, gradacionais a arenitos ricos em estratificações cruzadas *hummocky*, (turbiditos). O conjunto registra depósitos vulcânicos e sedimentares em condições marinhas rasas e com influência de ondas de tempestades. A geocronologia U/Pb para populações de zircões detriticos revelou (figura 2): a) zircões mais velhos (n=6) e próximos a 1,98 Ga com herança da Província Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga); b) uma população dominante em 1,74 Ga (n=13) e proveniência do Domínio Roosevelt-Aripuanã (1,76-1,74 Ga), o qual a bacia Sumaúma se instalou. O GVC, com idades no intervalo 1,76 – 1,74 Ga (Estateriano) assinala uma discordância regional ao sobrejacente Grupo Beneficente. A evolução da bacia Sumaúma pode ser entendida através de uma fase de subsidência tectônica (Mackenzie 1978) materializada pelos depósitos do GVC, onde o magmatismo Mata-Matá em 1,57 Ga participaria dessa fase de evolução e balizaria a idade mínima do grupo (Betiollo et al. 2009).

Grupo Beneficente O Grupo Beneficente é reconhecido na bacia do rio Aripuanã, no trecho compreendido entre as localidades de Natal, Salva-Terra, Beneficente, Prainha Velha e ilha Cuairana, em trechos do rio Manicoré e baixo curso do rio Roosevelt. É subdividido, da base para o topo, em quatro formações: Manicoré, Cotovelo, Prainha e Tuiuí (CPRM 2011). A Formação Manicoré reúne

conglomerados e arenitos feldspáticos interacamadados. O conglomerado é polimítico e formado por seixos de granitóides. Grada a um arenito ferruginoso grosso a muito grosso. O litarenito feldspático grosso apresenta clastos de tufos, granitos, xistos e argilitos. Esta formação não mantém contato para com a sobrejacente Formação Cotovelo, estando isolada no terreno por ampla faixa de granitóides. A Formação Cotovelo reúne arenitos finos a médios e tabulares depositados em condições de linha de costa onde se desenvolveram canais fluviais entrelaçados, rasos, por vezes, sob a influência de marés (zona de *backshore*). A relação estratigráfica entre as litologias Cotovelo para o conjunto sedimentar sobreposto da Formação Prainha registra uma discordância angular a partir da instalação de possantes *sets* de arenitos com estratos cruzados acanalados de grande porte (> 6,0 m), considerados representar dunas de origem eólica litorânea, sendo que ambas são entendidas como integrantes de um sistema ilha – barreira. A relação estratigráfica da Formação Prainha para com a Formação Tuiuí sobrejacente é, em parte, gradacional. Os arenitos da Formação Tuiuí foram depositados em ambiente de planície arenosa, com presença de espessas barras de areia intercaladas a depósitos eólicos, que por sua vez, recobrem o campo de dunas litorâneas. As formações Manicoré, Cotovelo e Tuiuí foram submetidas à geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão. Os resultados permitem postular (figura 2): a) zircões detríticos com idades herdadas no intervalo 2,98 – 1,98 Ga sugerem retrabalhamento do GVC, contudo, com proveniência de áreas mais à leste do rio Aripuanã; b) uma população no intervalo 1,84 – 1,54 Ga com proveniência da Província Roosevelt-Juruena em dois nítidos intervalos de tempo de 1,76 – 1,74 Ga e 1,57 – 1,54 Ga que estabelecem os principais intervalos de zircões herdados. O primeiro intervalo refere-se aos sedimentos do GVC, enquanto o segundo intervalo remete às idades da Suíte Serra da Providência, além de zircões um pouco mais jovens do que o magmatismo Mata-Matá (1,57 Ga); c) uma população de zircões mais jovens, no intervalo de 1,43 - 1,08 Ga que estabelece a idade mesoproterozóica para a sedimentação Beneficente, com aporte de fontes provenientes da Província Sunsás (1,45 – 1,10 Ga) a oeste. Concórdias em 1111 ± 21 Ma, 1368 ± 17 Ma e 1544 ± 12 Ma foram obtidas para zircões de um tufo acinzentado da Formação Cotovelo.

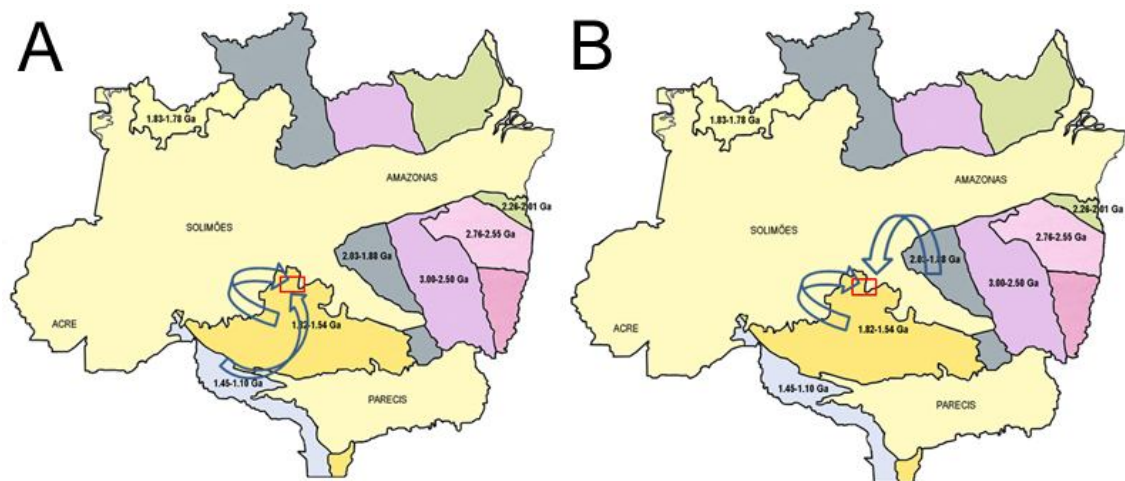


Figura 2 – Províncias geocronológicas do Cráton Amazonas (escudo Brasil – Central) e a proveniência de zircões detríticos nos grupo Beneficente (em A) e Vila do Carmo (em B) (CPRM 2011, no prelo). Padrão de cores: azul-claro – Província Sunsás (1,45-1,10 Ga); amarelo-escuro – Província Roosevelt-Juruena (1,84-1,54 Ga) e cinza – Província Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga).

Perspectivas Minerais O Grupo Vila do Carmo é um metalotecto à concentração de ouro, sediando áreas de exploração garimpeira em região de ocorrência de rochas vulcanogênicas e vulcanoclásticas interrelacionadas, citando-se os garimpos dos rios Pombas, Juma (Eldorado), Branco, Camaiú e Sucunduri. A ocorrência de manganês na antiga localidade de Beneficente (Formação Cotovelo/Grupo Beneficente), de indícios de sulfetos (Cu, Fe, Pb, Zn, Ag) e da ocorrência de calcários estromatolíticos em sucessões terrígenas-carbonáticas na região de Terra Preta, rio Sucunduri, além do ouro aluvionar do alto Tapajós – Teles Pires, corroboram para um amplo quadro de investigação mineral que se inicia pelo reconhecimento dos sistemas/ambientes deposicionais do Supergrupo Sumaúma. A região do

“Domo Sucunduri” sugere uma estrutura anelar formada pelo abatimento de uma caldeira vulcânica, fato este, merecedor de atenção para a concentração de depósitos sulfetados do tipo VHMS ou Sedex.

CONCLUSÕES

- A bacia Sumaúma possui uma área contínua em torno de 125.000 km², aproximadamente duas vezes maior do que a bacia Roraima no escudo das Guianas. Enquadra-se no tipo III de Klemme (1980) em rifte, intracontinental cratônica e de margem continental passiva. É uma bacia em forma de cunha cuja sedimentação se apresenta em *onlap* junto às rochas do embasamento diverso;

- Um intervalo deposicional de 14 Ma (1,57 a 1,43 Ga) no interior do Supergrupo Sumaúma decorre de processos de erosão e sedimentação a partir da estabilização da fase rifte Vila do Carmo (tectônica, subsidência, aporte sedimentar e magmatismo) para aquela fase pós-rifte Beneficente (desprovida de magmatismo). O Grupo Beneficente está relacionado a uma fase de subsidência termal, cuja área de sedimentação extrapola aquela inicial e tectônica do Grupo Vila do Carmo e que se traduz em uma ampla discordância regional;

- O Grupo Caiabis da Sequência Dardanelos (Leite & Saes 2003) definido a sul do Gráben Alto Tapajós e região de Mato Grosso, mantém contemporaneidade com a sedimentação Beneficente, cujas litologias conglomeráticas relacionar-se-iam àquelas continentais aluvionares da Formação Manicoré. A se confirmar esta correlação, o termo “Beneficente” tem prioridade cronológica sobre Dardanelos;

- As idades fornecidas para a Sequência Beneficente proposta por Leite & Saes (2003) levam a uma correspondência para com o Grupo Vila do Carmo (1,76-1,74 Ga). Contudo, uma vez reconhecida a área-tipo de Beneficente, rio Aripuanã, como de definição para o Grupo Beneficente, há necessidade de uma revisão da prévia terminologia aplicada pelos citados autores no Mato Grosso;

- No flanco leste, no alto curso do rio Tapajós, as rochas vulcânicas e sedimentares reunidas na Formação Buiçu são correspondidas ao Grupo Vila do Carmo;

- Regionalmente, o Grupo Beneficente registra sincronidade com a Formação Prosperança aflorante na borda norte da bacia do Amazonas.

Referências bibliográficas

- Betiollo L.M., Reis N.J., Almeida M.E., Bahia R.C., Splendor F., Costa U.P., Luzardo R. 2009. Magmatismo Máfico Calimiano (Sill Mata-Matá), rio Aripuanã, Amazonas – Implicações Geológicas. In: SBG, Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, Manaus, AM, *Resumos Expandidos*.
- CPRM 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas & SIG. In: Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, Roberta Vidotti, João Henrique Gonçalves (eds.). Serviço Geológico do Brasil, 2003, 692 p.
- CPRM 2011. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Sumaúma, Folha NB.20-Z-D. Escala 1:250.000. Estado do Amazonas. Superintendência Regional de Manaus (no prelo)
- Leite J.A.D., Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de Zircões Detríticos e Análise Estratigráfica das Coberturas Sedimentares Proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, 3: 113-127.
- Mackenzie D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.
- Reis N.J. 2006. Projeto Rochas Carbonáticas de Apuí – Amazonas. *Informe de Recursos Minerais, Série Insumos Minerais para Agricultura*, 12. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Manaus, 60 p.
- Reis N.J., Riker S.R.L., Pinheiro S. da S., Nobre J.N., Cruz N. M. da C., Costi H.T. 2006. Geologia dos rios Tapajós, Juruena (Bararati e São Tomé) e Teles Pires, porção sul do Cráton Amazônico, em área limítrofe dos estados do Amazonas, Pará e Mato Grosso. In: A.M.C. Horbe & V.da S. Souza (ed.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, volume 4, Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 55-68.
- Reis N.J., D’Antona R. de J.G., Camargo M.A. 2009. Uma sucessão vulcanossedimentar como registro do embasamento da bacia paleozóica do Grupo Alto Tapajós na região dos rios Aripuanã, Juma, Camaiú e Sucunduri, porção sudeste do Amazonas. In: G.J. Rizzotto, M.L. do E.S. Quadros & M.L. Vasquez (ed.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, volume 6, Belém, SBG/Núcleo Norte, p. 7-18.
- Riker S.R.L., Oliveira M. A. 2000. *Levantamento Geológico Preliminar de Parte do Médio/Alto Curso do rio Sucunduri*. Manaus, Relatório de Viagem, CPRM, Superintendência Regional de Manaus, 7 p.
- Santiago A.F., Santos J.O.S., Maia R.G.N. 1980. Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú, *Anais* 2: 786-797.

Terraços fluviais da região do Alto / Médio Madeira

Carlos Eduardo Santos de Oliveira, Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros & Amílcar Adamy

CPRM / SGB – Serviço Geológico do Brasil – Residência de Porto Velho

Resumo O estudo dos depósitos fluviais pleistocênicos que compõem a região do vale do rio Madeira vem sendo objeto de estudo de muitos cientistas. Estudos geológicos realizados no alto rio Madeira do projeto Porto Velho – Abunã (Adamy & Romanini 1990) definiram a formação Jaciparaná para designar sedimentos associados ao regime do baixo curso do rio Jaciparaná. Posteriormente, Quadros *et al* (1996) e Souza Filho *et al*, (1999), propuseram o enfoque da neotectônica ao logo de dois segmentos estruturais importantes associados à evolução cenozóica do mega-lineamento Madre de Dios-Itacoatiara, a qual a geração de esforços culminaram no aparecimento de uma depressão ao longo do qual foram acumulados depósitos sedimentares. Ainda o projeto Rio Madeira (Rizzotto *et al* 2005) que possibilitou o reconhecimento de grande parte do material sedimentar que constitui o preenchimento da bacia do Abunã, denominando estes sedimentos de origem fluvial de Formação Rio Madeira. Quadros *et al* (2006), definiu os depósitos fluviais da Formação Rio Madeira na Baixa do Abunã. Hayakawa *et al* (2010) aplicaram radar *DEM-SRTM* para a identificação da morfologia da drenagem antiga na região no baixo Madeira. Este trabalho propõe uma subdivisão destes depósitos em terraços no curso do médio e baixo Madeira, assim como uma tentativa de sistematização destes depósitos e sua evolução ao longo do neogeno.

Palavras chave: Pleistoceno; bacia do Abunã; terraços fluviais

INTRODUÇÃO Estes terraços fluviais configuram uma faixa complexa de canais. Sua ocorrência a noroeste do rio Madeira pode ter sido originada pela migração do seu paleo-canal para leste devido ao soerguimento da cadeia andina (Quadros *et al* 1996).

Souza Filho *et al* (1999) descreveram a morfodinâmica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira. Como produto de atividade neotectônica, com profunda influência no desenvolvimento da dinâmica fluvial. Esta dinâmica, ainda pouco estudada caracteriza a deposição de unidades sedimentares da Formação Rio Madeira. Esta deposição é refletida na forma de terraços fluviais desenvolvidos no cenozóico com *trend* NW-SE.

Neste ambiente, com auxílio de sensores remotos, são observadas cicatrizes de meandros que são idênticas do aporte lateral e da evolução da migração da drenagem do rio Madeira, estas cicatrizes são particularmente impostas à instalação de uma drenagem mais recente, nítidas entre os limites das bacias hidrográficas do Rio Purus e Madeira no limite dos estados de Rondônia e Amazonas (Fig. 1).

Ainda neste aspecto, surge a tentativa de descrição e separação das unidades de terraço aluvionar e sedimentos aluvionares que compõem o moderno ambiente de deposição aluvionar na região do médio Madeira. Observando o modelo digital de terreno, ocorrem duas situações principais:

- A) Área com relativo alto topográfico que separa a região de bacia hidrográfica do alto/médio Madeira;
- B) Visualização de grandes terrenos relativos a paleo-drenagem que foi configurada durante a evolução dos depósitos aluvionares relacionados ao rio Madeira.

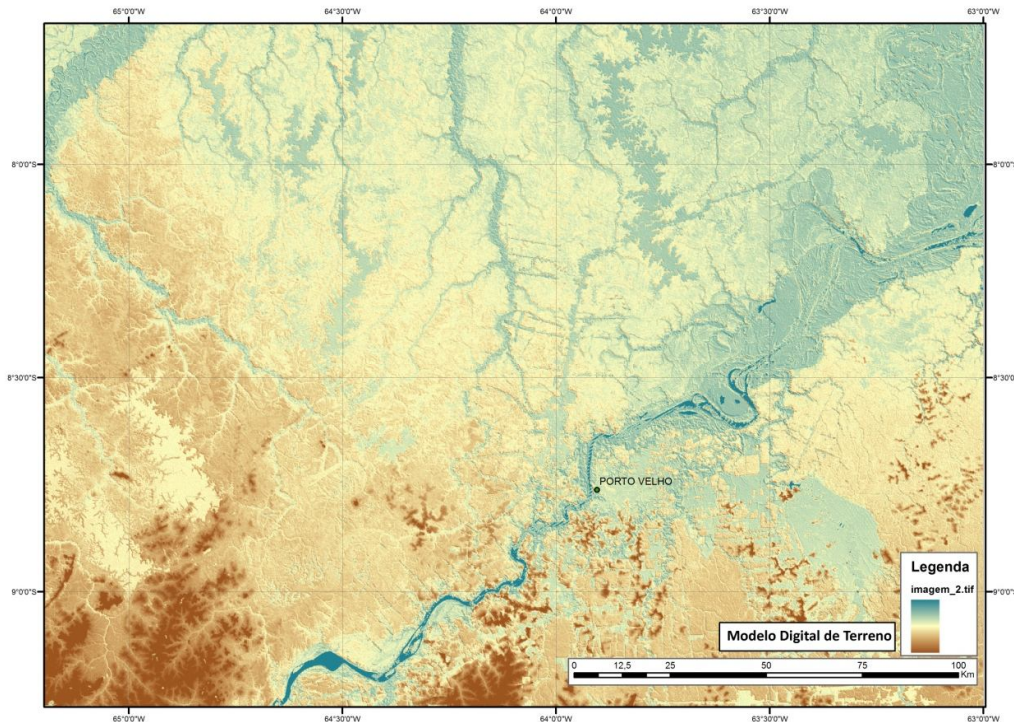


Figura 1 – Modelo Digital de Terreno (MDT, a partir de dados do *shuttle radar topography mission* (S.R.T.M.). Mostrando de forma regional o ambiente dinâmico de deposição da Formação Rio Madeira e unidades sedimentares associadas.

Formação Rio Madeira Formação Rio Madeira foi primeiramente definida por Rizzoto *et al* (2005), Quadros *et al* (2006), que marcaram a individualização cartográfica da Bacia do Abunã, resultante da caracterização faciológica e interpretação ambiental do seu preenchimento sedimentar, 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.

A Formação Rio Madeira engloba os depósitos essencialmente fluviais originados pelo rio homônimo que se distribuem, preferencialmente, em ambas as margens do rio Madeira, representada por sedimentos inconsolidados a semiconsolidados, parcialmente ferruginizados, depositados no leito ativo, margens e mais raramente, na planície de inundação dos rios, originando depósitos do tipo barras de canal longitudinal e transversal, barra em pontal, depósitos de diques marginais e, esporadicamente, bacias laterais de inundação.

Neste trabalho é proposta subdivisão em três ambientes: *Ambiente 1* - Fase atual e sub-atual: compreende os depósitos de barra de canal, corresponde predominantemente aos depósitos de areia, depósitos silto-argilosos localizados com intemperismo associado (Fig. 2); *Ambiente 2* - Terraço sub-atual: Barra de canal, planície de inundação, e depósitos lacustres, argilo-arenosos a areno-argilosos, com intemperismo pronunciado; *Ambiente 3* - Terraço fluvial: Paleodrenagem com sedimentos essencialmente areno-argiloso a areno-siltoso, de coloração esbranquiçada.

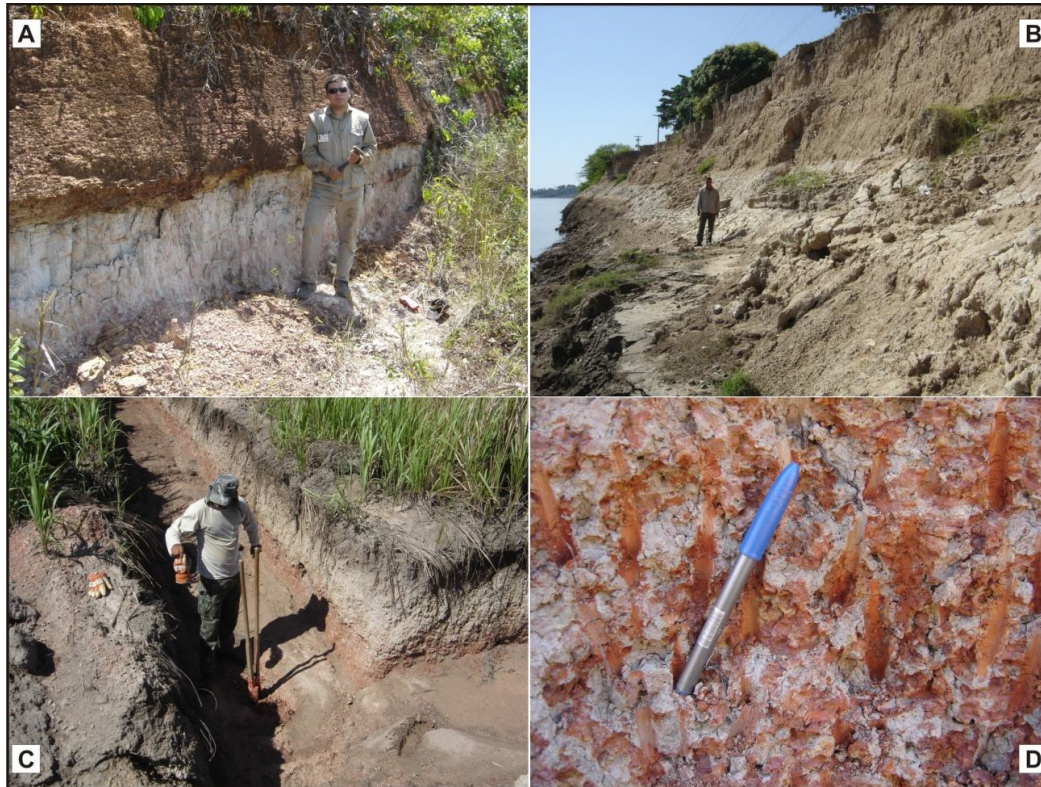


Figura 2 – (A) Perfil de intemperismo em sedimentos da Fm. Rio Madeira; (B) Leito do rio Madeira, margem direita; (C) Solo arenoso sobreposto a zona mosqueada; (D) Detalhe do mosqueado associado a sedimentos da Formação Rio Madeira.

CONCLUSÕES A área de estudo revela uma grande área de deposição e inclusive para potencialidades minerais. Estes sedimentos oriundos da migração da calha do rio Madeira e intimamente relacionados a sua formação. Serão necessários mais estudos para uma tentativa de aproximação da definição de fácies de deposição.

Referências bibliográficas

- Adamy, A. & Romaninni, S. J., 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. Texto explicativo. Brasília: DNPM/CPRM, 1990. 273 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB.
- Hayakawa, E. H., Rossetti, D.F., Valeriano, M.M., Applying DEM-SRTM for Reconstruction a Late Quaternary Paleodrainage in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters*. 297 (2010) 262-270
- Quadros, M.L. do E.S.; Rizzotto, G.J.; Oliveira, J.G.F. de; Castro, J.M.R. de. Depósitos fluviais da Formação Rio Madeira, pleistoceno superior da Bacia do Abunã, Rondônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, 2006, Belém. Trabalhos Apresentados. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.
- Rizzotto, G.J.; Oliveira, J.G.F. de; Quadros, M.L. do E. S.; Castro, J.M.R. de; Cordeiro, A.V.; Adamy, A.; Melo Junior, H.R. de; Dantas, M.E. **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. 295p. il., tab., mapas.
- Souza Filho, P.W.M.; Quadros, M.L. do E.S.; Scandolara, J.E.; Silva Filho, E.P. da; Reis, M.R. Compartimentação morfoestrutural e evidências de atividade neotectônica no sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999. p. 330-333.

Minerais pesados em sedimentos recentes, Ilha do Pesqueiro, região de Manacapuru – Amazonas

Felipe José da Cruz Lima¹, Marcelo Batista Motta², Sílvio Roberto Riker³, Desaix Paulo Balieiro Silva⁴

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM / Serviço Geológico do Brasil – SGB, Superintendência Regional de Manaus – SUREG-MA / Ger. Recursos Minerais – GEREMI
felipe.lima@cprm.gov.br¹; marcelo.motta@cprm.gov.br²; silvio.riker@cprm.gov.br³,
desaix.silva@cprm.gov.br⁴

Resumo Minerais pesados são bastante usados nos estudos de proveniência, mapeamento de unidades e sucessões sedimentares. Ao longo de sua história evolutiva, o rio Solimões vem formando inúmeros depósitos de argila (planície de inundação) e areia na forma de ilhas e barras. A Ilha do Pesqueiro é um dos depósitos de areia em que a mineralogia dos minerais pesados transparentes é formada principalmente por minerais instáveis (piroxênio+anfíbólio = 39%), muito comuns em rochas máficas. Contribuições metaluminosas formadas por minerais polimorfos de Al_2SiO_5 chegam a somar 14%. Grãos arredondados a subarredondados de zircão e turmalina com esfericidade média a alta podem ser resultantes de eventos relacionados ao transporte e reciclagem. A identificação de seis populações de zircão prismática e bipiramidais, com base na classificação de Pupin (1980), indicam contribuição de pelo menos três fontes graníticas. A caracterização dos minerais pesados, por meio da petrografia, visa colaborar com estudos tecnológicos em fase de realização pela CPRM, com o objetivo de aproveitamento da reserva, o que minimizaria impactos ambientais em áreas de extração de areia.

INTRODUÇÃO Minerais acessórios com peso específico superior a $2,85 \text{ g/cm}^3$ em relação aos minerais comuns ($2,60 \text{ g/cm}^3$), são denominados de minerais pesados (Pettijohn 1973, Morton 1985). Além da alta densidade, estes são bastante resistentes ao intemperismo e sua acumulação em rochas sedimentares soma até 1% de seu volume. Tais características associadas aos tipos de minerais e suas composições químicas, são fundamentais para o entendimento da proveniência das rochas sedimentares (Force 1980, Zack *et al.* 2004; Morton 1985, 1991, 2005). Segundo Pettijohn (1973) o entendimento da proveniência é simples, pois cada tipo de rocha gera uma assembléia mineral característica. Por outro lado, tal entendimento torna-se difícil quando há aporte de fontes variadas. Nas areias recentes do rio Solimões as assembléias de minerais são variadas (Poter & Franzinelli 1985), ricas em minerais instáveis (Motta *et al.* 2005) e apresenta fontes primárias e de retrabalhamento (Motta, 2008). Ao longo do canal principal do rio Solimões ocorrem ilhas estabilizadas por vegetação de médio a alto porte, que durante o período de vazante expõem suas verdadeiras dimensões. Em frente à cidade de Manacapuru/AM, na Ilha do Pesqueiro, formam-se depósitos de areia com uma mineralogia variada conforme será apresentado neste estudo (Figura 1).

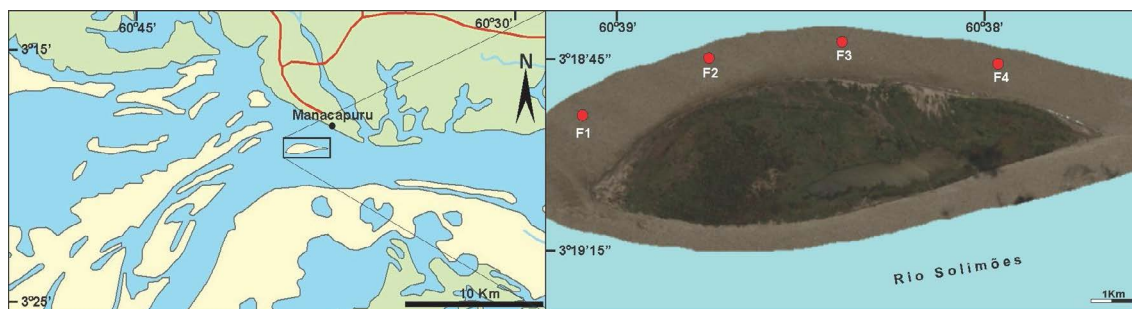


Figura 1 – Mapa de localização da área estudada e pontos de amostragem.

MATERIAIS E MÉTODOS Foram realizados quatro furos de trado manual, cada um com 2m de profundidade. Em cada um dos quatro furos foram coletadas amostras do topo para base, com intervalo de 50 cm, o que resultou em 20 amostras. As amostras foram secas e peneiradas nos intervalos granulométricos 0,250-0,125mm e 0,125-0,062mm. Após peneiramento cada intervalo foi pré-concentrado em batéia, elutriador com fluxo gravitacional ascendente controlado, bromofórmio

(líquido denso 2,8 g/cm³) e imã para retirar minerais opacos magnéticos. Após estes procedimentos o concentrado final de cada intervalo foi montado em lâminas petrográficas (76x26x1mm) não polidas, totalizando 16 lâminas, as quais foram observadas em microscópio óptico Carl Zeiss M1n, Axion Vision. Para estudo das populações de zircão foi usado lupa binocular e MEV.

Geologia Segundo Irion (1976) e Meade *et al.* (1979) a história da planície do rio Solimões é caracterizada pela deposição de sedimentos provenientes dos contrafortes andinos e pela erosão da planície de inundação em função do rebaixamento do nível das águas do próprio rio. A partir destes fatos, os estudos de Potter & Franzinelli (1985) mostraram que os depósitos recentes do rio Solimões são diferentes em relação aos do rio Negro. As areias do Solimões têm proporções de feldspato entre 6% a 11% e fragmentos de rocha entre 27% a 32%, enquanto as do rio Negro apresentam proporções de feldspato entre 2% a 3% e fragmentos de rocha entre 2,6% e 4%. Em função da predominância deste último componente, Franzinelli & Potter (1983), enquadraram as areias do rio Solimões-Amazonas no campo dos arenitos líticos a sublíticos. Rossetti *et al.* (2005) individualizou quatro depósitos quaternários na Amazônia Ocidental, cujas espessuras destes depósitos variam entre 3 a 10m com idades entre 240-130 anos. O conteúdo mineralógico destas unidades é formado por esmectita, caulinita, clorita e illita, além de anfibólio (27% a 45%), ferrosilita (4.4%-14%), augita (14% a 27%) e epidoto (15% a 34%). Acima de Manacapuru até o município de Tefé, Motta (2008) corrobora os dados dos últimos autores supracitados, porém mostra que há ampla variabilidade mineralógica.

RESULTADOS A área de estudo compreende depósitos de barras fluviais, formando campos de dunas subaquosas que migram durante o período de cheia do rio Solimões. O perfil F1 compreende areia média a fina e subordinadamente areia grossa no topo, apresenta estrutura maciça e cor creme claro a escuro. O F2 é constituído por areia média e subordinadamente areia grossa, com estrutura maciça e cor creme escuro. O F3 é composto por areia média à fina e subordinadamente areia muito fina, apresenta estratificação cruzada plano-paralela bem marcada pela concentração de minerais pesados opacos que atribui cor creme. Diferente mente do perfil anterior o F4 apresenta granulometria areia muito fina a média, apresenta estratificação cruzada plano-paralelo e cor acinzentada ao creme. As análises granulométricas mostram que em praticamente todos os furos predominam areia muito fina a fina, porém percebe-se que no furo F4 há maior concentração de silte em relação aos demais. Na areia média, fração analisada, a assembléia de minerais pesados transparentes (Figura 2) é composta em média por: 23% de piroxênio com coloração verde musgo, prisma perfeito e inclusões de minerais opacos; 16% de anfibólio marrom em que alguns são prismáticos e outros subarredondados; 12% de zircão incolor a rosa apresentam formas distintas e grãos geminados cujo estudo morfológico possibilitou a identificação de seis populações que indicam contribuição de granitos aluminosos, subalcalinos tipo I e toleíticos (formas prismáticas e bipiramidais combinadas – Figura 3); 6% de biotita marrom escuro a claro e hábito placóide; 8% de turmalina verde oliva com formas prismáticas, seção basais e arredondadas; 8% de granada de coloração alaranjada encontrada na forma de fragmentos e dodecaédrica; 6% de cianita incolor a branca com hábito tabular e apresenta inclusões de minerais opacos indiferenciados; 4% de andaluzita subarredondada, subtranslúcida com inclusões de magnetita; 4% de epidoto esverdeado a amarelado, angulosos a subangulosos e raras inclusões; 4% de sillimanita incolor a esbranquiçada apresentam hábito fibroso e inclusões opacas, 3% de estauroлита alaranjada, subanguloso, portadora de inclusões incolores e opacas; 3% de rutilo apresentam cor vermelho sangue a vermelho claro, é subarredondado a subanguloso; 3% de anatásio em tons de azul claro a escuro, subarredondado a subangular.

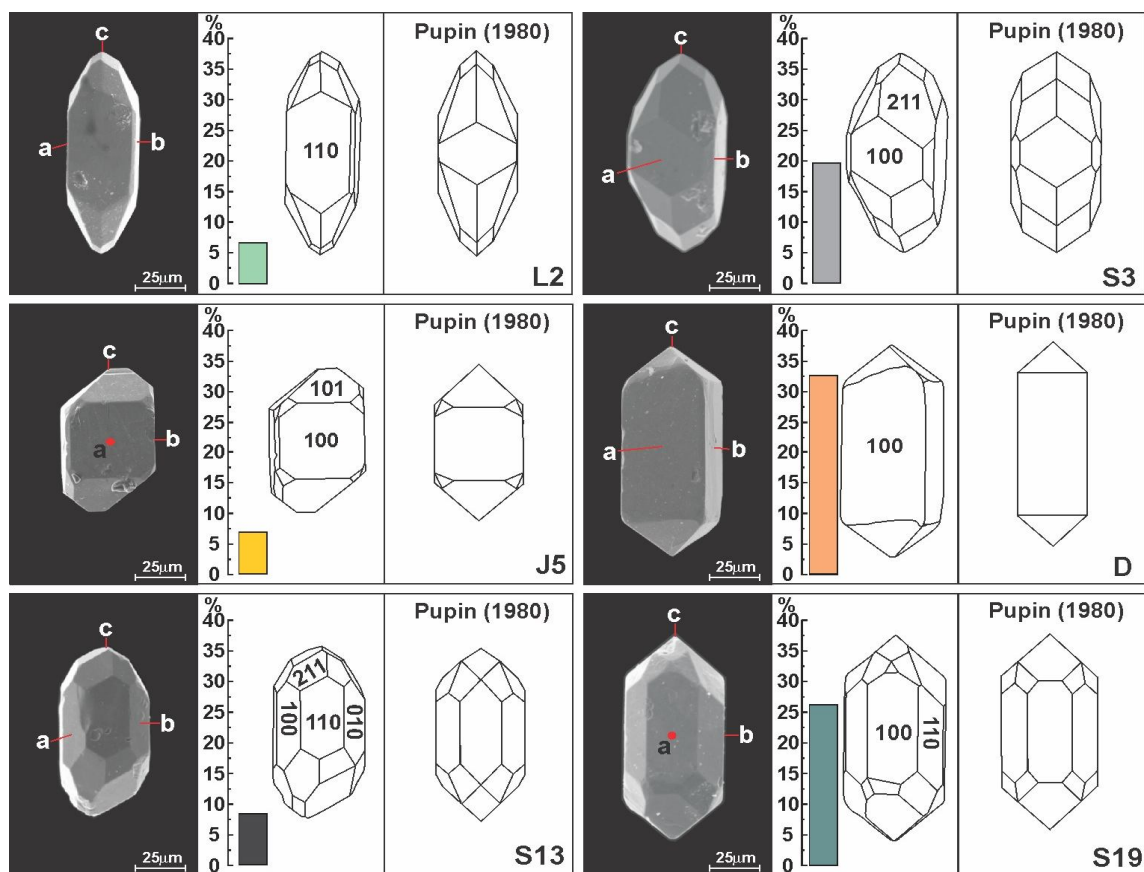
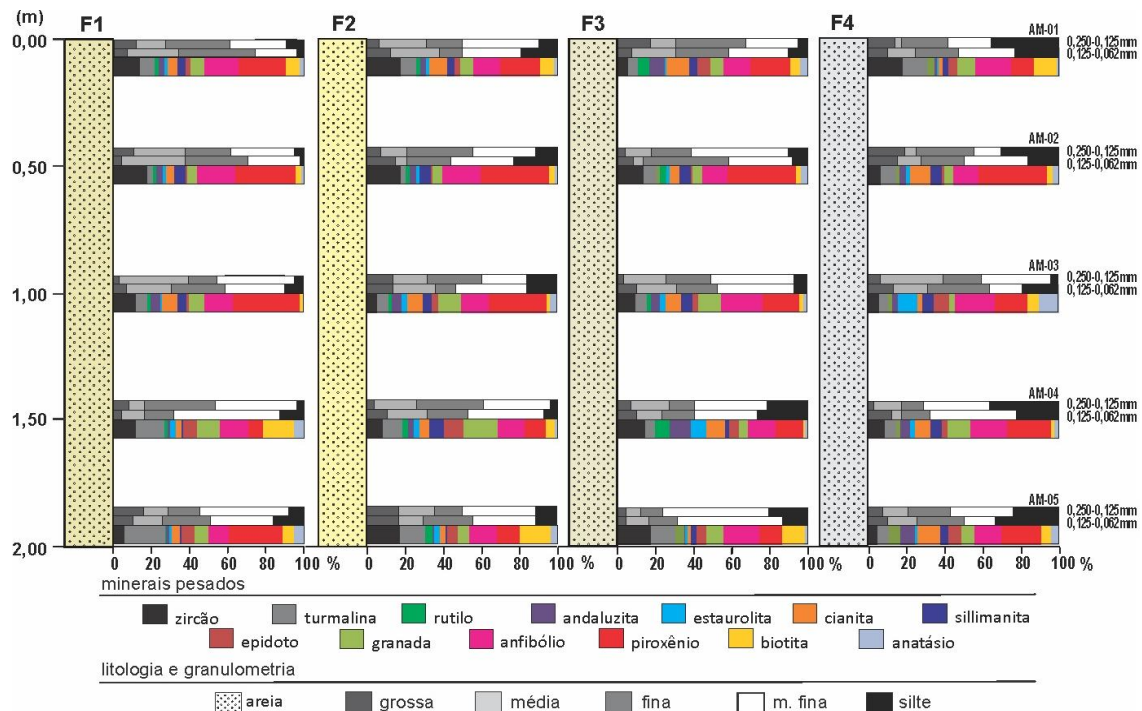


Figura 3 – spectos morfológicos das populações prismáticas de zircão com base na classificação de Pupin (1980).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES Os depósitos formados ao longo do rio Solimões apresentam como característica textural predominante a ocorrência de areia muito fina a média. Neste último intervalo, as concentrações de minerais pesados instáveis é bem maior em relação aos ultraestáveis. Conforme apresentado no histograma de distribuição, verifica-se notória abundância de piroxênio e anfíbólio, com variações significativas de zircão, granada, cianita e biotita. Os dois primeiros minerais são muito comuns em rochas máficas, enquanto zircão e biotita são minerais comuns de fases graníticas. Sabe-se também que o zircão pode estar relacionado a rochas metamórficas, porém neste trabalho não foram encontradas e ou verificadas quaisquer evidências desta natureza. Granada e polimorfos de Al_2SiO_5 são associações mineralógicas típicas de rochas metaluminosas que podem ser oriundas de terrenos mais antigos como as rochas do próprio Cráton Amazônico. A presença de populações arredondadas de zircão e turmalinas demonstra claramente que há também contribuição de depósitos reciclados dentro da própria bacia ou de transporte por longas distâncias, assim como os grãos prismáticos sugerem fontes proximais. No caso do zircão as seis populações com características bem definidas, reportam a fontes graníticas aluminosas, subalcalinas tipo I e toleíticos. Diante do exposto é possível se verificar contribuição de fontes máficas, ultramáficas, graníticas e metaluminosas para as areias do rio Solimões na região de Manacapuru. Muitos estudos dizem que minerais pesados chegam a somar no máximo 1% das rochas sedimentares, contudo nestes depósitos a soma de minerais pesados transparentes e opacos, na sua maioria ilmenita, hematita e magnetita, somaram em média 2%. Os demais 98% são compostos principalmente por quartzo e subordinadamente por silte e fragmentos de rocha. Qual o significado deste teor para um provável aproveitamento dos depósitos de areia dessa natureza para a indústria da construção civil? É possível e é economicamente viável minerar tais depósitos? Estas questões poderão ser respondidas mediante estudos tecnológicos que em parte se encontram em andamento. Se sua qualificação for confirmada, sua exploração controlada poderá conter o passivo ambiental que cresce a cada dia na região metropolitana de Manaus, notadamente no entorno da cidade de Manaus, decorrente da extração desordenada de areia proveniente da podzolização sobre arenitos da Formação Alter do Chão e que vem sendo empregada na construção civil. Além disso, a exploração ordenada dos depósitos de dunas subaquosas, contribuiria, sobremaneira, na melhoria da navegabilidade do rio Solimões.

Agradecimentos A CPRM-SGB/SUREG-MA/GEREMI por meio do Projeto Geologia e Recursos Minerais da Região Metropolitana de Manaus pelo suporte financeiro e logístico.

Referências Bibliográficas

- Force, E.R.1980. The provenance of rutile. *Journal of Sedimentology and Petrology*. 50, 485-488. Abstract.
- Franzinelli, E. & Potter, P.E. 1983. Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon river system. *Journal of the Geology*, 91:23-29.
- Irion, G. 1976. Quaternary sediments of the upper Amazon lowlands of Brazil. *Biogeographica* 7:163-167
- Meade, R.H.; Nordin, C.F., JR.; Curtis, W.F.; Costa Rodrigues, F.M.; Do Vale, C.M. and Edmond, J.M. 1979. Sediments loads in the Amazon River. *Nature*, v. 278, p. 161-163
- Morton, A. C. 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: MORTON, A.C.; TODD, S.P; HAUGHTON, P.D.W. (Eds), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society of London, special Publication, vol.57, p.31-46.
- Morton, A.C.; Whitham, A.G.; Fanning, C.M. 2005. Provenance of Later Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea and zircon age data. *Sedimentary Geology*, 182. p. 3-28.
- Morton, A.C.1985. A new approach to provenance studies-electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. *Sedimentology*. 32, 553-566.
- Motta, M.B. 2008. Proveniência da Formação Içá e de sedimentos recentes do rio Solimões, entre os municípios de Tefê e Manacapuru – Amazonas. p.113. Dissertação de mestrado.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R. Sand and Sandstone. Springer-Verlag. New York, Heidelberg, Berlin. 1973. Chapter 4. Sedimentary Structures and Bedding. Pp102-143.

- Potter, P. E. & Franzinelli, E. 1985. Areias recentes dos rios da bacia amazônica: Composições petrográficas, textural e química. *Revista Brasileira de Geociências*. nº 15. v 3. p 213 – 220.
- Rossetti D.F., Toledo P.M., Góes A.M. 2005. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research.*, **63**:78 – 89.
- Zack, T.; Von Eynatten, H.; Kronz, A. 2004. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sedimentary Geology*, 171. p. 37-58.

A Bacia dos Parecis no extremo nordeste do Mato Grosso

José Luciano Stroppler, Edson Gaspar Martins, Cleber Ladeira Alves & André Menezes Sabóia.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil – SUREG Goiânia

Resumo Na porção nordeste da Bacia dos Parecis afloram rochas sedimentares das formações Salto das Nuvens e Ronuro. A Formação Salto das Nuvens apresenta duas associações faciológicas distintas que sugerem consideráveis diferenças nos seus ambientes deposicionais. Tais peculiaridades permitiram o desmembramento da Formação Salto das Nuvens nos membros Cana Brava e Fontourinha. A Formação Ronuro se caracteriza por seus sedimentos inconsolidados interpretados, nesta região, como produto de retrabalhamento ou alteração *in situ* da Formação Salto das Nuvens.

Palavras Chave: Bacia dos Parecis; Formação Salto das Nuvens; Membro Cana Brava; Membro Fontourinha; Formação Ronuro.

INTRODUÇÃO Na porção nordeste do estado do Mato Grosso afloram rochas sedimentares pertencentes as formações Salto das Nuvens e Ronuro. Estes sedimentos recobrem grande parte das rochas plutono-vulcânicas Paleoproterozóicas mapeadas nesta região (Alves *et al.* 2010). Composto a porção superior da Bacia dos Parecis a Formação Salto das nuvens é recoberta por sedimentos inconsolidados denominados de Formação Ronuro (Pedreira *et al.* 2003), principalmente NE região denominada Sub-bacia do Alto Xingu (Bahia 2007). Estas formações são cronologicamente pertencentes ao Cretáceo e ao Terceário respectivamente, segundo Alves *et al.* (2010) e outros autores.

MATERIAIS E MÉTODOS Este trabalho foi respaldado no mapeamento geológico de escala 1:250.000 das folhas Rio Comandante Fontoura e São José do Xingu, realizado pela CPRM dentro do Projeto NW-NE do Estado do Mato Grosso. Entretanto, foi possível um substancial avanço do conhecimento através da análise mais detalhada das características dos ambientes de sedimentação.

RESULTADOS A Formação Salto das Nuvens, definida por Barros *et al.* (1982), é composta predominantemente por conglomerado e arenitos na sua seção-tipo no Rio Sepotuba. Silva *et al.* (2003) associaram a esta Unidade uma seqüência sedimentar clasto-química, constituída por argilitos calcíferos, margas, siltitos, arenitos e pontualmente conglomerados intraformacionais, que ocorre na escarpa da serra do Roncador. Ainda neste trabalho, Silva subdividiu a Formação Salto das Nuvens em dois níveis com características faciológicas e litológicas distintas. No Projeto Caulim do Xingu desenvolvido pela METAMAT (Relatório Interno), afirma-se que estes dois níveis são produtos de diferentes contextos do Cretáceo. É caracterizada por relevos dissecados em formas de topos convexos ou planos, por vezes amplos e alongados e com cotas inferiores a 350m. Localizadamente é possível verificar leves basculamentos para diferentes quadrantes, drenagem com textura média nos topos e fina nos talvegues e padrão subparalelo a dendrítico. Recobre grande parte das rochas plutono-vulcânicas Paleoproterozóicas regionais, em grande parte, recoberta pelos sedimentos areno-siltosos da Formação Ronuro e Formação Araguaia. Embora boa parte das rochas desta unidade se encontre recobertas por solos arenosos e depósitos residuais provenientes do próprio desmantelamento das rochas areníticas, além do capeamento parcial de manto laterítico, só é possível observar a continuidade lateral dos afloramentos ao longo de ravinas e cortes de estrada, limitando assim as áreas mapeadas como Formação Salto das Nuvens.

O pacote de sedimentos inconsolidados atribuídos hoje a Formação Ronuro, eram anteriormente englobadas na Formação Araguaia, a qual fora descrito primeiramente por Barbosa *et al.* 1966, quando da realização do Projeto Araguaia. Estes autores definiram uma nova unidade terciária que englobaria uma sucessão de conglomerados, siltes e areias siltosas parcialmente laterizadas. Barros *et al.* (1982), descreve um perfil laterítico sobre a Bacia dos Parecis formado por sedimentos areno-argilosos inconsolidados resultantes da alteração e desagregação das Formações Salto das Nuvens e Utiariti. Silva *et al.* (2003) separa a cobertura arenosa que recobre as rochas paleozóicas da região do Alto Xingu, desmembrando-a da Formação Araguaia e utilizando pela primeira vez o termo Formação Ronuro. Interpretam a sua idade como terciária, mas que pode pelo menos em parte incluir camadas cretáceas equivalentes ao topo da Bacia dos Parecis. Lacerda Filho *et al.* (2004) acrescenta que esta

unidade foi depositada em uma depressão tipo sinéclise a partir da intensa erosão no Plioceno. Ocupa vastas áreas recobrando rochas plutono-vulcânicas Paleoproterozóicas do Cráton Amazonas em discordância erosiva e litológica além das rochas sedimentares da Formação Salto das Nuvens, sendo em grande parte produto de retrabalhamento ou alteração "*in situ*" desta última. Constituem extensas áreas de relevo aplainado, sobre o qual muitas vezes desenvolvem-se crostas lateríticas ferruginosas desmanteladas ou não.

O adensamento dos dados geológicos na porção nordeste da Bacia dos Parecis permitiu a subdivisão da Formação Salto das Nuvens em Membro Cana Brava (inferior) e Membro Fontourinha (superior).

O Membro Cana Brava ocorre predominantemente entre as cotas 240 e 290 metros indicando uma espessura mínima de 50 metros. Afloramentos podem ser visualizados a sul do distrito de Nova Floresta na localidade denominada Setor Oito. As litologias que predominam nesta unidade são argilitos, siltitos e arenitos finos, por vezes calcíferos, de coloração cinza escuro ou esverdeada, podendo chegar a vermelho róseo nas porções superiores. Os argilitos apresentam estruturas que variam de maciço a laminados e localizadamente com gretas de contração e suave ondulação. Ocorrem ainda raras intercalações de lentes de arenito fino imaturo, de boa seleção e coloração variando de branco-amarelado a vermelho-róseo. As camadas são normalmente centimétricas a decimétricas indicando baixo aporte sedimentar, exceto no caso das porções arenosas que podem ser interpretadas como camadas ou lentes fluviodeltáicas marginais ou de desembocaduras. De acordo as faciologias identificadas, é possível afirmar que o ambiente de deposição desta unidade seja continental, formado por lagos separados por planícies aluvionares. A intercalação das cores avermelhadas e esverdeadas indica a oscilação de ambientes oxidantes e redutores respectivamente (Suguio 2003), o que pode ser interpretado como variação na profundidade dos lagos. Também é possível afirmar que o paleoclima apresenta uma gradação para uma condição mais árida, verificado pelo aumento dos extratos de coloração vermelha no topo da unidade corroborada pela ocorrência de esmectita segundo relatório interno da METAMAT.

O Membro Fontourinha ocorre entre as cotas 280 e 340 metros, indicando uma espessura mínima de 60 metros. Afloramentos podem ser visualizados em cortes da estrada que liga a cidade de Santa Cruz do Xingu à rodovia MT-430. É constituído por arenitos e siltitos, maciços a laminados, por vezes com feições de ressecamento. A coloração varia de avermelhada, amarelada e amarronzada, com porções consolidados a semi-consolidados normalmente granocrescentes. As camadas estão dispostas levemente basculadas com mergulho variando entre 5° e 15° nas mais diferentes direções. Ocasionalmente ocorrem afloramentos com estratos de diferentes níveis estratigráficos em pequena extensão sugerindo que a área seja formada por um mosaico de blocos altos e baixos. Este comportamento pode estar relacionado a reativações de lineamentos pré-existent herdados do embasamento. O conceito de herança tectônica foi estabelecido por Almeida (1980) na Bacia do Paraná onde mencionou a possibilidade de que estruturas antigas, ao nível de embasamento pré-cambriano, houvessem sido reativadas durante o Fanerozóico. Os estratos apresentam ainda laminação cavalgante, estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte e laminação plano-paralela. Mostram ainda lentes e estratos decimétricos de Arenito conglomerático polimítico com seixos de granito alcalino, vulcânicas alteradas, além de estratificações plano-paralela e cruzada acanalada. No topo ocorrem arenitos finos, vermelho-róseos, feldspáticos, com estratificação cruzada acanalada de grande porte, por vezes obliterada pela alteração, além de níveis argilosos descontínuos com até 10 centímetros de espessura, entre os sets de estratificação. Baseado nos dados levantados neste trabalho e em estudos mais detalhado desenvolvido pela METAMAT (2003), é possível afirmar que o ambiente de deposição é continental formado por lagos raso, deltas lacustres interligados por sistemas fluviais entrelaçados. Localmente ocorrem depósitos eólicos com interdunas.

As idades existentes para o Grupo Parecis são aquelas fornecidas por Oliveira (1936), o qual descreveu madeiras petrificadas pertencentes à classe dos Gimnospermas, família das Coníferas, sugerindo idade cretácica superior. No Projeto RADAM, folha SD-20-XD, foi identificado um fragmento de dicotiledôneo na fazenda Noroagro e sugeriu-se, no referido trabalho, idade cretácica. Siqueira (1989) correlaciona a Formação Parecis com o Grupo Bauru da Bacia do Paraná e com as formações Itapecuru da Bacia do Parnaíba e Urucuia da bacia Sanfranciscana. Em 2006, Marconato registra a ocorrência de dois novos táxons de répteis crocodilomorfos encontrados no distrito de Nova Floresta, posicionado assim o Membro Cana Brava também no Cretáceo Superior. O contato gradual

entre o Membro Cana Brava e o Membro Fontourinha verificado na Serra do Roncador comprova a relação inferior e superior destas duas subunidades respectivamente.

A Formação Ronuro compreende um pacote de sedimentos bastante expressivo, principalmente em distribuição areal. Ocorre em diferentes cotas, no intervalo de 290 m a 350 m. Sua espessura real é variável, pois a mesma preenche vales e drenagens de um paleorelevo, porém a nível de afloramento, afloram em barrancos, voçorocas, piso e cortes de estrada, algumas vezes sustentados por topo laterítico, geralmente na cota de 350m. Nestes cortes atingem até 6 m de altura. O depósito sedimentar é constituído principalmente por pacotes de areia quartzosa fina a média e pacotes areno-siltosos, com subordinados níveis de silte e argila, além de níveis de cascalhos. São depósitos totalmente desagregados, friáveis, sem nenhuma estruturação, de coloração branca, amarelada, ou localmente avermelhada. Possui diferentes níveis lateríticos que por vezes encontram-se desagregados. Lateralmente esta unidade apresenta-se contígua e homogênea. Os níveis arenosos e areno-siltosos predominantes são, no geral, bem selecionados, com grãos de quartzo médios, subangulosos a subarredondados, geralmente com frações de silte e argila entre os grãos de areia, além de película de hidróxido de ferro capeando os grãos, o que proporciona a tonalidade alaranjada ou avermelhada a estes sedimentos. Os níveis de cascalho são subordinados, e quando ocorrem são marcados por seixos e blocos que podem chegar a 20 cm, subarredondados a arredondados, e quase sempre são de arenito semi-friável, que ainda preservam laminação plano-paralela. Estes seixos e blocos são sustentados por uma matriz arenosa, grossa, mal selecionada. Bahia (2007) correlaciona esta cobertura cenozóica à Formação Solimões das Bacias do Amazonas e Solimões, além da Formação Cachoeirinha da Bacia do Paraná.

Outro resultado deste trabalho é a distinção clara das áreas de ocorrência das formações Ronuro e Araguaia. Optou-se por limitar as áreas de ocorrências da Formação Araguaia a calha do Rio Araguaia, eliminando assim possíveis confusões com a Formação Ronuro de ocorrência restrito ao topo da Bacia dos Parecis.

Na porção nordeste da Bacia dos Parecis representada pela Formação Salto das Nuvens registrou-se um hiato sedimentar entre as unidades Mesozóicas e a formação Cenozóica Ronuro.

CONCLUSÃO Apesar da evolução obtida na estratigrafia da Bacia dos Parecis, principalmente na sua porção nordeste, ainda fica evidente a falta de trabalhos específicos. Apesar da relativa riqueza de afloramentos, rico conteúdo fossilífero, não há nenhum trabalho com detalhamento adequado que resulte em um perfil contínuo da estratigrafia nesta porção da bacia. Também não há trabalhos que desvendem a mineralogia das diferentes litofácies que compõe estas rochas. A combinação destes dois trabalhos possibilitaria o pleno entendimento dos ambientes deposicionais, facilitando o aproveitamento econômico de argilas, água e insumos agrícolas nas diversas regiões em que as formações Salto das Nuvens, Ronuro afloram no estado do Mato Grosso.

Referências bibliográficas

- Almeida, C. A. S. et al. Projeto Santarém-Cachimbo – Pesquisa Mineral. Relatório Final de Semi-detalle. Belém: IDESP/SUDAM, 1980. v. 1, 464p.
- Alves, Cleber Ladeira; Sabóia, André Menezes; Martins, Edson Gaspar; Stropper, José Luciano. Folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, 2010. il.+mapas (Convênio CPRM/SICME-MT).
- Bahia, Ruy Benedito Calliari. Evolução tectonossedimentar da bacia dos Parecis - Amazônia. 2007. 115 f. Tese (Doutorado em Ciências Naturais) - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2007.
- Barbosa, Octávio. Geologia básica e econômica da região do Médio Tapajós: Estado do Pará. Boletins da Divisão de Fomento da Produção Mineral, Rio de Janeiro, n. 126, 1966. 55 p.
- Barros, A. M.; Silva, R. H.; Cardoso, O. R. F. A. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. Folha SD.21 Cuiabá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1982. p. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- Lacerda Filho, Joffre.V. de; Abreu Filho, Waldemar; Valente, Cidney R. et al. Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso. Escala 1:100.000. Cuiabá: CPRM, 2004. 235 p. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil (PGB).

- Marconato, Leonardo De Palma. Dois novos crocodilos (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) do Mato Grosso, Bacia dos Parecis: descrição e relações filogenéticas com os “Norossúquios”. 2006. 236f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 2006.
- Metamat. Projeto Caulim do Xingu – Primeira Fase. Relatório Técnico. Cuiabá:Metamat, 2001. 41p.
- Oliveira, Euzébio Paulo de. Madeiras petrificadas do planalto dos parecis. Notas Preliminares e estudos. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro (3)2-14, SET.1936. P.14, 1936.
- Santos, J. O. S. Geotectônica dos escudos da Guiana e Brasil Central. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. cap. 4. p.169-226.
- Silva, Augusto J. Pedreira da; LOPES, Ricardo da Cunha Lopes; Vasconcelos, Antônio Maurílio; Bahia, Ruy B. C. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozoicas Interiores. Bbenhaus, Carlos; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Rio de Janeiro: CPRM, 2003. p. 55-85
- Siqueira, Luiz Peixoto de. Bacia dos Parecis. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 3, n.1-2, p. 3-16, jan./jun. 1989.
- Suguio, K. Geologia sedimentar. São Paulo: Edgard Blücher, 2003.

A influência do lineamento do Rio Madeira na Bacia do Amazonas: municípios de Itacoatiara, Silves e Itapiranga - (AM)

Karla Evenny Brito da Silva¹, Clauzionor Lima da Silva² & Norberto Morales³

¹ Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, evenny@hotmail.com;
² Departamento de Geociências/ ICE/UFAM; ³ Departamento de Petrologia e Metalogenia/ UNESP – Rio Claro (SP).

Resumo A forte estruturação composta por falhas e fraturas que deformam as camadas da Formação Alter do Chão, segundo a orientação NE-SW, resultou na constatação da influência do “Lineamento do Rio Madeira” na área de estudo. Algumas pesquisas têm demonstrado que essa feição tectônica condiciona fortemente a orientação do Rio Madeira, desde a região de sua nascente. Esses estudos mostram que o comportamento estrutural desse lineamento controla o rio Madeira na região de Porto Velho (RO), cuja estruturação está relacionada a sistemas de falhas transcorrentes destrais. As interpretações morfoestruturais consideradas para essa análise neotectônica foram suportadas por dados estruturais obtidos em campo (identificação de falhas e fraturas, basculamento de camadas, rotação de blocos, etc.) e de feições geomorfológicas indicativas da atividade tectônica. A hipótese de trabalho é a de identificar as feições estruturais correlativas a essa feição tectônica e constatar a sua influência na paisagem na região de Itacoatiara, Silves e Itapiranga.

INTRODUÇÃO A área de estudo está inserida na porção leste do estado do Amazonas, na região de Itacoatiara, Silves e Itapiranga, a qual apresenta uma forte estruturação tectônica com orientação preferencial NE-SW relacionada ao Lineamento do rio Madeira segundo (Igreja & Catique 1997), Silva (2005) e mais recentemente (Brito-Silva *et. al* 2010). Pesquisas têm demonstrado que essa feição tectônica condiciona fortemente a orientação do rio Madeira, caracterizada como um sistema transcorrente destal ativo no Cenozóico (Quadros *et al.*, 1996, Souza Filho *et al.*, 1999 e Saadi *et. al.* 2000). Na região de estudo, (Igreja & Catique 1997) descreveram feições morfoestruturais e as correlacionaram ao controle na paisagem no município de Itacoatiara (AM), a qual foi designada pelos autores como Lineamento de Itacoatiara, mas carecendo de dados estruturais para análise tectônica em campo. Na área de estudo o rio Amazonas faz uma forte curvatura (em cotovelo) para a esquerda seguindo essa direção estrutural. Os dados obtidos em campo demonstram que essa feição tectônica está associada ao quadro neotectônico regional, cujo lineamento representa um importante limite de compartimento. O destaque para estudos neotectônicos nessa porção da Bacia do Amazonas se faz pelo fato de a área constituir alvo de retomada de pesquisa e exploração de petróleo pela Petrobrás, conforme (Miranda *et. al.* 1994). (benez *et al.* 2007a,b), mapearam feições lineares apontadas em produtos de sensoriamento remoto podem indicar falhas geológicas que tenham exercido papel importante no desenvolvimento dos sistemas petrolíferos de uma bacia. Arranjos na rede de drenagem podem levar ao reconhecimento de feições morfológicas sutis indicativas de padrões estruturais propícios à migração e/ou acumulação de hidrocarbonetos. Os estudos morfoestruturais realizados nas cercanias da área investigada têm demonstrado a existência de um controle neotectônico significativo.

MÉTODO DE INVESTIGAÇÃO Inicialmente, foi necessária a caracterização geológica (identificação de unidades geológicas e feições estruturais) a partir de imagem de satélite (Landsat ETM+), que culminou com a elaboração de um mapa geológico na escala 1:100.000 da área de estudo. Para a análise morfoestrutural foram utilizados os modelos SRTM, a base cartográfica analógica e imagens de satélite. Os modelos SRTM foram submetidos a ajustes para eliminação de vazios e adequação dos valores altimétricos. A partir desse modelo digital de elevação (MDE) foram obtidos os mapas da rede de drenagem e o mapa de curvas de nível, os quais foram comparados com a base cartográfica existente. A delimitação das bacias de drenagens e a análise da assimetria das mesmas também foram realizadas com intuito de obter a caracterização

morfoestrutural da área. A análise geomorfológica envolveu a caracterização de elementos da paisagem indicativos de deformações tectônicas modernas, num contexto da geomorfologia tectônica. Os MDE foram reprocessados para realçar feições morfológicas na paisagem. A atividade em campo foi voltada ao mapeamento geológico-estrutural, visando a identificação de falhas e fraturas e mapeamento das unidades geológicas existentes. Os dados estruturais obtidos foram analisados em softwares do tipo Stereonet, Win Tensor e FP tectonics, para determinação dos tensores tectônicos.

RESULTADOS E DISCUSSÃO A análise obtida a partir dos mapas de drenagem e relevo da área de estudo permitiu a caracterização morfoestrutural da área do Lineamento do rio Madeira na porção leste da Bacia do Amazonas, próximo às cidades de Itacoatiara, Silves e Itapiranga. Nessa porção o rio Amazonas tem seu curso orientado segundo o *trend* NE-SW. Morfológicamente, as margens desse rio são fortemente assimétricas, mostrando a formação de terraço na margem esquerda, com desenvolvimento de formas erosivas motivadas pela ação fluvial em épocas passadas. O estudo das formas de relevo mostrou a formação de uma zona escarpada coincidente com a orientação dessa margem, demonstrando um sistema de desnivelamento de blocos para sudeste.

Os tributários do rio Amazonas na margem esquerda (rio Caru, Anebá, Sanabani e Itabani) são drenagens subdendríticas, com arranjos paralelos, e que fluem para sudeste, mas que antes de desembocar no rio principal estão condicionados a Escarpa do Paraná do Rio Urubu que tem orientação similar à direção do Lineamento do rio Madeira. Esses tributários tem orientação NW-SE e parecem estar relacionados ao padrão estrutural neotectônico na Amazônia (Silva, 2005). O mapa de lineamentos de drenagem e de relevo mostra uma coerência com os lineamentos existentes, predominando as orientações N35-40W e N50-55E.

O domínio morfoestrutural Silves- Itapiranga está caracterizado pela ocorrência do *trend* NE-SW bem marcado, segundo a direção dos rios Madeira e Amazonas na porção leste da área. As falhas observadas nesse setor estão fortemente presentes na unidade do Cretáceo e na cobertura coluvionar, predominando um sistema de falhas normais, sobre falhas inversas, falhas transcorrentes destrais e sinistrais. As falhas inversas mapeadas são poucas e afetam somente a unidade do Cretáceo, sendo, portanto, representativas do evento mais antigo na região. As falhas normais possui orientação geral N59W/50NE e mostram basculamentos de blocos tanto para nordeste quanto para sudoeste. Essas falhas cortam toda a sequência sedimentar do Cretáceo, inclusive o horizonte laterítico e mostra correlação com o sistema de drenagem tributário do rio Amazonas. Destaca-se a falha com direção N40-50E com alto ângulo de mergulho (65 graus), basculada para sudeste e com geometria de falha transcorrente, tal comportamento é evidenciado pelas estrias encontradas que indicam um movimento oblíquo, contendo assim uma componente vertical e outra horizontal a qual foi classificada como destal, essa feição possui correspondência com o Lineamento do rio Madeira, na margem esquerda do rio Negro.

CONCLUSÕES O lineamento “Rio Madeira” com direção em média N40E possui grande influência no relevo, na drenagem e nas estruturas encontradas nesta região. Em relação à drenagem observa-se que associado aos lineamentos, a drenagem se comporta de forma paralelizada como é o caso do Paraná do Rio Urubu, Lago Canaçari e margem esquerda do Rio Amazonas. Com relação ao relevo temos superfícies rebaixadas na forma de terraços que se orientam segundo o Rio Amazonas. As falhas que possuem direção N40E apresentam mergulho preferencial para sudeste com movimentação normal oblíqua e deslocamento destal, já as falhas normais que apresentam direção preferencial N30W mostram basculamento tanto para NE como para SW, associadas a essas estruturas temos os afluentes do Rio Amazonas e os divisores de drenagem.

A região de estudo, denominada de Compartimento Silves- Itapiranga, predomina um sistema de falhas normais com orientação N30-40W e mergulhos ora para nordeste ora para sudoeste, que controla o sistema de drenagem na margem esquerda do rio Amazonas. Essas estruturas funcionam com zonas de *horsts* e *grabens* onde o relevo colinoso foi desenvolvido nos sedimentos cretáceos da Bacia do Amazonas. Essa compartimentação do relevo está delimitada pelo lineamento com orientação N40-50E que controla o rio Amazonas e o Paraná do rio Urubu, nesse setor e tem correspondência com o Lineamento do rio Madeira. A análise estrutural sugere que tal feição funcione com uma falha transcorrente dextral ou normal-obliqua onde o rio Amazonas está encaixado.

Referências Bibliográficas

- Brito-Silva K. E. 2010. Análise neotectônica do lineamento do rio madeira nas regiões de Itacoatiara, Silves e Itapiranga (Amazonas). In: Congresso Nacional de Geologia, Pará. Anais do 45^o Congresso Brasileiro de Geologia.
- Cordani U. B., Brito Neves B.B., Fuck R.A., Thomaz Filho A., Cunha, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Ciências Técnica Petróleo. Petrobrás. Centro de Pesquisas e desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello. Seção Exploração de Petróleo, n. 15, 70p.
- Ibanez D.M., Filho R.A., Miranda F.P. Uso de dados SRTM no auxílio à pesquisa de hidrocarbonetos na Bacia Sedimentar do Amazonas. In. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13, 2007. Florianópolis, Anais. Florianópolis, INPE, p. 2015-2022.
- Ibanez D.M., Filho R.A., Miranda F.P. 2007. Utilização de técnicas de reconstrução topográfica com dados SRTM na análise de anomalias morfoestruturais em diferentes estágios de erosão. In. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13, Florianópolis, Anais ... Florianópolis, INPE, p. 2023-2030.
- Igreja H.L.S., Catique J.A. 1997. Análise neotectônica dos lineamentos de Itacoatiara centro-leste do estado do Amazonas. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, 1997, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, v. 1, p. 131-33.
- Miranda F.P., Bentz C.M., Fonseca L.E.N., Lima C.C., Costa A.R., Nunes K.C., Felgueiras C.A., Almeida Filho R. Integração de dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria e topografia na definição do arcabouço estrutural da região do rio Uatumã (Bacia do Amazonas). PETROBRÁS/ CENPES, 1994, Superintendência de Exploração e Produção (SUPEP), Divisão de Exploração (DIVEX)/ Setor de Tectônica (SETEC).
- Nascimento D.A., Mauro C.A., Garcia M.G.L. 1976. Geomorfologia da Folha SA.21-Santarém. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. Folha SA.22-Santarém. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro: MME/DNPM, v. 10, cap. 2, p. 131-98.
- Quadros M.L.E.S., Silva Filho E.P., Reis M.R., Scandolaro J.E. 1996. Considerações preliminares sobre a evolução dos sistemas de drenagens dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, estado de Rondônia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, 1996, Belém. Anais... Belém: SBG/NO, v. 1, p. 242-5.
- Rezende W.M. Brito C.G. 1973. Avaliação geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, SBG, Aracaju (SE). Anais... SBG, 227-45p.
- Ribeiro O. L. Morfodinâmica do Rio Solimões na Região entre Coari e Anamá, Estado do Amazonas. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal do Amazonas, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Departamento de Geociências, 2009. 102p.
- Saadi A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminar. Geonomos, v. 1, p. 1-15,
- Silva C.L. 2005. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 282p.
- 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, v. 29, 4:469-76.
- Sternberg H.O.R. 1950. Vales tectônicos na planície amazônica?. Revista Brasileira de Geografia, v. 12, n^o 4, p. 3-26.

Fácies e argilominerais da Formação Solimões, rio Purus, comunidade Belo Monte – Amazonas

Marcelo Batista Motta

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM / Serviço Geológico do Brasil – SGB,
Gerência de Recursos Minerais – GEREMI. E-mail: marcelo.motta@cprm.gov.br

Resumo A escassez de afloramentos e a dificuldades de logística na região Amazônica torna o trabalho de reconhecimento geológico e a coleta sistemática de amostras uma tarefa difícil. Este trabalho apresenta o estudo das análises de fácies e argilominerais da região de Canutama, comunidade Belo Monte, localizada na margem direita do rio Purus. No afloramento estudado a descrição de três perfis verticais mostraram feições típicas de depósitos de canal e planície de inundação com crevasse splay – estruturação esta que pode ser observada lateralmente. Argilominerais interestratificados encontrados nestes depósitos sugerem processos de neoformação a partir de minerais identificados na amostra total por DRX, porém outros argilominerais podem ter sido produzidos em áreas fontes distintos. Logo os dados apresentados neste trabalho podem corroborar com trabalhos futuros específicos.

INTRODUÇÃO A bacia do Solimões, com aproximadamente 400.000 km², favoreceu, ao longo do tempo geológico, condições ideais para a formação de grandes depósitos de argilominerais, como os que ocorrem na região de Coari (Horbe *et al.* 2007). Gingras *et al.* (2002) também enfatizam a existência de grandes depósitos nas bacias andinas do Peru, Bolívia, Equador, Colômbia e na bacia do Solimões. Na região de Canutama, comunidade Belo Monte, localizada a sudeste da última bacia, margem direita do rio Purus, ocorrem amplos depósitos de planície de inundação (Fig. 1).



Figura 1 – Mapa de localização e geológico mostrando as principais unidades que afloram na região.

Na mesma parte do rio também são observadas depósitos de argilitos/siltitos acinzentados que se intercalam com arenitos friáveis cujos minerais pesados foram descritos por Motta *et al.* (2007). No topo dos argilitos foram encontrados artefatos cerâmicos, indício do uso dos depósitos de argila por povos ancestrais. A partir deste fato foram estudadas oito amostras de argilominerais ao longo de três seções verticais em média com 24m de altura. Os argilominerais foram analisados e identificados por DRX com base em seus ângulos de reflexão e distâncias interplanar.

MATERIAIS E MÉTODOS As amostras foram coletadas em outubro de 2006 da base para o topo dos afloramentos. A partir da descrição de cada seção vertical foram feitos perfis litoestratigráficos representativos. Nos laboratórios do DEGEO/UFAM as amostras foram secas em estufa a 50 °C e quarteadas. Uma parte foi pulverizada, outra foi utilizada para separação da fração argila e a restante foi guardada em arquivo. A separação da fração argila <0,002mm consiste em atacar 100g de amostra com 20ml de H₂O₂ por 24hs, em seguida este material é avolumado com 300ml de água e aquecido a 50 °C até evaporar 100ml. Adicionar ao restante 20 ml de pirofosfato de sódio mais 100ml de água e levar ao agitador por 16hs. Após este tempo, retira-se 100ml do material para duas etapas de centrifugação. Na primeira etapa a centrifuga é programada para 100x (A), 5min (T), 3000rpm (R) e na segunda 100x (A), 3min (T), 4000rpm (R), onde A é aceleração, T é tempo e R é rotação por minuto. O material obtido na primeira etapa foi descartado e o da segunda foi pipetado sobre lâminas de vidro lisas. A parte pulverizada foi analisada por DRX sem qualquer outro tratamento, enquanto as

lâminas de argila foram analisadas no modo normal, glicolada (etilenoglicol) e aquecida a 500 °C por 5 horas. As análises de DRX foram realizadas em equipamento Shimadzu XRD-6000, equipado com tubo de Cu, e intervalo de leitura de 5 °2θ a 60 °2θ

UNIDADES GEOLÓGICAS

Formação Solimões Na área de estudo afloram rochas características desta unidade (Caputo *et al.*, 1971; Maia *et al.*, 1977) na forma de escarpas fluviais que medem em torno de 29m de altura. Sua seção tipo é composta no topo por arenitos finos a grossos subangulares a subarredondados, intercalados com camadas centimétricas a métricas de argila branco-avermelhada (Maia *et al.* 1977, Caputo 1984). A base é constituída por camadas argilosas cinza esverdeadas, maciça, rica em fósseis, além de dentes e escamas de peixe, fito e bioturbação (Caputo *et al.* 1971, Cunha *et al.* 1994). Nogueira *et al.* (2003) descreve a presença de estratificação inclinada heterolítica, *tidal bundles*, brechas intraformacionais e acamamento *wave-flaser-linsen* nesta unidade. Embora feições e dinoflagelados (Arai *et al.* 2003) pareçam confirmar a influência marinha na parte ocidental da bacia Solimões, ainda não existe confiabilidade quanto à ação dos processos de maré (Silveira 2005). Vega (2006) com base em análise de fácies caracteriza o ambiente deposicional em deltaico-lacustre, suprido por canais meandantes, controlado pelo sistema estrutural do Arco de Purus. **Depósitos quaternários** – é formado basicamente por depósitos de planície de inundação do rio Purus que corta a região. São compostos na sua maior parte por argila cinza a creme, silte e areia grossa a muito fina subordinadamente. Formas de leito como campos de dunas subaquosas são observados predominantemente no período de vazante, formando praias fluviais. Boa parte dos suprimentos siliclásticos que hoje formam estes depósitos são provenientes dos contrafortes andinos (Franzini & Potter 1985), da porção sul do Cráton Amazônico e da própria bacia do Solimões (Motta *et al.* 2007). Relatos de moradores locais sustentam que a pequena produção de tijolo é feita com matéria prima de áreas próximas, porém nem sempre os produtos são de boa qualidade.

RESULTADOS

Fácies Foi identificado um total de nove fácies conforme a seguir: pelito laminado amarelado (*Pla*), pelito maciço cinza (*Pmc*), arenito fino maciço (*Afm*), arenito com laminação cruzada cavalgante (*Afcc*), pelito laminado cinza (*Plc*), pelito arenito laminado vermelho (*Plv*), arenito com estratificação cruzada acanalada (*Acav*) e arenito pelito laminado vermelho (*APlv*), arenito-pelito fino laminado (*APfl*) e arenito médio com estratificação plano paralelo (*Ampp*). A associação de fácies *Pla*, *Afm*, *Pmc*, *Afcc*, *Plc* e *APfl* determinaram os depósitos de planície de inundação, enquanto as demais fácies *Acav*, *Afl*, *APfl* e *Ampp* indicam depósitos de canal (Tab. 1).

Tabela 1 – Descrição depósitos encontrado na comunidade Belo Monte, com destaque para os tipos, litologia, estruturas e processos.

TIPO DE DEPÓSITO	DE	LITOLOGIA	ESTRUTURAS	PROCESSOS
Depósitos de Canal		Arenitos finos a médios e pelitos	Estratificação cruzada acanalada, estratificação plano paralela, laminações e clastos de argila.	Deposição em regime de fluxo superior com migração de formas de leito em ambiente subaquoso
Planície de inundação com depósitos de <i>crevasse splay</i>		Arenitos finos e pelitos	Laminação cruzada cavalgante, laminações planas e fragmentos vegetais fósseis.	Predominância de deposição por suspensão com rompimento de diques marginais

Depósitos de Planície de Inundação com crevasse splay Estes são interpretados como planície de inundação e são constituídos principalmente por pelitos maciços e laminados cinza a amarelado. Os pelitos cinza apresentam fragmentos vegetais lenhosos fossilizados que são constituídos principalmente por troncos, galhos e raramente por folhas. Os depósitos de *crevasse splay* associados à planície de inundação são caracterizados pelas intercalações granocrescentes ascendentes entre pelitos cinza laminados e arenitos finos com laminação cruzada cavalgante. Estas intercalações têm

espessuras variadas e em certos locais, devido à ação do intemperismo elas se tornam de difícil reconhecimento.

Depósitos de Canal Estes depósitos são compostos de camadas de arenitos finos a médios avermelhados recobertos por pelito cinza laminado. Sua principal característica é a presença de estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte associadas com depósitos de *lags* argilosos, estratificações plano paralelas ocorrem localmente. As camadas de arenito são bem espessas (~3m) e formam juntamente com a de pelito ciclos granodescrescentes ascendentes. A presença de estratificações cruzadas acanaladas indica influência de um paleocanal durante a deposição e o limite de sua base fica a cargo dos *lags* argilosos, enquanto as estratificações plano-paralelas é o resultado da ação de correntes em regime de fluxo superior. Medidas de paleocorrentes nas estratificações cruzadas acanaladas indicam migração par SW, enquanto as cruzadas plano-paralelas indicam sentido de fluxo para SE.

Argilominerais As análises de DRX totais identificaram que a mineralogia é composta por caulinita, illita, esmectita, mais minerais associados como quartzo, goethita, feldspato (anortita) e rutilo. Na fração argila (normal) além dos dois primeiros argilominerais supracitados foi identificado a montmorillonita que é do grupo das esmectitas, interestratificado illita-esmectita, clinocloro e clorita-vermiculita. Nas amostras tratadas com etilenoglicol nota-se que a reflexão da montmorillonita desloca-se para a esquerda, enquanto nas reflexões dos demais minerais não houve alteração do ângulo de reflexão. Quando aquecidas a 550 °C a esmectita têm sua estrutura destruída, enquanto que a caulinita é transformada em metacaulinita e a illita mantém sua estrutura. A ausência de reflexão do plano (11 $\bar{1}$) da caulinita em 21,15 °2 θ indica que este argilomineral é mal cristalizado. Os argilominerais caulinita, illita e montmorillonita ocorrem em todos os perfis, o interestratificado illita-esmectita ocorre a 12m no P1, enquanto clinocloro e clorita-vermiculita, ambos ocorrem na base do P1 e P2.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO A descrição dos perfis, o reconhecimento de fácies e suas associações, possibilitaram o entendimento preliminar dos depósitos da região. São antigos depósitos de canal originados pela migração de um rio pretérito e depósitos de planície de inundação com crevasse splay, formados quando há rompimento de diques marginais. Os *legs* encontrados disseminados nos arenitos podem ter sido originados pelo fenômeno de terras caídas, ou o mais provável é que tenham sido gerados pela erosão de depósitos da planície de inundação durante a instalação de canais. As medidas de paleocorrentes SW-SE, sugere que a drenagem tinha padrão meandrante, similar ao padrão atual do rio Purus. A presença de estratos cavalgantes indica fluxo combinado entre correntes trativas e suspensão atuando durante a deposição. Em relação às análises de DRX nos modos amostra total, argila normal, argila com etilenoglicol e argila calcinada (aquecida a 500 °C) obteve-se resposta diferenciadas. Em algumas amostras totais foi identificado o quartzo cuja primeira reflexão apresenta distância interplanar (4.264 dÅ)¹, goethita (4.111 dÅ), anortita (3.20dÅ)¹ e rutilo (3.245 dÅ)¹, enquanto que os argilominerais tiveram baixa reflexão. A separação da fração argila de cada amostra possibilitou nos modos argila normal identificar interestratificado illita-esmectita (13.756 dÅ), clorita-vermiculita (14.071 dÅ), esmectita (12.913 dÅ) e clorita (16.598 dÅ) as quais sugerem neoformação, enquanto caulinita (7.160 dÅ) e illita (10.191 dÅ) podem ser produtos de transporte. Na argila glicolada o etilenoglicol, líquido bipolar, ao entrar estrutura da esmectita (montmorillonita) provoca aumento da distância interplanar para 17.879 dÅ e desloca a reflexão para ângulos mais baixos de ~6.84 °2 θ para ~4.94 °2 θ . Na argila calcinada a estrutura da esmectita, dos interestratificados e clorita desaparecem, a caulinita transforma-se em metacaulim e a illita ainda mantém sua estrutura. No contexto analisado, a mineralogia dos argilominerais e a análise de fácies podem ajudar na correlação entre estratos de outros afloramentos da região, bem como corroborar para o entendimento de dados climatológicos, paleogeográficos e paleoambientais desta parte da Amazônia.

Referências Bibliográficas

- Arai, M.; Nogueira, A.C.R.; Silveira, R.R.; Horbe, A.M.C. Considerações cronoestratigráficas e paleoambientais da Formação Solimões com base em palinomorfos, região de Coari, Estado do Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, 2003, Manaus. Resumos Expandidos (CDRom).
- Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, Tectonics, Palaeoclimatology and Paleogeography of Northern Basin of Brazil. Tese de doutorado – University of Califórnia. p. 163-170.
- Caputo, M.V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D.N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia Amazônica. Manaus: Petrobrás/Renor. (Relatório, 4054, antigo 641A).
- Cunha P. R. C.; Gonzaga, F. G.; L. F. C. & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Amazonas. Bol. Geociências, Petrobrás, Rio de Janeiro (RJ), 8(1): 47 – 55.
- Franzinelli, E. & Potter, P. E. 1985. Areias recentes dos rios da bacia amazônica: Composições petrográfica, textural e química. Revista Brasileira de Geociências. nº 15. v 3. p 213 – 220.
- Gingras et M.K., Rasanen M., Ranzi A., 2002. The significance of bioturbated inclined heterolithic stratification in the southern parth of the Miocene Solimões Formation, Rio Acre, Amazônia, Brasil. *Sedimentary Geology*, 17:591 – 601.
- Horbe A.M.C., Paiva M.R.P., Motta M.B., Horbe M.A. 2007. Mineralogia e geoquímica dos perfis sobre sedimentos neógenos e quaternários da bacia Solimõe na região de Coari-AM. *Acta Amazônica*, 37: 81 – 90.
- Maia R.G.N., Godoy H.K., Yamaguti H.S., Moura P.A., Costa F.S.F., Holanda M.A., Costa J.A. 1977. Projeto Carvão no Alto Solimões. Relatório final, CPRM-DNPM, 137 p.
- Motta M.B., Soares, J.L. Passos, R.O. 2007. Minerais pesados e fácies dos depósitos cenozóicos da comunidade Belo Monte, Canutama - AM. In: SGA, Simp. Geol. Amazônia, 10, p. 4
- Nogueira A.C.R., Horbe A.M.C., Motta M.B. 2005. O Neógeno da Amazônia Ocidental. In: SGA, Simp. Geol. Amazônia, 9, p. 4
- Silveira, R.R. Cronoestratigrafia e Interpretação Paleoambiental dos Depósitos Mioceno da Formação Solimões, região de Coari. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geociências. Universidade Federal do Amazonas, 2005.
- Vega, A. M. L. 2006. *Reconstituição paleoambiental dos depósitos miocenos na região Centro Oriental da bacia do Solimões*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, 92 pp.

Argilominerais do depósito da costa de Iranduba, porção centro-oeste da Bacia do Amazonas-AM

Marcelo Batista Motta, Felipe José da Cruz Lima, Sílvio Roberto Riker & Desaix Paulo Balieiro Silva

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM / Serviço Geológico do Brasil – SGB, Gerência de Recursos Minerais – GEREMI, marcelo.motta@cprm.gov.br, felipe.lima@cprm.gov.br, silvio.riker@cprm.gov.br, desaix.silva@cprm.gov.br

RESUMO O mapeamento geológico que vem sendo efetuado pela CPRM em toda Região Metropolitana de Manaus dá ênfase ao potencial exploratório para atender a demanda da indústria da construção civil. Em face disto, este trabalho apresenta estudo mineralógico preliminar de parte de um depósito siliciclástico argiloso ocorrente na região da costa de Iranduba-AM. Seis furos de trado manual revelaram que há uma reserva com grande volume de matéria prima, onde sua principal característica textural é a plasticidade. Os aspectos morfológicos dos argilominerais em MEV indicam que suas gênese não estão relacionadas ao depósito atual. Os dados mineralógicos em associação aos ensaios tecnológicos poderão estabelecer uma expressiva reserva de insumos, podendo, dessa forma, atender tanto a indústria oleira da região, como a de agregado leve para o fabrico de concreto estrutural leve e de alta resistência, em função da presença de argilomineral expansivo.

INTRODUÇÃO Depósitos argilosos holocênicos ao longo do rio Solimões, na porção centro-oeste da bacia do Amazonas, tem sido alvo de mapeamento nos últimos anos pela CPRM (Domínio Baixo Solimões-DBS) (D'Antona *et al.* 2007). Com o advento da Região Metropolitana de Manaus – RMM (composta pelos municípios de Novo Airão, Manacapuru, Iranduba, Careiro da Varzea, Manaus, Presidente Figueiredo, Rio Preto da Eva e Itacoatiara), a demanda por artefatos cerâmicos (telha e tijolo) vem aumentando significativamente, sendo que o principal pólo oleiro é o de Iranduba/Manacapuru. A busca por depósitos argilosos de qualidade é fator determinante para a manutenção da indústria local. Com esse objetivo, foi realizada uma prospecção na costa de Iranduba, margem esquerda do rio Solimões, onde se perfurou seis furos de trado manual, que estão representados na forma de perfis litológicos (Fig.1). A mineralogia das amostras foi estudada por DRX, bem como seus aspectos morfológicos por MEV.

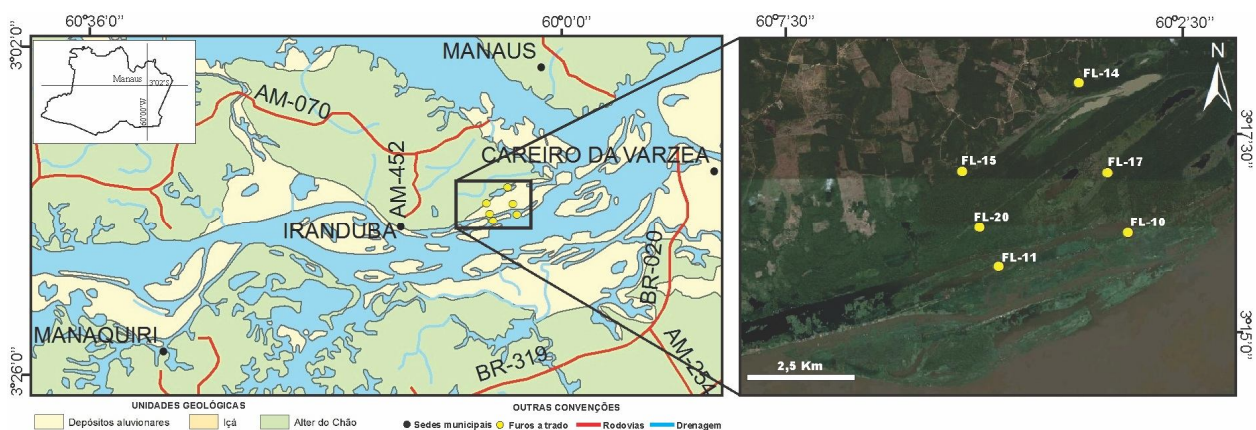


Figura 1. Mapa geológico e de localização da área de estudo. Os pontos em amarelo correspondem aos furos de trado que caracterizaram o depósito de argilomineral da costa de Iranduba.

MATERIAIS E MÉTODOS As amostras foram coletadas no período sazonal de águas baixas por meio de seis furos de trado manual de 4” que atingiram em média 5m de profundidade. A partir da descrição de cada um dos furos foram confeccionados perfis litológicos representativos. Nos laboratório da CPRM as amostras foram secas em estufa a 50 °C, quarteadas e pulverizadas, enquanto no do DEGEO/UFAM foi realizada a separação da fração argila. Este último procedimento consiste em atacar 100g de amostra com 20ml de H₂O₂ por 24hs, em seguida este material é avolumado com 300ml de água e aquecido a 50 °C até restar 200ml, no qual será adicionado 20 ml de pirofosfato de sódio, 100ml de água que serão agitados por

16hs. Após o tempo de agitação, retira-se 100ml para duas etapas de centrifugação. Na primeira etapa a centrífuga é programada para 100x (A), 5min (T), 3000rpm (R) e na segunda 100x (A), 3min (T), 4000rpm (R), onde A é aceleração, T é tempo e R é rotação por minuto. Nesta última etapa o material que restou no fundo do recipiente foi pipetado sobre lâminas de vidro lisas. A parte pulverizada e as lâminas de argila secas foram analisadas nos modos normal, glicolada e aquecida a 500 °C por 5 horas. As análises de DRX, método do pó, foram realizadas em equipamento Shimadzu XRD-6000, equipado com tubo de Cu, e intervalo de leitura de 5 °2θ a 60 °2θ. Fragmentos amostra, secos, foram analisados por microscopia eletrônica de varredura (MEV) para estudo morfológico.

UNIDADES GEOLÓGICAS Regionalmente em Iranduba afloram a Formação Alter do Chão consagrada na literatura, geralmente recoberta por crostas lateríticas, semelhantes aos descritos por Horbe *et al.* (2001), Formação Novo Remanso com as mesmas características descritas por Rozo *et al.* (2005), Formação Iranduba conforme descrita por Abinader *et al.* (2007) e depósitos quaternários (Soares *et al.* 2001). A primeira unidade é a mais expressiva na região estuda e morfológicamente apresenta relevo dissecado com morros e colinas até 50m acima do nível do mar, vales abertos e íngremes e drenagem subdendrítico. Suas rochas são principalmente quartzarenitos com matriz caulínica e pelitos esbranquiçados a rosados-alaranjados e avermelhados. A segunda unidade é constituída por arenito grosso a médio, moderadamente selecionados, apresentam estratificação cruzada tabular e estão cimentados por hematita e goetita, principalmente. Apresentam ciclos granodécrescentes ascendentes cobertos por argilas maciças, localmente laminadas e mosqueadas. A terceira unidade juntamente com a Fm. Novo Remanso recobre os depósitos siliclásticos cretáceos da Fm. Alter do Chão (Abinader *et al.* 2007). Lateralmente a estas unidades, nas planícies de inundação do rio Solimões, ocorrem terraços que formam grandes depósitos argilosos e arenosos com ampla composição mineralógica, datados do Pleistoceno (0.060) ao Holoceno (0.0075) Ma (Soares *et al.* 2010).

RESULTADOS

Descrição dos Furos A partir dos furos de trado foram confeccionados perfis litológicos que mostram ampla distribuição das argilas no depósito estudado. Abaixo segue descrições de cada um dos seis furos com suas características mais marcantes. **Furo (FL-10)** atingiu 5,37m e é composta basicamente por argila siltosa, plástica, maciça, apresenta coloração creme escuro com manchas amarronzadas até a profundidade de 1,7m. A partir desta profundidade até 5,37m ocorre argila cinza esverdeada maciça, plástica e micácea. **Furo (FL-14)** atingiu a profundidade de 7,43m e é composta por argila creme amarelada com manchas cinza, plástica e goethitizada até 1,15m. Entre esta profundidade até 2,28m aumentam o teor de silte e micas, o material mantém-se plástico, a cor varia entre cinza com manchas amareladas e creme amarronzado devido à oxidação da matéria orgânica e de raros pisólitos ferruginosos. Até a profundidade de 4,24m o material mantém as mesmas características, exceto a plasticidade que é moderada. No intervalo de 4,24 a 5,23m a argila é cinza esverdeada-amarronzada, em seu topo ocorre nível turfáceo com 10 cm de espessura e 50 cm abaixo ocorrem pisólitos cinza de até 1,0cm de diâmetro, provavelmente de siderita. A partir da base do intervalo supracitado ocorre argila siltica, cinza clara, plástica e maciça até 7,43m (base do furo). **Furo (FL-17)** alcançou a profundidade de 4,58m, dos quais até 1,38m ocorre argila cinza clara com manchas amareladas, plástica, maciça, bem como raras e pequenas concreções de goethita. Até 1,90m a argila é siltica micromicácea, a cor é creme com manchas acinzentadas e mantém as demais características da profundidade acima. A partir de 1,90m até 3,02m a coloração passa a variar entre o creme ao marrom com manchas acinzentadas, apresenta o mesmo padrão textural descrito na profundidade anterior, porém ocorrem microconcreções de goethita disseminada. Da base do intervalo supracitado até 4,58m ocorre argila siltica, cinza escura, plástica, maciça, porém no topo aparece camada de 30 cm de material siltoso e micromicácea. **Furo (FL-15)** mede 7,38m de profundidade dos quais nos primeiros 1,15m a argila varia de pouco siltica a siltica, cinza amarelada a esverdeada com manchas amareladas, plástica, maciça e na base ocorre matéria orgânica carbonizada/oxidada. Até 2,38m ocorre argila siltica, maciça, com tonalidade de argila creme a cinza claro com manchas amareladas e raros grãos micromicáceos. Entre 2,38m a 6,63m o material mantém no geral o mesmo padrão textural, a

coloração da argila é cinza esverdeada com manchas amareladas, porém variações de tons de tons de creme e granulométrica (silte) entre 3,15m a 4,40m são observadas. A partir de 6,63m a 7,38m passa a argila passa a ser muito siltosa e micácea. **Furo (FL-20)** atingiu a profundidade de 3,90m e mostra, texturalmente, variação granulométrica granodrecrescente ascendente da base para o topo. No contexto geral a argila apresenta cor que varia principalmente em tons de creme (claro-acinzentado-escuro) com manchas amareladas-amarronsadas, plástica a pouco plástica, com estrutura maciça e micácea. Na profundidade de 2,38m a 2,43m o material passa a ser mais silte-argiloso e no intervalo de 3,8m a 3,90m predomina areia muito fina a fina, micácea. **Furo (FL-11)** com até 2,53m de profundidade exibe até 0,4m argila creme escura com manchas alaranjado-amarronzadas, plástica, micromicácea e maciça, porém a partir desta cota o material passa a ser argila siltosa, acinzentada com tons esverdeados, maciça, plástica e micromicácea.

Mineralogia As análises de DRX totais indicam que a mineralogia é composta por caulinita, illita, esmectita, quartzo, muscovita, rutilo e feldspatos. Na fração argila (normal) além dos dois primeiros argilominerais supracitados, ocorre a espécie montmorillonita que é representante do grupo das esmectitas. Esta mesma fração ao ser tratada com etilenoglicol observa-se que a reflexão da montmorillonita desloca-se para a esquerda, enquanto nas demais não houve alteração do ângulo de reflexão. Ao ser aquecido a 550 °C as esmectitas têm suas estruturas destruídas, enquanto que a caulinita é transformada em metacaulinita e a illita mantém sua estrutura. A ausência de reflexão do plano (11 $\bar{1}$) da caulinita em 21,15 °2 θ , indica que este argilomineral é mal cristalizado.

MEV As imagens de microscopia eletrônica de varredura mostram que os argilominerais identificados no depósito estudado correspondem, principalmente, aos grupos da caulinita, esmectita e mica. O primeiro é representado pela espécie de mesmo nome com morfologia em placas hexagonais. O segundo corresponde a montmorillonita que exibe placas com bordas retorcidas, enquanto que o terceiro grupo é o da illita, cuja morfologia em formato de fibras é a principal característica.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES A principal característica deste depósito é a intercalação e mistura de material argiloso e siltoso, bem como concentrações razoáveis de muscovita fina em níveis localizados, juntamente com raras laminações de areia muito fina a fina. Devido à grande quantidade de argila comparada ao silte, o material apresenta plasticidade moderada a alta. Quanto às características texturais das amostras verifica-se que a coloração variável do cinza ao creme, decorre da degradação da matéria orgânica e da intensidade do intemperismo na região. Por meio deste processo, boa parte das manchas que ocorre ao longo dos perfis foi gerada pela oxidação e hidratação de núcleos ferrosos, formados *in situ*, ou pela degradação da matéria orgânica vegetal que se encontra disseminada ou na forma de nível turfáceo. A ocorrência de carbonato de Fe na forma de pisólitos de siderita em um dos furos se deu em função das condições redutoras do meio. A caulinita (1:1) não exibe padrão difratométrico que possibilite o cálculo do índice de Hinckley, logo ela é mal cristalizada, o que também foi confirmado pelas imagens de MEV. O hábito fibroso da illita (2:1) e o enrugamento da montmorillonita (2:1) sugerem que estas se formaram em condições de clima seco. No entanto, a presença de caulinita de granulação muito fina (mal cristalizada) e de placas quebradas de montmorillonita, é indicativa que esses argilominerais sofreram transporte, sugerindo dessa forma que suas gênese tenham caráter alóctone. Dessa forma, concluiu-se que o depósito estudado foi formado pela deposição de materiais transportados pelo rio Solimões ao tempo de sua migração, estando caracterizado pelas fácies de planície de inundação, diques marginais e, provavelmente, *cleavage splay*, tendo idade holocênica. A espessura média de 5m dos furos possibilitou estimar uma reserva de 43.6 milhões de m³ de material argiloso-siltoso para esse depósito. As análises mineralógicas descritas neste trabalho, associada aos ensaios tecnológicos que estão em andamento, devem corroborar seu potencial para aproveitamento na indústria da construção civil, tanto para o fabrico de tijolos e telhas, como para o fabrico de agregado leve a serem usados em concretos estruturais de alta resistência, podendo, desse modo, alavancar a economia e o desenvolvimento de toda Região Metropolitana de Manaus.

Agradecimentos Ao LDRX - Laboratório de Difração de Raios X da Universidade Federal do Amazonas-UFAM pelas análises de DRX, ao LCE – Laboratório de Caracterização Estrutural da Universidade Federal de São Carlos/SP-UFSCar pelas análises de MEV e a CPRM-SGB/SUREG-MA/GEREMI por meio do Projeto Geologia e Recursos Minerais da Região Metropolitana de Manaus pelo suporte financeiro e logístico.

Referências

- Abinader H.D., Nogueira A.C.R., Mapes R.W., Coleman D.S. 2007. Stratigraphy of cenozoic deposits in the center-west portion of the Amazonas Basin. *In: Anais do XI Cong. da ABEQUA*. Belém-PA.
- D'Antona R.J.G., Reis N.J., Maia M.A.M., Rosa S.F., Nava D.B. 2006. Projeto Materiais de Construção na área Manacapuru-Iranduba-Manaus-Careiro (Domínio Baixo Solimões). Informe de Recursos Minerais. Série Rochas e Minerais Industriais, No.1.
- Horbe A.M.C., Nogueira A.C.R., Horbe M.A., Suguio K., 2001. A lateritização na Gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas. Contribuições a Geologia da Amazônia II. Manaus.
- Rozo J.M.G., Nogueira A.C.R., Horbe A.M.C., Carvalho A.S. 2003. Depósitos terciários da bacia do Amazonas. *In: SGA. Simp. Geol. Amazônia*, 8. p4.

Microfácies dos carbonatos Pensilvaniano da borda norte da Bacia do Amazonas na região do Rio Jatapú

Moeme da Silva Máximo¹, Lucieth Cruz Vieira², Adriana Maria Coimbra Horbe²

¹Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, UFAM – moememaximo@gmail.com; ²Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – lucieth@unb.br;
²Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, UFAM – ahorbe@ufam.edu.br

Resumo A maior parte dos sedimentos carbonáticos resulta de processos químicos e principalmente bioquímicos, os quais ocorrem em ambientes marinhos específicos de águas quentes, claras e rasas, sendo formados dentro da própria bacia deposicional como precipitados ou elementos esqueléticos de organismos, cuja fábrica é fortemente regulada pelas condições inerentes à massa d'água como temperatura, salinidade, luminosidade, balanço de CO₂, profundidade da lâmina d'água, turbidez, dentre outros. Os carbonatos da borda norte da bacia do Amazonas apresentam divergência quanto a unidade geológica, necessitando de estudos geológicos de detalhe. Através da descrição petrográfica e a determinação de microfácies foram observadas semelhanças entre os carbonatos da borda norte e sul da bacia do Amazonas.
Palavras-Chave: Pensilvaniano, Itaituba, borda norte da bacia do Amazonas, petrografia.

INTRODUÇÃO O Paleozóico da bacia do Amazonas é caracterizado por uma megassequência constituída por rochas sedimentares de várias litologias, associadas a intrusões de diques e soleiras de diabásio do Mesozóico e rochas sedimentares de idade Mesozóico-Cenozóica (Cunha et al. 2007). Essa megassequência é subdividida em quatro sequências de segunda ordem, sendo destacada a Sequência Pensilvaniano-Permiana que é alvo desse estudo.

A sequência Pensilvaniano-Permiana é representada pelo Grupo Tapajós e compreende as Formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá. Em destaque, os arenitos das Formações Monte Alegre e os carbonatos da Formação Itaituba são alvos constantes de estudos geológicos, devido ao seu potencial petrolífero. Em geral os trabalhos científicos referentes à bacia do Amazonas são realizados na borda sul devido à disponibilidade de acesso e excelente exposição de afloramentos, no entanto a borda norte da bacia, os estudos geológicos são restritos ao projeto RADAMBRASIL realizados na década de 1970. Portanto, estudos são necessários no entendimento geológico regional e de suas possíveis potencialidades. Este trabalho tem como enfoque o estudo de microfácies de depósitos carbonáticos referentes à Formação Itaituba ou Nova Olinda (?) localizado no extremo nordeste do Estado do Amazonas, na região do rio jatapú na pedreira do Grupo João Santos, representado pela empresa NASSAU (Figura 1).

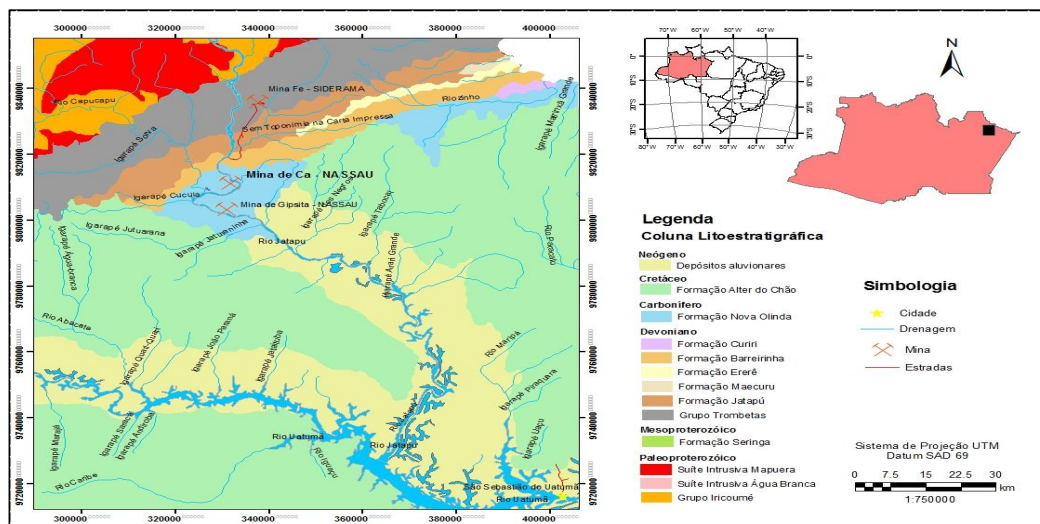


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo, Reis et al., (2006).

MATERIAIS E MÉTODOS Em campo foram realizadas coletas sistemáticas de amostras com intervalo de 50 cm, sendo descritas características como: coloração, textura, estrutura e conteúdo fossilífero, resultando na elaboração de um perfil litoestratigráfico.

No total foram coletadas 46 amostras, e destas, 34 amostras foram selecionadas para confecção de lâminas petrográficas realizadas pela PETROBRAS UO/AM. Todas foram tingidas com azul de séries, para classificação do tipo de porosidade e com vermelho de alizarina a 0,2% (m/V) em HCl 1,5% para identificação de dolomita e/ou calcita. Para classificação das rochas carbonáticas estudadas, utilizou-se a classificação proposta por Dunham (1962). As descrições foram realizadas nos laboratórios de microscopia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Amazonas e da Universidade de Brasília.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Ao longo do perfil litoestratigráfico (Figura 2) foi observado uma variação de rochas carbonáticas classificadas em 18 microfácies representadas por dolomitos, carbonato cristalino e variações de *mudstone*, *wackestone*, *packstone* e *grainstone* (Tabela 1).

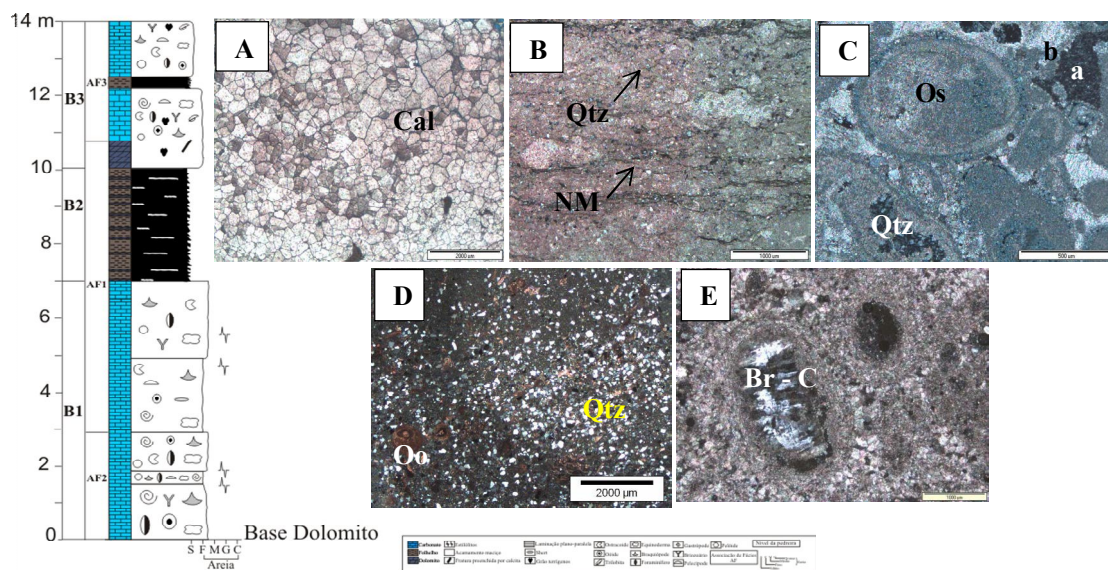


Figura 2 – Perfil litoestratigráfico da frente de lavra da mina da NASSAU. (A) Carbonato cristalino, (B) *Mudstone* bioclastico com grãos terrígenos e filmes de dissolução, (C) *Wackestone* peloidal com bioclasto preenchido por cimento silicoso (a) cimento de calcita espática em mosaico e (b) cimento em franja, (D) *Wackestone* híbrido com grãos bioclasticos e (E) *Wackestone* oolítico com núcleo de bioclastos. (Cal) calcita; (Qtz) quartzo; (NM) filmes de dissolução; (Os) ostracodes; (Oo) oóide; (Br-C) braquiópode *Composita sp.*. Em (A e D) nicóis paralelos e (B, C, E) nicóis cruzados.

O carbonato cristalino apresenta cristais de calcita finos a médio pouco fraturado, dolomita, grãos terrígenos de quartzo, minerais opacos (pirita?) e porosidade intercrystalina. Os *mudstone* variam de bioclastico na bancada inferior e *mudstone* com grãos terrígenos na bancada do nível médio. *Wackestone* peloidal e oolítico ocorrem na bancada inferior e *wackestone* bioclastico, híbrido e peloidal na bancada superior. O *Packstone* foi o mais abundante, ocorrendo nas formas *packstone* bioclastico (bancada inferior e nível médio), e *packstone* bioclastico, oolítico e peloidal (bancada superior). *Grainstone* ocorre apenas na bancada inferior na forma de peloidal e Oolítico. Dolomito ocorre no piso da pedreira e na bancada do nível médio, quando aparece associado a folhelhos. De modo geral tem granulometria fino a muito fino de textura xenomórfica, com presença de grãos de quartzos, sendo que no piso da pedreira ele apresenta uma fábrica não-planar, enquanto que na bancada do nível médio, uma variação de fábricas não-planar a planar-s, com fraturas preenchidas por calcita.

Os bioclasticos predominantes nas seções delgadas foram: a) foraminíferos na forma de testas do tipo: uniserial, biserial, triserial, spiral (fusulinid, *Tricites sp.*), streptospiral (fusulinina) e tubular, por vezes bastante micritizados e como núcleo de oóides; b) braquiópode como núcleo de oóides, na

forma de espinhos e conchas desarticuladas, de textura fibrosa a crenulada, do tipo punctate (a mais abundante), impunctate e por vezes pseudopunctate. Foi possível identificar *Composita sp.* (braquiópode bastante encontrado na Formação Itaituba); *c)* equinoderma de forma retangular a esférica, do tipo equinóides e crinóides com a típica estrutura em peneira e com cimento syntaxial de calcita; *d)* pelecípode e ostracóide ocorrem na forma de conchas desarticuladas preenchidos por calcita ou associados à intraclastos; *e)* gastrópode em seção transversal preenchidos por calcita espática ou micrito; *f)* briozóario com zoécios preenchidos por calcita espática; e *g)* trilobita com extinção zonada característica. Associado a estes bioclastos foram encontrados pelóides sendo a maioria formado a partir produto da micritização de bioclastos principalmente de foraminíferos. Oóides de estrutura concêntrica e por vezes radial com núcleo de bioclastos e calcita, raramente formadas por dois núcleos. Os grãos bioclásticos encontram-se substituídos por anidrita e raramente por gipsita (?) ou mesmo por cimento silicoso, substituindo a calcita de baixo-magnésio, além de piritização nos bioclastos e oóides, bem como na matriz micrítica. Filmes de dissolução (*dissolution seams*) foram observados, assim como porções marrons claras (?) em dolomitas. O cimento de calcita espática ocorre na forma de franjas finas e em mosaico no interior ou nos espaços entre os grãos além de syntaxial nos equinodermas, típicos de zonas freáticas. *Cherts* com a presença de oóides envolvidos foram encontrados níveis médio e inferior.

Tabela 1 – Microfácies da frente de lavra da mina da NASSAU.

Sigla	Litologia e Descrição	Associação de Fácies	Interpretação
Dol	Dolomito – possui cristais muito fino a fino de fabrica não planar a planar-s com grãos aloquímicos de equinodermas e moldes de carapaças.		
Ca	Carbonato Cristalino – possui cristais de dolomita, opacos (pirita?) e grãos terrígenos de quartzos além de porções de matéria orgânica.		
Mb	<i>Mudstone</i> Bioclástico – com a presença de pelecípodes, braquiópodes, foraminíferos e ostracodes imersos em matriz micrítica.		
Mbt	<i>Mudstone</i> Bioclástico com Grãos Terrígenos – possui grãos terrígenos de quartzos e orientação marcada por matéria orgânica.		
Wp	<i>Wackestone</i> Pelóidal – apresenta bioclastos do tipo equinodermas, braquiópodes, foraminíferos, ostracodes e briozoários micritizados.	AF1	Laguna de intermaré
Wpb	<i>Wackestone</i> Pelóidal Bioclástico – com bioclastos do tipo foraminíferos, equinodermas, braquiópodes, pelecípodes, ostracodes, gastrópodes e briozoários sendo alguns substituídos por calcedônia.		
Wbd	<i>Wackestone</i> Bioclástico Dolomítico – apresenta moldes de carapaças imersos em matriz calcítica e dolomítica.		
Whb	<i>Wackestone</i> Híbrido Bioclástico – apresenta bioclastos do tipo braquiópodes, equinodermas, foraminíferos, pelecípodes, briozoários, pelóides e oóides e minerais como dolomita, calcita, opacos (pirita?) e anidrita.		
Wo	<i>Wackestone</i> Oolítico – os oóides possuem estrutura concêntrica e por vezes radial e núcleo formado por bioclastos ou lixiviados.	AF2	Barra bioclástica e oolítica
Pb	<i>Packstone</i> Bioclástico – possui bioclastos como braquiópodes, foraminíferos, equinodermas, gastrópodes, ostracodes, pelecípodes, briozoários e trilobitas alguns sendo substituídos por calcedônia.		
Pbp	<i>Packstone</i> Bioclástico Pelóidal – apresenta bioclastos do tipo foraminíferos, equinodermas, braquiópodes, gastrópodes e bivalves sendo substituído por calcedônia e com oóides fraturados.	AF3	Inframaré
Pob	<i>Packstone</i> Oolítico Bioclástico – os oóides possuem o núcleo formado por bioclastos de estrutura concêntrica e radial. Os componentes aloquímicos são do tipo foraminíferos, braquiópodes, equinodermas e gastrópodes.		
Pbo	<i>Packstone</i> Bioclástico Oolítico – apresenta bioclastos do tipo equinodermas,	AF2	Barra bioclástica e oolítica

	braquiópodes, foraminíferos e bivalves. Os oóides apresentam o núcleo formado principalmente por equinodermas.
Pob	<i>Packstone</i> Oolítico Bioclástico – os oóides possuem o núcleo formado por bioclastos de estrutura concêntrica e radial. Os componentes aloquímicos são do tipo foraminíferos, braquiópodes, equinodermas e gastrópodes.
Ppo	<i>Packstone</i> Pelóidal Oolítico – os pelóides por vezes são produto da micritização de foraminíferos. Os oóides possuem núcleo de bioclastos e calcita espática cujos alguns possuem dois núcleos.
Gb	<i>Grainstone</i> Bioclástico – possui vários fragmentos de carapaças e espinhos além de oóides e pelóides. Os componentes aloquímicos são representados por foraminíferos, braquiópodes, equinodermas, gastrópodes, bivalves, briozoários, ostracodes e trilobitas.
Gpb	<i>Grainstone</i> Pelóidal Bioclástico – a maioria dos pelóides são produto da micritização de foraminíferos e os bioclastos são representados por foraminíferos, equinodermas, gastrópodes, pelecípodes e braquiópodes.
Gpo	<i>Grainstone</i> Pelóidal Oolítico – os pelóides são em parte produto da micritização de bioclastos, no entanto, os oóides possuem núcleo de bioclastos sendo alguns fraturados. Os componentes aloquímicos são representados por equinodermas, foraminíferos e braquiópodes.
Gop	<i>Grainstone</i> Oolítico Pelóidal – os oóides possuem núcleo de bioclastos sendo bastante micritizados. Os pelóides são em parte produto da micritização de bioclastos sendo principalmente de oóides. Possui componentes aloquímicos como braquiópodes, foraminíferos e equinodermas.

CONCLUSÃO De acordo com dados preliminares petrográficos das rochas carbonáticas da borda norte da bacia do Amazonas, são rochas representativas da Formação Itaituba, pois apresentam a composição faunística característica desta unidade. Foram identificadas 3 associações de fácies características de ambiente de laguna de intermaré, barra bioclástica e oolítica e inframaré. As microfácies representativas do ambiente de laguna de intermaré são representadas por: Dol (dolomito), Ca (calcário cristalino), Mb (*mudstone* bioclásticos), Mbt (*mudstone* bioclásticos com grãos terrígenos), Wp (*wackestone* peloidal), Wpb (*wackestone* peloidal bioclástico), Wbd (*wackestone* bioclástico dolomítico) e Whb (*wackestone* híbrido bioclástico), que representam um ambiente restrito, de baixa energia com substrato lamoso, sendo caracterizado por foraminíferos, gastrópodes, bivalves, ostracodes e braquiópodes.

A barra bioclástica e oolítica é representada pelas microfácies: Wo (*wackestone* oolítico), Pbo (*packstone* bioclástico oolítico), Pob (*packstone* oolítico bioclástico), Gb (*grainstone* bioclástico), Gpb (*grainstone* pelóidal bioclástico), Gpo (*grainstone* pelóidal oolítico) e Gop (*grainstone* oolítico pelóidal). São típicas de zonas elevadas topograficamente e de maior energia com retrabalhamento pela ação de ondas e correntes, evidenciado pela fragmentação e desarticulação dos bioclastos e ausência de matriz.

Por fim, o ambiente de inframaré é representado pelas microfácies: Pb (*packstone* bioclásticos) Pbp (*packstone* bioclástico pelóidal) e Ppo (*packstone* pelóidal oolítico) cuja associação faunística é composta por braquiópodes associados a briozoários onde raramente são afetados pelas ação de ondas e correntes, além de foraminíferos fusulinídeos, ostracodes, equinóides, trilobitas, gastrópodes e bivalves. O avanço do ambiente de inframaré é representado por uma menor taxa de sedimentação e energia, como indicativo são observados bioclastos articulados sem retrabalhamento.

Referências Bibliográficas

- Cunha P.R.C., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 15 (2): 227-252p.
- Reis, N.J.; Almeida M.E.; Riker, S.L.; Ferreira, A.L. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do estado do Amazonas; Escala 1:1.000.000. 1: 97-99p.

Proveniência das rochas sedimentares da Formação Ipixuna (Cretáceo) com base em estudo de minerais pesados e datação de monocristais de zircão por evaporação de chumbo.

Nivia Oliveira da Costa, Werner Truckenbrodt & Jean-Michel Lafon

Instituto de Geociências – UFPA, nivia@ufpa.br, trucken@ufpa.br, lafonjm@ufpa.br.

Resumo A Formação Ipixuna (Cretáceo Superior) ocorre no leste da Sub-Bacia de Cameté, Baía de Marajó, nordeste do Estado do Pará. Um estudo de proveniência foi realizado com base nos estudos de minerais pesados (petrografia e microscopia eletrônica) e dados geocronológicos pelo método de evaporação de chumbo em monocristais de zircão. O estudo dos minerais pesados indica uma origem a partir de rochas metamórficas e magmáticas félsicas. Zircão detríticos com idades Pb-Pb no intervalo de 2,18-2,03 Ga confirmam áreas fontes dos sedimentos localizadas na faixa Araguaia e o Craton Amazônico. Idades no intervalo entre 1,99-1,84 Ga e no intervalo entre 1,69-1,46 Ga, sugerem áreas fontes mais afastadas no Craton Amazônico, como as Províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro – Juruena, respectivamente.

INTRODUÇÃO A Formação Ipixuna aflora na borda sudeste da Sub-Bacia de Cameté, NE do Estado do Pará (Figura 1). Segundo Góes (1981) esta unidade foi depositada em ambiente flúvio-lacustre no Cretáceo. Posteriormente, Santos Jr. (2002) a subdividiu em duas associações de fácies distintas: a) canal fluvial, influenciado por maré, e b) planície de inundação/*mud plug*. Nascimento e Góes (2005), baseado no estudo da assembléia de minerais pesados e de paleocorrentes, sugeriram que os sedimentos da Formação Ipixuna tiveram como fontes principais rochas do Escudo Brasil-Central e a Faixa de Dobramento Araguaia-Tocantins. Diante desse cenário, este trabalho apresentou um estudo de proveniência em uma amostra de arenito da Formação Ipixuna, apoiado no estudo de minerais pesados e na geocronologia Pb-Pb em zircões detríticos, objetivando a caracterização dos tipos de rochas fontes e a determinação de suas idades.

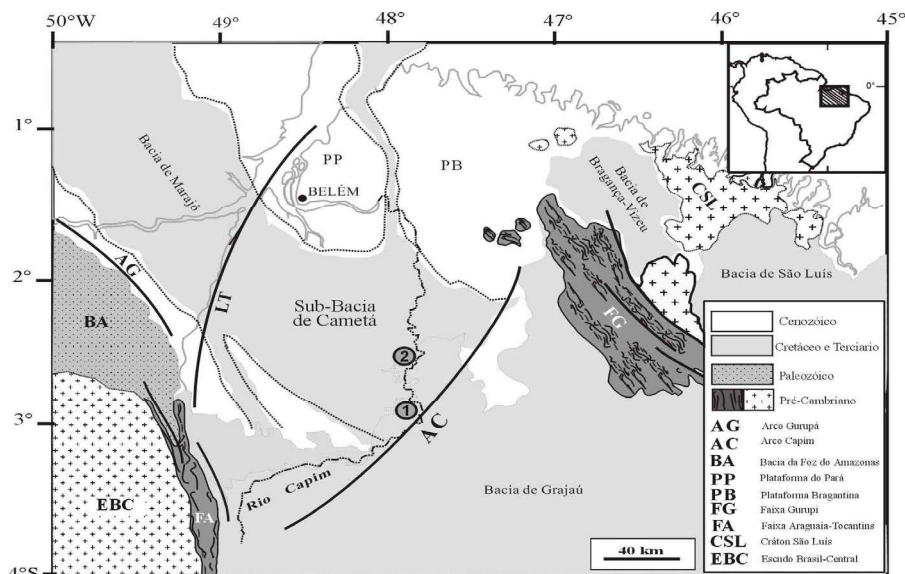


Fig.1-Mapa de localização da Sub-Bacia de Cameté, incluindo a área de estudo na região do médio Rio Capim (minas 1: PPSA e 2:IRCC). Fonte Nascimento & Góes 2005.

CONTEXTO GEOLÓGICO A Bacia de Marajó, na qual a área de estudo está inserida, localiza-se na parte norte do Estado do Pará, entre os paralelos 1° N e 3° S e os meridianos 51° e 48° W. Apresenta forma alongada na direção NW-SE e é limitada, a NW, pelo feixe de falhas transcorrentes de Mexiana; a SE, pelo Arco Tocantins que a separa da Bacia do Grajaú e; a oeste, pelo Arco de Gurupá, que a separa da Bacia do Amazonas. A bacia de Marajó abrange uma área de aproximadamente 50.000 km², distribuídos em quatro sub-bacias denominadas Mexiana, Limoeiro, Cameté e Mocajuba, de NW para SE (Villegas 1994). A Formação Ipixuna está inserida na Sub-bacia de Cameté, que possui formas alongadas nas direções NW-SE e WNW-ESSE, dimensões de 80 km de largura por 140 km de espessura, limitada ao norte pela Plataforma do Pará, a sul pela Bacia do Baixo Amazonas, a leste pelo Arco do Capim e a oeste pelo Lineamento Tocantins Villegas (1994). A Sub-bacia é constituída por quatro unidades: Formação Pré-Ipixuna, Ipixuna, na qual foi realizado o estudo de proveniência, Formação Barreiras e sedimentos Pós-Barreiras Santos Jr. (2002). A Formação Pré-Ipixuna que é correlacionável com a Formação Alcantara (Grupo Itapecuru) da Bacia de São Luiz – Grajaú, consiste de arenitos estratificados, siltitos e argilitos vermelho-chocolate Góes (1981); A Formação Ipixuna, (Cretáceo Superior), é constituída pelos sedimentos arenosos caulínicos, intercalados por argilitos vermelhos subordinados, apresentando estratificação cruzada, de contato discordante com a Formação Itapecuru e Formação Barreiras (Francisco *et al.*, 1971); A Formação Barreiras (Mioceno Médio a Superior) consiste em arenitos friáveis e quartzosos, argilitos variegados e conglomerados, (Arai *et al.*, 1988); Os sedimentos Pós-Barreiras (Plio-Pleistoceno), em contato discordante da Formação Barreiras, consiste de areias finas a médias amareladas, de deposição atribuídas por processos gravitacionais e, em parte eólica Rossetti (2000).

METODOLOGIA Para o estudo, foram separados minerais pesados a partir de uma amostra de arenito (amostra M-106) retirada da mina da empresa Imerys Rio Capim Caulim (IRCC). Os minerais pesados foram extraídos na fração 0,088 a 0,125 mm, utilizando bromofórmio (CHBr₃) e, posteriormente, foram identificados com microscópio petrográfico de marca Zeiss, modelo Axioshop 40 Pol no Laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências da UFPA. As análises químicas semi-quantitativas de minerais opacos e a identificação das estruturas internas de zircão foram realizadas com o microscópio eletrônico de varredura (MEV) LEO-ZEISS, modelo 1530 do laboratório LABMEV do Instituto de Geociências da UFPA, com sistema de dispersão de energia - EDS e em modo de elétrons retroespalhados, respectivamente. As análises geocronológicas foram feitas pelo método de datação por evaporação de Pb-Pb em zircão (Köber, 1986; 1987), no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), com um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 em modo dinâmico. Os dados analíticos foram tratados de acordo com (Gaudette *et al.* 1998) e o histograma de idades foi elaborado com auxílio do programa Isoplot versão 3.10b Ludwig (2004).

RESULTADOS A assembléia de minerais pesados da amostra M-106, é constituída, em média, por 74% de zircão, 9% de cianita, 6% de turmalina, 3% de estauroлита, 2% de rutilo e 1% de anatásio (Figura 2). Os zircões possuem formas prismáticas até elípticas arredondadas, predominando os grãos prismáticos com arestas arredondadas a bem preservadas. A turmalina apresenta grãos irregulares, subédricos e prismáticos. Os grãos de cianita são prismáticos, apresentando bordas corroídas como principal característica. O rutilo mostra grãos arredondados e alguns alongados exibindo feições em forma de cotovelo. A estauroлита ocorre como grãos irregulares, apresentando bordas corroídas ou mamilares de corrosão e o anatásio como grãos de hábito tabular retangular e alguns com formas irregulares. As imagens dos zircões analisados no MEV permitiram identificar dois tipos de zoneamento, concêntrico ao redor do núcleo e eudral oscilatório, assim como zircões aparentemente não zonados. As imagens e análises químicas no MEV com EDS mostraram que os minerais opacos são ilmenitas com estruturas internas homogêneas e morfologicamente arredondadas a angulosas. A composição química revelou que este mineral é enriquecido em TiO₂ e relativamente pobre em MnO, com teores em torno de 60% e de 3%, respectivamente. Para o estudo geocronológico, 30 cristais de zircão detríticos foram analisados. Foram obtidas idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb paleoproterozóicas e mesoproterozóicas espalhadas em um intervalo de 2177 Ma a 1456 Ma (Figura 3).

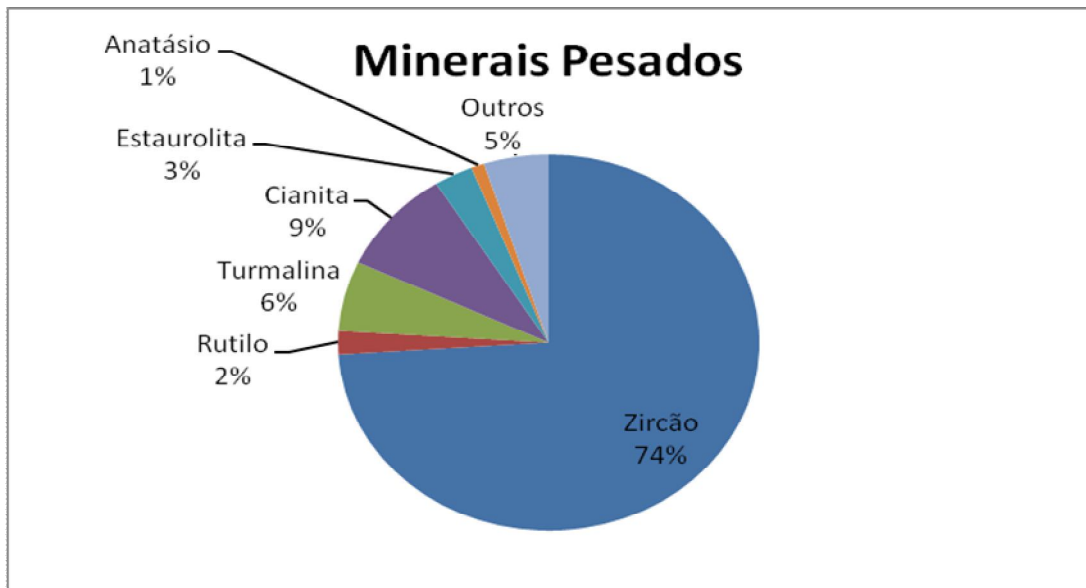


Fig. 2-Distribuição dos minerais pesados da amostra M-106.

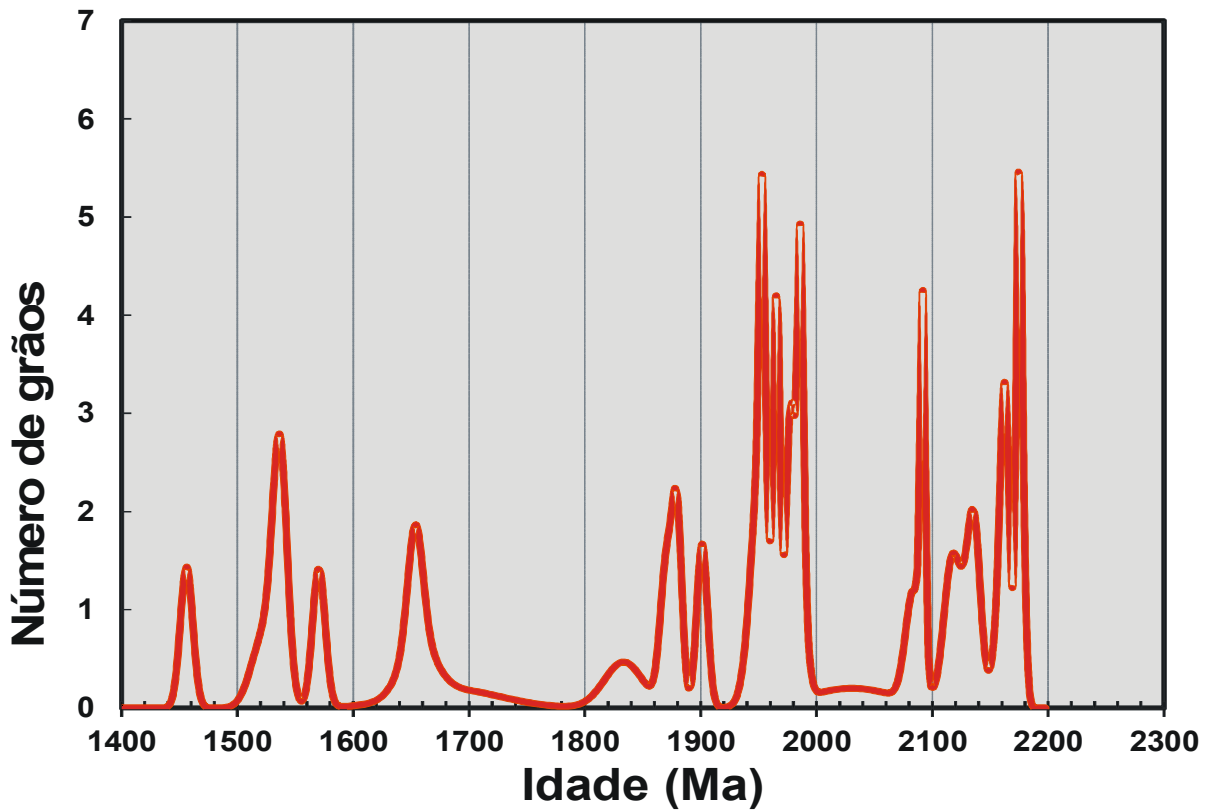


Fig. 3- Histograma das idades de zircões da Formação Ipixuna.

DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES A abundância de minerais estáveis e seus aspectos morfológicos, com bordas corroídas, junto com a grande quantidade de caulim, sugere a atuação de um forte intemperismo químico na área de deposição, causando a remoção dos minerais instáveis e elevando a quantidade relativa dos estáveis. Além disso, a ocorrência de grãos tanto euédricos quanto arredondados indica mais de uma área fonte para os sedimentos da Formação Ipixuna. A presença de cianita e estauroлита caracteriza rochas metamórficas de médio grau. A análise do zoneamento e estruturas internas dos cristais de zircões permitiu identificar zircões tanto metamórficos quanto magmáticos. A composição química das ilmenitas sugere que elas são provenientes de rochas ígneas e metamórficas. O valor elevado de TiO_2 indica uma proveniência de rochas metamórficas (Basu & Molinaroli, 1989). Enquanto que o valor baixo de MnO sugere uma origem de rochas félsicas (Grigsby, 1992). Um primeiro conjunto de zircão detríticos forneceu idade em um intervalo de 2,18-2,03 Ga indicam áreas fontes dos sedimentos localizadas na faixa Araguaia e o Craton Amazônico, conforme sugerido por (Nascimento & Góes, 2005). Um segundo conjunto forneceu idades no intervalo entre 1,99-1,84 Ga e um terceiro no intervalo entre 1,69-1,46 Ga, indicando áreas fontes mais afastadas no Craton Amazônico, como as Províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro – Juruena, respectivamente (Tassinari et al. (2000). Não foram encontrados zircões detríticos com idades arqueanas ou neoproterozóicas, sugerindo que a Província Amazônia Central e a Província Borborema, não foram áreas fontes dos sedimentos da Formação Ipixuna.

Agradecimentos Agradecemos aos professores Cláudio Lamarão e Marco Antônio Galarza, do Instituto de Geociências da UFPA, pelo apoio nas análises de microscopia eletrônica e nas análises geocronológicas, respectivamente.

Referências Bibliográficas

- Arai M.; Uesugui N.; Rossetti D.F.; Góes A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. *In: SBG. Congr. Bras. Geol.*, 35. Belém. Anais, 2: 738-752.
- Basu A.; Molinaroli E. 1989. Provenance characteristics of detrital opaque Fe-Ti oxide minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*. 59(6): 922-934.
- Francisco B.H.R.; Lowenstein P.; Silva, G.G. 1971. Contribuição à Geologia da folha São Luis (AS-23), no Estado do Pará. *Boletim do Museu Emílio Paraense Goeldi*. Série Ciências da Terra. 17:1-17.
- 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 Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 11:351-363
- Góes A.M. 1981. Estudo sedimentológico dos Sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 55p. (Dissertação de Mestrado).
- Grigsby, J.D. 1991. Chemical fingerprinting in detrital ilmenite: A viable alternative in provenance research. *Journal of Sedimentary Petrology*. 62(2):331-337.
- Kober B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}Pb/^{206}Pb$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93:482-490.
- Kober B. 1987. Single grain zircon evaporation combined with Pb^+ emitter-bedding for $^{207}Pb/^{206}Pb$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 63-71.
- Ludwig K.R. 2004. User's manual for ISOPLOT/EX: a geochronological toolkit for microsoft excel (version 3.1). Berkeley geochronology center. Special publication 4, 71p.
- Nascimento M.S & Góes A.M. 2005. Distribuição estratigráfica e proveniência de minerais pesados das formações Ipixuna e Barreiras, região do rio Capim, sul da Sub-Bacia de Cametá. *Rev. Bras. Geoc.* 35(1):49-58.
- Rossetti D.F. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sedim. Geol*, 133:295-324.
- Santos Jr., A.E. 2002. Reconstrução paleoambiental e estratigráfica de depósitos cretáceos e terciários expostos na borda sudeste da Sub-Bacia de Cametá, norte do Brasil. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 100p. (Dissertação de Mestrado).
- Tassinari C.C.G.; Bettencourt J.S.; Galdes M.C.; Macambira M.J.B.; Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. *In: Cordani U.G.; Milani E.J.; Filho A.T.; Campos D.A. (eds) Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p.: 41-95.
- Villegas J.M.C – 1994 – Geologia Estrutural da Bacia de Marajó. Belém, Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 119p.

Metodologia de análise granulométrica utilizada em sedimentos e solo na Formação Rio Madeira.

Pâmela Emanuelle da Silva, Maria Rosalva Campos Coelho & Carlos Eduardo S. de Oliveira.

Serviço Geológico do Brasil – CPRM/REPO, pamelasilva87@yahoo.com.br

Resumo Este trabalho, desenvolvido na Formação Rio Madeira no município de Porto Velho, consiste na determinação das dimensões das partículas que constituem as amostras e no tratamento estatístico dessa informação. Nestes ensaios de análise granulométrica foi considerado o peso da amostra utilizada, o tempo e a precisão do ensaio, além do modo que foi conduzido o ensaio: a forma combinada úmido/seco. Foi utilizada nesse estudo a classificação de Wentworth. Os resultados obtidos para as 100 amostras de sedimentos e solos da região abrangida apresentaram as características a seguir: 73% delas estão classificados como silte/argila, 4% como areia muito fina, 1% areia fina, 11% areia média, 0% areia grossa, 9% areia muito grossa, 1% cascalho fino e 1% cascalho médio. Constatou-se que o material é aplicável em muitos segmentos da construção civil.

Palavras chaves: Análise granulométrica, Wentworth, Construção Civil.

INTRODUÇÃO O estudo de sedimentos e solo na Formação Rio Madeira faz parte do Projeto Insumos Minerais para Construção Civil de Porto Velho, o qual está sendo desenvolvido pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Residência Porto Velho (REPO) em Rondônia. Procurando analisar as características granulométricas deste local e sua aplicabilidade na construção civil desta região.

Em Termos técnicos, o peneiramento é compreendido como um processo de classificação de partículas por tamanho. Embora fatores como forma e densidade das partículas sejam significativos nesse processo, o tamanho da partícula ainda é fator predominante na classificação por tamanho. Em geral, o peneiramento, nas operações de laboratório, de material fino, compreende a faixa granulométrica desde 37 até 10 μm (Valire e Wennem, 1980).

O processo de peneiramento fino pode ser usado tanto a seco quanto a úmido, todavia o peneiramento de material fino, em laboratório, é feito a úmido e a alimentação do minério é feita, segundo uma polpa, minério e água. As partículas menores transportadas pelo fluido passam pelas aberturas da tela. As operações contínuas só são possíveis com a fração grossa. Quando o líquido não mais existe na tela, esta atua como um transportador vibratório no percurso, até que nova adição de água seja efetuada para facilitar a remoção de partículas finas, ainda remanescentes Carriso (2004).

Nos ensaios de análise granulométrica, devem ser considerados o peso da amostra utilizada, o tempo e a precisão do ensaio, além da forma como será conduzido o ensaio: a seco, a úmido ou a forma combinada úmido/seco.

MATERIAIS E MÉTODOS Em muitos casos, o material a ser analisado contém uma fração fina, cujas partículas estão aglomeradas em decorrência da tensão superficial resultante da umidade ou tensão eletrostática. Em outras situações, as partículas finas estão aderidas as grossas. Como consequência, num peneiramento a seco, essas partículas são retidas nas peneiras de aberturas maiores, ou obstruem as peneiras com aberturas menores, ou seja, peneiras de malhas finas. Portanto, há necessidade da remoção dessa fração fina para não mascarar resultados, do ensaio. Nesse caso o peneiramento a seco impede a reprodutibilidade dos resultados e compromete, sobretudo, a consistência dos mesmos. A alternativa consiste em combinar os peneiramentos a úmido e a seco. Esse procedimento com a vantagem de ser mais rápido que o úmido, resume-se em cinco etapas: secagem, desagregação, quarteamento, lavagem, secagem, peneiramento a seco e pesagem das frações.

A secagem das amostras (primeira etapa) é feita em estufa de ar circulante, cuja temperatura não excede 65°C, evitando-se, de igual maneira, a perda de massa dos materiais voláteis porventura existentes. Em seguida a amostra é desagregada manualmente.

Como uma alternativa para redução do volume de amostra, necessários aos ensaios de peneiramento, é usado o quarteador Jones (Figura 1). Neste caso a alíquota final das amostras foi estabelecida entre 100 e 200g.



Figura 1 - Representação esquemática de um Quarteador Jones.

Na quarta etapa procede-se à lavagem da amostra. Para tal utiliza-se a peneira com abertura de 250# (# = *mesh*), para remover a fração fina (silte/argila) até que a água da lavagem esteja clara.

O retido será levado em um *becker* para o ultra-som agitando vigorosamente para continuar a deslamagem.


O material levado ao ultra-som retorna para a peneira de 250# onde o retido é levado a estufa de ar circulante a 65°C e o passante decantará em um balde.

Após aproximadamente 24 horas em decantação, o volume de água deve ser reduzido por sucção com mangueira e/ou seringa. Em seguida o material decantado é levado à estufa também a 65°C em recipientes de vidro ou alumínio.

Na última etapa procede-se à análise granulométrica a seco da fração grossa, acima de 250#, com composição completa da série de peneiras selecionadas para o ensaio (5#, 9#, 16#, 32#, 60#, 115# e 250#). Cada fração é pesada, embalada e identificada cuidadosamente.

Após a pesagem de cada fração granulométrica, realiza-se o cálculo de distribuição granulométrica. Inicialmente prepara-se uma tabela para apresentação dos dados obtidos, conforme os resultados analíticos a seguir.

RESULTADOS E DISCUSSÕES. Os resultados analíticos para as amostras estudadas são apresentados em tabelas individuais referente a cada amostra analisada (Figura 2). A coluna Retida nas Peneiras corresponde às aberturas das peneiras utilizadas no ensaio. A coluna Material (g) refere-se às massas (g) da fração retida na peneira correspondente. Em seguida, somam esses valores, registrando os Totais. A coluna Frequência Simples é obtida pelo valor de divisão da massa retida em cada peneira pelo total da soma das massas, multiplicando o quociente por 100. O registro é feito na mesma linha, porém na coluna Frequência Simples. Na coluna Frequência Acumulada, inicialmente, registra-se o valor da primeira linha correspondente à coluna Frequência Simples, na mesma linha da Frequência Acumulada. Em seguida soma-se esse valor àquele da linha seguinte e coluna anterior. Repete-se a operação com esse novo valor até o último valor da coluna Frequência Simples.

	A	B	C	D	E	F
1		COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS				
2		DRI - LABORATÓRIO DE APOIO DA REPO				
3		ANÁLISE GRANULOMÉTRICA				
4						
5	Número da Amostra			CE - FT - 19		
6	Material:			Pesos		
7				Inicial (g)	Final (g)	erro
8				194,91	194,30	0,31%
9	Retida nas Peneiras			Material (g)	Frequência	
10	mm	Phi	Mesh		Simples	Acumulada
11	4,000	-2	5	1,49	0,77	0,77
12	2,000	-1	9	12,46	6,41	7,18
13	1,000	0	16	56,24	28,94	36,12
14	0,500	1	32	54,82	28,21	64,34
15	0,250	2	60	48,43	24,93	89,26
16	0,125	3	115	11,56	5,95	95,21
17	0,062	4	250	7,71	3,97	99,18
18	< 0,062	> 4	< 250	1,59	0,82	100,00
19	Totais ==>			194,30	100,00	100,00
20						
21	CLASSIFICAÇÃO GRANULOMÉTRICA SEGUNDO WENTWORTH:				AREIA MUITO GROSSA	
22						
23						
24						
25						
26						
27						
28						
29						
30						
31						
32						
33						
34						
35						
36						
37						
38						
39						
40						
41						
42						
43						
44						
45						
46						
47						
48	Projeto : Insumos Minerais p/ Construção Civil de Porto Velho				C.Custo :	4.022.260
49	Solicitante : Carlos Eduardo C. Oliveira				Data Análise:	

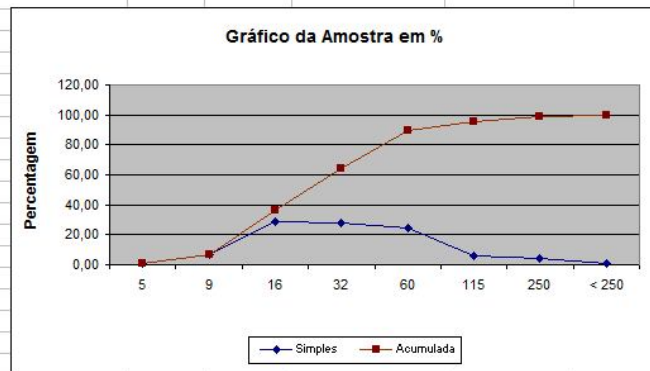


Figura 2 – Exemplo de planilha de resultado de análise granulométrica.

Uma avaliação preliminar do ensaio pode ser feita mediante a diferença entre o peso inicial da amostra e o peso final, ou seja, a soma de todas as massas retidas nas peneiras. Para ensaios realizados com procedimentos corretos, essa diferença não pode ser superior a dois pontos percentuais. Valores superiores indicam perdas significativas da amostra durante a realização do ensaio. Neste caso, aconselha-se a repetição do ensaio.

CONCLUSÃO Os resultados obtidos para as 100 amostras de sedimentos e solos da região abrangida pelo Projeto Insumos Minerais para Construção Civil de Porto Velho apresentaram as características gerais destacadas abaixo:

- 73% delas estão classificados como silte/argila
- 4% como areia muito fina
- 1% areia fina

- 11% areia média
- 0% areia grossa
- 9% areia muito grossa
- 1% cascalho fino
- 1% cascalho médio.

A classificação granulométrica de Wentworth, assim como o ensaio combinado úmido/seco, foi considerada, neste caso, como o mais adequado para este tipo de análise, por se tratar de material bastante fino. Observando-se os resultados foi constatado que o material é aplicável em muitos segmentos da construção civil, porém é necessário um estudo mais específico dependendo da área onde este será utilizado.

Referência Bibliográfica

- Valire S. B. Wennon J. E. 1980. Screening in Mineral Processing Operations. *In*: Mular, A.L., Bhappu, R. B. Mineral Processing Plant Design, 2nd Edition. Littleton, USA: SME, , p.917-928.
- Carriso R. C. C. e Correia, J. C. G. 2004. Classificação e peneiramento. *In*: Luz, A. B., Sampaio, J A. e Almeida, S. L. M. (Ed.). Tratamento de minério 4^a Ed. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, p.197-240.
- Sampaio J.A.; França S.C.A.; Braga P.F.A. 2007 (Eds.). Tratamento de minérios: práticas laboratoriais. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 570p. il.

Estudo faciológico da Formação Serra do Tucano – Roraima

Raisa Fagundes de Figueiredo & Fábio Luiz Wankler

Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima, raisa_fagundes@hotmail.com,
fwankler@uol.com.br

Resumo As rochas da Formação Serra do Tucano foram depositadas durante o Cretáceo Superior no hemigraben do Tacutu. Constituem-se principalmente por arenitos e, localmente, camadas de pelitos e conglomerados. Foram identificadas oito litofácies principais que compõem essa unidade as quais foram reunidas nas associações de fácies de leito cascalhoso, leito arenoso e planície de inundação. A representação gráfica dessas litofácies foi feita através de perfis sedimentológicos. Os dados de paleocorrentes obtidos foram representados em um diagrama de roseta e mostraram uma unidirecionalidade do fluxo para sudoeste. Assim, a análise dos dados texturais, de estruturas sedimentares e paleocorrentes levaram a uma interpretação preliminar do ambiente deposicional da Formação Serra do Tucano como fluvial entrelaçado. Palavras-chave: análise faciológica, Cretáceo, Serra do Tucano

INTRODUÇÃO A Formação Serra do Tucano aflora na borda leste da bacia do Tacutu. Com base em interpretações sísmicas feitas pela PETROBRAS, estima-se que sua espessura possa atingir cerca de 2.200 m. Essa sedimentação marca o encerramento da fase rifte e culmina com o assoreamento da bacia no Eocretáceo (Eiras e Kinoshita 1988; Vaz *et al.* 2007).

A região estudada localiza-se a 80 km da cidade de Boa Vista em direção à cidade de Bonfim. O afloramento da fácies mais arenosa está situado a cerca de 2 km da região conhecida como Morro da Antena, e o acesso é permitido por uma vicinal lateral a este morro a partir da BR-401. A fácies mais conglomerática foi estudada na área de manobras para treinamento militar do Exército Brasileiro e fica próximo ao entroncamento na BR-401 com a RR-206.

A unidade é constituída, principalmente, de arenitos médios e grossos, além de pelitos e conglomerados. Devido ao clima da região, os depósitos estão fortemente intemperizados, dificultando o reconhecimento das estruturas sedimentares e a correlação lateral das camadas. Essa unidade foi interpretada como depositada em condições climáticas áridas, em ambiente francamente continental, sob um sistema fluvial meandrante integrado a depósitos de planície de inundação (Reis *et al.* 1994).

Este resumo apresenta os resultados obtidos da análise e associação de fácies identificadas na Formação Serra do Tucano, visando à interpretação preliminar do seu sistema deposicional. Ressalta-se que o conhecimento geológico da região é escasso, fruto de mapeamentos regionais. Espera-se que, com a continuidade do projeto de iniciação científica PIBIC/UFRR, que se encontra em seu primeiro ano, possibilite o refinamento do modelo deposicional desta unidade litoestratigráfica.

MATERIAIS E MÉTODOS O reconhecimento de litofácies da Formação Serra do Tucano fundamentou-se basicamente na observação e descrição de afloramentos através de técnicas convencionais de análise de fácies, para identificação e interpretação de processos e ambientes sedimentares. O mapeamento de fácies deposicionais ocorreu em campanhas de campo em que foram observadas características importantes como a cor, geometria, espessura, textura, estruturas sedimentares, composição mineralógica, paleocorrentes e fósseis. A combinação de camadas com essas características iguais ou muito semelhantes entre si define uma litofácies, e fornecem informações acerca do processo sedimentar que deu origem àquelas camadas. As associações de fácies foram estabelecidas através do agrupamento de litofácies geneticamente relacionadas, cujas características e inter-relações permitem que se possa interpretar o ambiente de sedimentação. Para a classificação de litofácies e associações de litofácies, foi adotada a proposta de Miall (1996). As 103 medidas de paleocorrentes coletadas nos afloramentos foram plotadas em um diagrama de rosetas para análise da distribuição das mesmas. A análise integrada dos dados permitiu a elaboração de um modelo deposicional preliminar.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Com base em texturas e estruturas sedimentares foram reconhecidas oito litofácies (Tabela 1), nas quais foram agrupadas nas associações de fácies de leito cascalhoso (GB), de leito arenoso (SB) e de finos (FF).

A associação de fácies de leito cascalhoso é constituída por arenitos conglomeráticos e conglomerados, e os afloramentos podem atingir cerca de 8 m de espessura. Fazem parte as litofácies Gm, Gt, Stg e Sm. Os conglomerados podem ser maciços ou apresentar estratificação cruzada acanalada. Os maciços (Gm) são ortoconglomerados imersos em uma matriz de areia muito grossa, de coloração branco acinzentado, e seu arcabouço é constituído predominantemente por clastos de quartzo e feldspato que chegam a atingir 5 mm de diâmetro. Os conglomerados estratificados (Gt) possuem a mesma coloração e também estão imersos em uma matriz de areia muito grossa com seixos e grânulos que variam de 2 a 8 mm. Os arenitos conglomeráticos (Stg) ocorrem na forma de lentes intercaladas com as litofácies Gm e Gt. Estas litofácies apresentam uma baixa maturidade textural e mineralógica, evidenciada pela presença de seixos angulosos e subangulosos, com baixa esfericidade e grande quantidade de clastos de feldspato e fragmentos líticos. As camadas, em sua maioria, são contínuas e lenticulares. Ocorrem esporadicamente lentes de arenitos médios (Sm) intercaladas à litofácies Stg.

A associação de fácies de leito arenoso é constituída em sua maioria por arenitos de grãos médios e frequentemente apresentam estratificação acanalada em padrão festonado. Também é formada por arenitos finos, grossos e muito grossos. As camadas apresentam ciclos de granodrecrescência ascendente. Fazem parte as litofácies St, Sp e Sm. As estruturas sedimentares mais representativas são estratificações cruzadas planares e acanaladas de pequeno a médio porte. Em alguns níveis observa-se estratificação acanalada com padrão festonado. Tais afloramentos podem atingir até 5 metros de espessura e 200 metros de comprimento de forma descontínua. A cor da rocha varia desde amarelo creme até laranja. A mineralogia é predominantemente quartzosa, mas a fração mais grosseira apresenta matriz argilosa com um aspecto caulinitico. Geralmente as camadas de arenito médio apresentam superfície erosiva marcada pela presença de grânulos, embora possa também apresentar alinhamentos de grânulos nos *foresets*. As camadas, em sua maioria, apresentam geometria lenticular assimétrica, e internamente camadas planares não paralelas (Stow 2005).

A associação de fácies de finos tem ocorrência muito restrita e não apresenta mais que 30 cm de espessura. Fazem parte as litofácies Fl e Fm. A litofácies Fl é constituída de siltitos intercalados com arenito muito fino, e apresenta ondulações de pequeno porte. A litofácies Fm é caracterizada por pelitos maciços muito lateritizados, apresentando cor vermelha. São comuns grãos de areia fina na rocha. Nesta litofácies também foram encontradas marcas de sola e gretas de contração. Em canais entrelaçados, os sedimentos de planície de inundação são pouco representativos, podendo inclusive tornar-se ausentes (Reinfelds & Nanson 1993). Essa associação de fácies foi interpretada como depósitos externos e de preenchimento de canal, provavelmente fruto do seu transbordamento durante as inundações sazonais ou da sua avulsão, mas que, devido à energia do sistema, esses registros não foram bem preservados ao longo do tempo geológico.

Os dados de paleocorrentes podem ser usados como elemento útil na interpretação de fácies sedimentares, ambiente deposicional e paleogeografia (Stow 2005). Foram medidas 103 paleocorrentes em vários afloramentos da Formação Serra do Tucano e a sua análise mostra um padrão de distribuição preferencial para 225° (S-SW) com pouca dispersão (Figura 2C). Depósitos de rios entrelaçados tendem a ter uma dispersão menos variável que depósitos de rios meandantes (Miall 1996; Boggs, 2006).

Tabela 1 – Litofácies reconhecidas na Formação Serra do Tucano (modificado de Miall 1996).

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS DEPOSICIONAIS
Gm	Conglomerado maciço com matriz de areia muito grossa e seixos que chegam a medir 5 mm	Fluxo de detritos pseudoplástico
Gt	Conglomerado com estratificação acanalada e seixos que variam de 2 a 8 mm, imersos em uma matriz de areia muito grossa.	Preenchimento de pequenos canais
Stg	Arenito conglomerático, de grão grosso a muito grosso, com 15% de seixos subangulares a subarredondados e estratificação cruzada acanalada.	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides

St	Arenito de grão fino a muito grosso com estratificação cruzada acanalada. Eventualmente apresenta seixos subangulares a subarredondados de quartzo alinhados nos <i>foresets</i> .	
Sp	Arenito de grão fino a grosso com estratificação cruzada planar	Dunas transversais 2D
Sm	Arenito maciço de grão muito grosso a fino	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Siltito intercalado a arenito muito fino com marcas de ondas de pequeno porte	Depósitos externos ao canal ou de canais abandonados ou depósitos gerados em episódios de inundação
Fm	Pelito maciço podendo apresentar gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou de canais abandonados

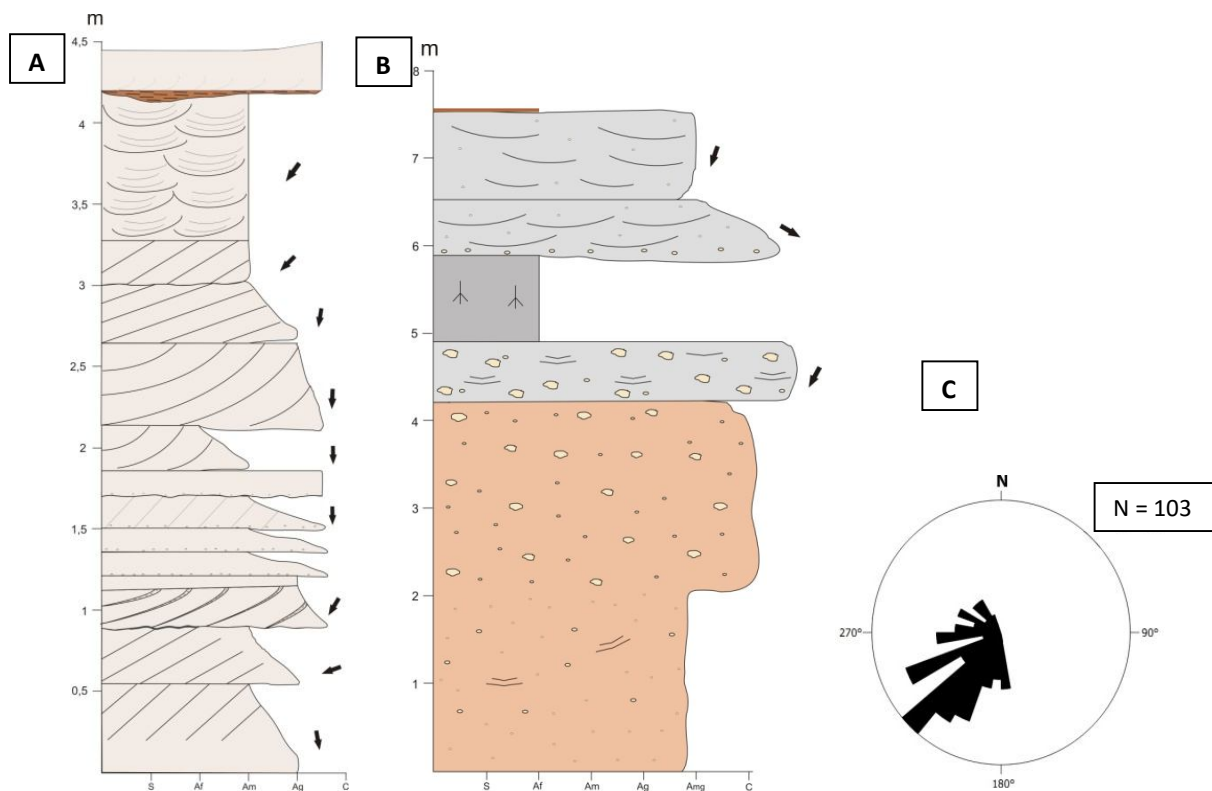


Figura 2 – A) Perfil da associação de fácies SB; B) Perfil da associação de fácies GB; C) Diagrama de rosetas representando os dados de paleocorrente.

CONCLUSÕES A associação de fácies de leito cascalhoso é registrada pelas litofácies Gm, Gt, Stg e Sm; constituem-se de barras longitudinais cascalhosas (Miall 1996). Já a associação de leito arenoso é evidenciada pelas litofácies St, Sp e Sm, constituindo-se por corpos lenticulares formados por *sets* amalgamados relacionados à migração e cavalgamento de dunas subaquosas. A associação de fácies de finos é pouco representativa no registro sedimentar dos afloramentos estudados na Formação Serra do Tucano e provavelmente seja a acumulação de sedimentos finos na planície aluvial ou nos lagos formadas pelo abandono do canal.

As associações de fácies identificadas para a Formação Serra do Tucano não condizem com um ambiente fluvial meandrante descrito por outros autores. A ausência de depósitos pelíticos representativos (FF) e a predominância de depósitos conglomeráticos (GB) e arenosos grosseiros (SB), bem como a unidirecionalidade e baixa dispersão das medidas de paleocorrentes são evidências compatíveis com o registro sedimentar de um sistema fluvial entrelaçado (Miall 1996, Scherer 2008). Contudo, os resultados apresentados ainda são preliminares, portanto, são necessários mais estudos geológicos para o desenvolvimento do modelo deposicional da unidade.

Referências Bibliográficas

- Boggs S. Jr. (4 ed). 2006. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Pearson, New Jersey, 662 p.
- Eiras J.F, Kinoshita E.M. 1988. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. Rio de Janeiro, PETROBRAS, Boletim de Geociências, 2, p. 193-208, abr./dez.
- Miall A. 1996. *The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, 598 p.
- Reinfelds I, Nanson G. 1993. Formation of braided river floodplains, New Zealand, *Sedimentology*, 40, 1113-1127.
- Reis N.J., Nunes N.S de V., Pinheiro S. da S. 1994. A Cobertura Mesozóica do Hemigráben Tacutu - Estado de Roraima. Uma Abordagem ao Paleoambiente da Formação Serra do Tucano. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, SC. *Anais*: v. 3, 234-235.
- Scherer C.M.S. 2008. Ambientes Fluviais. In: Silva, A.J, de C.L.P da, Aragão, M.A.N.F. de, Magalhães, A.J.C. *Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil*. Becca, São Paulo, 343 p.
- Stow D.A.V. 2005. *Sedimentary rocks in the field: a color guide*. Academic Press, London, 320 p.
- Tucker M.E. (3.ed) 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Science, Durhan.
- Vaz P.T, Wanderley Filho J.R, Bueno G.V. *Bacia do Tacutu*. 2007. Rio de Janeiro, PETROBRAS, Boletim de Geociências, v. 15, n. 2, p. 289-297, maio/nov.
- Wankler F. L. 2006. Arquitetura deposicional e compartimentação estrutural do aquífero Passo das Tropas, na região de Santa Maria-RS: influências no comportamento hidrogeológico. São Leopoldo. Tese de Doutorado – Universidade do Vale dos Sinos. 192 f.

Análise sedimentológica da Formação Areias Brancas - Bacia do Tacutu, Roraima

Raisa Fagundes de Figueiredo & Fábio Luiz Wankler

Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima, raisa_fagundes@hotmail.com,
fwankler@uol.com.br

Resumo A região estudada da Formação Areias Brancas aflora no nordeste de Roraima, entre os municípios de Bonfim e Normandia. É representada por sedimentos depositados em ambiente eólico durante a última glaciação no Pleistoceno. Este trabalho apresenta os resultados obtidos da análise sedimentológica realizada em dez amostras, que consistiu na separação granulométrica, análise estatística e interpretação paleoambiental. Os sedimentos foram classificados como areia muito fina e subarredondada, moderadamente selecionada, aproximadamente simétrica e curtose platicúrtica. Estes resultados sugerem que os sedimentos atualmente sofrem influência dos depósitos sedimentares adjacentes. Entretanto, há poucos trabalhos realizados nessa unidade e geralmente são baseados em mapeamento de escala regional, fazendo-se necessários mais estudos de detalhe.

Palavras-chave: estatística, Formação Areias Brancas, sedimentologia.

INTRODUÇÃO O presente trabalho tem como foco principal o estudo sedimentológico dos depósitos quaternários da Formação Areias Brancas no interior da bacia do Tacutu. A área de estudo localiza-se numa depressão entre a Serra do Tucano e a calha do rio Tacutu (Figura 1). Estes sedimentos recobrem uma área de aproximadamente 100 km² e o seu alto grau de deflação transformou este campo de dunas em um campo de areia que, atualmente, vem sofrendo influência dos depósitos sedimentares do seu entorno, como as Formações Serra do Tucano e Boa Vista.

Os depósitos encontrados no hemigráben Tacutu são constituídos por areias finas de coloração esbranquiçada. Conforme Reis et al. (2001) estes sedimentos são oriundos do retrabalhamento da Formação Boa Vista por atividade eólica. Teeuw & Rhodes (2004) correlacionam esta ocorrência com campos de dunas encontrados a oeste das Montanhas Kanuku na Guiana, cuja boa preservação dos depósitos permitiu a determinação da idade deposicional através do método *Optically Stimulated Luminescence* em 15.000 a 17.000 anos.

A formação de campos de dunas quaternárias não se restringe apenas à região do hemigráben. Carneiro Filho et al. (2003) relacionam a gênese dos campos de dunas na bacia do Tacutu às oscilações climáticas que a região Amazônica sofreu no Quaternário, gerando dunas fósseis tanto na calha do Rio Negro, no estado do Amazonas, como na região do rio Meta, na fronteira da Colômbia e Venezuela.

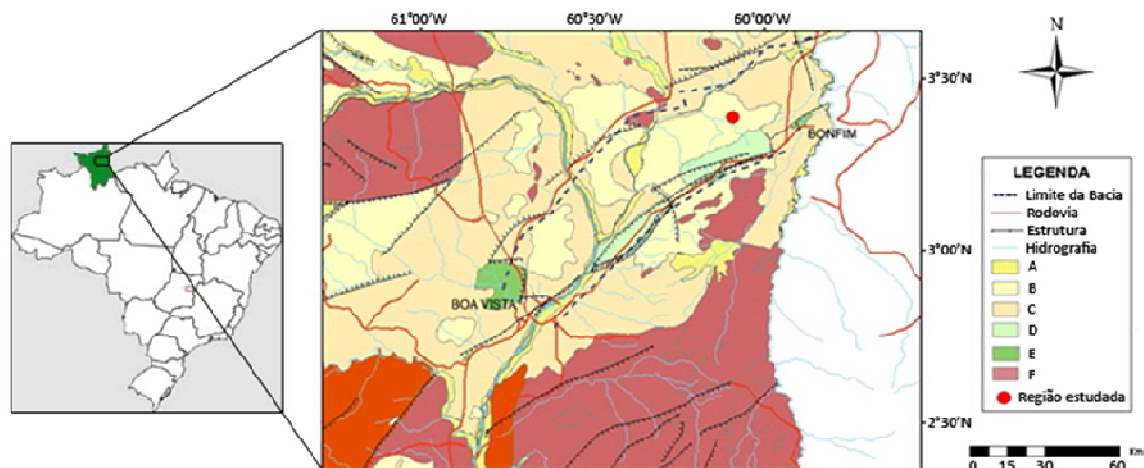


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo modificado de Mendes (2011). Unidades Cenozóicas: A) Depósitos Aluvionares; B) Formação Areias Brancas; C) Formação Boa Vista. Unidades Mesozóicas: D) Formação Serra do Tucano; E) Formação Apoteri. Unidade Pré-Cambriana(F).

A proposta deste trabalho é encontrar evidências sedimentológicas que testem a hipótese descrita na literatura, de que estes depósitos são resultado de atividade eólica durante a última glaciação. Estudos sedimentológicos relacionados à Formação Areias Brancas são escassos e pouco conclusivos (Latrubesse & Nelson 2001; Reis *et al.* 2001; Teeuw & Rhodes 2004).

MATERIAIS E MÉTODOS A opção metodológica deste trabalho deve-se às dificuldades de caracterização dessa unidade, dada a pouca espessura, intenso processo de pedogênese e deflação causado pelas condições climáticas atuais. Trabalhos anteriores focaram no reconhecimento regional dos padrões de drenagem, relacionando-os a geometria de campo de dunas, mas falta de estruturas sedimentares na unidade tem dificultado corroborar as interpretações. Por outro lado, estudos sedimentológicos por análise granulométrica, que nas últimas décadas tem sido colocados em plano secundário na interpretação paleoambiental, podem fornecer informações relevantes a cerca das condições de transporte desses sedimentos. Para a análise sedimentológica foram coletadas dez amostras em diferentes pontos da Formação Areias Brancas. A separação granulométrica foi feita no laboratório de sedimentologia da UFRR por peneiramento nas frações 2mm (-1 ϕ), 1mm (0 ϕ), 0,5 mm (1 ϕ), 0,250 mm (2 ϕ), 0,125 mm (3 ϕ), 0,063 mm (4 ϕ). Como finos, foi considerada a fração inferior a 0,063mm. A análise estatística utilizou o método gráfico proposto por Folk & Ward (1957), nos quais foram analisados a média dos grãos, a moda, desvio padrão, assimetria e curtose. Esses valores foram plotados em gráficos para que pudessem ser mais facilmente avaliados. Na análise de assimetria e média, os dados foram lançados no diagrama de Friedman (1961). Também foram observados aspectos morfológicos como arredondamento e opacidade, além de estruturas de impactos entre grãos.

RESULTADOS E DISCUSSÕES A análise granulométrica forneceu valores de tamanho de grão médio de 0,125 mm ou areia muito fina. Ahlbrandt (1979) analisou os aspectos texturais de 464 dunas interiores e costeiras e concluiu que o tamanho de grão predominante está no campo de areia fina (0,125 - 0,250 mm). Segundo Boggs (2006), o tamanho e o sortimento dos grãos podem refletir os mecanismos e condições deposicionais, sendo úteis para interpretação do ambiente deposicional de rochas sedimentares.

A moda representa o diâmetro de maior frequência na distribuição. Não se utiliza de fórmulas para esta determinação, apenas os intervalos de classe. Para os sedimentos analisados, o gráfico de frequência simples forneceu valores no intervalo de 3 a 4 Φ , equivalente a 0,125 mm e 0,063 mm ou ainda entre areia muito fina a silte. A curva de frequência apresenta uma saliência entre os valores de 2 a 3 Φ , indicando uma bimodalidade. Sedimentos depositados pelo vento podem ser bi ou polimodais. Embora o vento seja um bom agente selecionador, sempre que houver mudança na velocidade do vento, haverá mudança no tamanho do grão depositado.

No caso dos depósitos da formação Areias Brancas a bimodalidade pode estar relacionada a sazonalidade dos ventos na região, mas a ausência de estruturas sedimentares impossibilita reconhecimento de variação nos padrões de paleofluxo eólico. Entretanto, Latrubesse e Nelson (2001) através da análise de imagens de satélite determinaram que as paleodunas do nordeste de Roraima tem orientação N50°-60°E. Esta orientação é a mesma do sistema de ventos atuais, que nos meses mais secos seguem a direção ENE, enquanto que nos meses chuvosos seguem na direção E ou ESE.

Os sedimentos da Formação Areias Brancas apresentam valor de desvio padrão que, segundo Friedman (1961), significa que os grãos são moderadamente selecionados. O valor do desvio padrão representa a menor ou maior capacidade dos agentes geológicos em selecionar determinados sedimentos. Normalmente os depósitos formados pela ação do vento são moderadamente bem selecionados. No caso dos depósitos da Formação Areias Brancas o grau de seleção original pode ter sido comprometido pelo retrabalhamento fluvial causado pela presença de uma rede de drenagem subdentrítica atual na área de estudo.

Muitos consideram a assimetria da curva granulométrica como sendo o parâmetro mais sensível na caracterização do ambiente deposicional, principalmente com relação ao nível energético do mesmo. A assimetria das areias de dunas é geralmente positiva, enquanto que as areias de praias possuem assimetria negativa (Friedman,1961). Este mesmo autor desenvolveu um gráfico no qual compara os valores de assimetria e tamanho de grão das areias de dunas e de praias, utilizando a escala phi. Em relação aos valores de assimetria, os sedimentos estudados são classificados, segundo Folk &

Ward (1957) como aproximadamente simétricos, isto é, assimetria da curva de distribuição granulométrica não tende nem para o sentido dos finos nem para de grosseiros. A plotagem dos dados no gráfico de Friedman (Figura 2) mostra que as amostras concentraram-se próximas ao campo de areias de dunas, o que é coerente com afirmação de Latrubesse e Nelson (2001) que os campos de dunas do hemigráben do Tacutu são resultado da migração de dunas lineares de direção N60°E. Carneiro Filho et al. (2003) reconhecem os mesmos padrões lineares com mesma direção de migração nos campos de dunas fósseis no Rio Negro, e atribui este padrão às oscilações da direção dos ventos alísios boreais entre NE-SW e E-W.

Do ponto de vista geométrico, a curtose indica o grau de achatamento ou agudez de uma curva de frequência simples. Do ponto de vista sedimentológico, é uma medida que indica a relação existente entre o grau de seleção da parte central da curva com o grau de seleção das partes terminais da curva. Partindo do princípio do método gráfico, o baixo valor de curtose apresentado enquadra a curva granulométrica da Formação Areias Brancas como platicúrtica. Valores de curtose muito altos e muito baixos podem sugerir que um tipo de material foi selecionado em uma região de alta energia, posteriormente transportado, sem mudanças significativas das suas características, para outro ambiente, até que o mesmo foi misturado a outro sedimento, possivelmente em um regime de baixa energia, gerando um sedimento fortemente bimodal (Borba 1999).

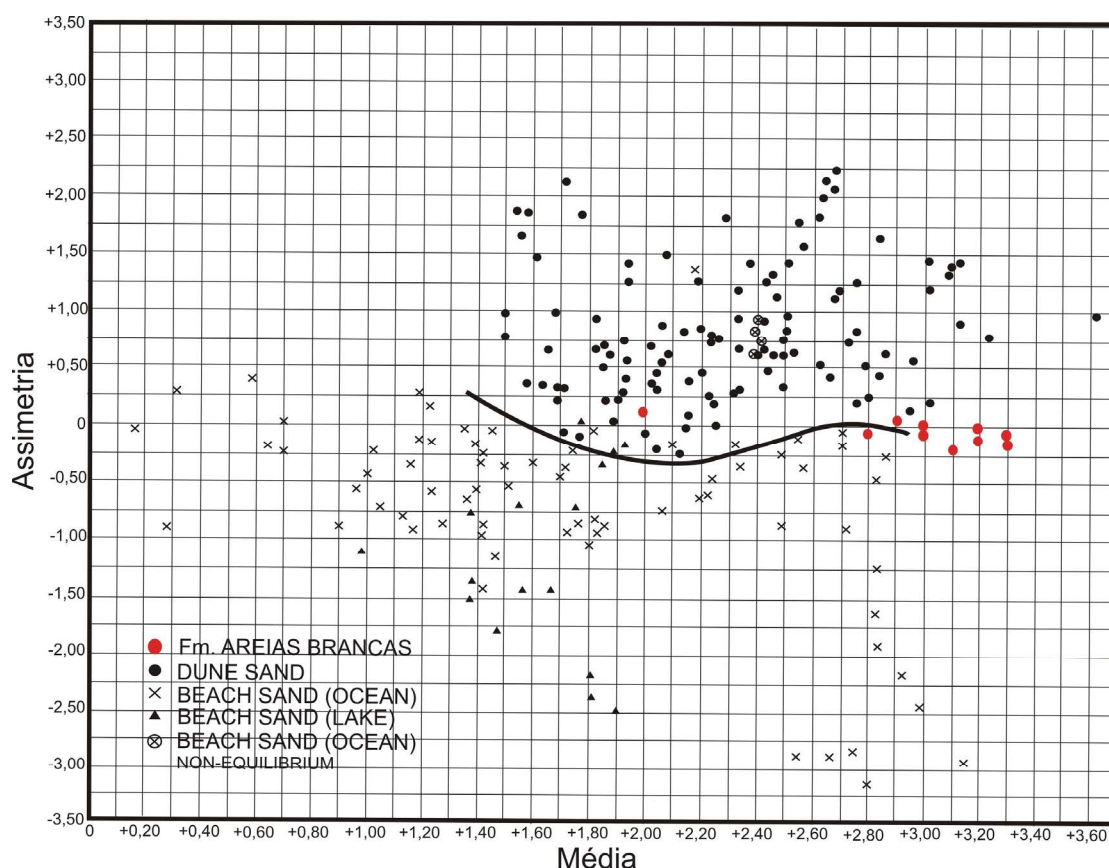


Figura 3 – Gráfico de valores de assimetria e média de tamanho de grão na escala phi, indicando o padrão de areias de praias, areias de dunas e areias da Formação Areias Brancas, modificado de Friedman (1961).

Para a caracterização morfológica foram usados critérios de arredondamento, opacidade e marcas de choque como características de transporte eólico. No microscópio petrográfico foi possível identificar as marcas de choques entre os grãos, porém ainda precisam ser analisados com um Microscópio Eletrônico de Varredura. A maioria dos grãos foi classificada como grãos subarredondados (36%), mas também há presença de muitos grãos subangulosos 29%. Segundo Pye e Tsoar (2009) grãos de quartzo que foram recentemente libertados por intemperismo ou formados por

esmagamento são angulosos a subangulosos, mas grãos que passaram por inúmeros ciclos de erosão e deposição geralmente são subarredondados a bem arredondados. Estudos mais recentes têm indicado que a maioria dos quartzos das areias de dunas não são bem arredondados, com exceção de sedimentos que vêm sendo retrabalhados de outras unidades sedimentares (Goudie & Watson 1981, Goudie *et al.* 1987 *apud* Pye e Tsoar 2009).

CONCLUSÕES Os aspectos texturais da Formação Areias Brancas, evidenciados pela análise sedimentológica e estatística, mostram que o ambiente de sedimentação é compatível com os depósitos eólicos descritos na literatura.

O grau de arredondamento corrobora a hipótese dos sedimentos serem retrabalhados da Formação Boa Vista, uma vez que são sedimentos que já passaram por vários ciclos sedimentares. Entretanto, fica clara a possibilidade da areia ter sido retrabalhada ou suprida de áreas adjacentes ou ambientes pré-existentes, e onde inúmeros processos podem ter operado.

Os parâmetros estatísticos foram muito úteis na comparação dos valores apresentados na área de estudo com encontrados em outras regiões do planeta. A plotagem dos dados da Formação Areias Brancas no gráfico de assimetria e média de tamanho de grão demonstrou que os valores aproximam-se muito daqueles estipulados para sedimentos de dunas eólicas, fortalecendo a hipótese de que a gênese destes depósitos é o resultado da migração de dunas lineares. Os valores de desvio padrão e a curtose sugerem que os sedimentos dessa unidade sofreram contaminação de depósitos sedimentares das áreas adjacentes, como as Formações Serra do Tucano e Boa Vista, bem como ressedimentação fluvial causada pela implantação da rede de drenagem na região.

Dados texturais estudados individualmente podem não ser úteis para interpretação do ambiente, mas combinados com outros estudos podem ser uma ferramenta eficaz. O estudo da área se encontra em fase inicial, assim sugere-se um aprofundamento do conhecimento geológico na referida unidade para além da bacia do Tacutu, pois as pesquisas são escassas e em sua maioria baseadas em mapeamento de escala regional.

Referências Bibliográficas

- Ahlbrandt T. S. 1979. Textural parameters in eolian deposits. *In: A Study of Global Sand Seas*. Washington, U.S. Geological Survey Paper, 1052, 21-52.
- Boggs S. Jr. (4 ed). 2006. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Pearson, New Jersey, 662 p.
- Borba A.L.S. 1999. *Estudos sedimentológicos, morfodinâmicos e de vulnerabilidade das praias da Piedade, Candeias e Barra das Jangadas – município de Jaboatão dos Guararapes – PE*. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. 132p.
- Carneiro Filho A, Tatumi S.H, Yee M. 2003. Dunas fósseis na Amazônia. *Revista Ciência Hoje*, v.32, n.191, 24-29.
- Dias J.A. 2004. *A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos*. Faro: Universidade do Alvarge, 80 p.
- Folk R. L, Ward W. C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 27, n. 1, 3-26;
- Friedman G.M. 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 31, n. 4, 514-529.
- Latrubesse E.M, Nelson B.W. 2001. Evidence for Late Quaternary aeolian activity in the Roraima – Guyana Region. *Catena*, 43, 63-80.
- Mendes A.M.S. 2011. *A geodiversidade no Gráben do Tacutu, condicionantes para a exploração mineral e ocupação do território*. Boa Vista, 47 f. Monografia de Graduação – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Roraima.
- Pye K, Tsoar H. 2009. *Aeolian sand and sand dunes*. Springer, Germany, 458 p.
- Reis N.J, Farias M.S.G de, Maia M.A.M. 2001. O quadro Cenozóico da porção norte-oriental do estado de Roraima. *Contribuição à Geologia da Amazônia*, v. 3, 317 p.
- Teeuw R.M, Rhodes E.J. 2004. Aeolian activity in northern Amazonia: optical dating of Late Pleistocene and Holocene palaeodunes. *Journal of Quaternary Science*, 19, 49-54.
- Tucker M.E. (3.ed). 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Science, Durhan.

Os depósitos glaciais da borda oeste do Cráton Amazônico

Ruy B. C. Bahia; Gil Barreto Trindade Netto & Alex França Lima

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Porto Velho, RO, Brasil,
ruy.bahi@cprm.gov.br¹ gil.netto@cprm.gov.br², alex.lima@cprm.gov.br³

Resumo Os depósitos glaciogênicos da borda oeste do Cráton Amazônico estão relacionados ao Siluriano e ao Permiano. Os depósitos silurianos ocorrem recobrendo as rochas do Complexo Jamari (1,75 Ga) e da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,53 Ga), parte integrante da Província Rio Negro-Juruena. Os depósitos permianos ocorrem preenchendo o Graben de Pimenta Bueno, o qual faz parte da Fossa Tectônica de Rondônia Siqueira (1989), entidade geotectônica, que juntamente com as sub-bacias do Juruena e do Alto Xingu, compõem a Bacia dos Parecis, uma das maiores bacias intracratônicas brasileiras, abrangendo uma área de 500.000 km² nos estados de Rondônia e Mato Grosso, onde acumulou aproximadamente 7.000 metros de sedimentos, predominantemente siliciclásticos, no Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico.

Palavras chave: depósitos glaciais, conglomerados, Rondônia.

INTRODUÇÃO As coberturas sedimentares relacionadas ao Paleozóico são as formações Pimenta Bueno, Cacoal e Fazenda da Casa Branca, ao Mesozóico são as formações Rio Ávila e Parecis e ao Cenozóico a Cobertura do Guaporé. Além dessas sequências sedimentares ocorrem rochas intrusivas básicas (Formação Anari) e ultrabásicas (Kimberlitos) relacionadas ao Cretáceo. Apresenta evidências de subsidência no Paleozóico, com preenchimento de conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos, nesta ordem em direção ao centro da bacia, com alguma contribuição de sedimentos carbonáticos e glaciais. Estes depósitos glaciais estão inseridos na Formação Pimenta Bueno e são constituídas de folhelhos, arenitos, siltitos e conglomerados suportados pela matriz.

Segundo Bahia & Pedreira (1996), os folhelhos foram depositados em ambiente marinho raso, evidenciado pela presença de acritarcas do Gênero Spheridium, identificados por Cruz (1980). As estruturas sedimentares dos arenitos, que constituem os blocos erráticos, sugerem sua deposição em ambiente fluvial, em canais tipo *braided* formados em planícies deltaicas, com abundante suprimento de areia, a qual apresenta uma composição feldspática. A associação diamictito-unidade *dropstone* representado pelo conglomerado mais os pelitos com seixos dispersos na laminação, segundo o modelo de Ojakangas (1985), é interpretado como evidência de clima glacial. Os diamictitos correspondem ao tilito de alojamento, formado pela deposição de *debris* na base da geleira. A unidade *dropstone* resulta da queda de clastos soltos dos *icebergs* durante a deposição dos pelitos, em ambiente marinho ou lacustre.

Descrição das Litofácies As associações de litofácies descritas no campo relacionadas à Formação Pimenta Bueno são glaciofluvial, glaciolacustre e glaciomarinha, nas quais ocorrem diamictitos, arenitos, folhelhos e pelitos com clastos caídos (unidade *dropstone*). Estas litofácies afloram ao longo das rodovias RO-479 e BR- 429.

Diamictitos Os diamictitos são sedimentos grossos, mal selecionados, maciços, com abundantes clastos estriados e facetados, dispersos em matriz fina de cor marrom. São formados na base das geleiras, classificados como tilito de alojamento. Os clastos estão deformados por carga devido à pressão de cisalhamento exercida pelo deslocamento das geleiras. Após o degelo este depósito é erodido, liberando material sedimentar para a formação de outras fácies sedimentares. Formam uma pluma de sedimentos finos, contendo clastos de vários tamanhos (seixos e matacões), angulosos e de litologias variadas. Na Formação Pimenta Bueno, estes sedimentos são de cor marrom, argilosos, maciços, no qual se encontram clastos dispersos de estromatólitos, granitos, gabros, gnaisses outras litologias. Esta camada sedimentar é mais espessa e predominante na Formação Pimenta Bueno. Apresenta baixa compactação, sem nenhuma orientação preferencial dos clastos.

Arenitos Durante o derretimento das geleiras, sedimentos de variada granulometria são desprendidos da mesma e depositados na região pró-glacial, nos ambientes de leques aluviais, fluviais e deltas. Os depósitos fluviais são do tipo *braided*, com alta carga sedimentar e granulometria grossa depositada no

fundo do canal. Formam uma espessa sequência glaciofluvial de arenitos arcossianos, com estratificação cruzada acanalada. Esta litofácies corresponde aos depósitos de areia grossa e imatura, mal selecionada, com grãos angulosos de quartzo e feldspato, depositada nas margens das geleiras, em planícies de *outwash*.

Folhelhos Esta litofácies ocupa cerca de 30% da área da Bacia de Pimenta Bueno, aparecendo nas imagens com contornos bem definidos, caracterizado por uma textura lisa. Está representada por folhelhos laminados, físeis e quebradiços, que ocorrem normalmente em zonas onde a erosão foi mais acentuada. É uma rocha bastante alterada, de coloração marrom - chocolate, que em alguns locais encontra-se intercalada com siltito da mesma coloração e lentes de arenito. Este conjunto evidencia um depósito glacial em plataforma rasa, no Trato de Sistema Marinho, região distal da geleira. Mineralogicamente é composta de caulinita, clorita, montmorilonita, quartzo e minerais opacos.

Unidade *dropstone* Esta litofácies é constituída de sedimentos pelíticos de cor creme, com laminação plano-paralela, oriundos da margem das geleiras em fase de derretimento e depositados nos lagos formados nas margens das mesmas. São sedimentos mais finos, depositados por fluxo gravitacional, provenientes de blocos soltos das geleiras, os quais podem também liberar clastos maiores, que provocam deformação na fina estratificação dos pelitos, formando a conhecida e diagnóstica de ambiente glacial, unidade *dropstone*.

Blocos erráticos São matacões de arenito, granito e gnaisse, com diâmetro que chegam a atingir 4 metros, que ocorrem dispersos em toda bacia, nos terrenos relacionados tanto à Formação Pimenta Bueno, quanto à Formação Cacoal. Os arenitos apresentam geometria em forma de barras longitudinais amalgamados ou em forma de blocos irregulares. Sua coloração é marrom com partes esbranquiçadas. Tem granulometria média e é mal selecionado, composto de grãos sub-angulosos de quartzo, feldspato e muscovita.

Paraconglomerados Esta litofácies aflora a noroeste da cidade de Ouro Preto D' Oeste, nas linhas 62 e 209. Possui contato inferior com as rochas deformadas da Formação Serra da Providência. Mesoscópicamente a litologia básica desta litofácies é um paraconglomerado polimítico, mal selecionado, com seixos e blocos geralmente arredondados a angulosos de tamanhos variando de 3 a 40 cm, de ortognaisses de composição sienogranítica, quartzitos, arenitos silicificados e *cherts*, além de seixos, possivelmente intraformacionais, suportados por matriz arenosa, marrom-clara, com algum cimento ferruginoso que ocupa o espaço intergranular e/ou substitui parte dos grãos do arcabouço, constituído por grãos de quartzo e feldspato, este último encontra-se totalmente caulinzado.

CONCLUSÕES Com base na constituição litológica, estruturas sedimentares e composição mineralógica descritas nas litofácies, foi possível fazer as seguintes interpretações dos depósitos glaciais da Formação Pimenta Bueno. Os folhelhos foram depositados em plataforma continental rasa, em virtude das intercalações de siltito e arenito, como também a presença de acritarcas, do gênero *Sunsphaeridium*, indicativos de ambiente de águas rasas Siqueira (1989). Os arenitos arcossianos, imaturos, sugerem uma deposição em ambiente de clima árido ou glacial. Grãos angulosos e mal selecionados, com presença de estratificações cruzadas acanaladas, são indicativos de deposição em canais fluviais tipo *braided*, formados nas planícies de *outwash*, entre a geleira e o ambiente glaciomarinho. A unidade *dropstone* é formada em ambiente aquoso de baixa energia, no qual a deposição através da força de gravidade prevalece sobre a deposição através da corrente, fato comprovado pela fina laminação paralela. Entretanto, a presença de clastos maiores deformando esta laminação, os quais não são transportados por correntes de baixa energia, contradiz a deposição por gravidade. Este fato pode ser explicado pela presença de icebergs, em fase de degelo, flutuando nesse ambiente, o qual libera os clastos maiores que, com a queda, deformaram a estratificação pré-existente. Os diamictitos são depositados em meio viscoso com alta energia de transporte, como por exemplo leques aluviais e canais fluviais. Entretanto, a presença de seixos estriados e facetados de várias litologias, forma-se na base das geleiras, com peso e energia suficientes para deformá-los, o que não acontece nos sistemas de leques aluviais e fluviais. Os folhelhos, devido a sua granulometria fina,

são transportados por maiores distâncias pelo vento ou pela corrente marinha, os quais são depositados por gravidade em regiões distais das geleiras.

	Litologia	Descrição	Interpretação
150 m		Arenito com estratificação cruzada acanalada	Dunas tipo 3D
		Folhelho marrom	Depósito de <i>overbank</i>
		Arenito com estratificação cruzada acanalada	Dunas tipo 3D
		Arenito com estratificação horizontal	Depósito de topo de barra
		Pelitos com <i>dropstones</i>	Depósito glácio-marinho
		Conglomerado suportado pela matriz	Depósito sub-glacial
		Folhelho com lentes de carvão	Depósito lacustrino
		Arenito fino com wavy & linsen	Depósito de planície de maré
		Folhelho marrom com intercalação de siltito da mesma cor	Depósito marinho raso ou de intermaré

Perfil Esquemático

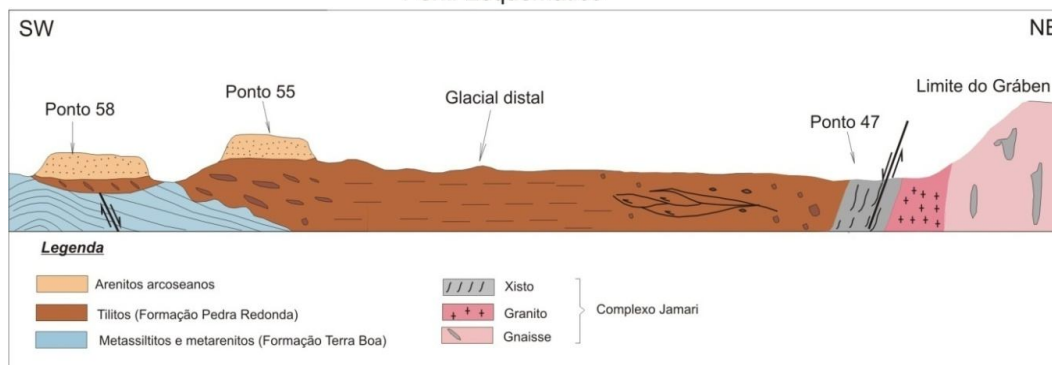


Figura1- Perfil esquemático do Graben Pimenta Bueno na RO-479.

Referências Bibliográficas

- Bahia R.B.C.; Pedreira A.J. 1996. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na Região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, v. 2, n. 1, p. 24-29, mar.
- Cruz N.M. da C. 1980. Palinologia de sedimentos paleozóicos do Território Federal de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú: v. 5, p.3041-3048.
- kato H.T.; Costa E.G. da; Sousa R. da S. 1983. Projeto Centro-Leste de Rondônia. Folha SC.20-Z-A Rondônia. Porto Velho: DNPM/CPRM.
- Ojakangas R.W. 1985. Evidence of early proterozoic glaciation: the dropstone unit-diamictite association. *Geological Survey of Finland Bulletin*, n. 331, p. 51-72.
- Siqueira L.P. de. 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 3, n. 1-2, p. 3-16, jan./jun.

A Formação Moa na Serra do Divisor

Ruy Benedito Calliari Bahia; Alex França Lima & Gil Barreto Trindade Netto

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Porto Velho, RO, Brasil,
ruy.bahia@cprm.gov.br, alex.lima@cprm.gov.br, gil.netto@cprm.gov.br

Resumo A Formação Moa está localizada na Bacia do Acre a oeste do Cráton Amazônico. Seus limites a oeste e sudoeste correspondem a Serra do Divisor a leste e nordeste, o Arco de Iquitos. A bacia corresponde a uma depressão alongada na direção norte-sul, preenchida por rochas sedimentares neopaleozóicas, mesozóicas e cenozóicas, distribuídas em quatro seqüências de segunda ordem, são elas: seqüência Permo-Carbonífera, seqüência Jurássica, seqüência Cretácea e seqüência Terciária. O seu posicionamento faz com que seja uma das poucas bacias fanerozóicas, tipo antepais, que apresenta um ambiente compressional bem característico, resultado dos eventos Juruá e Andino. O principal produto dos eventos compressoriais é a Serra do Divisor, que corresponde a uma seqüência de anticlinais e sinclinais, os quais destacam-se os seguintes: Anticlinal do Moa, Sinclinal do Pedernal, Anticlinal do Novo Recreio, Sinclinal do Rio Azul, Anticlinal do Juruá-Mirim, Anticlinal do Rio Branco e Anticlinal do Ouro Preto.

Palavras chave: Formação Moa, Bacia do Acre, Cráton Amazônico, arenito, Serra do Divisor.

INTRODUÇÃO A Formação Moa ocorre na Bacia do Acre, a qual está localizada no extremo oeste do Brasil, envolvendo parte dos estados do Acre e Amazonas, entre as coordenadas geográficas 72° 30' e 74° 00' de longitude W; 6° 00' e 9° 00' de latitude S. Seus limites a oeste e sudoeste correspondem a Serra do Divisor. A leste e a nordeste, o Arco de Iquitos representa o seu limite com a Bacia do Solimões. É considerada por Milani & Thomaz Filho (2000) uma bacia de antepais retroarco, está, posicionada no limite oeste do Cráton Amazônico, junto à faixa andina (Figura 1).

De acordo com Feijó & Souza (1994) ela está preenchida por rochas sedimentares neopaleozóicas, mesozóicas e cenozóicas, distribuídas em quatro seqüências de segunda ordem, separadas por grandes discordâncias regionais. A Seqüência Permo-Carbonífera abrange as rochas sedimentares que representam a fase sinéclise da bacia, formadas a partir de sedimentos depositados em ambientes continental (leque aluvial) e marinho nerítico, durante a fase transgressiva de um ciclo transgressivo-regressivo. Está limitada no topo por discordância relacionada com a orogenia Tardi-Herciniana. A Seqüência Jurássica reúne as rochas sedimentares finas, geradas de sedimentos continentais, depositados em sistemas fluvio-lacustres e planície de *sabkha*, durante a fase regressiva, marcada por uma discordância regional, provocada pelo soerguimento relacionado ao Diastrofismo Juruá. A Seqüência Cretácea é constituída por rochas formadas a partir de sedimentos depositados em sistema fluvial e deltáico, de uma bacia tipo *foreland*, representando a fase de evolução da bacia com influência direta da Orogenia Andina. Por fim a Seqüência Terciária é constituída essencialmente de sedimentos pelíticos, depositados em ambiente continental, por sistemas lacustre e fluvial meandrante de baixa energia, formados pelo represamento de canais entrelaçados de alta energia. Devido ao soerguimento da Cordilheira do Andes, as paleocorrentes eram de leste para oeste.

Descrição de campo Com base na (Figura 1) foram observadas 2 (duas) formações na Serra do Divisor, abaixo descritas:

Formação Rio Azul Constituída por uma seqüência de arenito de cor creme de granulometria variando de silte a areia, por vezes depositado em bancos compactos e outras apresentando estratificação cruzada. Predominam intercalações de folhelhos sílticos cinza-escuro de dimensões decimétricas.

Descrição das litofácies Com base na análise principalmente de litossomas e estruturas sedimentares foram definidas 2 (duas) litofácies as quais abrangem ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente (Gm); arenito com estratificação horizontal (Sh).

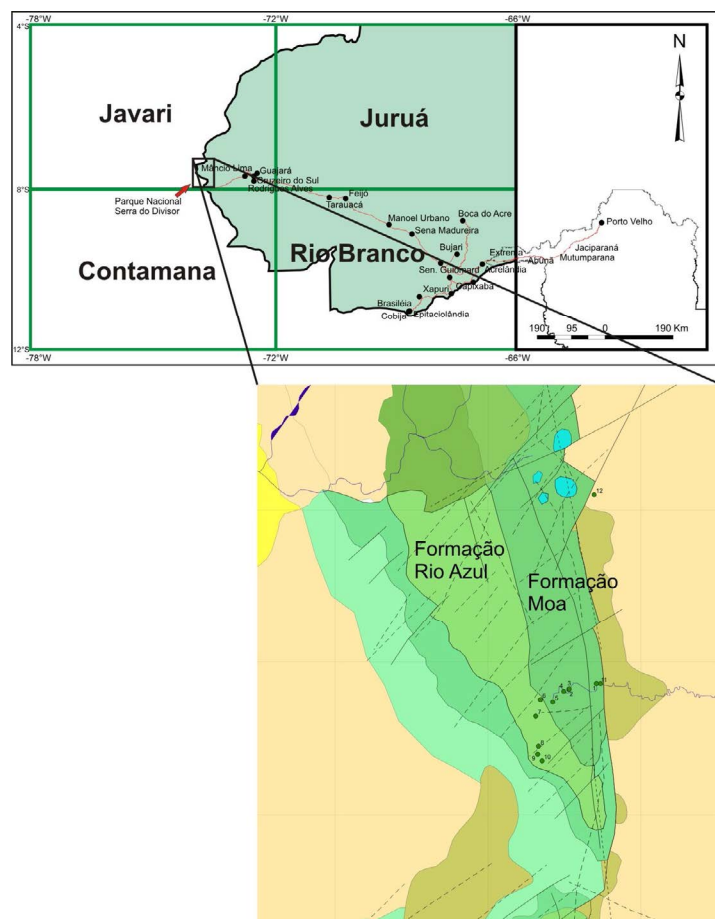


Figura 1-Mapa de localização e acesso ao Parque Nacional Serra do Divisor.

ORTOCONGLOMERADO MACIÇO OU COM ESTRATIFICAÇÃO INCIPIENTE (Gm)

Este ortoconglomerado representa a fácies menos expressiva da unidade, ocorre em forma de lentes, associadas aos arenitos com estratificação plano-paralela, onde atinge aproximadamente 20 cm de espessura e 15 metros de extensão aflorante. O conglomerado é petromítico, de coloração amarelada, contendo pouca matriz arenosa. Os clastos são de quartzo-arenito e quartzo, com tamanhos variando de 1 cm até 5 cm de comprimento; apresentam-se geralmente bem arredondados e moderadamente a pobremente selecionados.

A presença de clastos arredondados e comumente imbricados indica deposição a partir de correntes trativas. A estratificação plano-paralela dos corpos conglomeráticos é relacionada a um transporte rápido de clastos sob condições de alta descarga (cheias) e alta carga sedimentar. Segundo HEIN & WALKER (1977), os lençóis conglomeráticos que se desenvolvem sob estas condições estendem-se mais rapidamente a jusante do que crescem verticalmente. Desta maneira forma-se um lençol de baixo relevo paralelo ao fluxo e com acamamento horizontal (barra longitudinal). Segundo MIALL (1996), lençóis conglomeráticos que se acumulam em águas mais profundas tendem a desenvolver *foresets* de formas de leito transversais.

ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO HORIZONTAL (Sh)

Esta fácies é constituída essencialmente de arenito amarelado, fino a médio, com grãos bem selecionados e arredondados. A geometria dos corpos é em forma de camadas tabulares, com espessura de até 80 cm, que internamente exibem estratificação plano-paralela, com linhas de seixos nos planos de estratificação. Os seixos são bem arredondados com diâmetro máximo de 5 cm, são compostos essencialmente de arenito fino, cimentado, o qual difere do arenito hospedeiro.

Esta fácies se forma sob condições de regime de fluxo superior, na transição de fluxo subcrítico para o supercrítico. Possíveis velocidades seriam em torno de 1 m/s a uma profundidade da água de 25

a 50 cm. Os seixos foram provavelmente depositados a partir de tapetes de tração de areia, nos quais movimentaram-se por rolamento (ver MIALL, 1996).

Formação Moa Formado por seção de arenitos com estratificação cruzada, de cor amarela a creme, granulometria variando de silte a areia. São observados nas partes mais inferiores, sem estratificação, níveis conglomeráticos de grânulos de quartzo (4 a 6 mm) sub-arredondados, de coloração amarela. Intercalada nestes arenitos foram vistas, principalmente nas partes médias, finas camadas de argila amarelada, bem como a presença de siltito com estratificações plano-paralelas, de cor cinza-esverdeada, cujas espessuras variam de 8 a 10 cm. (Figura 2).



Figura 2- Intercalação do arenito (topo) com siltito e argilito (base) com estratificação cruzada. Rio Moa. Folha SB.18 – Javari.

Descrição das litofácies

Com base na análise principalmente de litossomas e estruturas sedimentares foram definidas 3 (três) litofácies as quais abrangem arenito com estratificação cruzada planar (Sp); arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Sl) e arenito maciço (Sm).

ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA PLANAR (Sp)

Associado ao arenito com estratificação plano-paralela (Sh), ocorre a fácies (Sp), constituída por arenito de coloração cinza, granulometria grossa, com grãos angulosos e mal selecionados. Exibe estratificação cruzada planar, com “sets” de até 50 cm de espessura, cujas superfícies limitantes são aproximadamente horizontais e planas sem feições de escavação. Esta litofácies se forma pela migração de dunas 2D. A areia é transportada por tração e suspensão intermitente ao longo do flanco a montante da forma de leito e depositada por processo gravitacional (“avalanching”) sobre os “foresets”.

ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA SIGMOIDAL (Sl)

Esta fácies ocorre em forma de camadas com espessura de 4 metros. O arenito é róseo, fino a médio, e possui grãos bem selecionados e arredondados. A estratificação cruzada é assintótica referente às superfícies limitante superiores e inferiores dos sets. Esta fácies é relacionada à deposição sob condições críticas da passagem para o regime de fluxo superior na presença de concentrações elevadas de grãos em suspensão, o que reduz o desenvolvimento da turbulência de fluxo e o poder erosivo de redemoinhos de separação. Assim, pode ocorrer trapeamento de areia sobre cristas arredondadas de dunas, gerando estratificação cruzada sigmoidal de baixo ângulo MIALL (1996).

ARENITO MACIÇO (Sm)

Este arenito é uma rocha de cor amarela claro, granulometria média, com grãos bem selecionados e arredondados. O arenito maciço ocorre com camadas tabulares, as quais atingem até 60 cm de espessura. Embora MIALL (1996) interprete a textura maciça em arenitos fluviais como produto de fluxos gravitacionais ou modificações pós-deposicionais, acredita-se que a formação do

arenito em questão possa ser melhor atribuída à deposição rápida a partir de suspensão durante os períodos de cheias COLLINSON (1996).

Estilo de sedimentação do antigo Rio Moa Os depósitos de areias fluviais do Paleozóico são caracterizados pela abundância de estratificações cruzadas planar e tangencial, com frequência menor de acamamento plano-paralelo (Figura 2). Estas estruturas são de tamanho maior do que as estruturas similares formadas em ambiente marinho. Uma das tendências dos depósitos do sistema fluvial é uma diminuição no tamanho dos grãos e das formas de leito, em direção ao topo da seqüência (*fining-upward*), fato observado na seqüência sedimentar da Formação Moa. Outra maneira de reconhecimento dos depósitos fluviais dessa Era é o estudo detalhado dos indicadores de paleocorrente, geralmente unimodal neste tipo de ambiente. A petrografia e a geometria dos corpos podem também ajudar na interpretação do sistema fluvial. Na Formação Moa, os sedimentos são mais imaturos, o quartzo-arenito, considerado o arenito mais puro, é encontrado apenas nos clastos dos conglomerados, possivelmente gerados a partir do retrabalhamento de alguma sedimentação plataformal marinha mais antiga, onde é comum a deposição desse tipo de sedimento.

Os canais com alta sinuosidade (meandrante) têm sido reconhecidos com muita frequência no Paleozóico, caracterizado pela presença de granodecrescência ascendente (*fining-upward*) e paleocorrentes indicando fluxo multidirecional. Em alguns pontos de ocorrência da Formação Moa, observa-se que entre os *sets* de estratificação dos arenitos, ocorrem finas camadas de argila, de coloração cinza clara, possivelmente depositadas em planície de inundação do rio meandrante. O estilo do sistema fluvial que depositou os sedimentos constituintes da Formação Moa, mostra que há uma nítida ciclicidade de elementos. Observa-se uma granodecrescência ascendente no pacote sedimentar como um todo, caracterizada por lentes de conglomerado maciço na base, intercaladas no pacote arenoso. Superfícies limitantes de 4º ordem separam os *sets* de arenito com estratificações cruzadas.

Referências Bibliográficas

- Collins J. D. 1996. Alluvial sediments. In: H.G. Reading. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell, p.: 37-82.
- Feijo F. J. & Souza R. G. de. 1994. *Bacia do Acre*. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 8 (1): 9-16.
- Hein F. J. & Walker R. G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, kicking horse river, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14 (4): 562-570.
- Miall A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits*. New York, Springer-Verlag, 582 pp.
- Milani E. J. & Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary basins of South America. In: U.G. Cordani et al. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31 st International Geological Congress, p. 389-449.

Perfis paleoecológicos da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará

Saulo da Silva Nunes^{1,2}, Vladimir de Araújo Távora^{1,3} & Kauê Seoane Souza^{1,3}

¹ Laboratório de Paleontologia, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, saulo.nunes@ig.ufpa.br, vladimir@ufpa.br, kaue.souza@ig.ufpa.br;

² Bolsista PIBIC-FAPESPA;

³ Bolsista PET/SESu/MEC.

Resumo O presente trabalho apresenta os resultados sobre a elaboração de perfis paleoecológicos da Formação Pirabas, compreendendo pesquisa bibliográfica, descrição e reavaliação dos dados litofaciológicos, paleontológicos e paleoecológicos em seções geológicas de dez localidades na região nordeste do Estado do Pará. Foram definidas quatro unidades paleoecológicas relacionadas a ambientes de plataforma interna, recife, laguna e mangue, cujo arranjo evidencia padrão geral progradacional depositados em sistema estuarino.

Palavras-chave: Paleoecologia, Formação Pirabas, Mioceno.

INTRODUÇÃO O arranjo dos depósitos da Formação Pirabas evidencia padrão geral progradacional, que caracteriza natureza estuarina, revelado pela superposição de fácies de plataforma aberta por fácies progressivamente mais costeiras, associadas a sistema deposicional contendo ilhas-barreiras (Góes *et al.* 1990). Também foram conhecidos vales estuarinos incisos e outros depósitos comuns a sistemas estuarinos, como delta de maré, baía/laguna estuarina, planície de maré e mangue (Rosseti & Góes 2004). O trabalho objetiva definir a evolução ambiental através da construção de perfis paleoecológicos de cinco exposições tridimensionais (afloramentos) nas localidades Aricuru, Ilha de Fortaleza, Mina B-17, Furo Baunilha Grande e Salinópolis, e cinco sequências bidimensionais (perfurações), sendo duas da localidade Nova Canindé, Capanema, Planície Costeira de Bragança e zona urbana de Belém, todas com caracterização microfossilífera já executada em trabalhos anteriores.

Este trabalho trata dos resultados obtidos sobre a pesquisa que visou a elaboração dos perfis paleoecológicos desta unidade litoestratigráfica que constitui um dos melhores e mais completos registros do Cenozóico marinho brasileiro.

MATERIAIS E MÉTODOS Para este trabalho foram selecionados dez localidades fossilíferas da Formação Pirabas, sendo cinco em superfície - afloramentos e cinco em subsuperfície - furos de sondagem, representam perfis significativos da unidade litoestratigráfica na região nordeste do Estado do Pará, e que em sua maioria tem controle bioestratigráfico, e assim possibilitar a correlação entre as unidades paleoecológicas. Para a elaboração dos perfis geológicos foram reavaliados os dados e algumas amostras do ponto de vista sedimentológico, estratigráfico e paleontológico. Foram detalhadas as litofácies, níveis fossilíferos, distribuição dos paleoambientes, seqüências estratigráficas e cenozonas. Este protocolo permitiu traçar com maior grau de detalhe o perfil paleoecológico da Formação Pirabas, e definir suas unidades paleoecológicas, através das técnicas de análise ecoestratigráfica. A integração dos dados já obtidos sob a ótica da Paleobiologia moderna em Análise de Bacias, bem como a obtenção de novos dados nos perfis das localidades mais representativas da Formação Pirabas, favorece a visão integrada e permite traçar a evolução geológica e paleoambiental dos depósitos progradacionais da Formação Pirabas.

Os perfis de superfície trabalhados foram Ilha de Fortaleza- Município de São João de Pirabas, a seção tipo da Formação Pirabas, Baunilha Grande- Município de Quatipuru, Mina B-17- Município de Capanema, Aricuru- Município de Maracanã e Salinópolis- município homônimo. As litofacies identificadas incluem biocalcarenitos estratificados, biocalcarenitos maciços, biocalcirruditos, calcilitutos, margas, folhelhos e biohermitos, além de argilas com e sem concreções com crustáceos decápodes em seu interior e arenitos afossilíferos. Os elementos fósseis associados a estas rochas são pólen, nanofósseis calcários, foraminíferos, poríferos, corais, micro e macrobriozóários, moluscos bivalvíos, gastrópodes e cefalópodes, crustáceos decápodes, ostracodes, cirrípedes balanomorfos, equinodermas, peixes, mamíferos sirenídeos e répteis crocilianos e quelônios, além de restos vegetais e icnofósseis.

Já os perfis de subsuperfície investigados foram às perfurações CB-UFPa-P1(85) e São Bernardo, realizados no Município de Capanema, bem como os furos F-NC/05 e F-NC/18 na região de

Nova Canindé e RKS-03 na planície costeira, todos no município de Bragança. A caracterização litofaciológica individualizou biocalcarenitos não estratificados, biocalcirruditos argilosos, biocalcirruditos, margas, argilitos e arenitos maciços. A paleobiota está representada por fragmentos de conchas de equinóides, bivalvíos e gastrópodes, poríferos, corais, cirrípedes balanomorfos, colônias de macrobriozoários e microbriozoários, espinhos de equinóides, foraminíferos, prováveis cistos de algas e ostracodes.

RESULTADOS E DISCUSSÃO As análises qualitativas e quantitativas do conteúdo fóssilífero da Formação Pirabas associadas às suas morfologias funcionais e afinidade filogenética a luz do atualismo, possibilitou a caracterização desta unidade como uma associação de diferentes paleoambientes interligados entre si.

As análises dos paleoinvertebrados e microfósseis caracterizaram o mar de Pirabas como raso e de fundo rochoso com freqüentes variações desde marinho plataformal (principalmente plataforma interna) a costeiro e transicional (incluído lagunas e mangues). As análises tafonômicas dos fósseis encontrados nos estratos dessa formação condicionam à ambientes de águas calmas, quentes e limpas, com salinidade normal que diminuía em direção as bordas. Essas interpretações são consistentes com as informações obtidas pelas características faciológicas, embora haja registros de momentos de maior agitação justificada pela presença de ondas de tempestades.

O vasto registro fóssilífero da Formação Pirabas, suas associações que se repetem, suas feições tafonômicas, e suas relações atualísticas, permitem recompor, ainda que preliminarmente, a estrutura trófica do mar de Pirabas, a partir do agrupamento de organismos em níveis tróficos, arranjados em uma pirâmide ecológica. Os produtores primários são representados por algas calcárias, diatomáceas e cocolitoforídeas. Os consumidores primários (Herbívoros), pelos foraminíferos, poríferos, cnidários, briozoários, moluscos bivalves e gastrópodes, cirrípedes balanomorfos e por algumas famílias de ostracodes. O nível 1 de carnívoros é composto por escafópodes, gastrópodes carnívoros e equinóides, além de alguns crustáceos decápodes. O nível 2 de carnívoros conta com peixes cartilagosos (raias), peixes ósseos, quelônios e sirenídeos. Também nesse nível estão os invertebrados, parasitas e necrófagos. O nível 3 de carnívoros ocupa o topoda pirâmide, composto por cefalópodes nautilóides, peixes cartilagosos (tubarões) e crocodilianos.

Unidades Paleocológicas A estratigrafia dos ecossistemas trata a evolução da comunidade para definição dos seus avanços ecológicos ao longo do tempo, e estruturada por cenozonas, comunidades e ecotratos que resultam na sequência estratigráfica com seu detalhamento ecológico, favorecendo a reconstrução das mudanças do nível do mar em escala regional e/ou global. Com base nas informações geológicas e paleontológicas nos afloramentos e perfurações nas dez localidades estudadas, que incluiu caracterização litofaciológica, paleontológica e paleobiológica - feições preservacionais, além da mineralogia e relação siliciclásticos/carbonatos. Por esta razão estão fora desta estrutura ecoestratigráfica os estratos afossilíferos, muito embora sejam relacionados geneticamente. A combinação destes dados resultou na caracterização de quatro unidades paleocológicas abaixo descritas.

UNIDADE PALEOECOLÓGICA I- Ambiente marinho de plataforma interna cuja deposição está relacionada com trato de sistema transgressivo.

Litofaciologia, relação siliciclásticos/carbonatos e mineralogia: biocalcirruditos, biocalcarenitos maciços e biocalcarenitos estratificados, secundarizada por coquinas. A contribuição terrígena varia entre 5 e 40%, e as rochas apresentam arcabouço aberto, sustentado por lama micrítica, e com grãos flutuantes que atestam ausência de processo de compactação. São ausentes diferenças mineralógicas significativas.

Fósseis e táxons ecoguias: moluscos bivalves, gastrópodes e cefalópodes, equinóides, briozoários, corais escleractíneos anematípicos, crustáceos decápodes, foraminíferos, ostracodes, nanofósseis calcários, diatomáceas cêntricas e algas calcárias, além de peixes, quelônios, sirenios e crocodilianos. Os ecotáxons guias são as associações de bivalves, gastrópodes, briozoários e equinóides que se repetem continuamente.

UNIDADE PALEOECOLÓGICA II- Ambiente marinho recifal, cuja deposição está relacionada com trato de sistema transgressivo de mar alto, sendo pois o ponto mais alto do ciclo transgressivo-regressivo que caracterizou o Mar de Pirabas.

Litofaciologia, relação siliciclásticos/carbonatos e mineralogia: biohermitos (*floatstones, grainstones*) associados com calcilitos. A contribuição terrígena varia entre 15 e 40%, e as rochas apresentam arcabouço aberto sustentado por lama micrítica. Não foram observadas assembléias mineralógicas com grandes variações.

Fósseis e táxons ecoguias: corais escleractíneos hermatípicos e anermatípicos, algas calcárias, equinóides, briozoários, bivalves, gastrópodes, foraminíferos, ostracodes e espongiários. Os ecotaxons guias são os corais hermatípicos, anermatípicos e algas vermelhas intimamente associadas.

UNIDADE PALEOECOLÓGICA III- Ambiente marinho restrito de baixa energia – baía/laguna estuarina, cuja deposição está relacionada com sistema de trato regressivo.

Litofaciologia, relação siliciclásticos/carbonatos e mineralogia: biocalciritos, biocalcilitos, argilitos, folhelhos, margas e biocalcarenitos maciços. A contribuição terrígena varia entre 20 e 45%, e as rochas apresentam arcabouço sustentado por lama micrítica. As associações mineralógicas apresentam tendência a homogeneidade composicional.

Fósseis e táxons ecoguias: moluscos bivalves e gastrópodes, corais escleractíneos anermatípicos, briozoários, crustáceos decápodes e equinóides, além de peixes, quelônios, sirênios e crocodilianos. Os ecotaxons guias são os foraminíferos bentônicos, crustáceos decápodes e cirrípedes balanomorfos, além de bivalves ostreídeos, pectinídeos e mitilóideos.

UNIDADE PALEOECOLÓGICA IV- Ambiente mangue, cuja deposição relaciona-se com sistema de trato regressivo.

Litofaciologia, relação siliciclásticos/carbonatos e mineralogia: argilitos, biocalcarenitos finamente estratificados e concreções carbonáticas - carinólitos. A contribuição terrígena varia entre 25 e 50%, e as rochas carbonáticas apresentam arcabouço aberto sustentado por lama micrítica. A mineralogia aponta para associações monótonas, sem grandes variações.

Fósseis e táxons guias: crustáceos decápodes, bivalves, gastrópodes, briozoários, equinodermas, diatomáceas cêntricas, ostracodes e foraminíferos. Os ecotaxons guias são os crustáceos decápodes do gênero *Uca* e os grãos de pólen das rizoforáceas.

Cabe ressaltar que na unidade paleoecológica III reconhecida no perfil da Mina B-17 foram também caracterizados além do lagunar, os ambientes de canal de maré e planície de maré por Costa (2011, informação pessoal). Entretanto, como o perfil mostra domínio de padrão sedimentar em ambientes restritos, a unidade foi definida pelo ambiente mais representativo nesta localidade.

CONCLUSÕES A consecução desta pesquisa permitiu a caracterização das unidades paleoecológicas nos dez perfis estudados, através da integração entre os dados litofaciológicos e paleobiológicos, e a correlação das unidades definidas entre as localidades, avaliar a extensão e distribuição das mesmas e, visualizar o arranjo dos depósitos da Formação Pirabas.

Referências Bibliográficas

- 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. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Sér. Ciên. Ter.* 2: 3-15.
- Rossetti D.F. & Góes A.M. 2004. Geologia. In: D.F. Rossetti & A.M. Góes (eds.) *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Belém, Editora do Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Friederich Katzer, p.13-52.

Análise micrográfica dos sulfetos dos depósitos auríferos da Província Alta Floresta: relação entre as fases minerais.

A.C. Santos¹, A.J.P. de Barros², M. C. Geraldés¹ & E. Bongiolo³

¹Faculdade de Geologia, UERJ, andcostasantos@gmail.com, geraldés@uerj.br; ²Companhia Matogrossense de Mineração (METAMAT), ajpbarros@uol.com.br; ³Departamento de Geologia/UFRJ, ebongiolo@geologia.ufrj.br

Resumo A Província Aurífera Alta Floresta está inserida no norte do Estado do Mato Grosso, limitada pelos *grabens* do Cachimbo e Caiabis. Os depósitos Paraíba, Trairão, Novo Mundo, Filão do Melado e Filão Goiano, estão inseridos nesta província e se localizam próximos aos municípios de Peixoto de Azevedo, Novo Mundo e Matupá. O objetivo deste trabalho é caracterizar os sulfetos através da microscopia óptica e eletrônica com a identificação das relações texturais dos minerais de minério e ganga. A origem do magmatismo granítico na região está relacionada ao desenvolvimento de sucessivos arcos magmáticos, a exemplo do Arco Magmático Cuiú-Cuiú (2,10 a 1,85 Ga) e do Arco Magmático Juruena (1,85 a 1,75 Ga), e configura o ambiente orogênico para a metalogênese do ouro da Província Aurífera Alta Floresta.

INTRODUÇÃO A Província Aurífera Alta Floresta está inserida no norte do Estado do Mato Grosso, no contexto geológico do Cráton Amazônico, limitada pelos *grabens* do Cachimbo e Caiabis. Os depósitos Paraíba, Trairão, Novo Mundo, Filão do Melado e Filão Goiano, estão inseridos nesta província e, se localizam, próximos aos municípios de Peixoto de Azevedo, Novo Mundo (depósitos Trairão e Novo Mundo), a noroeste do município de Peixoto de Azevedo e próximo a cidade de Matupá, respectivamente.

A concepção proposta para a evolução do Cráton Amazônico, que engloba a área de estudo, está fundamentada no desenvolvimento de sucessões de arcos magmáticos acrescionários, processos de retrabalhamento crustal e eventos orogênicos continentais. Estas colisões criaram ambientes importantes para a concentração de metais, principalmente ouro. Mas a escassez de dados e trabalhos nesta área não permite ainda sobre o modelo metalogênico de inúmeros depósitos que ocorrem dentro de faixas orogênicas Paleoproterozóicas. De acordo com literatura, os jazimentos de ouro que ocorrem na região de Peixoto de Azevedo acham-se ligados principalmente a suítes plutono-vulcânicas calcialcalinas oxidadas. O segundo grupo é exemplificado pelos maciços de Guarantã do Norte e Terra Nova (MT) e provavelmente não tem relação genética com mineralizações auríferas, embora seja encaixante de veios de quartzo contendo ocorrências de ouro. Estes corpos são semelhantes à unidade paleoproterozóica, definida como Granito Nhandu.

Assim, trabalhos sistemáticos de pesquisa microscópica óptica e eletrônica foram executados na região de estudo inserida na Província Aurífera Alta Floresta, conhecida na literatura como portadora de dezenas de depósitos auríferos (Figura 1), tendo áreas exauridas, principalmente a exploração de depósitos secundários, outras em processo de lavra, lançando mão da análise micrográfica a fim de entender a relação entre a fase da ganga mineral e a fase mineralizada.

GEOLOGIA LOCAL Para compreender o que ocorre em cada um dos depósitos citados neste trabalho é importante compreender as hipóteses de evolução geológica propostas para a região.

O depósito Paraíba trata-se de um conjunto de veios de quartzo, onde o corpo principal aloja-se em uma zona de cisalhamento dúctil do tipo transcorrente dextral de orientação em torno de N-S, subverticalizada com mergulhos dominantes para leste variando entre 55° e 85°; encaixa-se em monzogranitos protomiloníticos a miloníticos atribuídos à Suíte Intrusiva Matupá, gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú e anfíbolitos foliados da Unidade Flor da Serra. Todo o conjunto foi afetado por processos de alteração hidrotermal incluindo silicificação, sericitização e potassificação, principalmente nos granitóides e carbonatização e cloritização nas rochas básicas; estes processos produziram halos de alteração com extensões irregulares podendo atingir de 1 a 30m.

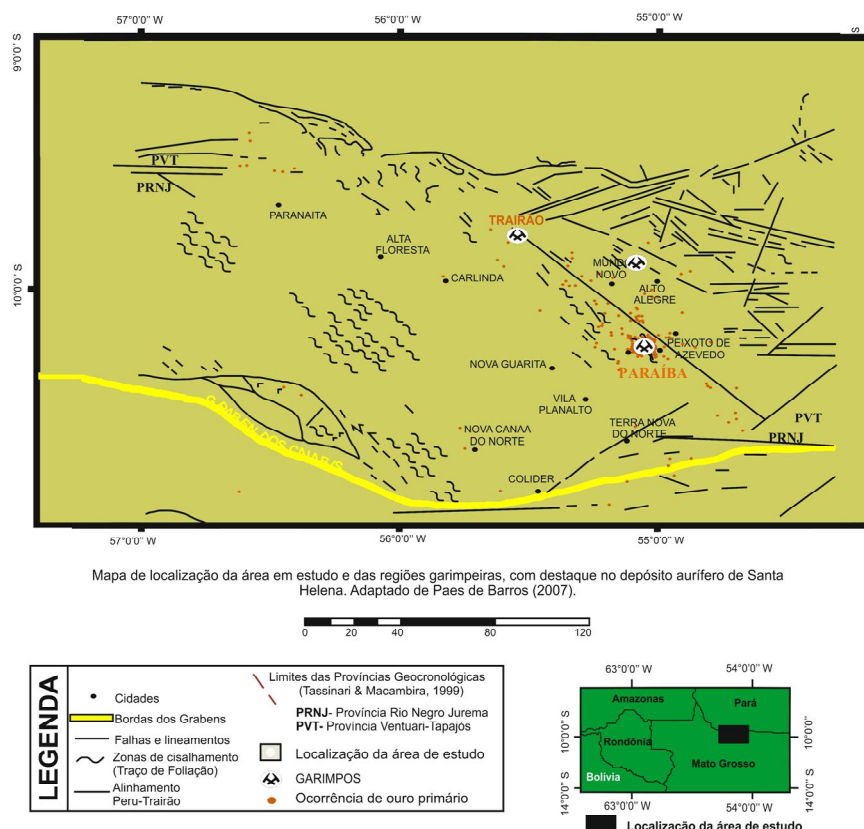


Figura 1: Distribuição dos depósitos auríferos na região de Alta Floresta. Os depósitos Melado e Filão Goiano estão a Sudeste de Peixoto de Azevedo.

Os depósitos de ouro dos garimpos do Trairão (Granito Nhandu), foram formados em condições de crosta rasa (1 a 2 km), ligados a intrusões subvulcânicas (microgranitos/micromonzogranitos porfíricos), calcioalcalino, pós-colisionais, distribuídos em veios/vênulas de quartzo extensionais, *stockwork* e brechas hidrotermais, exibindo expressiva alteração sericítica (quartzo-sericita-mica branca e sulfetos), desenvolvidos no domínio rúptil.

O Granito Novo Mundo tem composição de sienogranito- monzogranitomonzonito, é sub-alcalino a cálcio -alcalino, levemente peraluminoso e com médio a alto potássio. Este granito é um marco temporal para mineralizações de ouro disseminado na PAAF, tendo como exemplo o depósito Novo Mundo (alvo Luizão). A mineralização nesse depósito constitui-se de quartzo (5-20%), sericita (40-50 %), clorita (5-20 %) e pirita (5-35 %).

O filão do Melado corresponde a filões quartzosos com partes sulfetadas maciças inseridos no Complexo Cuiú-Cuiú (embasamento), sendo este correspondente às rochas que apresentam bandamento composicional e foliação milonítica.

A área mineralizada do Filão Goiano encontra-se localizada em mapa de campo magnético em áreas de interrupções de anisotropias profundas de direção ENE-WSW, que representa zonas de intersecção de falhas e de contatos de unidades litológicas distintas. Essa área caracteriza-se por reativação tectônica, conforme evidências de campo.

MATERIAIS E MÉTODOS Amostras de campo foram coletadas para cada um dos depósitos supracitados, totalizando 41 amostras para os cinco depósitos: 01 amostra Filão Goiano, 01 amostra Novo Mundo, 10 amostras Filão do Melado, 25 amostras Filão do Paraíba e 04 amostras do Trairão. A confecção de lâminas petrográficas (polida e bipolida) deu-se no LGPA – UERJ, totalizando 41 lâminas polidas e 07 lâminas bipolidas para análise em microscópio petrográfico (UERJ) e eletrônico de varredura (MEV) no IG – UNICAMP.

RESULTADOS O depósito do Paraíba apresenta como mineralogia principal dos filões quartzo, pirita e calcopirita e secundariamente por sericita e carbonato. Apresenta zoneamento composicional incipiente, com domínios enriquecidos em quartzo + sulfetos e quartzo + sulfetos + sericita. Representativa do domínio quartzo + sulfetos é notado um contato retilíneo indicando equilíbrio entre a fase silicática e sulfetada ora apresenta contatos abruptos entre os grãos não indicando nenhuma relação de equilíbrio entre eles e sim fases posteriores de hidrotermalismo. Grãos de quartzo, feldspatos, opacos (sulfetos) e óxidos subbédricos à anédricos são observados. A presença de calcopirita e quartzo em meio às fraturas da pirita, vale ressaltar a presença de grãos de ouro inclusos neste sulfeto, sugerem uma segunda fase de precipitação para a calcopirita e para o quartzo, onde também é possível observar a presença de grãos de ouro disseminados além de liga metálica de telúrio e bismuto.

No depósito do Trairão observa-se presença da pirita disseminada que caracteriza a zona de sulfetação, a qual é restrita às proximidades dos veios. As rochas do garimpo são fortemente hidrotermalizadas. A alteração é do tipo filica, caracterizada por uma pervasiva e intensa sericitização. Quartzos euédricos intercrescidos em fenocristais de quartzo decorrente da silicificação (um dos processos hidrotermais que ocorreram na rocha encaixante) que marca uma intensa venulação de quartzo com finas inclusões de pirita, e aumento da presença de quartzo na rocha, nas proximidades dos veios.

Em luz polarizada observa-se a relação entre a matriz silicatada contendo grãos subbédricos de pirita e bismuto disseminado, além de percolação de pirita em forma de microveios posterior ao microfraturamento do quartzo contendo pirita e a dispersão de bismuto nativo em fraturas. Presença de hematita cortando os grãos de pirita também é observada, além de covellita e ouro. A microscopia eletrônica permitiu identificar a presença de galena, ouro com prata associada inclusos em grãos de pirita.

Para o granito Novo Mundo, a mineralogia é constituída basicamente por quartzo que representa 45%, feldspato alcalino 35%, plagioclásio 15% e opacos 5%. Observa-se em luz refletida uma predominância de silicatos (massa de coloração esverdeada) e cristais euédricos de sulfetos (coloração dourada), sendo este majoritariamente pirita, com poucos grãos dispersos de calcopirita, como acessórios. No MEV é possível observar a presença grãos de ouro em meio à massa silicatada além de acessórios como zircão e monazita, além de alteração.

A mineralogia principal observada em luz refletida e polarizada na seção polida do filão do Melado é constituída basicamente por quartzo que representa 65%, por plagioclásio muito alterado 15%, mica 5% e por opacos 15%. Observa-se em luz polarizada/refletida uma predominância de silicatos contendo sulfetos em meio às fraturas, sendo a calcopirita secundária em relação a pirita. O MEV auxiliou na identificação de minerais acessórios como zircão inclusos em pirita e galena em meio as fraturas do silicato, além de alteração mineral.

Para o granito Novo Mundo, constitui-se basicamente por quartzo 40%, feldspato alcalino 35%, por plagioclásio 20% e por opacos 5%. Observa-se em luz refletida uma predominância de silicato e cristais subbédricos de sulfetos (pirita, calcopirita e covellita) em meio às fraturas da massa silicatada além de grãos de ouro, onde o MEV permitiu identificá-lo tanto inclusos em cristais de pirita quanto dispersos na massa silicatada.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES Para todos os depósitos foi feita uma análise micrográfica detalhada, o que permitiu traçar um esboço da evolução temporal das fases minerais e compreender assim a relação entre ganga e minerais de minério. Para o depósito Paraíba, um estágio inicial é caracterizado pela paragênese Quartzo (primeira geração) + sulfetos (pirita + calcopirita) + ouro + feldspatos onde ocorreu o principal momento de mineralização. O segundo estágio é marcado pela presença de quartzo + sulfetos disseminados (pirita + calcopirita) + sericita + óxidos. A pirita ocorre em equilíbrio com a calcopirita além de conter inclusões de ouro. O terceiro e último estágio é marcado por uma nova percolação de quartzo em meio às fraturas de sulfetos, além da presença das ligas metálicas de bismuto e telúrio, de microveios de hematita truncando todas as fases minerais anteriormente. Além destas relações mineralógicas, é encontrado ainda pirita + calcopirita inseridas em uma matriz carbonática contendo grãos anédricos de magnetita e grãos arredondados de scheelita, como foi observado em microscopia eletrônica.

Estudos preliminares desenvolvidos com base nas razões Au/Ag, relativamente altas, sugerem condições de formação mesotermal, onde as origens dos fluidos mineralizantes poderiam ser por desidratação através de processos metamórficos. Neste caso, ao se considerar os dados geológicos, é mais provável que esses dois e/ou três regimes de fluidos possam vir a indicar uma superposição de eventos mineralizantes, ou seja: um mais antigo, ao qual se associa o filão, e outro mais jovem, provavelmente relacionado a intrusões tardias graníticas, que interceptam a estrutura filoneana, e uma percolação tardia rica em sílica, óxidos e ligas metálicas.

Os sulfetos estão presentes nos milonitos, no veio principal, nos pegmatíticos e fraturas tardias, o que denota diversas fases de deposição para o sulfeto. Deste modo, a evolução destes depósitos pode estar relacionados a um período prolongado de circulação de fluidos, demonstrado pela presença de expressivos halos hidrotermais.

Ao comparar o depósito Paraíba com depósitos conhecidos (e.g., Santa Helena e Novo Mundo) nota-se que possuem uma associação parecida de Au-Cu-Bi-Te e teriam suas gêneses relacionadas a origem mais profunda (não-epitermal).

As análises metalográficas conjuntamente com as relações de campos descritos nas referências bibliográficas do Depósito do Trairão permitiram esboçar o seguinte contexto para a geração da fase mineralizada em sulfetos e ouro: existência de duas fases de geração de silicatos, sendo a primeira a mineralizada em ouro. Em seguida, observa-se a presença de sulfetos disseminados na massa silicatada. Geração de inclusão de ouro sin a pós a pirita, calcopirita e galena. A calcopirita aparentemente ocorre em equilíbrio com a pirita, observada a relação de contato com esta em meio às fraturas de quartzo. Posterior ao processo de geração de sulfetos observa-se a presença de covellita e uma forte alteração hidrotermal, evidenciada pela presença pervasiva de sericita, além de óxidos. Em um momento final, há a presença de hematita, por vezes contendo bismuto nativo associado, percolando em meio às fraturas de quartzo e de pirita, truncando todo o sistema mineral citado.

Para o depósito do Melado, observa-se quartzo, feldspato e mica coexistindo em equilíbrio além de sulfetos, óxidos e minerais acessórios como a galena em meio às fraturas dos silicatos. Em relação aos sulfetos, é possível traçar uma origem primária da pirita em relação à calcopirita acompanhada de intensa alteração potássica.

Para o Filão Goiano é observada finas inclusões de calcopirita e pirita subédrica em fraturas de quartzo além de grãos arredondados de galena inclusos em pirita, e presença de grãos arredondados e subarredondados de ouro contidos em quartzo e bordejando os cristais subédricos de pirita.

O depósito Novo Mundo é representado pela mineralização disseminada no granito Novo Mundo. As relações temporais da paragênese mineral observadas para este depósito são: presença de sulfetos (pirita + calcopirita) em fraturas de silicatos (majoritariamente o quartzo). Presença de finas inclusões de bismuto nativo e grãos subarredondados de galena, zircão e de monazita em meio aos silicatos. Em relação aos sulfetos, é possível traçar uma origem primária da pirita em relação à calcopirita além de forte alteração.

Para todos os depósitos observa-se a relação posterior dos sulfetos em relação aos silicatos, sendo a pirita majoritariamente primária em relação à calcopirita, sendo esta fase a principal fase mineralizada em ouro, o que não exclui a presença deste valioso metal nos silicatos, além de uma forte alteração em todos os depósitos.

Segundo os dados aqui apresentados é possível sugerir a correlação entre o magmatismo e a gênese dos sulfetos no Distrito de Peixoto de Azevedo e a mineralização em ouro. Os estudos micrográficos indicam também feições comuns entre os depósitos estudados, sugerindo processos semelhantes durante a evolução geológica destes depósitos. Estas feições micrográficas indicam, em adição, a cogeneticidade dos minerais de minério com os eventos magmáticos o que caracteriza estes depósitos como orogênicos e definem uma importante ferramenta para a prospecção regional de ouro.

Caracterização petrográfica das paragêneses minerais hidrotermais das litologias da Região de Presidente Figueiredo – AM.

Alderlene Pimentel de Brito¹, Ivaldo Rodrigues da Trindade²

¹Graduanda do Curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas; 2-Prof. Dr. do Departamento de Geociências/ ICE/UFAM

Resumo As unidades aflorantes entre os km 130 a 178, da BR-174 no Município de Presidente Figueiredo apresentam fortes evidências de uma grande atuação hidrotermal. Com base na caracterização das alterações hidrotermais foi possível identificar a alteração propilítica, caracterizada pela formação de sulfetos tais como, pirita, calcopirita e esfalerita, além de óxido como a magnetita. Como fases não sulfetadas ocorrem epidoto, carbonato, biotita. Essas observações sugerem que o fluido que percolou a rocha carregava os elementos K, Ca, S, que reagiram com as fases mineralógicas primárias da rocha hospedeira e gerou as paragêneses hidrotermais.

INTRODUÇÃO O processo de metassomatismo hidrotermal em unidades litológicas é promovido por fluidos quentes que transportam importantes quantidades de elementos químicos, que ao percolar através dos planos de descontinuidades, como zonas de cisalhamento, falhas e fraturas, interagem com a rocha, promovendo lixiviação e precipitação de elementos químicos.

As unidades aflorantes entre os km 130 a 178, da BR-174 no Município de Presidente Figueiredo, são constituídas por corpos graníticos pertencentes à Suíte Intrusiva Água Branca, vulcânicas do Grupo Iricoumé, granitos da Suíte Intrusiva Mapuera que inclui o Batólito São Gabriel, bem como rochas meta – ígneas (Complexo Jauaperí?), que é tido como embasamento, além de rochas máficas que intrudem na forma de diques nas demais unidades. Nestas unidades existem indícios de um forte hidrotermalismo propilítico (Souza & Nogueira 2009).

O objetivo geral desta pesquisa é caracterizar petrograficamente, através das propriedades óticas de refração e reflexão, ao microscópio petrográfico as seções delgadas polidas das rochas alteradas por processos hidrotermais. Como específicos: Identificar as fases minerais geradas com ênfase as sulfetadas; Obter indícios sobre a composição do fluido e como se deram as reações de transformações.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL A área localiza-se a nordeste do Estado do Amazonas, no Município de Presidente Figueiredo, ao longo da BR 174 entre os km 130 e 178. A principal via de acesso é a BR 174, bem como os ramais do Canoas, Terra Santa, Rumo Certo e Novo Rumo. A área insere-se no Domínio Uatumã - Anauá (CPRM, 2006) pertencente à Província Tapajós - Parima (Santos *et al*, 2000), unidade geotectônica integrante ao Cráton Amazonas (Santos *et al*, 2000).

A região tem como principais unidades (Figura 1): o Complexo Jauaperi (Faria *et al*, 2004) que reúne ortognaisses, migmatitos, metagranitos e granitos, além de diques de anfibolito e bolsões de charnockitóides. Registra metamorfismo da fácies xisto verde a anfibolito superior e arcabouço estrutural com direções de NW-SE a NE-SW (CPRM, 2006). Os gnaisses desta unidade são compostos por microclínio, quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita, minerais opacos, zircão, apatita, allanita, titanita, epidoto, sericita e clorita (CPRM, 2006 e Souza 2010).

A Suíte Intrusiva Água Branca representada por granitóides acinzentados, equigranulares a porfiríticos médios a grossos, isótropos a localmente foliados (foliação magmática ou milonítica), com predominância de granodioritos portadores de hornblenda e biotita, além de monzogranitos, tonalitos, quartzo monzodioritos, quartzo dioritos e dioritos (CPRM, 2006).

O Grupo Iricoumé é representado por dacitos, traquidacitos, andesitos, riolitos, riodacitos, traquiandesitos, andesitos basálticos e rochas piroclásticas (CPRM, 2006).

A Suíte Intrusiva Mapuera é formada por batólitos e *stocks* distribuídos por toda a região que compreende o oeste da divisa entre o Amapá e o Pará, até a porção sul de Roraima, perfazendo uma área com cerca de 175.000 km². Na área estudada os principais representantes desta unidade são os Granitos São Gabriel e Abonari. O granito São Gabriel, trata-se de um biotita- granito que apresenta uma cor rosa, textura inequigranular grossa a porfirítica e ocorrência de xenólitos, provavelmente, de tufos ignimbríticos pertencentes ao Grupo Iricoumé. É composto essencialmente por microclínio, quartzo, oligoclásio e biotita. Como acessórios ocorre clorita, zircão, apatita e opacos (Valério, 2006).

O granito Abonari é um corpo batolítico com extensão aflorante de aproximadamente 200 km². Este corpo apresenta textura inequigranular média a grossa, composição sienogranítica variando para monzogranítica, representado pelas fácies biotita sienogranitos e biotita monzogranitos cinza rosados, com álcali-feldspato granitos e biotita-quartzo álcali-sienitos subordinados apresenta-se avermelhado com matrizes cinza azuladas (CPRM, 2006).

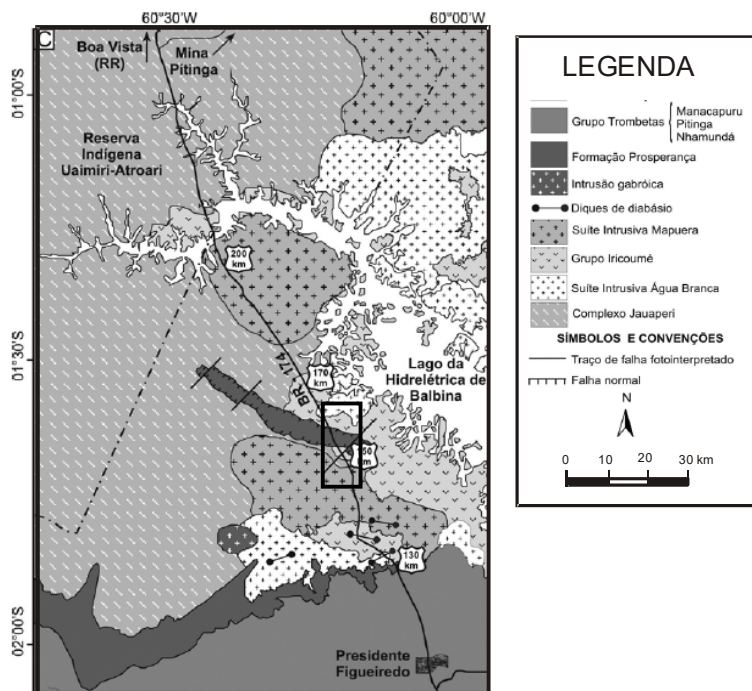


Figura 1 – Mapa Geológico do Município de Presidente Figueiredo com a localização da área de estudo (Fonte CPRM 2002).

MATERIAIS E MÉTODOS Esta pesquisa foi elaborada em três etapas: Pré – campo; Campo; Laboratorial. A etapa pré-campo constou na pesquisa das referências bibliográficas, que forneceram informações relevantes sobre a geologia da área englobando as unidades, litologias, relações de contato, bem como as características hidrotermais das unidades.

A etapa de campo constou de visita aos afloramentos, coletas de amostras ao longo de perfis, descrições macroestruturais e texturais das unidades litológicas da área.

A etapa laboratorial constou na seleção de amostras para confecção de seções delgadas polidas; descrição petrográfica das seções ao microscópio petrográfico. Esta etapa foi realizada nos Laboratórios de Laminação de Microscopia do Departamento de Geociências da UFAM.

RESULTADOS E DISCUSSÃO As rochas meta-ígneas ocorrem como afloramentos do tipo frente de lavra observadas ao longo da BR-174 entre os km 150 e 152 e nos ramais Terra Santa, Rumo Certo e Novo Rumo. As amostras analisadas pertencem às pedreiras Manaus e Javel. Macroscopicamente a rocha é cinza rosada a avermelhada, leucocrática, de textura fanerítica fina a média, inequigranular, cortada por diques de rochas máficas e pegmatíticas. Ocorrem fraturas preenchidas por sulfetos (pirita, calcopirita, bornita) e faixas epidotizadas.

Foram analisadas dez seções delgadas polidas ao microscópio petrográfico sob luz transmitida e refletida. Trata-se de uma rocha granitóide fanerítica, média a fina, com textura por vezes granoblástica e localmente apresenta faixas milonitizadas de composição monzogranítica. Em seção delgada a constituinte por quartzo (35-40%), plagioclásio (20-30%), microclinio (10-20%), e biotita (3-6%), muscovita (1%), clorita (1%), epidoto (<1%), zircão (<1%) e opacos (pirita, calcopirita, esfalerita e magnetita) (<1%).

O quartzo ocorre sob forma de cristais anhedrais com tamanhos que variam entre 0,25 a 1,4 mm, apresenta-se inequigranular, em contatos interdigitados e retos. Ocorrem, ainda, como agregados policristalinos com contatos retos, poligonais e cristais deformados com desenvolvimento de subgrão e

lamelas de deformação. O plagioclásio ocorre como cristais subhedrais a anhedrais, de tamanhos que varia de 0,3 a 1,17 mm, apresentando-se, saussuritizados, com desenvolvimento de epidoto, muscovita e carbonatos em sua superfície. Ocorrem contatos irregulares destes com cristais de quartzo e microclínio, além da textura mirmequítica.

O microclínio são cristais subhedrais a anhedrais, com tamanhos que varia de 0,35 a 1,45 mm. É possível verificar a ocorrência da textura pertítica, além de contatos retos e irregulares com cristais de quartzo e plagioclásio, bem como inclusões de quartzo e desenvolvimento de sericita em sua superfície. A biotita varia de subhedral a anedral, define uma orientação principal. Observa-se ainda que a biotita está alterada para muscovita e clorita.

A muscovita por vezes está associada à biotita como produto da alteração das mesmas ou se desenvolveram na superfície de plagioclásio e microclínio por processo de alteração hidrotermal potássica. A Clorita ocorre como cristais tardios provenientes da alteração da biotita, são anhedrais e podem ocorrer associados a biotitas neoformadas. O epidoto ocorre como cristais anedricos formados por processo de saussuritização de plagioclásio ou preenchendo fraturas. O zircão ocorre como cristais euédrico e subhedrais e geralmente como inclusões na biotita e plagioclásio.

A pirita ocorre como cristais euédricos (Fig. 2 A e C) a subhédricos (Fig. 2 B) em associação a calcopirita que pode estar como inclusão na pirita (Fig. 2 B) ou a pirita como inclusão na calcopirita. A calcopirita ocorre como cristais anhedricos ora inclusos em pirita (Fig. 2 D), apresentam-se em associação direta a pirita. A magnetita ocorre em associação à pirita e esfalerita, seus cristais variam de subhédricos e anhedricos (Fig. 2 A). A Esfalerita ocorre como raros cristais anédricos principalmente inclusos em magnetita (Figs. 2E e F).

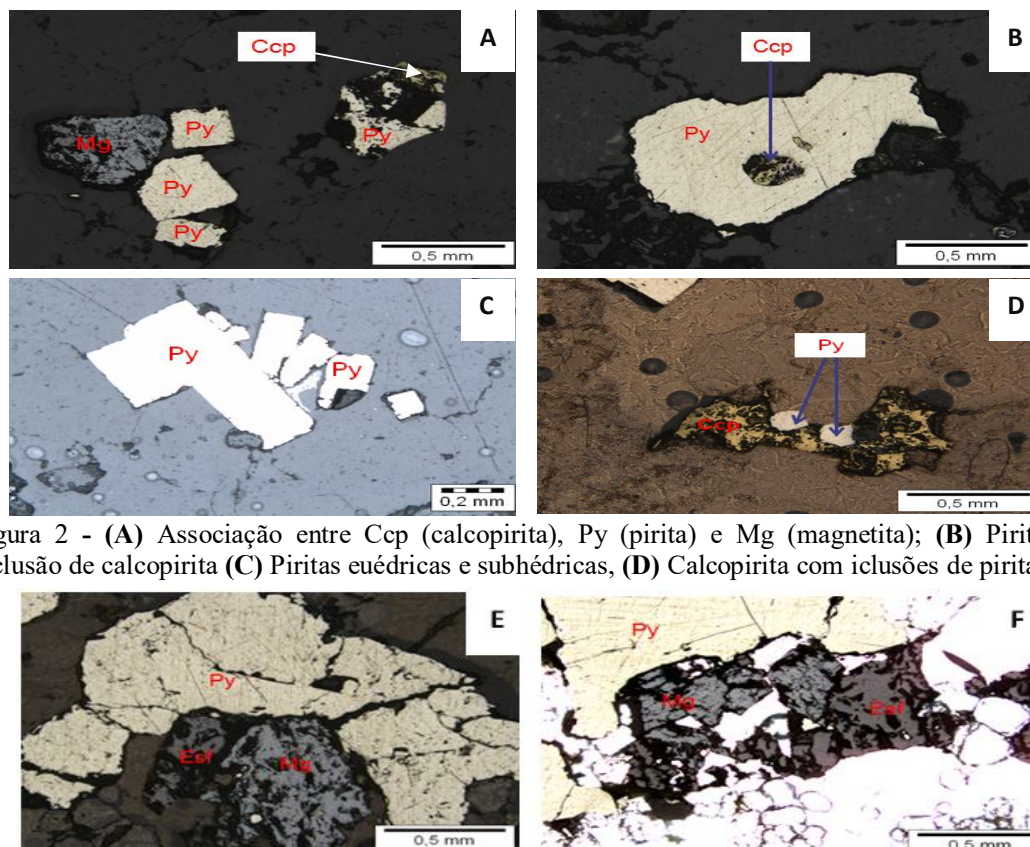


Figura 2 - (A) Associação entre Ccp (calcopirita), Py (pirita) e Mg (magnetita); (B) Pirita com inclusão de calcopirita (C) Piritas euédricas e subhédricas, (D) Calcopirita com inclusões de pirita;

Figura 2 - (E) Pirita anedral com Calcopirita, magnetita e esfalerita; (F) Associação entre Py (pirita); Mg (magnetita) e Esf (esfalerita).

CONCLUSÃO Com base na caracterização das alterações hidrotermais foi possível identificar a silicificação, pela infiltração de cristais de quartzo entre os limites dos demais cristais da rocha; a alteração potássica (K), indicada pela geração de muscovita na superfície de cristais de plagioclásio e a

partir de biotita e sericita na superfície de microclínio; alteração propilítica, que é caracterizada pela formação de sulfetos tais como, pirita, calcopirita e esfalerita, além de óxido como a magnetita. Como fases não sulfetadas, observa-se a formação de epidoto, carbonato, biotita mais magnésiana por ter o Fe retirado para a formação de outros minerais e sericita.

Essas observações sugerem que o fluido que percolou a rocha carregava os elementos K, Ca, S, que reagiram com as fases mineralógicas primárias da rocha hospedeira e gerou as paragêneses hidrotermais.

As fases sulfetadas e não sulfetadas tanto ocorrem de forma disseminada nas litologias como concentradas em planos de descontinuidades como zonas de fraturas. Sugerindo que ou ocorreram duas fases hidrotermais distintas, que gerou as fases disseminada e a concentrada em planos de descontinuidades, ou apenas uma, onde remobilizou a fase disseminada e concentrou nesses planos de descontinuidade.

Referências Bibliográficas

- Viana K.L.G. 2010. Caracterização petrográfica e geoquímica das rochas meta-ígneas da região de Presidente Figueiredo-AM. Trabalho Final de Graduação, DGEO-UFAM, 53p.
- Valério C.S. 2006. Magmatismo paleoproterozóico do extremo Sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo (AM): Geologia, Geoquímica, e Geocronologia Pb-Pb em zircão. PPGGEO-ICE-UFAM, Dissertação de Mestrado.
- CPRM 2002. Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapa na escala 1:1.750.000. *In*: Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, João Henrique Gonçalves, Franciscus Jacobus Baars, Inácio de Medeiros Delgado, Maisa Bastos Abram, Reginaldo Leão Neto, Gerson Manoel Muniz de Matos, João Orestes Schneider Santos (ed.), Brasília: 1 CD-Rom.
- CPRM 2006 Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira, Região Cratônica, Sistema de Informações Geográficas – SIG. Mapa na escala de 1:1000000. CD-Rom.Pg. 41.

A Suíte Serra da Providência no sudeste do Amazonas: características geoquímicas e idades Pb-evaporação em zircão

Almeida, M.E.¹; Scandola, J.E.², Splendor, F.S.¹, Costa U.A.P.¹; Bettiolo, L.M.³; Reis, N.J.¹, Bahia, R.B.C.⁴, Macambira, M.J.B.⁵ & Galarza, M.A.⁵

CPRM–Serviço Geológico do Brasil – ¹Manaus, ²Brasília, ³Boa Vista, ⁴Porto Velho, ⁵UFPA-Pará-Iso

Resumo A Suíte Serra da Providência na folha Sumaúma, sudeste do Amazonas, é representada por monzogranitos porfíricos (wiborgitos e piterlitos), com subordinada contribuição de sienogranitos, álcali-feldspato granitos, granitos finos, quartzo monzonitos, além de escassos quartzo gabronoritos. Os granitóides possuem quimismo similar ao dos tipo A, com caráter álcali-cálcico, *ferroan*, metaluminoso a fracamente peraluminoso, enriquecimento em HFSE e padrões de ETR do tipo *seagull*. Possuem idades Pb-Pb evaporação de zircão entre 1534 a 1570 Ma, com heranças entre 1715 e 1775 Ma. Os dados geoquímicos e as idades obtidas indicam que este magmatismo pode ser correlacionável ao definido na área-tipo em Rondônia.

Palavras-chave: granitogênese tipo A, Serra da Providência, Cráton Amazonas.

INTRODUÇÃO A Suíte Serra da Providência, definida por Leal *et al.* (1978), agrupa intrusões graníticas com textura rapakivi que afloram na serra homônima. Posteriormente, (Tassinari *et al.* 1984, Rizzotto *et al.* 1995) incluíram na suíte gabros, charnockitos e mangeritos, formando em sua área-tipo uma associação AMCG. Scandola (2006) admite esses granitos como produto de processos pós-colisionais, cuja assinatura isotópica do Nd indica fontes heterogêneas, com significativas e diferenciadas contribuições de crosta antiga. Os dados geocronológicos mostram que este magmatismo tipo A se estendeu por mais de 50Ma, entre 1606 ± 24 Ma e 1532 ± 5 Ma (U-Pb TIMS em zircão; Bittencourt *et al.* 1999, Tosdal *et al.*, 1996). Na Folha Sumaúma (Fig. 1) a Suíte Serra da Providência é composta predominantemente por monzogranitos, com sienogranitos subordinados e raros álcali-feldspato granitos e quartzo monzonitos, raramente associados com piroxênio-granitóides e gabronoritos. O corpo principal está localizado ao longo da BR-230 e nas vicinias do Triunfo, próximo a Vila Maravilha. Este trabalho tem como foco o estudo litogeoquímico e geocronológico dos granitóides da Suíte Serra da Providência no âmbito da Folha Sumaúma.

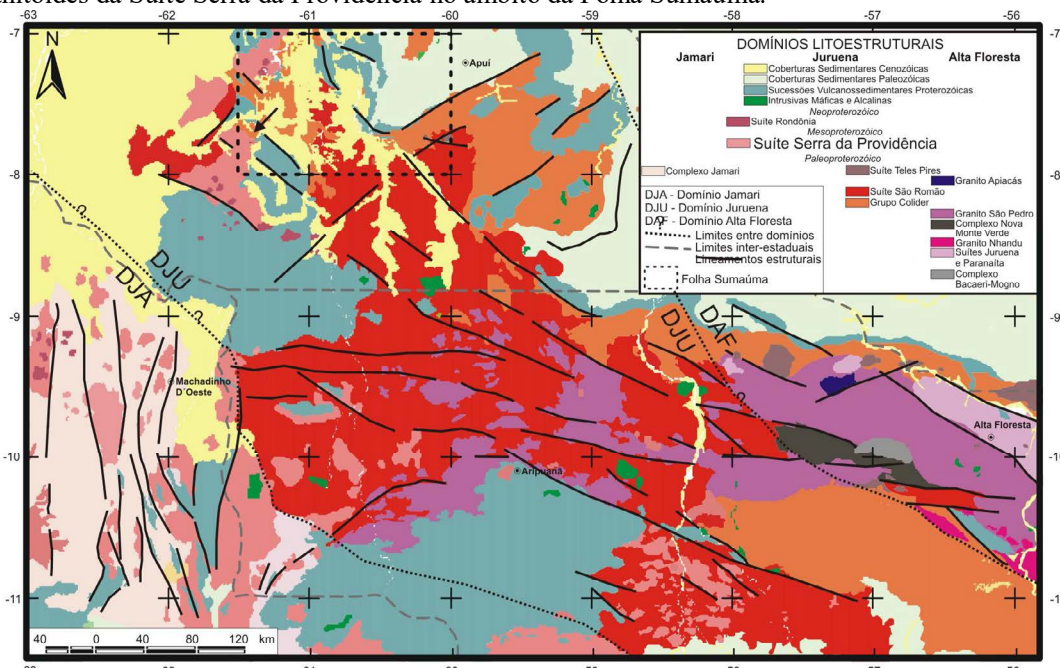


Figura 1 – Esboço geológico de parte do SW do Cráton Amazonas (mod. de CPRM 2003). A área retangular representa a quadrícula SB.20-Z-D (Folha Sumaúma) na escala de 1:250.000.

MÉTODOS O estudo é resultado do mapeamento geológico da folha SB.20-Z-D (Sumaúma) na escala de 1:250.000, executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional

de Manaus. As análises químicas e a geocronologia do zircão (técnica Pb-Pb evaporação) foram realizadas respectivamente pelos laboratório ACMELab e Pará-Iso (UFPA).

LITOGEOQUÍMICA Três grupos distintos foram identificados: a) granitos rapakivi normais (tipo 1) e fracionados (tipo 2); b) quartzo monzonitos e granitos; e c) quartzo gabronorito, granodiorito e microgranitos. O grupo dos granitos rapakivi apresenta elevado teor de SiO₂ (70,4%-76,0%), coincidindo quase sempre com os campos composicionais dos granitos subalcalinos, *ferroan* (Fig. 2a), álcalico-cálcicos a alcálicos (Fig. 2b) e de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso. Segundo esses critérios, o tipo 2 apresenta comparativamente valores de SiO₂ e razões Na₂O/K₂O e FeOt/(FeOt+MgO) mais baixos e elevados, respectivamente. O grupo dos granitos e quartzo monzonitos grossos possui teores de SiO₂ mais baixos (67,1%-72,4%) e teores de CaO mais elevados, características de associações álcalico-cálcicas metaluminosas. Em geral os granitos rapakivi coincidem com o campo composicional dos granitos tipo-A, apresentando teores de CaO (<1,5%) e razões P₂O₅/Th baixos. Granitos e quartzo monzonitos, exceto pelo CaO e razões P₂O₅/Th mais elevadas, também acompanham esse padrão. Os piroxênio granodioritos gnáissicos e rochas associadas são ainda mais enriquecidos em CaO (~2-8%) e com razões bem mais elevadas de P₂O₅/Th, indicando semelhança com os granitos tipo I. Os diagramas de Harker definem *trends* quase lineares e sem *gaps* composicionais envolvendo TiO₂, Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃t, CaO, Na₂O (correlação negativa) e K₂O (correlação positiva). Este padrão linear e sem *gap* aparente, sugere que a cristalização fracionada, não envolvendo de forma acentuada a retirada de assembléia fracionante (e.g. plagioclásio, anfibólio, biotita e óxidos de Fe-Ti), como principal mecanismo de diferenciação. Nos diagramas multielementares esta suíte possui acentuadas anomalias negativas de Ba, Sr, P, Ti, e positivas de Th, U, La, Ce, Nd, Tb e Y (HFSE). No tipo 2 ocorrem os valores mais elevados em La, Ce, Ta, Nb, Th e U e as anomalias negativas mais fortes para Ba, Sr, P, Ti, Hf e Zr refletindo o maior fracionamento de feldspato, biotita, apatita e zircão. O forte decréscimo de Ba com o aumento de SiO₂ pode indicar tanto variações composicionais da rocha fonte, quanto fracionamento controlado por piroxênio (King *et al.*, 1997). Os granitos e quartzo monzonitos possuem curva de ETR similar a média daquelas da Suíte Serra da Providência em Rondônia, diferindo apenas no maior ΣETR e no leve enriquecimento em ERTP (Fig. 3a). Os granitos rapakivi tipo 1 (Fig. 3b) possuem curvas de ETR menos fracionadas, ΣETR mais baixo, anomalia negativa de Eu menos acentuada e maior fracionamento nos ETRP se comparados aos tipo 2 (Fig. 3b). Padrões de ETR deste tipo (*seagull*) são observados em granitos tipo A fortemente fracionados de New England (Landenberger & Collins, 1996). As de curvas de ETR observadas são similares a dos granitos da área-tipo em Rondônia (Scandolaro, 2006), exceto pelo ΣETR mais alto e anomalia negativa de Eu mais forte nos tipos da Folha Sumaúma.

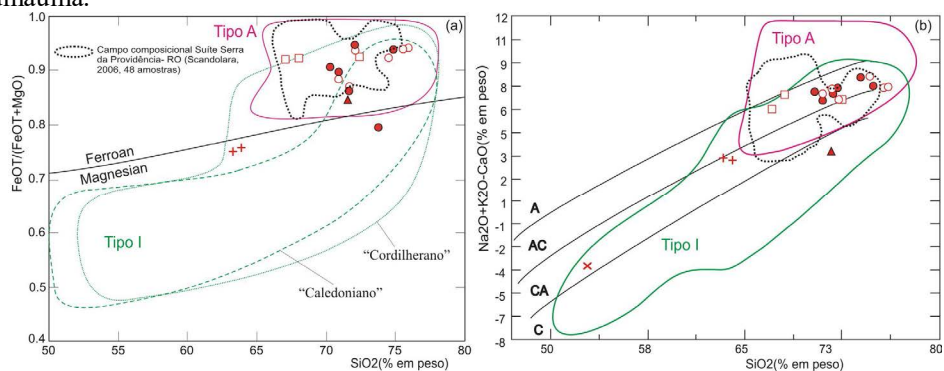


Figura 2. Comportamento da Suíte Serra da Providência e rochas associadas nos diagramas (a) FeOt/(FeOt+MgO) e (b) Na₂O+K₂O-CaO vs. SiO₂ (Frost *et al.* 2001). Campos composicionais Suíte Serra da Providência (Scandolaro, 2006) são mostrados para comparação. Símbolos vide figura 3.

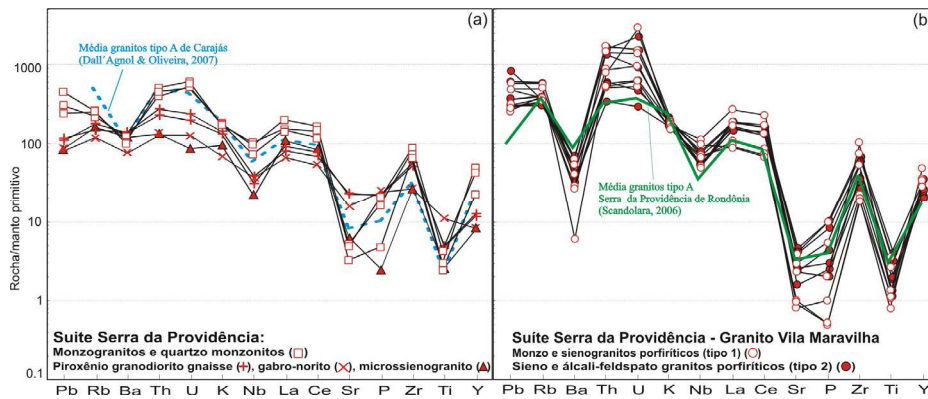


Figura 3. Padrões das amostras da Suíte Serra da Providência nos diagramas multielementares normalizados ao manto primitivo (Wood *et al.*, 1979). Médias composicionais da Suíte Serra da Providência em Rondônia e de Carajás são usados para comparação.

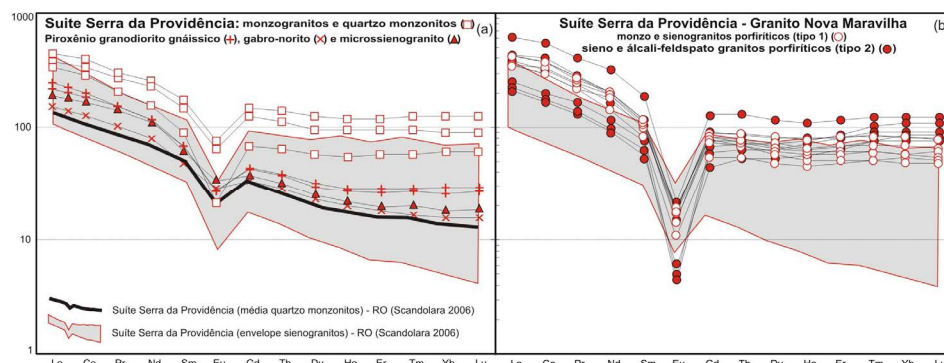


Figura 4. Padrões das amostras da Suíte Serra da Providência e rochas associadas nos diagramas de elementos terras raras normalizados ao condrito (Boynton, 1984).

PETROGÊNESE, FONTES E AMBIENTE TECTÔNICO Os dados químicos apresentados sustentam que a cristalização fracionada deve ter sido o processo de diferenciação magmática mais importante na geração dos granitos da Suíte Serra da Providência na Folha Sumaúma. Atualmente, os modelos genéticos para granitos tipo-A aluminosos discutidos na literatura envolvem a fusão parcial de fontes crustais quartzo-feldspáticas, de composição quartzo-diorítica a tonalítica ou granodiorítica (e.g. King *et al.* 2001) ou de *underplated tholeiitic basalts* e seus diferenciados (Frost *et al.* 1999). As concentrações de LILE e HFSE confirmam a possibilidade de fontes crustais para este magmatismo. As razões Th/Ta altas (>4,8), e com amplo espalhamento, reforçam a heterogeneidade de fontes da crosta continental superior. Os piroxênio granodioritos e rochas relacionadas estão distribuídos no limite dos campos dos granitos de arco vulcânico e intraplaca (Fig. 5a), na área de influência dos granitos pós-colisionais, enquanto os quartzo monzonitos e granitos rapakivi distribuem-se apenas no campo dos granitos intraplaca. O diagrama discriminante envolvendo HFSE (Y, Nb, Zr e Ce) vs. Ga/Al, também confirma o quimismo tipo A da suíte estudada (Fig. 5b), coincidindo com o campo dos granitos tipo A2 (aluminosos, pós-colisionais) de Eby (1992).

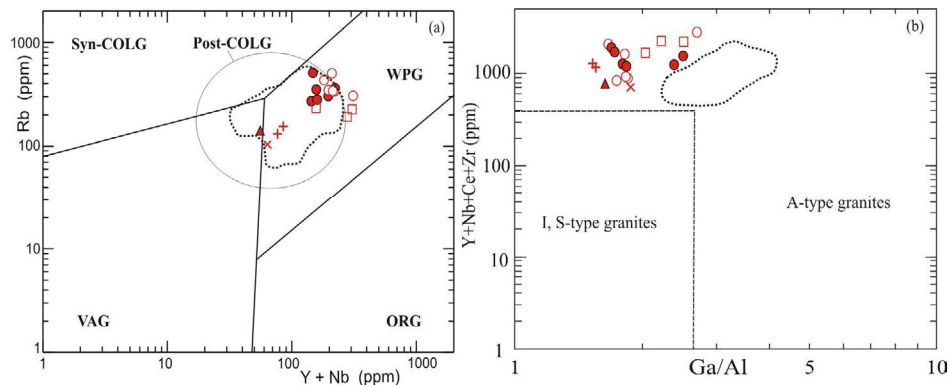


Figura 5. Diagramas de discriminantes (a) Rb VS. Nb+Y (Pearce et al., 1984): campos dos granitos de arco vulcânico (VAG), sincolisionais (syn-COLG), intraplacas (WPG), de cordilheira mesoceânica (ORG) e pós-colisionais (post-COLG; Pearce, 1996); (b) Y+Nb+Ce+Zr vs. Ga/Al (Whalen et al., 1987); Legendas vide figs 2 e 3.

GEOCRONOLOGIA DO ZIRCÃO A fácies principal da Suíte Serra da Providência está localizada próximo a vila Maravilha (BR-230), representada por um biotita monzogranito ovóide (wiborgito) isotrópico (FS-28A), contou apenas com dois cristais com resultados confiáveis, fornecendo uma idade média de $1533,6 \pm 4,2$ Ma, embora quase 30 cristais terem sido utilizados na análise (Fig. 6a). Apesar disso, a idade mínima de cristalização obtida está em consonância com as idades obtidas na área-tipo da Suíte Serra da Providência em Rondônia (e.g. Bittencourt *et al.*, 1999). Um riodacito pórfiro (MA-04) situado no baixo curso do rio Guariba apresentou idade mínima de cristalização de $1535,8 \pm 2,3$ Ma a partir de 4 zircões analisados (Fig. 6b). Essa idade coincide com as idades da soleira máfica do Matá-Matá e da amostra FS-28A, podendo representar o componente extrusivo deste magmatismo tipo A. As heranças entre 1750 e 1775 Ma (3 zircões) obtidas indicam origem das rochas encaixantes regionais (suítes Teles Pires e Teodósia). Amostra de piroxênio granodiorito gnáissico (FS-30A) apresentou igualmente poucos grãos aproveitáveis para o cálculo da idade. Dois cristais foram utilizados para definir uma idade mínima de cristalização de $1575,6 \pm 12,7$ Ma (Fig. 6c), embora 26 cristais tenham sido testados durante a análise. Além destes, outros dois zircões forneceram uma idade média de $1715,4 \pm 8$ Ma (Fig. 6d), interpretada como de origem herdada.

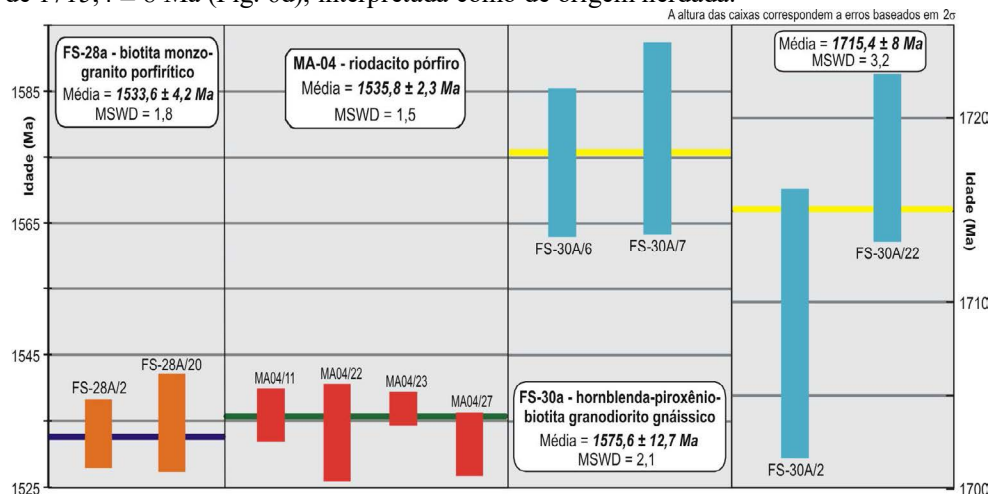


Figura 6. Diagramas contendo resultados de análise geocronológica pela técnica Pb-Pb evaporação em zircão da Suíte Serra da Providência na Folha Sumaúma.

CONCLUSÕES A avaliação dos dados químicos (tipo A2, aluminoso) e geocronológicos ($\sim 1,53$ Ga e heranças de 1,75-1,77 Ga) indica que os granitos rapakivi e quartzo monzonitos da suíte Serra da Providência na Folha Sumaúma possuem fontes crustais enriquecidas e de caráter heterogêneo, apresentando a cristalização fracionada, sem retirada de assembléia fracionante, como principal

mecanismo de diferenciação. Essa associação granítica foi gerada em ambiente pós-colisional em relação ao evento Rondônia-Juruena ou Ouro Preto (1,75-1,60 Ga), mostrando-se bastante similar àquela localizada na área-tipo em Rondônia.

Referências Bibliográficas

- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.B., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil: reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research.*, **95**: 41-67.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos.*, **93** : 215-233.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. *Geology.*, **20**: 641-644.
- Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Edwards B. 1999. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite. *Journ. Petrol.*, **40**: 1771-1802.
- 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. *Australian Journ. Earth Sci.*, **48**: 501-514.
- King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journ. Petrol.*, **38**: 371-391.
- Landenberger B., Collins W.J. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia. *Journ. Petrol.*, **37**: 145-170.
- Leal J.W.L., Silva G.H., Santos D.B. dos, Teixeira W., Lima M.I.C. de, Fernandes C.A.C., Pinto A. do C. 1978. Geologia da Folha SC.20- Porto Velho. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Geologia*. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, p.16.
- Rizzotto G.J., Scandolara J.E., Silva C.R., Dall'Agnol R., Bettencourt J.S., Morais P.R. 1995. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providência rapakivi granite-Rondônia, Brazil. In: Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Costi H.T. (eds.) Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Center of Geosciences. UFPA, Belém. *Abstracts*. Volume, p. 67-68.
- Scandolara J.E. 2006. Geologia e Evolução do Terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsas/Aguapei, centro-leste de Rondônia, RO. sudoeste do Craton Amazônico. CD ROM. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- Tassinari C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W. 1984. Épocas metalogênicas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, RJ. Anais, 6: 2963-2977.
- Tosdal R.M., Bettencourt J.S., Leite Jr, W.B., Payolla B.L. 1996. U-Pb geochronologic framework of Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province. In: SBG, Cong. Bras. Geol. Nordeste, **7**: 337-339.

Petrografia, estrutural e geoquímica da Formação Serra da Bocaina do Arco Magmático
Amoguijá – Terreno Rio Apa (Ms)

Ana Flávia Nunes Brittes^{1,5,6}, Maria Zélia Aguiar de Sousa^{1,2,5,6}, Amarildo Salina Ruiz^{1,3,5,6}, Maria
Elisa Fróes Batata^{4,5,6} e Dalila Peixe Plens^{1,5,6}

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, ICET/UFMT; ²Departamento de Recursos Minerais – UFMT; ³Departamento de Geologia Geral – UFMT; ⁴Programa de Pós-Graduação em Geologia – UnB; ⁵Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica (Guaporé); ⁶Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM

Resumo Neste trabalho apresentam-se os resultados do mapeamento geológico da Formação Serra da Bocaina (FSB) e do Granito Carandá e caracterização petrológica da primeira unidade, ambos pertencentes ao Arco Magmático Amoguijá do Terreno Rio Apa, sul do Cráton Amazônico. A FSB consiste de rochas vulcânicas paleoproterozóicas de composição intermediária a predominantemente ácida, classificadas como andesito e riolitos, subdivididas em cinco fácies petrográficas (quatro vulcanoclásticas e uma efusiva). O tratamento geoquímico indica que essas rochas foram geradas num ambiente de arco-vulcânico a partir de um magmatismo cálcio-alcalino de alto-K, peraluminoso. Nas rochas estudadas estruturas tectônicas são formadas em duas fases deformacionais compressivas de natureza dúctil e dúctil-rúptil, respectivamente. A primeira fase é a mais intensa, gerando a Zona de Cisalhamento Santa Rosa (ZCSR), sendo a segunda fase mais discreta e localizada. *Palavras-chave:* Formação Serra da Bocaina, Arco Magmático Amoguijá, Terreno Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico.

INTRODUÇÃO A Formação Serra da Bocaina (FSB) está localizada na serra homônima nas proximidades da cidade Porto Murtinho – MS e sua caracterização petrográfica e geoquímica constitui o objeto deste trabalho. Especialmente, a ela associado encontra-se o Granito Carandá ainda sem registro na literatura, e aqui mapeado. Pretende-se com isso contribuir para o entendimento da evolução geológica do magmatismo ácido do Arco Magmático Amoguijá.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL O Terreno Rio Apa compreende um segmento crustal paleoproterozóico exposto em área restrita do sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul na divisa com o Paraguai, constituindo o embasamento da faixa Paraguai. É limitado a leste por rochas pelítico-carbonáticas do Grupo Corumbá (Serra da Bodoquena) e é recoberto, a oeste, por sedimentos cenozóicos da bacia do Pantanal. Lacerda Filho *et al.* (2006) propõem uma compartimentação geotectônica para o Terreno Rio Apa e o subdividem em três segmentos distintos denominados: Remanescente de Crosta Oceânica (2,2 a 1,95 Ga.), Arco Magmático Rio Apa (1,95 a 1,87 Ga) e Arco Magmático Amoguijá (1,87 a 1,75 Ga).

O Arco Magmático Amoguijá é composto pela Suíte Intrusiva Alumiador e pelas Vulcânicas Serra da Bocaina, enfoque deste trabalho, descrita por (Lacerda Filho *et al.* 2006) como constituída por riolitos porfíricos, riodacitos e dacitos, com intercalações de rochas piroclásticas e brechas vulcânicas. Datação U-Pb SHRIMP em zircão forneceu idade de 1794 Ma para as rochas vulcânicas, as quais apresentaram valor de $\epsilon_{Nd(1,79)}$ em torno de -2 (Lacerda Filho *et al.* 2006). Brittes & Plens (2010) substituíram o termo Vulcânicas Serra da Bocaina por Formação Serra da Bocaina e identificam rochas vulcanoclásticas e efusivas. O Granito Carandá corresponde a um corpo ácido que integra a Suíte Intrusiva Alumiador.

PETROGRAFIA A FSB (Brittes & Plens, 2010) é constituída por rochas paleoproterozóicas efusivas identificadas como Lavas Dacíticas (fácies 5) e, predominantemente, por vulcanoclásticas representadas por quatro fácies ignimbríticas: Ignimbrito Rico em Fragmentos Líticos (fácies 1), Ignimbrito Rico em Cristais (fácies 2), Co-ignimbrito (fácies 3) e Reoignimbrito (fácies 4). Estas fácies arranjam-se em uma estrutura homoclinal com mergulho para SE, tendo contatos abruptos entre elas.

As rochas da fácies 1 são caracterizadas pela grande quantidade de fragmentos líticos e pumíceos, cristaloclastos, púmices, *fiammes*, *shards* e cristalites de variadas dimensões e composições, que se encontram imersos em uma matriz cinerítica fina de natureza felsítica; foram identificados fenocristais de plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino; os fragmentos líticos são compostos por uma

mesóstase felsítica, fenocristais, biotita, opacos, vidro e produtos de devitrificação, como esferulito, axiolito, cristalites e feldspatos gráficos (Figs. 1A, B, C, D e E). A fácies 2 diferencia-se, opticamente, pela grande proporção de fenocristais e cristaloclastos. A fácies 3 caracteriza-se pela menor quantidade e tamanho dos fenocristais/cristaloclastos, produtos piroclásticos ($\ll 0,1$ mm) e mesóstase mais homogênea e ainda mais fina (Fig. 1F). As rochas da fácies 4 apresentam uma diferença marcante entre as demais dada pela presença de textura eutaxítica, púmice-tubo e púmices de formas elipsoidais e sigmoidais (Figs. 1G, H e I). A fácies 5 caracteriza-se por textura porfírica a glomeroporfírica (Fig. 1J) e intensa alteração hidrotermal.

O Granito Carandá, classificado como Biotita Sienogranito, apresenta-se discretamente foliado, leucocrático, tendo biotita como único máfico essencial primário. Exibe cor cinza-esverdeado e textura essencialmente inequigranular média constituída de microclina, plagioclásio, quartzo e concentrações de máficos. Encontra-se intensamente alterado evidenciando a atuação de fase hidrotermal responsável pela cloritização da biotita, argilização/sericitização dos feldspatos alcalinos e saussuritização do plagioclásio.

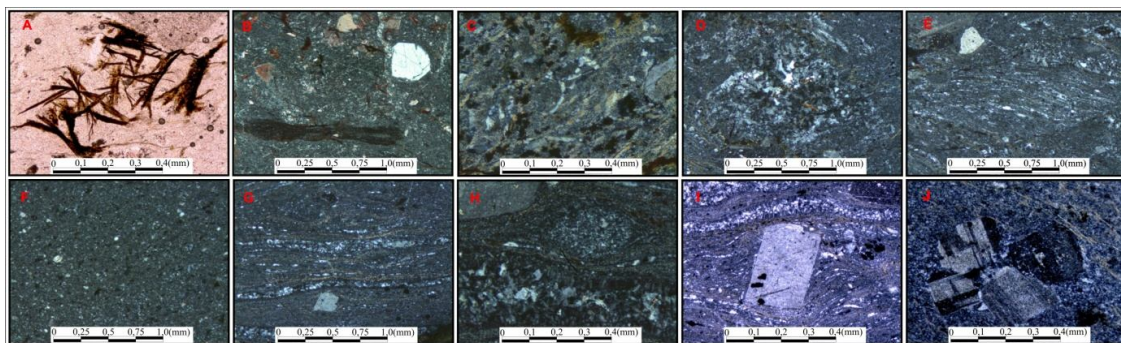


Figura 1 - Fotomicrografias das rochas da FSB: A) Biotita de alta temperatura e vidro ambos aciculares a fibrorradiados; (B) *Fiamme* colapsado em matriz cinerítica felsítica; (C) *Shards* tipo “Y” e *plates*, vidro; (D) Acessório lítico; (E) Púmice de forma elipsoidal; (F) Matriz cinerítica muito fina; (G) Textura eutaxítica; (H) Púmice contornada por textura eutaxítica e lentes de axiolito; (I) Textura eutaxítica; e (J) Glômero de plagioclásio, feição típica das lavas. Polarizadores paralelos em A e cruzados em B, C, D, E, F, G, H, I e J.

ESTRUTURAL A análise estrutural da FSB e Granito Carandá permitiu identificação de duas fases deformacionais. A primeira (F_1) é o evento mais antigo e responsável pelo desenvolvimento de foliação penetrativa S_1 . Na FSB, é representada por xistosidade e por clivagem ardosiada, sendo definida pela orientação preferencial dos fenocristais e fragmentos; no Granito Carandá é observada uma xistosidade (S_1) definida pela reorientação preferencial dos minerais félsicos e pela trama definida pelos agregados de palhetas de biotita com atitude média de 120/40. A estrutura (L_1) refere-se às lineações mineral e de estiramento com atitudes que variam de 80/10 e 150/20.

A Zona de Cisalhamento Santa Rosa (ZCSR) (Brittes & Plens 2010) representa o limite entre as rochas da fácies 1 da FSB e o Granito Carandá. Os indicadores cinemáticos mostram que a ZCSR apresenta transporte de topo para NWW.

O segundo evento deformacional (F_2), de menor intensidade, foi observado apenas nas rochas da FSB. A foliação S_2 é representada por uma clivagem de crenulação discreta ou por uma clivagem disjuntiva com atitude média de 220/90.

GEOQUÍMICA As análises químicas das rochas da FSB foram realizadas nos laboratórios da *Acmel Analytical Laboratories (Acmelab)* - Vancouver/Canadá, por ICP e ICP-MS para elementos maiores, menores e traços, incluindo terras raras.

Utilizando-se o diagrama proposto por Cattalani & Bambic (1994) (Fig. 2A) de discriminação de processos de alteração a partir de dados de elementos considerados como menos móveis em processos pós magmáticos, Al_2O_3 versus TiO_2 , a maioria dos pontos que representam as rochas estudadas corresponde à composição dacítica a riolítica e posiciona-se próximo ao *trend* de fracionamento, sugerindo incipiente estágio de alteração em relação a estes elementos. Quando

considerado o total de álcalis *versus* sílica de Le Bas (1986) (Fig. 2B), o litotipo menos evoluído é classificado como andesito e todos os outros como riolitos; plotando-se, respectivamente, nos domínios do lati-andesito e riolito/ álcali-riolito no diagrama R1-R2 (La Roche *et al.* 1980) (Fig. 2C).

O magmatismo que originou essas rochas caracteriza-se como sub-alcálico do tipo cálcio-alcálico nos diagramas álcalis *versus* SiO₂ e AFM propostos por Irvine & Baragar (1971) (Fig. 2B e 2D) e classifica-se como peraluminoso no diagrama A/CNK *versus* A/NK de Maniar & Piccoli (1989) (Fig. 2E). As razões La/Yb maiores do que 6 confirmam a afinidade cálcio-alcálica desse magmatismo enquanto altos valores de K₂O sublinham a natureza de alto-K. No diagrama discriminante de ambiente tectônico baseado no comportamento de Hf - Rb - Ta proposto por (Harris *et al.* 1986, *in*: Sylvester 1989) (Fig. 2F) os pontos que representam as rochas da FSB coincidem com o domínio de granitóides de arco vulcânico.

A normalização dos teores de alguns elementos traços e do K₂O desses litotipos, a partir dos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce *et al.* 1984) (Fig. 2G), evidencia um enriquecimento dos elementos litófilos de íons grandes (LILE) em relação aos de alta carga (HFSE). Observam-se nesse último grupo valores geralmente inferiores a 1, semelhantes aos de séries cálcio-alcálicas de alto K, bem como, anomalia positiva de Ce que pode sugerir contaminação com água do mar Munhá & Kerrich (1980).

As concentrações dos Elementos Terras Raras (ETR) das rochas vulcanoclásticas da FSB, normalizadas pelos valores condriticos C1 (Sun & McDonough 1989) (Fig. 2H), evidenciam moderadas anomalias negativas de Eu que aumentam das rochas menos evoluídas para as mais evoluídas correspondendo a razões de Eu/Eu*, respectivamente, entre 0,78 e 0,54. Mostram um padrão de fracionamento de Elementos Terras Raras Pesados em relação aos Elementos Terras Raras Leves com razões La/Yb entre 7,24 e 14,52, exibindo configuração sub-horizontalizada para os ETRP. Os valores dos elementos traço da lava da FSB (andesito da Fácies 5) são sempre mais baixos do que os das rochas vulcanoclásticas, mas a disposição dos pontos que os representam nas figuras 2G e 2H segue padrões semelhantes diferenciando-se pela ausência de anomalia de Eu com razão Eu/Eu* igual a 0,95.

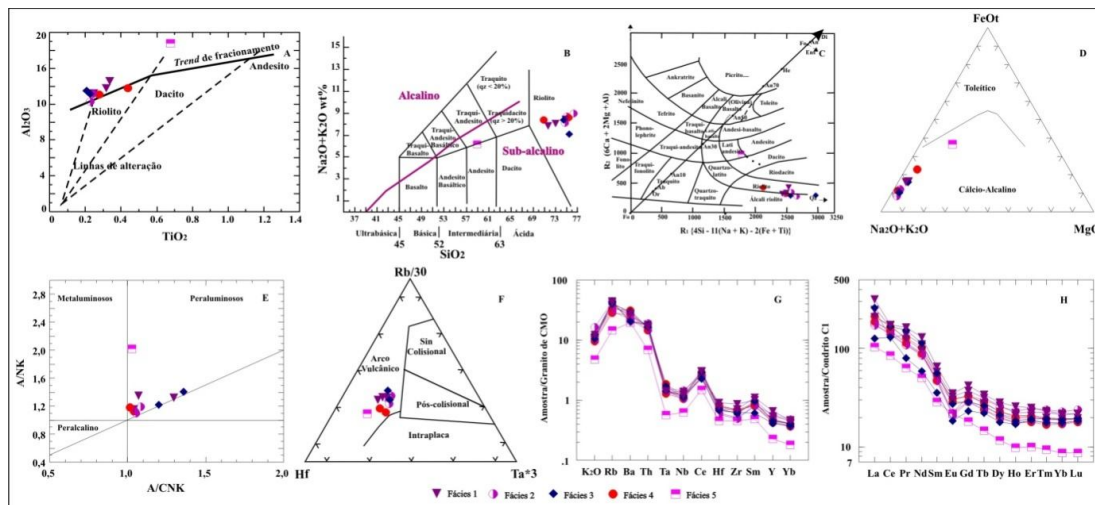


Figura 2 - Diagramas das rochas da FSB: (A) Al₂O₃ *versus* TiO₂ (Cattalani & Bambic 1994); (B) total de álcalis *versus* sílica (Le Bas 1986), com limite entre domínio alcalino/subalcalino de Irvine & Baragar 1971; (C) R1 - R2 (La Roche 1980); (D) AFM (Irvine & Baragar 1971); (E) A/CNK *versus* A/NK (Maniar & Piccoli 1989); (F) Hf-Rb/30-Ta*3 (Harris *et al.* 1986, *in*: Sylvester 1989); (G) Elementos Traços e K₂O, normalizados pelos valores dos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce *et al.* 1984); (H) ETR normalizados pelos valores de Condritos C1 (Sun & McDonough 1989).

CONSIDERAÇÕES FINAIS A FSB na área estudada é composta por Lavas Dácíticas e, predominantemente, por vulcanoclásticas representadas por quatro fácies ignimbríticas: Ignimbrito Rico em Fragmentos Líticos, Ignimbrito Rico em Cristais, Co-ignimbrito e Reoignimbrito. O Granito Carandá é formado por biotita sienogranito metamorfisado, correlatos à Suíte Intrusiva Alumiador.

As rochas da FSB arranjam-se em uma estrutura homoclinal com mergulho do acamamento entre 30° e 50° para SE, sendo o contato com o Granito Carandá definido por zona de cisalhamento. Na FSB e Granito Carandá foram identificadas duas fases deformacionais. A F₁ é responsável geração da foliação S₁ e zonas de cisalhamentos cujo transporte tectônico é acomodado por cavalgamentos de topo para NWW, a esta fase F₁ associa-se o metamorfismo de fácies xisto verde. Discretas crenulações (S₂) e dobras suaves da S₁ e S₀ caracterizam um novo episódio de encurtamento, associado ao retrometamorfismo das vulcânicas, vulcanoclásticas e granitos.

As rochas da FSB classificam-se como andesitos e riolitos, foram geradas a partir de um magmatismo cálcio-alcálico de alto-K e peraluminoso, gerado por cristalização fracionada num ambiente de arco magmático.

A FSB e Granito Carandá foram formados em um orógeno acrescionário paleoproterozóico (Arco Mágmatco Amonguijá – 1,79 a 1,87 Ga), cujo magma parental teve a contribuição de crosta continental ($\epsilon_{Nd(1,79)}$ em torno de -2). Retrabalhamento tectono-metamórfico regional em torno de 1,3 Ga é indicado pelos dados Ar-Ar e K-Ar (Cordani *et al.* 2010).

Agradecimentos Os autores agradecem à CAPES (PROCAD 096/97) e FAPEMAT (Projeto de N° 004/2009 – Processo N°. 448287/2009) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa, ao Grupo de Pesquisa Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé e ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo apoio à pesquisa e concessão de bolsa de mestrado à primeira autora.

Referências Bibliográficas

- Brittes A.F.N., Plens D.P. 2010. Caracterização Geológica da Serra da Bocaina, com Ênfase na Formação Serra da Bocaina – Terreno Rio Apa – Sul do Cráton Amazônico – Porto Murtinho – MS. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, p. 20-73.
- Cattalani S. & Bambic P. 1994. Application de La lithogeochemie e Du changement de nasse em exploration miniere., In: Congresso APGGQ 1994, Val D' Or, Quebec. *Short Course Manual*.
- Cordani U.G., Teixeira W., Tassinari, C.C.G., Ruiz A.S. 2010. The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, **310**: 1 – 43.
- Irvine T. N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**: 523–548.
- Lacerda Filho J.W., Brito R.S.C., Silva M.G., Oliveira C.C., Moreton L.C., Martins E.G., Lopes R.C., Lima T.M., Larizzatti J.H. Valente C.R. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. CPRM/SICME - MS, MME, 10-27p.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen, A., Zanettin B. A. 1986. Chemical Classification Of Volcanic Rocks Based On Total Alkali-Silica Diagram. *Journal Of Petrology*, **27**: 745-750.
- Maniar P. D. & Piccoli P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**:635-643.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journalp of Petrology* **25(4)**:956-983.
- Sun S. S. & McDonough, W. F. 1989. Chemical And Isotopic Systematics Of Oceanic Basalts: Implications For Mantle Composition And Process. In: Saunders A. D., Norry M. J. (eds). *Magmatism In The Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, **42**: 313-345.
- Sylvester P.J. 1989. Post-Collisional Alkaline Granites. *Journal of Geology*, **97**:261-280.

Litogeoquímica da Suíte Teles Pires, Folha Sumaúma (SB.20-Z-D), sudeste do Amazonas.

Antonio Gilmar Honorato de Souza¹, Ulisses Antônio Pinheiro Costa², Marcelo Esteves Almeida³
Fábio Splendor & Leandro Menezes Betiollo⁴

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, SUREG/MAO

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, NARO. (gilmar.souza@cprm.gov.br)¹,
(ulisses.costa@cprm.gov.br)² (leandro.betiollo@cprm.gov.br)³, (fabio.splendor@cprm.gov.br)⁴
(marcelo.esteves@cprm.gov.br)⁵

Resumo A Folha Sumaúma situa-se nos municípios de Apuí, Manicoré e Novo Aripuanã, a sudeste do Amazonas. A Suíte Teles Pires (1,75 Ga) dessa folha é composta predominantemente por monzogranitos e sienogranitos porfírico com subordinados leucogranitos e vulcanitos ácidos associados (riolito a riolacito). Quimicamente, são subalcalino, da série shoshonítica, metaluminoso a levemente peraluminoso. Nos diagramas multi-elementares, é caracterizada pelas anomalias negativas de Ba, Ta, Nb, Sr, P e Ti e positivas de Rb, Th, U, K, La, Ce, Nd, Zr, Hf, Sm, Y e Yb (HFSE). Apresentam padrão similar aos demais tipos das séries cálcio-alcalinas, variando desde aquelas geradas em arcos normais, conforme demonstra o comportamento do Ta, Nb, La e Ce. Possui uma moderada a acentuada anomalia negativa de Eu, com fracionamento baixo a moderado e ETRP horizontalizado. A cristalização fracionada foi o principal processo petrogenético, e altas concentrações de LILE e HFSE indicam fontes crustais, e ambiente de margem continental ativa.

INTRODUÇÃO A folha Sumaúma é constituída por parte dos municípios de Apuí, Manicoré e Novo Aripuanã, região sul do Amazonas. Este trabalho é fruto de um mapeamento geológico na escala 1:250.000 desta referida folha conduzida pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Para Silva *et al.* (1980), a unidade litoestratigráfica Teles Pires é constituída petrograficamente por granitos porfíricos, microgranitos, granitos gráficos, granófiros, granitos *rapakivi* e riebeckita granitos. Dados U-Pb SHRIMP em zircão mostram idade de 1740 ± 12 Ma para os granitos Teles Pires (Santos *et al.*, 2000).

A Suíte Teles Pires na folha Sumaúma foi subdividida em quatro fácies distintas com base, de acordo com a classificação petrográfica previamente descrita: 1) monzogranítica porfírica (10 amostras); 2) sienogranítica porfírica (4 amostras); 3) leucosienogranítica (2 amostras e 4) vulcânica ácida (2 amostras).

MATERIAIS E MÉTODOS Foram selecionadas 18 amostras e preparadas no laboratório da SUREG-MA e encaminhadas para a Acme Labs para análises químicas. Os elementos maiores e menores foram determinados por ICP-ES de fusão por LiBO_2 e os elementos traços por ICP-MS com digestão por água régia.

CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA As rochas estudadas mostram uma diferença significativa no comportamento dos elementos maiores quando comparados com a Suíte Teles Pires atribuídas por Silva *et al.* (1980). No diagrama de classificação química TAS, as amostras plotam no campo subalcalino, enquanto as estudadas pioneiramente por Silva *et al.* (1980) demonstram ser preferencialmente alcalinas. Os litotipos analisados variam de granito a álcali granito (Figura 1a). As amostras da fácies vulcânica são quimicamente compatíveis com o campo dos riolitos.

Apresenta variação no teor de SiO_2 (66,92-76,74%), razões de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ e $\text{FeO}t/(\text{FeO}t+\text{MgO})$ entre 0,40-0,76 e 0,81-0,94, respectivamente. A sua assinatura geoquímica é compatível com as séries shoshoníticas (Figura 1b).

Em relação aos diagramas de Índice de Saturação de Alumina (ISA), essas amostras são de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso nos termos mais evoluídos, com amostras de leucosienogranitos no campo peraluminoso fracionado (Figura 1c).

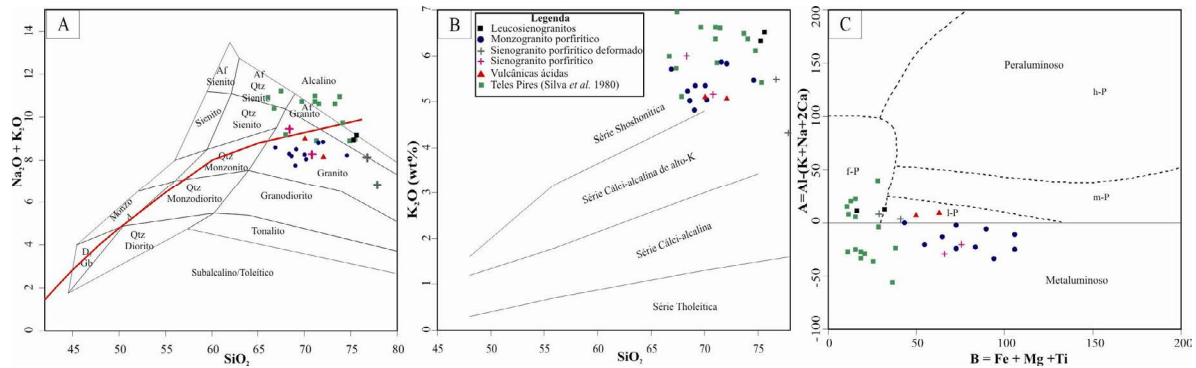


Figura 1: Diagramas de classificação química. (a) TAS (Middlemost 1994); (b) K₂O vs. SiO₂ (Rickwood 1989, mod. de Peccerilo & Taylor 1976); (c) Índice de Saturação de Alumina (Villaseca et al. 1998).

GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR Os diagramas de Harker definem, em geral, *trends* lineares sem *gaps* composicionais significativos para os elementos maiores, sugerindo ação da cristalização fracionada como um dos processos responsáveis pela evolução magmática, com assembléia fracionante representada por plagioclásio, anfibólio, apatita e óxidos de Fe-Ti, enquanto que o feldspato alcalino constitui a principal fase mineral que se cristaliza. Os teores de CaO, Fe₂O₃, MgO, MnO, TiO₂, P₂O₅ apresentam correlação negativa, enquanto que ocorre uma dispersão do K₂O, provavelmente devido as alterações pós a tardi-magmáticas.

Nos diagramas multielementares (Figura 2a) normalizados (Wood et al., 1979), a Suíte Teles Pires é caracterizada pelas anomalias negativas de Ba, Ta, Nb, Sr, P e Ti e positivas de Rb, Th, U, K, La, Ce, Nd, Zr, Hf, Sm, Y e Yb (HFSE). Em relação especificamente ao Ta e Nb, todas as fácies apresentam o mesmo padrão, exceto o alaskito cataclástico (MA-07) que mostra um maior fracionamento e uma anomalia negativa mais acentuada.

Quando comparados aos magmatismos de arco, apresentam padrão similar aos demais tipos das séries cálcio-alcalinas, variando desde aquelas geradas em arcos normais, conforme demonstra o comportamento do Ta, Nb, La e Ce de todas as fácies (Figuras 2a).

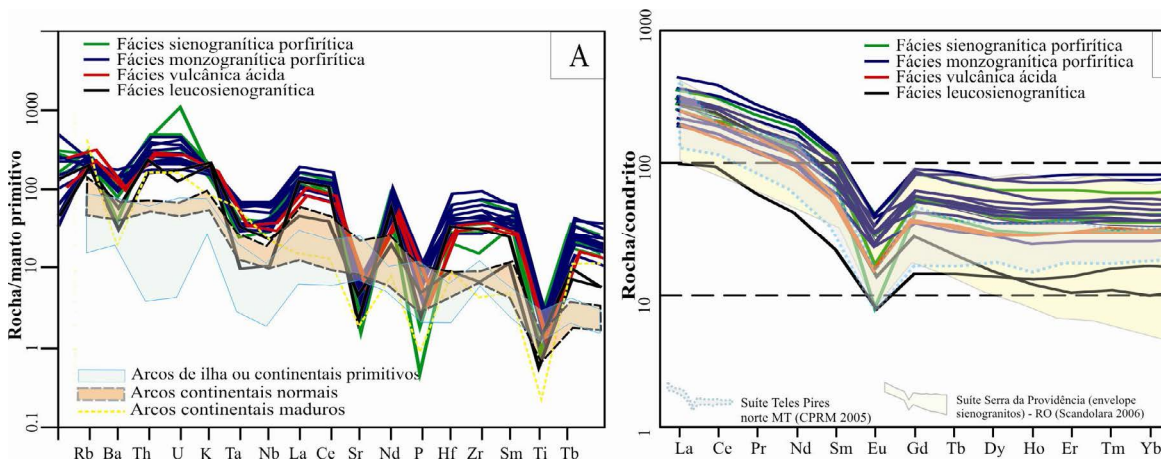


Figura 2. *Spidergramas* da Suíte Teles Pires: (a) diagramas multielementares normalizados ao manto primitivo (Wood et al. 1979) com médias de arcos primitivos, normais e maduros (Brown et al. 1984); (b) diagramas de ETR normalizados ao condrito (Boynton 1984) e Suíte Teles Pires do norte do Mato Grosso (CPRM 2005) e Suíte Serra da Providência de Rondônia Scandolará (2006).

No geral, os granitóides da Suíte Teles Pires da folha Sumaúma, apresentam uma moderada a acentuada anomalia negativa de Eu, e uma similaridade com a Suíte Serra da Providência (Figura 2b) de Rondônia Scandolará (2006), com fracionamento baixo a moderado e ETRP horizontalizado, indicando que houve remoção de feldspato de um líquido por cristalização fracionada ou a fusão

parcial de uma rocha na qual feldspato é retido na fonte.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES No diagramas de variação, como os do tipo “Harker”, além dos diagramas Rb/Sr vs. Sr (Figura 3a) indicam a cristalização fracionada como o principal processo petrogenético na gênese da Suíte Teles Pires. Nos *trends* de evolução petrogenética, as rochas menos evoluídas, (fácies monzogranítica porfírica), apresentam em geral maiores teores de Zr (470,1-1073,9 ppm), Ce (160,40-331,80 ppm), Ta (1,6-2,9 ppm) e Sr (82,2-148,2ppm).

Quanto à gênese dessas rochas, as elevadas concentrações de LILE e HFSE indicam fontes francamente crustais. As razões Th/Ta acima de 4,8 sugerem uma fonte predominantemente de crosta continental superior, mas o espalhamento composicional observado pode sugerir uma mistura variada de material da crosta continental superior.

Um ambiente de margem continental ativa, é especulado como observado no diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce 1983), no domínio das séries cálcio-alcálicas, com tendência shoshonítica (Figura 3b). Neste mesmo diagrama as rochas cálcio-alcálicas do norte do Mato Grosso (Granito São Romão, São Pedro e Nhandu) apresentam ampla distribuição pelo campo de margem continental ativa.

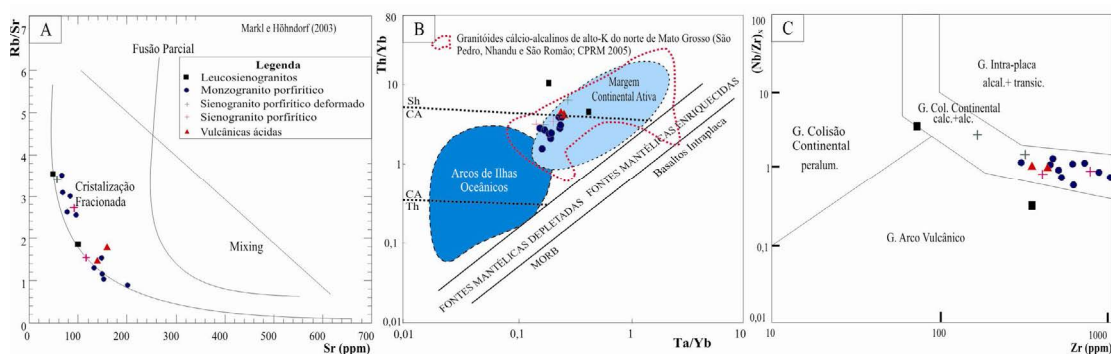


Figura 3. Diagramas de classificação da Suíte Teles Pires e os possíveis processos de diferenciação magmática atuantes: (a) Rb/Sr vs. Sr (Markl e Höhndorf 2003); (b) razões Th/Yb e Ta/Yb (Pearce 1983); (c) classificação geotectônica baseada no diagrama (Nb/Zr)_n vs. Zr (Thiéblemont & Tegye 1994). Valores normalizados foram tomados de Hoffman (1988) (Nb: 0.6175; Zr: 9.714).

Nos diagramas discriminantes de tipologia de granitóides proposto por Whalen *et al.* (1987), as rochas estudadas apresentam indicativos de tipologia transicional entre os granitos tipo A e tipo I. Já no diagrama discriminante tectônico de Thiéblemont & Tegye (1994) a Suíte Teles Pires apresenta características de granitóides cálcio-alcálico com tendência ao campo alcalino (figura 3c), em um ambiente de colisão continental. Este comportamento químico encontra similaridade com os granitos transicionais entre tipo I e A.

Apesar dos valores de HFSE serem mais elevados do que os observados em séries cálcio-alcálicas normais e maduras, como os elementos La, Ce, Nd, Hf, Zr e Sm, o padrão químico em termos de elementos traços da Suíte Teles Pires pode ser compatível com uma assinatura de magmas gerados em zonas de subducção de margem continental ativa, possivelmente em seus estágios mais tardios e com maior contribuição de material da crosta continental.

A Suíte Teles Pires teve sua área de ocorrência bastante ampliada, se comparado ao estado anterior de conhecimento geológico da região, que considerava apenas os corpos subcirculares do rio Buiçu como representantes dessa suíte na folha Sumaúma. A litogeoquímica mostrou sutis diferenças entre litotipos Teles Pires, de caráter subalcalino, e Teodósia, cálcio-alcálico, que possuem idades de cristalização estaterianas com cerca de 4 Ma de intervalo.

Referências Bibliográficas

Barros M.A.S., Chemale Júnior F., Nardi L.V.S., Lima E.F., 2009. Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: Geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 11–23.

- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
- Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London* **141**: 413-426.
- CPRM 2005. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio São João da Barra – SC.21-V-D; Alta Floresta - SC.21-X-C; Ilha 24 de Maio - SC.21-Z-A; Vila Guarita – SC.21-Z-B, estados de Mato Grosso e Pará*. Programa levantamentos geológicos básicos – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado 1:500.000. MME/SGTM, CPRM, Goiânia, 157p.
- Hoffman A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**: 297-314.
- Markl G., Höhndorf A. 2003. Isotopic constraints on the origin of AMCG-suite rocks on the Lofoten Islands, N Norway. *Mineral. Petrol.*, **78**: 149-171.
- Middlemost, E.A.K. 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.* **37**, 215–224.
- Pearce J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.L., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Cambridge, 230–249.
- 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 Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3** (4): 453-488.
- Scandolaro J.E. 2006. *Geologia e Evolução do Terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsas/Aguapei, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Craton Amazônico*. CD ROM. Tese (Doutorado em Geologia Regional)- Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G. de, Bezerra P.E.L., Pimenta O.N. dos S., Tassinari C.G.C., Fernandes C.A.C. 1980. *Geologia da Folha SC.21-Juruena*. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Cap. I - Geologia*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- Thiéblemont D., Tegye M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**, II, 87-94. (in French, abstract in English)
- Villaseca C., Barbero, L., Herreros, V. 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **89**: 113–119.
- Wood D.A., Tarney, J., Varet J., Saunders, A.D., Bougault H., Joron J.L., Treuil, M., Cann, J.R. 1979. Geochemistry of basalts drilled in the North America by IPOD leg 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.* **42**: 77-97.

Diamantes da Serra do Tepequém: resultados preliminares

Araújo D.P., Santos R.V., Souza V., Chemale Jr. F., & Dantas E.

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte. 70910-900, Brasília-DF dparaujo@unb.br

Resumo Diamantes aluvionares são conhecidos no Escudo das Guianas no Brasil, Venezuela, Suriname e Guiana, no entanto suas fontes primárias são desconhecidas. Na região da Serra do Tepequém, diamantes ocorrem em unidades paleoproterozóicas metasedimentares que recobrem o Grupo Surumu. São octaedros, dodecaedros e tetrahexaedróides (1,6 a 2,8 mm) de coloração incolor, cinza ou marron. Diferenciam-se de diamantes aluvionares típicos no Brasil por não apresentarem feições características de transporte aluvionar, o que sugere transporte limitado (fonte próxima) e/ou brando destas pedras. Trabalhos anteriores relatam a ausência de minerais indicadores de diamantes associados, que juntamente com as idades antigas dos paleoplacers fortalecem a hipótese de fontes primárias próximas envolvendo múltiplas etapas de reconcentração dos diamantes e/ou ação intempérica e metamórfica favorecendo a destruição dos minerais indicadores. A presença de inclusões de olivina e a assinatura isotópica de carbono dos diamantes sugere predominância de paragênese peridotítica.

INTRODUÇÃO A fonte primária de diamantes aluvionares no Escudo das Guianas no Brasil, Venezuela, Suriname e Guiana tem sido fonte de debate desde sua descoberta no Supergrupo Roraima. Na região da Serra do Tepequém, unidades paleoproterozóicas metasedimentares que recobrem o Grupo Surumu são diamantíferas (Rodrigues 1991, Santos et al. 2003, Fernandes Filho 2010), não havendo registro de minerais indicadores (granada, cromita, ilmenita, Cr-diopsídio) associados a estas e outras ocorrências diamantíferas do Supergrupo Roraima (Meyer & McCallum 1993, Tappert et al. 2007). Resultados de estudos estratigráficos, de paleocorrentes e geocronológicos apontam para fonte(s) dos diamantes localizadas a norte destas ocorrências, no cinturão orogênico Trans-Amazônico, coberto por sedimentos cenozóicos (Meyer & McCallum 1993, Santos et al. 2003).

Trabalhos anteriores dos diamantes de Roraima reportam a ocorrência de inclusões minerais em diamantes similares a de outras ocorrências mundiais (Meyer et al. 1968, 1972 in Meyer e McCallum 1993). Em trabalho detalhado de trinta e quatro diamantes da região de Boa Vista (*Branca River*, conforme citado), (Tappert et al. 2006) mostram a predominância de pedras incolores e de dodecaedros e formas reabsorvidas, sem feições de transporte. São peridotíticos em sua maioria (a exceção de uma amostra eclogítica) e possuem composição isotópica de carbono entre -8.9 a -2.2‰. O conteúdo de nitrogênio varia entre 13 e 1850 ppm e apresentam amplo intervalo de agregação de nitrogênio (0 a 100% de defeito B).

Neste trabalho são apresentados os resultados preliminares do estudo da morfologia de diamantes da Serra do Tepequém. As etapas de investigação seguintes incluem análise de infravermelho (FTIR) e análise isotópica de carbono, que serão apresentadas neste evento.

MATERIAIS E MÉTODOS Nesta primeira fase de trabalho, quatorze diamantes foram coletados nas unidades metaconglomeráticas na região de Cabo Sobral e Lage Negra (cabeceira do Igarapé do Paiva), conforme detalhado em Chemale Jr. et al. (este volume). A amostragem será complementada em uma segunda etapa de campo. Os diamantes foram descritos em detalhe em lupa petrográfica de acordo com suas características físico-morfológicas, texturas superficiais de reabsorção, corrosão e texturas de abrasão, segundo a metodologia de Robinson (1980). Nove diamantes foram polidos em mesa de lapidação de diamantes para exposição de possíveis inclusões e para preparação para análises isotópicas de carbono, a serem realizadas utilizando-se microsonda iônica (SHRIMP) na Universidade Nacional da Austrália (ANU) em Canberra. As inclusões expostas serão analisadas em microsonda eletrônica no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Todas as amostras serão analisadas com micro-FTIR para sua classificação espectral (ANU).

RESULTADOS As características físico-morfológicas dos diamantes da região do Cabo Sobral (12) e Lage Negra (Cabeceira do Paiva, 2; Figura 1F) são descritas a seguir e ilustradas na Figura 1. Os diamantes do Cabo Sobral (1.6 a 2.8 mm) são incolores (20%), cinzas (40%) ou marrons (20%). 60% das pedras são maclas (achatadas), sendo a grande maioria formas reabsorvidas (dodecaedro e

tetrahexaédroide). Octaedros totalizam 28% das pedras. Todas as pedras possuem pontos de radiação verde (Figura 1E), com intensidade suave a forte, cobrindo de 1 a 50% da superfície da amostra. Pontos marrons são menos frequentes e ocorrem em 35% das pedras com distribuição similar aos pontos verdes. Feições primárias de crescimento como placas triangulares são raras (14%; Figura 1B). Feições de corrosão encontradas são triângulos negativos (15%), laminação (35%), laminação serrilhada (20%) e feições de reabsorção são frequentes (Figura 1C-F) como textura *shagreen* (70%), *hillocks* (50%), terraços (14%) e *frosting* (30%). Linhas de laminação (indicativa de deformação plástica) ocorrem em 20% das pedras. Não foram observadas em lupa petrográfica feições de transporte secundário como marcas anelares, padrão em rede e superfície quimicamente polida. As duas amostras de Lage Negra são semelhantes às descritas acima (Figura 1F). São tetrahexaédroídes (2 e 2.9 mm) regulares e apenas distinguem-se das anteriores por apresentarem brilho adamantino mais intenso. Em dois diamantes foram observadas inclusões incolores após polimento, provavelmente olivina. Inclusões planares de grafita são comuns.

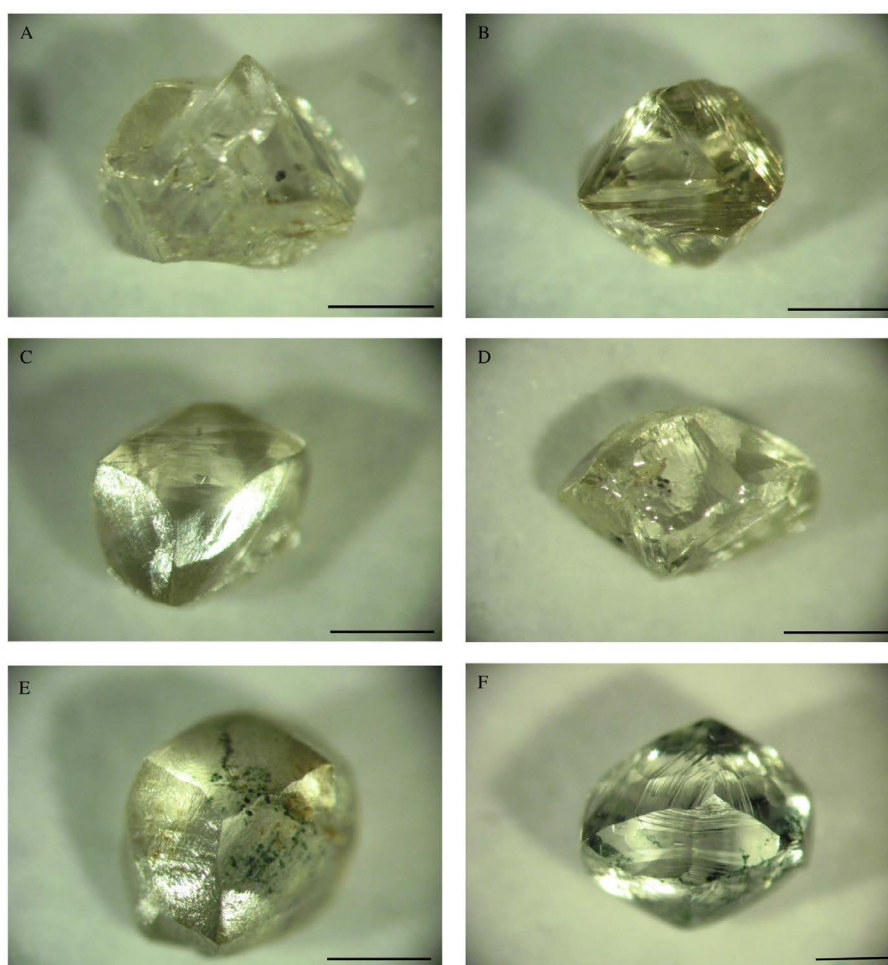


Figura 1 – A) Fragmento de agregado de octaedro; B) Octaedro com placas triangulares; C) Macla de tetrahexaédroide distorcido com abundante textura *shagreen*; D) Tetrahexaédroide alongado com textura *shagreen* e *hillocks*; E) Dodecaedro regular com textura *shagreen*, *hillocks*, linhas de laminação e pontos de radiação verdes e marrons e F) Macla de tetrahexaédroide com terraços e pontos de radiação verde. Barra de escala = 1mm.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES Os resultados preliminares aqui obtidos são comparáveis aos apresentados por Tappert et al. (2006). A observação destes autores sobre a ausência de marcas de transporte secundário, também observada neste trabalho, pode indicar transporte limitado (fonte próxima) e/ou brando destas pedras no sistema de transporte. A ausência de minerais indicadores

associados aos diamantes de Roraima, conforme relatado na literatura, e as idades antigas dos paleoplacers fortalecem a hipótese de fontes primárias próximas envolvendo múltiplas etapas de reconcentração dos diamantes e/ou ação intempélica e metamórfica capaz de destruir os minerais indicadores (G.M.Gonzaga, com. Verbal). A análise mais detalhadas da superfície dos diamantes utilizando microscópio eletrônico de varredura será realizada para confirmar o grau de preservação das arestas.

Todas as pedras apresentam manchas verdes e cerca de 40% possuem pontos verdes e marrons. Os pontos verdes são decorrentes dos danos produzidos pela incidência de radiação- α por meio da aproximação de elementos radioativos (U e Th; Vance et al. 1973) enquanto as manchas marrons são derivadas do aquecimento das primeiras em temperaturas entre 600°C e 620°C produzido por processos metamórficos ou eventos magmáticos ocorridos durante ou após a formação das manchas verdes (Meyer et al. 1965).

Os diversos trabalhos realizados na região apontam para uma fonte ainda desconhecida para os diamantes do Supergrupo Roraima. O estudo detalhado das feições morfológicas de diamantes de diferentes horizontes estratigráficos além da identificação de possíveis populações utilizando-se outras técnicas analíticas podem contribuir para esta discussão.

Referências Bibliográficas

- Fernandes Filho L.A. 2010. Fácies deposicionais, estratigrafia e aspectos estruturais da cobertura sedimentar paleoproterozóica na Serra do Tepequém, Escudo das Guianas, Estado de Roraima. Tese de doutorado. Universidade Federal do Pará. 96p.
- Meyer H.O.A. & McCallum M.E. 1993. Diamonds and Their Sources in the Venezuelan Portion of the Guyana Shield. *Economic Geology*, **88**: 989-998.
- Meyer H.O.A., Milledge H.J. & Nave E. 1965. Natural irradiation damage in Ivory Coast diamonds. *Nature* **206**: 392.
- Robinson D.N. 1980. Surface Textures and other Features of Diamonds. Tese de doutorado. Natal, África do Sul. 221p.
- Rodrigues A.F.S. 1991. Depósitos diamantíferos de Roraima. In Principais Depósitos Minerais do Brasil. **IV** Parte A: 177-197.
- Santos O.S.S., Reis N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R. & 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. *GSA Bulletin*, **115**: 331-348.
- Tappert R., Stachel T., Harris J.W., Muehlenbachs K. & Brey G.P. 2006. Placer Diamonds from Brazil: Indicators of the Composition of the Earth's Mantle and the Distance to Their Kimberlitic Sources. *Economic Geology*, **101**: 453-470.
- Vance E.R., Harris J.W. & Milledge H.J. 1973. Possible origins of α -damage in diamonds from kimberlite and alluvial sources. *Min. Mag.* **39**: 349-360.

Magmatismo granítico intracratônico no Cráton Amazônico: caracterização petrográfica e litogeoquímica

Camila Cardoso Nogueira¹ & Mauro César Geraldes²

¹Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Rio de Janeiro (RJ), Brasil, mila_cnogueira@hotmail.com; ²Departamento de Geologia Regional e Geotectônica, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Rio de Janeiro (RJ), Brasil, geraldes@uerj.br

Resumo A Suíte Intrusiva Santa Clara (SISC) está localizada na porção SW do Cráton Amazônico, e é composta pelos maciços Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo e Manteiga, consistindo de uma mistura de litotipos que ocorrem hospedados nas rochas encaixantes do Complexo Jamari. De acordo com as características observadas em campo e em análises petrográficas, os granitóides do Maciço Santa Clara na área de estudo foram subdivididos em cinco fácies distintas: porfírica, isotrópica, fina, piterlítica e viborgítica. Os granitóides analisados são intermediários a ácidos, e variam de quartzo-monzonitos a granitos, com granodioritos subordinados. Em grande parte, esses granitóides fazem parte da série subalcalina calcioalcalina de alto-K a shoshonítica, e exibem caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso. Os gráficos de ambientação geotectônica para esses litotipos exibem padrões comuns a granitos anorogênicos, associados a ambientes pós-colisionais/pós-orogênicos. Palavras-chave: Maciço Santa Clara, geoquímica de granitos, granitos rapakivi.

INTRODUÇÃO A área de estudo deste trabalho encontra-se localizada na porção sudoeste do Cráton Amazônico (CA), na parte meridional do Estado de Rondônia. O CA é uma das maiores e menos conhecidas áreas cratônicas do mundo, com uma área aproximada de $4,3 \times 10^5$ km² em terras brasileiras. Circundado por faixas orogênicas de idade Neoproterozóica, o Cráton Amazônico encontra-se tectonicamente estabilizado há cerca de 1.0 Ga. A área de estudo encontra-se inserida no contexto da Província Estanífera de Rondônia, localizada na Província Geocronológica Rio Negro-Juruena, que tem sua história de evolução geológica entre o Paleoproterozóico e o Neoproterozóico. A Suíte Intrusiva Santa Clara (SISC) foi primeiramente descrita para referir-se a rochas graníticas anorogênicas apresentando ou não textura rapakivi. Originalmente, essas rochas foram incluídas nos Granitos Jovens de Rondônia, mas diferenças petrológicas, litogeoquímicas e em idades U-Pb e Rb-Sr indicaram que os Granitos Jovens de Rondônia compreendem na verdade duas suítes intrusivas temporariamente distintas. A suíte mais antiga é representada pela Suíte Intrusiva Santa Clara, que compreende os maciços Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo e Manteiga. O Maciço Santa Clara e sua caracterização petrográfica e litogeoquímica são objetos de estudo deste trabalho.

METODOLOGIA Com o intuito de caracterizar os litotipos que perfazem o Maciço Santa Clara na área de estudo foram coletadas 45 amostras de litotipos observados durante a fase de trabalho de campo nos arredores do município de Cujubim (RO). Das 45 amostras coletadas, 8 fazem parte do embasamento, representado pelo Complexo Jamari. As demais 37 amostras representam os granitóides que perfazem o Maciço Santa Clara. Todas as amostras foram analisadas petrograficamente, e 27 amostras da intrusão granítica foram também analisadas para caracterização litogeoquímica. Depois de processadas, essas últimas amostras foram enviadas para análise no *Activation Laboratories*, no Canadá. As amostras foram submetidas ao processamento pelo método ICP-MS, largamente utilizado para detecção de elementos maiores e traços, incluindo os Elementos Terras Raras, de grande utilidade como parâmetros petrogenéticos.

Para o tratamento dos dados de litogeoquímica, utilizou-se os programas *NEWPET* e *GCDKit*, dois softwares gratuitos e disponíveis na Internet para os usuários.

RESULTADOS Os levantamentos de campo realizados nesse estudo resultaram em uma intrusão granítica individualizada intrudida em rochas do Complexo Jamari, e em adição, foi identificada uma

MATERIAIS E MÉTODOS Para a realização dos trabalhos de mapeamento, foi executada a preparação de mapas-base e fotointerpretação através de imagens Geocover (NASA), utilizando-se dos softwares ArcGis 9.3 e GlobalMapper 12. E o levantamento bibliográfico regional e temático sobre as rochas máficas e ultramáficas e sua contextualização tectônica. A etapa de campo possibilitou a coleta de dados litoestruturais e amostras para análise petrográfica e geoquímica em andamento.

RESULTADOS Inicialmente, Romanini (2000) definiu o que viria ser o CMUT, cabendo nesta definição unicamente os litotipos de origem intrusiva. (Rizzotto et al 2010) estendeu esta denominação para os gnaisses e anfibolitos de origem paraderivada. Neste trabalho, dá-se preferência à proposição de Romanini (2000) devido ao fato de termos identificado pelo menos duas fases de deformação e metamorfismo nas rochas encaixantes dos litotipos extrusivos e ou paraderivados, enquanto que nos intrusivos representados por dunitos, piroxenitos, gabros e anortositos, a deformação é incipiente a fraca e o metamorfismo presente limita-se à transformações minerais causadas por processos metassomáticos/hidrotermais, provavelmente relacionados a um metamorfismo de fundo oceânico. No mapeamento, foi possível identificar dunitos em elevado estágio de alteração com textura fanerítica/cumulática, onde os cristais de olivina perfazem quase 100% da trama.

Os piroxenitos são cinza de granulação média e textura cumulática onde a sua mineralogia compõe-se, essencialmente, de piroxênios. Olivina e Piroxênio nessas rochas representam a fase *cumulus* (Figura 2A e 2B). Os gabros são cinza com granulação variando fina a grossa, de textura sub-ofítica e composição de piroxênio plagioclásio. Localmente, os gabros apresentam xenocristais de K-feldspato, resultado de assimilação de rochas encaixantes de natureza granítica. Os anortositos são cinza claro de granulação fina e compostos na maior parte por plagioclásio. No entendimento dos autores deste trabalho, este conjunto de rochas, que está espacialmente associadas, representa uma suíte intrusiva máfica-ultramáfica diferenciada à semelhança da Suíte Intrusiva Figueira Branca (Saes, 1984) em Mato Grosso, Complexo Ígneo de Bushveld no Transvaal (África do Sul) e/ou Rincon del Tigre na Bolívia.



Figura 2 – Sequência de Diferenciação magmática encontrada em campo: A - Dunito; B – Piroxenito; C – Gabro; D – Anortosito.

A associação de rochas, na qual se coloca a Suíte Intrusiva Trincheira, é composta por paranfibrolitos cinza, de granulação fina e com bandamento centimétrico, bem evidente. Intercalado a ele, encontram-se xistos vermelhos finos com foliação marcada pela orientação das micas e uma clivagem de crenulação, além de gnaisses calcissilicatados resultado de precipitação química-exalativa de sedimentos de natureza clástico-químicos e metabasaltos. Optou-se, neste trabalho, por inserir essas rochas dentro do CC, já que elas são similares na sua associação (provavelmente, possuem origem relacionada a um fundo oceânico) e, também, no estado de deformação, já que exibem um metamorfismo distinto e pelo menos duas fases deformacionais: uma apresentando direção leste-oeste, sendo truncada por outra foliação (de transposição) com direção norte-sul (Figura 3). Dobras sem raízes e *pods* atestam o cisalhamento executado pela segunda fase de deformação. A paragênese, aparentemente em equilíbrio metamórfico, representada por Diopsídio + Hornblenda + Oligoclásio/Andesina da fase Dn, indica fácies anfibolito baixo a médio, em um metamorfismo regional orogênico do tipo barroviano, enquanto que processos de saussuritização/sericitização e epidotização/cloritização, nas rochas intrusivas, provavelmente, representam transformações metassomático/hidrotermais governadas por movimentações de fundo oceânico.

DISCUSSÃO Neste estudo, propõem-se a denominação Suíte Intrusiva Trincheira, englobando as rochas máficas-ultramáficas de origem plutônica, resgatando em parte a proposição original de Romanini (2000) de “Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira”, ficando a designação restrita, unicamente, aos termos intrusivos. Essa individualização é justificada pelas diferenças no estado de deformação, na qual se encontram encaixantes e intrusivas.

Diferentemente do que apregoam os trabalhos prévios consultados (Romanini 2000, Rizzotto et al. 2010, p.ex.; acredita-se que as rochas intrusivas da área mapeada devem ter sua evolução geotectônica relacionada a um estágio anorogênico tal como os exemplos supracitadas (Suíte Intrusiva Figueira Branca, Bushveld e Rincón de Tigre). Quanto as encaixantes dessas rochas, que apresentam pelo menos duas fases deformacionais, devem ter sido geradas e deformadas em regime compressivo durante a subducção em ambientes de arcos insulares.

A relação de truncamento da foliação leste-oeste pela norte-sul nas rochas encaixantes da SIT, evidencia uma forte transposição tectônica da primeira, sendo esta mais antiga (Figura 3).



Figura 3 – Relação de truncamento entre foliações, transposição tectônica. Bloco rolado.

CONCLUSÃO Com o mapeamento em campo, foi possível distinguir rochas plutônicas básicas-ultrabásicas de sua encaixante, sendo assim, foi criada a designação de Suite intrusiva Trincheira, para as mesmas. Ainda nesse contexto, preliminarmente, a SIT é relacionada a um estágio anorogênico, visto não haver indícios das duas deformações causadas nas rochas encaixantes. As rochas encaixantes de tal intrusão, estão relacionadas a um estágio de subducção de crosta oceânica.

Devido a transposição da foliação leste-oeste, pela foliação norte-sul, conclui-se que ela é a mais antiga, tendo grande expressão regional. Por fim, foi proposto um mapa geológico preliminar que sintetiza a geologia da área mapeada. (Figura 4).

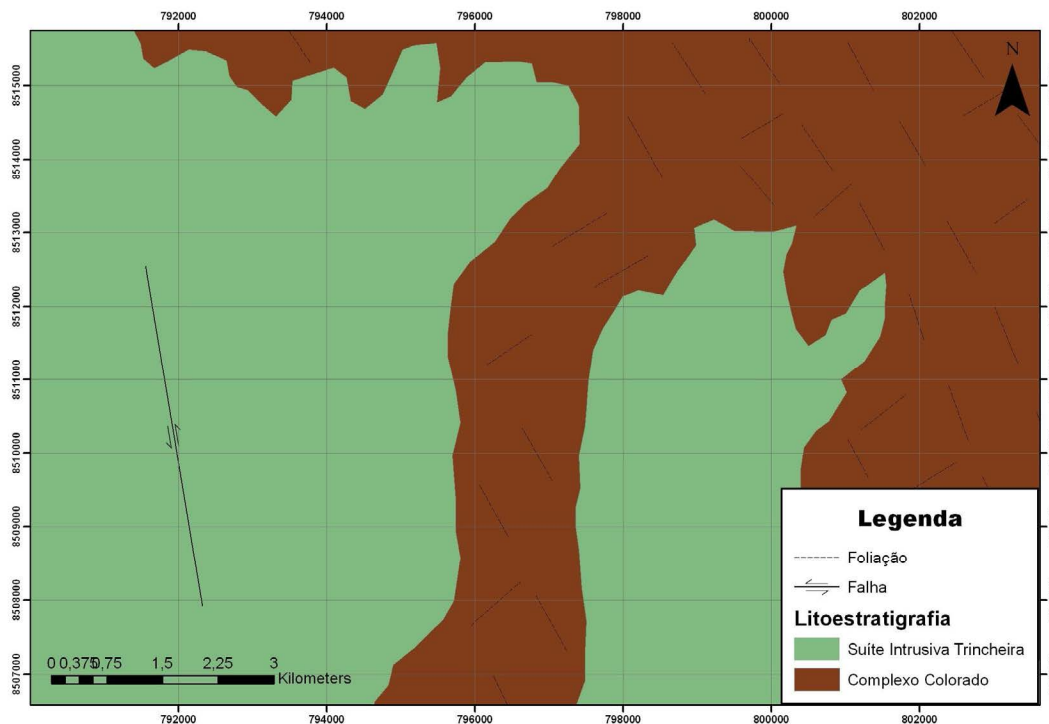


Figura 4. Mapa geológico preliminar.

Referências bibliográficas

- CPRM Serviço Geológico do Brasil 2010. Cartografia da Amazônia – Levantamentos Geológicos Básicos: Geologia e recursos minerais da Folha Pimenteiras (SD.20.X.D), escala: 1:250.000.
- Rizzotto G.J., Bettencourt J.S., Teixeira W., Pacca i.i.g., D'agrella filho M.S. 2002. Geologia e geocronologia da suite metamórfica colorado SE de Rondônia. In: sbg, congresso brasileiro de geologia, 41, anais, p. 331.
- Romanini S.J. 2000. Programa nacional de prospecção de metais do grupo da platina. Geologia e prospecção geoquímica/aluvionar da área Corumbiara/Chupinguaia-Rondônia. Cprm, porto alegre. (informe de recursos minerais. Série metais do grupo da platina e associados, 6).
- Saes G.S.; leite, J.A.D.; Weska, R.K. 1984. Geologia da Folha Jauru (SD-21-Y-C-III): uma síntese dos conhecimentos. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v. 5, p. 2193-2204.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the amazonian craton. Episodes, 22(3):174-182.

Prospecção Geoquímica da Folha Rio Novo, Mato Grosso

Cassiano Costa e Castro

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Porto Velho – RO, cassiano.castro@cprm.gov.br

Resumo Os dados apresentados são resultados do levantamento geoquímico regional executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Residência de Porto Velho) dentro do Projeto Rio Novo. A Folha homônima ao projeto (SD.21-Y-A-I), na escala 1:100.000, localiza-se na região sudoeste do Estado do Mato Grosso. Neste trabalho, foram realizadas 145 análises químicas de sedimento de corrente e 68 análises de minerais pesados de concentrado de bateia. O tratamento estatístico do sedimento de corrente permitiu delinear quatro zonas geoquímicas anômalas, são estas: Cr±Fe±V, As±Sb±S, La±Ce±U±Th e Mn. Foram delimitadas ainda zonas de destaques mineralógicos.

Palavras-chave: prospecção geoquímica; sedimento de corrente, concentrado de bateia, Folha Rio Novo.

INTRODUÇÃO Este trabalho apresenta os resultados da prospecção geoquímica da Folha Rio Novo (Lima *et al.* 2011), na escala de 1:100.000, localizada na região sudoeste do Estado do Mato Grosso. Este levantamento integra o Programa de Cartografia da Amazônia com recursos oriundos do PAC e coordenado pelo SIPAM. O principal objetivo é apresentar as anomalias de sedimento de corrente e de minerais pesados e através destas discutir como a geologia interfere no relevo geoquímico.

MÉTODOS DE TRABALHO O levantamento geoquímico consistiu na coleta de 145 amostras de sedimentos de corrente e 68 amostras de concentrados de bateia em aproximadamente 2.686 km², obtendo-se uma densidade média de 1 (uma) amostra/18km² para sedimento de corrente e 1 (uma) amostra/38km² para concentrado de bateia. Não foi realizada amostragem em aproximadamente 10% da área da folha, em função desta corresponder à área da Reserva Indígena Vale do Guaporé.

A amostragem de sedimento de corrente foi do tipo composta. Foram coletadas de três a cinco porções da fração fina (<1mm), depositada na calha principal da drenagem. As amostras foram enviadas para análise química de 53 elementos (Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, P, S, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mn, As, U, Th, Sr, Cd, Sb, Bi, V, La, Cr, Ba, B, W, Sc, Tl, Se, Te, Ga, Cs, Ge, Hf, Nb, Rb, Sn, Ta, Zr, Y, Ce, In, Be, Li, Ag, Au, Hg, Re, Pd, Pt) no ACME *Analytical Laboratories Ltd.*, Vancouver, Canadá, onde as amostras foram secadas a 60°C e peneiradas a 80 *mesh*, pulverizadas e digeridas com água régia (0,5 g com 3 ml 2-2-2 HCl-HNO₃-H₂O a 95°C por uma hora, diluída para 10 ml) e analisada por ICP-MS.

Os concentrados de bateia foram coletados, principalmente nos leitos ativos das drenagens, contudo, foram coletadas amostras em drenagens com leitos secos. Estas amostras foram peneiradas no local e bateadas em córregos próximos. Nos pontos em leitos ativos, lavou-se 20 litros de material, e nas drenagens com leitos secos lavou-se 10 litros. Em todos os pontos utilizou-se uma peneira com 5mm de abertura. As amostras de concentrado de bateia foram preparadas e analisadas no laboratório de apoio à pesquisa de diamante (LAPD) da SGSGEOSOL. As amostras passaram por análise mineralométrica semi-quantitativa em lupa binocular. Em todas houve a contagem de pintas de ouro e exame com a lâmpada ultravioleta (*mineralight*).

Neste trabalho, consideram-se anomalia os valores acima do valor limiar, que foram estimados utilizando-se a estatística univariada convencional (média geométrica multiplicada pelo desvio geométrico ao quadrado). As zonas geoquímicas anômalas foram definidas através da análise da distribuição espacial das anomalias. Onde, respeitando os preceitos metodológicos, foram definidas como zonas geoquímicas anômalas, aquelas compostas por pontos que representem duas ou mais bacias contíguas anômalas. Os demais foram caracterizados como anomalias pontuais. Utilizou-se ainda a estatística multivariada básica (matriz de correlação e análise de agrupamento) para consistência das anomalias definidas na estatística univariada. Utilizou-se índice de Pearson (r) como fator na construção da matriz de correlação e na análise de agrupamento e adotaram-se os intervalos de correlação sugeridos por Andriotti (2003).

Os minerais pesados foram divididos em quatro grupos: minerais minérios, metamórficos, acessórios e de alteração. Foram considerados destaques mineralógicos os pontos de minerais minérios e com grandes concentrações de minerais metamórficos, acessórios e de alteração. Assim como no

sedimento de corrente, utilizou-se duas ou mais bacias contíguas com destaques mineralógicos para delimitar uma zona enriquecida em minerais pesados.

RESULTADOS OBTIDOS O tratamento estatístico univariado revelou 32 pontos anômalos. Foram delimitadas quatro zonas geoquímicas anômalas, são estas: Cr±Fe±V, As±Sb±S, La±Ce±U±Th e Mn.

A zona anômala As±Sb±S que ocorre na parte sul da folha, é composta por bacias que drenam áreas onde afloram sedimentos indiferenciados e os metarenitos e metaconglomerados da Formação Fortuna. Esta anomalia não aparece na estatística multivariada provavelmente por não constituir a mesma fase mineral.

Segundo Boyle (1974), as anomalias em sedimento de corrente dos elementos As, Sb são comumente utilizados em pesquisas para se identificar zonas auríferas. Scabora e Duarte (1998) relatam que a arsenopirita é um indicador das zonas mais ricas da jazida de São Vicente, ocorrendo exclusivamente nelas. O As nos sedimentos de corrente provavelmente provém da arsenopirita.

O *background* do As na Folha Rio Novo é de 7,4 ppm, nesta zona anômala detectou-se um teor máximo de 18,1 ppm no córrego Ariranha. Neste mesmo ponto foi detectado também 3,5 ppb de Au, sendo o maior teor registrado em toda a folha. Associadas a esta zona ocorrem as duas estações com os maiores teores de Ag da folha com 37 e 35 ppb.

A zona anômala em Mn ocorre na parte central da folha e é composta por bacias que drenam áreas onde afloram principalmente rochas do Complexo Rio Galera, da Suíte Intrusiva Córrego Dourado, da Suíte Intrusiva Pindaituba e da Suíte Intrusiva Rio Novo. Esta zona anômala não aparece na estatística multivariada.

A zona anômala Cr±Fe±V também ocorre na estatística multivariada com uma correlação muito forte (> 0,90). A zona anômala localiza-se porção sudeste da folha e suas bacias representadas pelos pontos anômalos drenam principalmente áreas onde afloram rochas do Complexo Rio Galera (hornblenda anfíbolitos), o Granito Ouro Verde e os arenitos arcócosianos da Formação Utiariti. A assinatura geoquímica de Cr±Fe±V indica a presença de rochas máficas associadas ao Granito Ouro Verde e hornblenda anfíbolitos do Complexo Rio Galera.

A zona anômala La±Ce±U±Th também ocorre na estatística multivariada com correlações muito fortes entre os elementos La-Ce (0,99) e U-Y (0,92). Esta zona anômala ocorre na parte central da folha, seus pontos drenam principalmente áreas onde afloram rochas do Complexo Rio Galera, Suíte Máfica Intrusiva Córrego Dourado, Rio Novo e da Suíte Intrusiva Pindaituba.

A associação Zn-Mg-K-Li-Rb-Tl aparece na estatística multivariada, contudo assim como a correlação entre Hf-Zr (0,96), também não é expressiva geograficamente para gerar uma zona anômala.

O ouro foi identificado em 7 amostras com o diâmetro do grão variando, de menor do que 0,5mm a maior do que 1,0mm. Destaca-se a área mais ao sul da folha, onde um ponto apresentou 64 pintas de ouro. Este ponto drena os metarenitos e metaconglomerados da Formação Fortuna. No córrego Roxinho foi identificado prata com teor menor que 1%.

Através da ocorrência que picroilmenita e granada piropo delimitou-se quatro áreas potenciais para kimberlitos. Duas áreas, uma a sul e a outra a sudeste, foram definidas pela presença de picroilmenita sempre em teores menores que 1%. A ocorrência de granada piropo em dois pontos, também com teores menores que 1%, delimitou as outras duas áreas potenciais, uma a sul e outra na parte centro-norte da folha.

A pirita-limonitizada foi identificada em três amostras com teores inferiores a 1%. Todas as ocorrências drenam exclusivamente os metarenitos e metaconglomerados da Formação Fortuna. Segundo Scabora & Duarte (1998), a pirita ocorre em duas zonas (zonas quartzosas filoneares e zonas sericitizadas) mineralizadas na Mina São Vicente. Por compor a mineralogia acessória da mineralização de ouro os três pontos onde ocorre pirita-limonitizada é uma importante evidência de uma possível mineralização nos metarenitos e metaconglomerados da Formação Fortuna. Estes três pontos foram considerados destaques mineralógicos.

A estaurólita está presente em 33 amostras espalhadas pela folha, em quantidades normalmente menores que 1%. Na parte leste da folha ocorrem três pontos com 5 a 25% do mineral, estes pontos drenam exclusivamente a Formação Utiariti, pertencente ao Grupo Parecis. Segundo Mange & Maurer (1992), a estaurólita é um mineral comum em sedimentos clásticos devido a sua

resistência ao intemperismo químico, explicando-se assim, a grande concentração de estaurolita nestes pontos.

Provavelmente a estaurolita deve ocorrer como mineral resistato dentro dos níveis conglomeráticos da Formação Utariti e não nos arenitos arcoseanos. Nos pontos que drenam esta unidade a presença de estaurolita não indica grau metamórfico.

O rutilo está presente em 68 amostras quase sempre em quantidades menores que 1%. Destaca-se a bacia do córrego Ariranha, a sul da folha, com cinco pontos com teores de 5 a 25% de rutilo. Esta bacia drena uma cobertura laterítica sobre os metassedimentos da Formação Fortuna. Scabora & Duarte (1998) afirma que o rutilo é o óxido mais frequente nos metassedimentos da Formação Fortuna, confirmando a proveniência do rutilo. Assim como o rutilo, o seu polimorfo anatásio possui maior ocorrência de pontos ao sul da folha, com mais da metade dos 20 pontos em que foi detectado.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Na Folha Rio Novo identificou-se duas gerações de ouro, uma associada aos metassedimentos da Formação Fortuna e outra possivelmente associada ao cisalhamento de anfíbolitos e metagabros do Complexo Rio Galera e Suíte Intrusiva Córrego Dourado. A zona anômala $As \pm Sb$ que ocorre na parte sul da folha, delimita uma área potencial para mineralização de ouro nos metarenitos e metaconglomerados da Formação Fortuna.

A zona de cisalhamento compressional localizada na parte sul da folha é um importante metaloceto estrutural para mineralizações auríferas associadas a Formação Fortuna.

Na Folha Rio Novo também se identificou quatro áreas potenciais para ocorrência de kimberlitos.

Por fim, embora as anomalias normalmente apresentem uma boa correlação com a geologia é importante que sejam realizados levantamentos geoquímicos em uma escala maior nas áreas anômalas, principalmente nas áreas onde afloram rochas da Formação Fortuna devido a sua vocação metalogenética para mineralização de ouro.

Referências Bibliográficas

- Andriotti J.L.S. 2003. *Fundamentos de estatística e geoestatística*. UNISINOS, São Leopoldo, 165 p.
- Boyle R.W. 1974. *Elemental associations in mineral deposits and indicator elements of interest in geochemical prospecting*. In: Geological Survey Paper, Geological Survey of Canada, Ottawa, p. 40.
- Lima M. da G., Souza A.A., Castro C.C., Trindade Netto G.B. (no prelo). Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo-SD.21-Y-A-I, Estado do Mato Grosso, escala 1:100.000. Porto Velho: CPRM. Programa Geologia do Brasil-PGB.
- Mange M.A. & Maurer H.F.W. 1992. *Heavy Minerals in Colours*. Chapman & Hall, London, 147 p.
- Scabora J. A. & Duarte C. L. 1998. A jazida de ouro de São Vicente - município de Nova Lacerda - MT. *A Terra em Revista.*, 4: 32-42.

Avaliação preliminar da prospecção geoquímica regional no leste da Província Aurífera do Tapajós

César Lisboa Chaves, Marcelo Lacerda Vasquez, Elyana Melo Moura

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. cesar.chaves@cprm.gov.br

Resumo A CPRM está executando mapeamento geológico e de recursos minerais na escala 1:100.000 na Província Aurífera do Tapajós. Nos últimos dois anos a empresa mapeou e fez prospecção geoquímica em duas folhas 1:100.000 no leste da província, agora os resultados estão sendo tratado e os estudos preliminares apresentados. No tratamento estatístico dos resultados analíticos de sedimento de corrente foram identificadas nove associações geoquímicas, mas apenas quatro foram tratadas com mais detalhe: Cr-Ni, Bi-Cu-Au-As, Ce-La-Th-U-Y e Hf-Zr-Nb. Os resultados obtidos até o momento demonstram que a associação de Cr-Ni esta relacionada às rochas máficas, a principal associação Hf-Zr-Nb esta relacionada aos granitóides da suíte intrusiva Maloquinha e a associação Ce-La-Th-U-Y, presente amplamente na área de estudo, está relacionada aos granitóides das suítes intrusivas Maloquinha e Parauari. A principal associação de Bi-Cu está presente no contexto das rochas da Suíte Intrusiva Parauari, onde também estão presentes as principais amostras que apresentaram resultados analíticos para Au e As e Au em concentrado de bateia.

Palavras-chave: Provincial Aurífera do Tapajós, associações geoquímica, suíte intrusiva Maloquinha, suíte intrusiva Parauari.

INTRODUÇÃO A área de estudo se localiza no sudoeste do Pará, na região do Tapajós (Fig. 1), são duas folhas 1:100.000 (São Domingos – SB.21-Z-A-II e Jardim Ouro – SB.21-Z-A-III) que durante 2009 e 2010 foram mapeadas pelas equipes da Superintendência Regional de Belém (SUREG-BE) da CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Além do mapeamento geológico no Projeto Geologia e Recursos Minerais das Folhas São Domingos e Jardim Ouro foi executada prospecção geoquímica por sedimento de corrente e mineralometria de concentrado bateia. No total foram coletadas e analisadas 375 amostras de sedimento de corrente e 374 de concentrado de batéia em uma área de 18.000 km².

A amostragem foi planejada com base na rede drenagem traçada a partir de diferentes sensores de imagem (SAR-SIPAM, Geocover 2000–Lansat e Aster) ao detalhe da escala de trabalho (1:100.000), mas teve restrições devido a dificuldade de acesso em algumas áreas.

As amostras foram preparadas na SUREG-BE e as análises foram feitas no laboratório da SGS - Geosol que usa técnicas analíticas e oferece limites de detecção próprios para prospecção e exploração mineral.

O presente trabalho apresenta uma avaliação estatística preliminar dos resultados de sedimento corrente que possibilitou a identificação das principais associações geoquímicas presente na área e amostras com resultados analíticos de Au e As em sedimento de corrente e Au em concentrado de bateia.

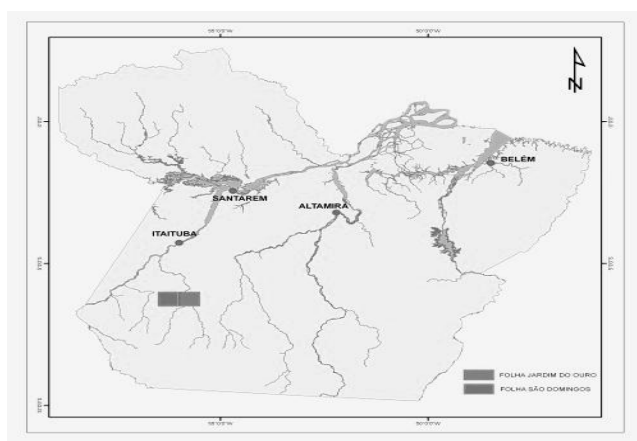


Figura 1 – Localização da área de trabalho.

GEOLOGIA DA ÁREA A geologia da área de estudo compreende principalmente rochas ígneas paleoproterozóicas, cujos corpos geralmente estão orientados na direção NW-SE. No sudoeste da área afloram as rochas vulcânicas calcio-alcálicas de alto K a shoshoníticas de 2,0 Ga, da Formação Vila Riozinho que são cortadas pelo Granito São Jorge Velho de 1,98 Ga e de afinidade geoquímica similar. Os granitóides calcio-alcálicos de alto K de 1,89-1,88 Ga da Suíte Intrusiva Parauari (SIP) predominam na área (45%), sendo que no oeste dominam granodioritos, com quartzo monzonitos a dioritos associados, enquanto na parte central são mais frequentes monzogranitos e sienogranitos. No nordeste da área dominam rochas vulcânicas ácidas e piroclásticas de 1,89-1,88 Ga e filiação alcalina (tipo A) do Grupo Iriri. Os granitos tipo A de 1,88-1,87 Ga da Suíte Intrusiva Maloquinha (SIM) correspondem aos seus equivalentes plutônicos e cortam as demais unidades. Na parte central e oeste da área ocorrem rochas vulcânicas e piroclásticas dacíticas a andesíticas que correspondem aos equivalentes extrusivos dos granitóides da SIP. Localmente ocorrem corpos gabróicos correlatos à Suíte Intrusiva Ingarana que cortam inclusive os granitos da SIM.

MATERIAIS E MÉTODOS As amostras de sedimentos de corrente foram coletadas preferencialmente na calha das drenagens, na fração silte ou argila, e acondicionadas em sacos de plástico. No laboratório da SUREG-BE, as amostras foram submetidas a temperatura de 60°C e peneiradas a < 80 mesh, sendo posteriormente quarteadas e uma alíquota enviada para análise o laboratório da SGS – Geosol. Neste laboratório, as amostras foram analisadas por ICP-OES e ICP-MS por digestão em água régia, para 50 elementos. Na Tabela 1 está o limite de detecção dos elementos estudados neste trabalho.

Tabela 01- Limite de detecção para os elementos estudados.

ELEMENTOS	LIMITE DE DETECÇÃO
Au	0,1 ppm a 100 ppm
Ni, Zr e Cu	0,5 ppm a 1%
U, Ce, Nb, e Y	0,05 ppm a 1%
Th e La	0,1 ppm a 1%
Cr e As	1 ppm a 1%
Hf	0,05 ppm a 0,05%
Bi	0,02 ppm a 1%

Os resultados analíticos de sedimento de corrente foram tratados nos softwares Excel 2003, Statistic 7.0, Oasys Montaj 7.2.1.

Para análise univariada, seguiu-se a seguinte sequência de atividades: determinação dos estimadores estatísticos, seleção dos elementos que não foram afetados pelo limite de detecção, análise de histogramas e *box plot*, determinação dos limiares, diagramas de correlação e finalmente mapa de isotores para as principais associações selecionados. Para análise multivariada foi utilizado o *cluster analysis* ou análise de agrupamento, com objetivo de apresentar a principais associações presentes.

Os mapas de associações geoquímicas foram gerados no Arc Gis 10, utilizando os comandos *Arc Toll Box - Interpolation- IDW*.

RESULTADOS OBTIDOS Após análise do sumário estatístico e histogramas, os resultados analíticos foram tratados como log normal e pertencente a uma única população. A determinação do limiar para os elementos selecionados foi feito com base no diagrama de *box plot*, sendo determinado pelo cálculo $Q3+1,5(Q3-Q1)$, que tem por princípio não sofrer influência dos *outliers* e valores mínimos ou próximo ao limite de detecção.

No diagrama de correlação da Figura 2, estão destacadas aquelas correlações muito forte ($\geq 0,85$), forte (0,65 - 0,85) e moderada (0,5 - 0,65), sendo as demais de moderada a fraca. As principais correlações consideradas muito forte são Ga-Al ($R^2=0,91$); Cu-Bi ($R^2=0,98$); Pb-Cd ($R^2=0,88$), Pb-Hg ($R^2=0,88$), Sc-V ($R^2=0,85$), Zr-Hf ($R^2=0,96$), Au-As ($R^2=0,83$) e Au-Bi ($R^2=0,74$). A análise de agrupamento (*cluster analysis*) (Fig. 3) foi realizada inicialmente com 37 elementos e depois com 30

elementos que apresentaram melhor correlação. As principais associações identificadas foram: Cr-Ni; Bi-Cu-Au-As; Cd-Hg-Pb; Al-Ga; Hf-Zr-Nb; Ce-La-Th-U-Y; Ba-Sr-Ca; K-Rb; e Fe-Sc-V.

	Ag	Al	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Fe	Ga	Hf	Hg	K	La	Mo	Nb	Ni	P	Pb	Rb	S	Sc	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr	As	Au		
Ag	1,00	0,05																																		
Al		1,00	0,09	0,32	0,10	0,44	-0,02	0,30	0,10	0,31	0,01	0,11	0,47	0,22	0,06	0,14	0,40	0,07	0,04	0,18	0,06	0,08	0,07	0,45	0,10	0,32	0,26	-0,06	0,03	0,18	0,15	0,14	0,29	0,14	0,46	0,49
Ba			1,00	0,38	0,05	0,73	0,12	0,34	0,34	0,25	0,40	0,07	0,06	0,04	-0,20	0,06	0,62	0,31	-0,03	0,38	0,08	0,24	0,29	0,42	0,08	0,50	0,42	0,48	0,11	0,31	0,09	0,11	0,07	0,08	0,06	
Be				1,00	0,10	0,45	0,07	0,32	0,18	0,52	0,43	0,10	0,03	0,23	-0,04	0,07	0,32	0,28	0,12	0,12	0,27	0,43	0,06	0,52	0,36	0,08	0,23	0,29	0,66	0,02	0,52	0,33	-0,06	0,08	0,08	
Bi					1,00	0,05	0,01	0,11	0,23	0,00	0,07	0,52	0,23	0,08	0,04	0,26	0,08	0,02	0,36	0,01	0,08	0,16	0,24	0,10	0,37	0,20	0,02	0,03	0,19	0,19	0,15	0,10	0,84	0,60	0,74	
Ca						1,00	0,07	0,21	0,19	0,29	0,36	0,06	0,04	0,06	-0,15	-0,01	0,38	0,19	0,07	-0,14	0,44	0,56	0,00	0,39	0,34	0,10	0,78	-0,07	0,20	0,09	0,20	0,28	-0,12	0,00	0,01	
Cd							1,00	0,17	0,12	0,04	0,10	0,07	0,29	0,06	-0,06	0,77	0,07	0,03	0,10	-0,06	0,06	0,16	0,88	0,14	0,42	0,14	0,02	0,01	0,12	0,15	0,15	0,13	0,52	-0,08	0,48	0,32
Ce								1,00	0,09	0,08	0,12	0,10	0,10	0,15	0,18	0,22	0,33	0,52	0,12	0,28	0,16	0,37	0,21	0,33	0,12	0,12	0,21	0,57	0,54	0,01	0,49	0,25	0,13	0,15	0,15	
Co									1,00	0,21	0,13	0,32	0,33	0,06	0,01	0,27	0,24	0,10	0,07	-0,09	0,35	0,38	0,32	0,25	0,46	0,38	0,16	0,07	0,10	0,34	0,33	0,27	0,02	0,45	0,53	
Cr										1,00	0,13	0,01	0,26	0,27	-0,04	0,12	0,07	0,03	0,05	-0,10	0,60	0,42	0,08	0,04	0,23	0,29	0,28	0,05	0,04	0,42	0,00	0,12	-0,03	0,06	0,09	
Cs											1,00	0,06	0,15	0,38	-0,20	0,13	0,30	0,00	0,03	-0,18	0,18	0,32	0,09	0,81	0,25	0,20	0,24	0,07	0,30	0,25	0,31	0,23	-0,22	0,08	0,05	
Cu												1,00	0,32	0,08	0,08	0,30	0,11	0,01	0,35	0,00	0,16	0,19	0,30	0,11	0,40	0,31	-0,01	0,01	0,20	0,38	0,17	0,16	0,09	0,83	0,76	
Fe													1,00	0,55	0,17	0,41	0,11	0,07	0,36	-0,03	0,27	0,39	0,97	0,15	0,51	0,78	-0,01	0,20	0,20	0,80	0,13	0,48	0,18	0,37	0,21	
Ga														1,00	0,09	0,22	-0,07	0,13	0,34	0,12	0,19	0,31	0,11	0,13	0,29	0,47	0,07	0,57	0,36	0,54	0,06	0,29	0,06	0,13	0,06	
Hf															1,00	0,10	0,07	0,27	0,16	0,77	0,07	-0,11	0,02	-0,04	0,15	0,15	-0,14	0,52	0,40	0,01	0,17	0,10	0,96	-0,03	-0,01	
Hg																1,00	0,13	0,09	0,23	0,06	0,15	0,22	0,88	0,22	0,44	0,29	-0,04	0,15	0,26	0,29	0,27	0,45	0,09	0,82	0,55	
K																	1,00	0,33	0,11	-0,05	0,31	0,27	0,11	0,83	0,04	0,10	0,49	0,14	0,38	-0,02	0,44	0,24	0,15	0,10	0,10	
La																		1,00	0,03	0,39	0,17	0,30	0,06	0,29	0,00	0,61	0,23	0,52	0,53	-0,10	0,51	0,12	0,20	0,01	0,06	
Mo																			1,00	0,15	0,11	0,13	0,15	0,12	0,22	0,20	0,07	0,28	0,26	0,16	0,09	0,26	0,18	0,31	0,30	
Nb																				1,00	-0,02	-0,06	-0,03	-0,06	-0,08	0,03	-0,10	0,60	0,47	-0,11	0,17	0,08	0,66	-0,06	-0,04	
Ni																					1,00	0,39	0,10	0,27	0,24	0,33	0,33	0,09	0,27	0,31	0,34	0,24	0,11	0,08	0,13	
P																						1,00	0,18	0,34	0,52	0,37	0,48	0,14	0,36	0,40	0,34	0,36	-0,11	0,23	0,23	
Pb																							1,00	0,16	0,62	0,23	-0,03	0,04	0,17	0,24	0,10	0,61	0,01	0,70	0,60	
Rb																								1,00	0,16	0,17	0,36	0,22	0,54	0,09	0,61	0,34	-0,02	0,14	0,13	
S																									1,00	0,20	0,20	0,01	0,21	0,24	0,20	0,38	-0,16	0,67	0,60	
Sc																										1,00	0,03	0,17	0,22	0,85	0,15	0,34	0,16	0,26	0,24	
Sr																											1,00	0,11	0,07	0,03	0,12	0,12	0,09	0,04	-0,03	
Th																												1,00	0,70	0,12	0,34	0,21	0,43	0,00	0,02	
U																													1,00	0,13	0,66	0,39	0,34	0,16	0,17	
V																														1,00	0,00	0,32	0,00	0,24	0,24	
Y																															1,00	0,35	0,17	0,15	0,18	
Zn																																1,00	0,10	0,30	0,23	
Zr																																	1,00	-0,03	-0,01	
As																																		1,00	0,83	
Au																																			1,00	

Figura 2 – Diagrama de correlação para os 37 elementos analisados

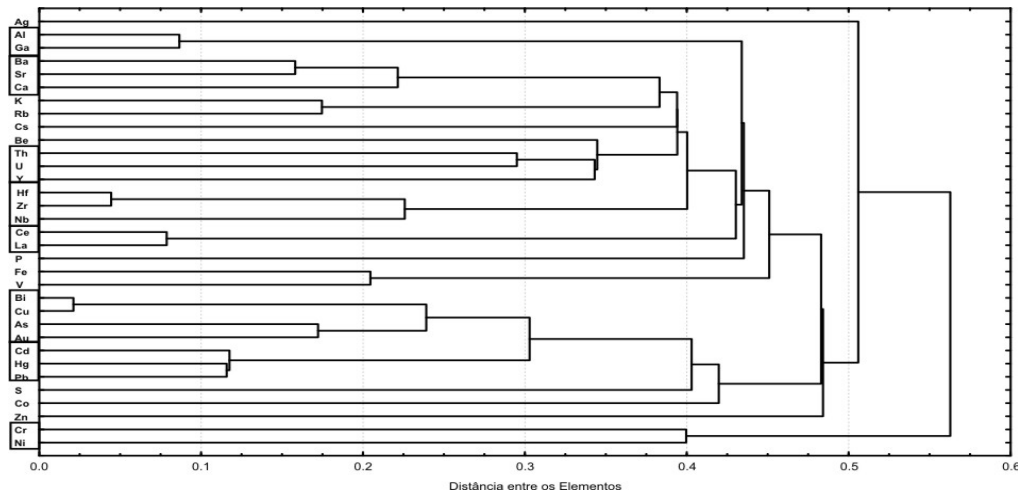


Figura 3 – Dendrograma de agrupamento (cluster analysis) para os 30 elementos selecionados, utilizando o coeficiente de correlação de Pearson.

INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS Os mapas de anomalias foram gerados a partir das associações descritas acima, tentando identificar as áreas favoráveis para prospecção de um determinado elemento, baseados apenas nas principais associações geoquímicas, na geologia correspondente e em alguns casos com auxílio de imagens geofísicas. Como exemplo foi feito esse procedimento para as associações Cr-Ni, Bi-Cu-Au-As, Ce-La-Th-U-Y e Hf-Zr-Nb.

A associação Cr-Ni está classicamente associada a intrusões máfica-ultramáficas, representando provável mineralização nesses elementos. Na porção centro oeste da Folha Jardim do Ouro esta associação provavelmente estão relacionada às rochas máficas que afloram na foz do Rio Novo (Olivina Gabro Rio Novo) e outros corpos menores nas adjacências.

A associação Cu-Bi apresenta destaque na porção centro-sul da área (as duas folhas 1:100.000), o que podem indicar provável mineralização de ouro associado a granitóides ou a granitos especializados principalmente em cobre. Nesta região observa-se que além da associação destacada, está presente algumas amostras que apresentaram resultados analíticos para Au e As e Au em concentrado de batéia, onde afloram granitóides da fácies granítica da SIP.

A associação Hf-Nb-Zr se destaca na porção centro norte da área de trabalho, ela parece estar relacionada com os granitos da SIM. Granitóides ricos nesses elementos são reportados na literatura

como sendo de afinidade peralcalina e do tipo-A (Pereira 2007), o que guarda semelhança com a gênese dos granitos da SIM.

A associação Ce-La-Th-U-Y está presente em grande parte da área de estudo, e pode indicar granitoides especializados em ETR e U-Th, sendo estes relacionados ou a SIM ou a SIP, semelhante aqueles descritos como séries granitoides calcioalcalinas a alcalinas enriquecidas em ETR (Mello et al. 1994) além de indicar mineralizações secundárias detríticas tipo *placer*.

CONCLUSÃO O tratamento preliminar dos resultados analíticos de sedimento de corrente demonstrou grande potencial para mineralizações de Cr-Ni, Hf-Nb-Zr, ETR e U-Th na região de estudo. A associação Cr-Ni pode representar também intrusões/diques de rochas máfica-ultramáfica não mineralizadas. A associação Hf-Nb-Zr está mais representativa na porção centro norte da área e pode esta relacionada aos granitos tipo A da SIM. Os ETR e U-Th estão aparentemente relacionados às rochas da SIP fácies granodiorítica na folha São Domingos e a rochas da SIM na folha Jardim do Ouro, ou a mineralizações detríticas tipo *placer*. Já a associação Bi-Cu-As e Au apresentam grande destaque na porção centro-sul da área de estudo, onde foi identificada forte associação Bi-Cu e presença de amostras com resultados analíticos para Au e As (Fig. 4). Nesta região afloram rochas da SIP fácies granítica e onde estão concentradas importantes vilas garimpeiras (São Domingos e São Chico).

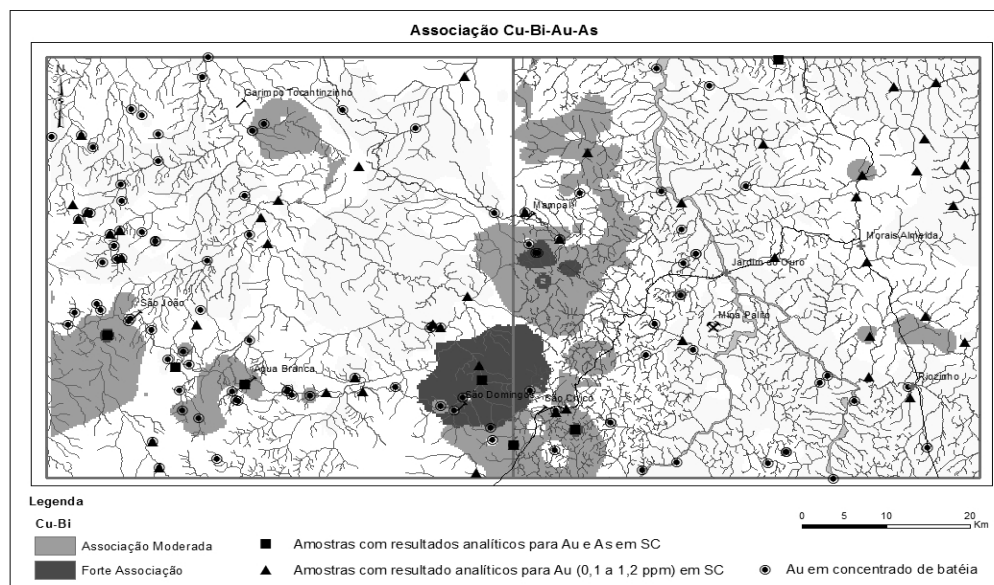


Figura 4 – Mapa de associação Cu-Bi-Au-As.

Referencia Bibliográfica

- Mello I.S. de C., Júnior M. C.; Motta J.F.M. 1994. Terras-Raras no estado de São Paulo: Avaliação da potencialidade geológica. *Rev. Bras. Geoc.*, 24 (4): 203-222.
- Pereira R.M., Ávila C.A., Mendes J.C., Neumann R., Casto C. 2007. Plúton Desemborque: exemplo de corpos a metais raros (Nb, Zr, Hf) e estanho no estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 37(2): 257-267.

Prospecção geoquímica do projeto Planalto da Serra - MT

Daliane B. Eberhardt, João Olímpio Souza, Débora Regina V. dos Santos, Felicissimo Rosa Borges, Karine Gollmann & José Luciano Stropper

CPRM – Serviço Geológico do Brasil – SUREG-GO

Resumo Este trabalho apresenta os resultados obtidos na prospecção geoquímica das folhas Brasilândia, Cacimba e Caiana na escala 1:100.000, do Projeto Planalto da Serra realizada pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil). Neste levantamento foram amostrados sedimentos ativo de corrente, concentrados de bateia, de aluvião, de rochas e solos. As anomalias individuais e zonas anômalas identificadas poderão contribuir tanto na identificação de novos corpos alcalinos, como na diferenciação mineralógica e geoquímica dos mesmos. As extensas zonas anômalas de cromita podem ser um importante alvo de pesquisa para kimberlitos, lamproitos e outros corpos alcalinos.

Palavras-chave: Prospecção Geoquímica, Recursos Minerais, Planalto da Serra, Rochas Alcalinas.

INTRODUÇÃO O Projeto Planalto da Serra envolve as folhas Paranatinga, Caiana, Brasilândia e Cacimba (Figura 1.1 e 1.2), sendo as três últimas componentes deste trabalho. Apoiada em prospecção geoquímica, através de coleta sistemática de sedimentos de corrente, amostras de solo e concentrados de peneira/bateia em aluvião, foi possível delinear áreas anômalas de grande interesse econômico e científico.

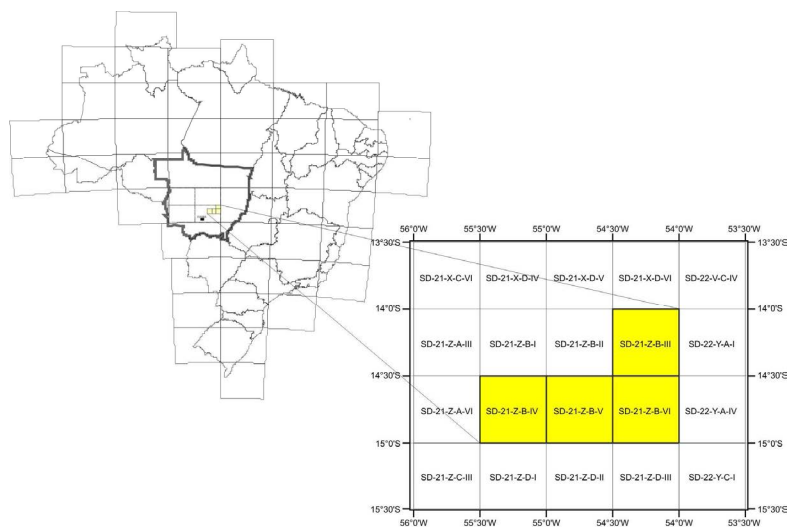


Figura 1.1 - Localização da área.

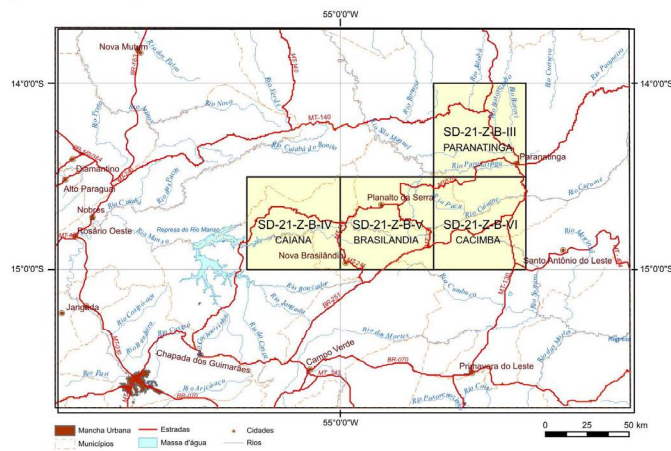
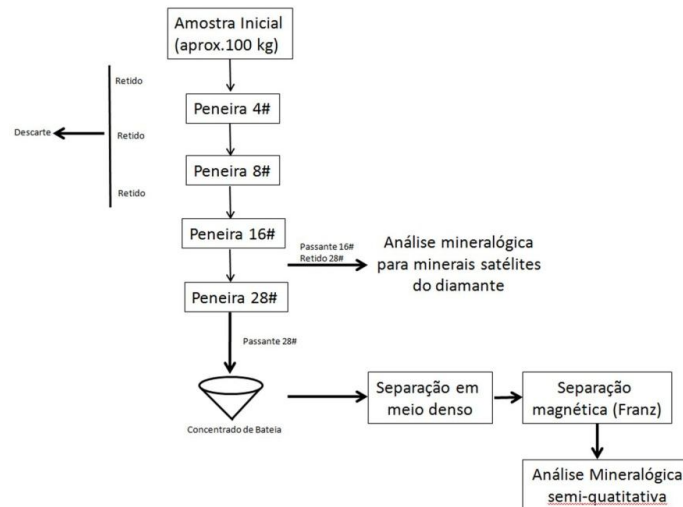


Figura 1.2 - Cidades, principais vias de acesso e drenagens.

MATERIAL E MÉTODOS A metodologia de amostragem pode ser visualizada no fluxograma abaixo (Fig. 01). As análises de sedimento de corrente e de solo foram feitas por ICP-MS e as análises mineralométricas dos concentrados de bateia foram feitas no laboratório SGS-GEOSOL. Para o tratamento dos dados de sedimento foi usada estatística uni e multivariada.



RESULTADOS A geologia da área é composta por rochas de origem glacia, geradas por fenômeno paleoclimático de escala global, referente ao Grupo Cuiabá. São recobertas por uma sequência carbonática (Grupo Araras) e depois de uma nova glaciação passa para uma sequência típica de ambiente continental (Grupo Alto Paraguai). Finalmente ocorrem as rochas do Grupo Bauru pertencentes a Bacia do Paraná e nas charneiras de dobras do Grupo Araras ocorrem intrusões alcalinas denominadas Complexo Alcalino Planalto da Serra.

Estudos de prospecção geoquímica na porção sul revelaram anomalias pontuais dos elementos: Ag, Co, Cr, Cu, Mg, Mn, Nb, Ni, P, Pb, U e Zn. As anomalias pontuais de Nb, P, Cr (Ni), e a associação anômala Th-U-Y sugerem uma ligação com os corpos alcalinos marcados por altos magnéticos circulares. A distribuição do P apresenta concentrações de valores elevados nas áreas de exposição dos corpos alcalinos na Folha Brasilândia e os demais valores anômalos associam-se às rochas carbonáticas das formações Guia, Nobres e Pacu ou a corpos alcalinos ainda não cartografados. A presença de fosfatos nos concentrados de bateia não foi muito expressiva: 2 estações em 359 apresentaram apatita a menos de 1%; 64% de estações com monazita (concentração máxima de até 5%); e 20 estações com até 1% de xenotimo em 359, todas distribuídas preferencialmente ao longo da estruturação principal da área. Nas amostras de rocha os valores de P estão realçados chegando a 1,6 % de P_2O_5 e 5.861 ppm de P.

A presença de cromita a níveis de até 15% em mais de 75% das drenagens amostradas devem pertencer a porções ultramáficas menos diferenciadas. Na plotagem dos resultados de Cr e Cr_2O_3 das amostras de rochas analisadas, a quase totalidade está situada dentro das zonas anômalas de cromita com valores de até 267 ppm de Cr e 0,36% de Cr_2O_3 . Estas zonas foram identificadas na parte central da área paralelas ao *trend* dos corpos alcalinos e abrangendo estes. Presença de cromita com conteúdo entre 5 e 25% da fração pesada corroboram suas existências. Estações individuais também com cromita bordejam estas zonas identificadas.

As anomalias pontuais de elementos metálicos como Zn e Pb podem estar relacionadas a presença de sulfetação ou estar ligadas a resistatos dentro das seqüências terrígenas do Grupo Alto Paraguai, assim como as zonas anômalas de Sn.

Anomalias de ouro se estendem exclusivamente nas folhas Brasilândia e Caiana.

No estudo comparativo entre os resultados analíticos de solo dos corpos alcalinos conhecidos e os das anomalias aerogeofísicas observou-se que para os elementos Ca, Co, Cr, Ni, P, Ti e Mg há um acréscimo de concentração nos valores obtidos nos corpos alcalinos em relação aos demais. Das 94 amostras coletadas nas anomalias aerogeofísicas, 8 delas sugerem a presença de corpos ainda não

conhecidos, pelos elevados valores obtidos no cálculo do índice aditivo, após normatização pela média e desvio padrão.

As anomalias individuais e zonas anômalas identificadas neste trabalho poderão contribuir tanto na identificação de novos corpos alcalinos como na diferenciação mineralógica e geoquímica dos mesmos. As extensas zonas anômalas de cromita podem ser um importante alvo de pesquisa para kimberlitos, lamproítos e outros corpos alcalinos. De acordo com Mitctell et al. (1991), os elementos Zr, Nb, Sr, Ba, Rb podem ser indicadores para lamproítos diamantíferos. Na elaboração dos mapas de distribuição destes elementos nota-se uma coincidência com as zonas de destaques mineralógicos de cromita, o que as torna um importante alvo prospectivo para pesquisa de corpos kimberlíticos, pois o teor de Cr em cromitas associadas a kimberlitos pode exceder a 60% (G.J. Simandl et al., 2004).

Referências

- Simandl G.J., Ferbey T., Levson V.M., Demchuk T.E., Mallory S. Smith I.R., Kjarsgaard I. 2004. Kimberlite Indicator Minerals in the Fort Nelson Area, Northeastern British Columbia. Geological Fieldwork, Paper 2005-1: p3 25-343.
- Mitthell R.H. & Berman S.C. 1991. *Petrology of lamproites*. Plenum Press, New York...p
- Borges F. R., Souza J. O., Santos D.R.V. Gollmann K. 2011. Projeto Planalto da Serra – MT. CPRM (no prelo).
- Souza J.O. Santos D.R.V., Borges F.R.,Gollmann K. 2011 Projeto Planalto da Serra, Folhas Paranatinga, Cacimba, Brasilândia e Caiana. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM (no prelo)

Comportamento hidrogeoquímico do chumbo na Bacia do Médio Tapajós/Jamanxim – Estado do Pará

Edesio Maria Buenano Macambira¹ & Eduardo Paim Viglio²

¹ CPRM/Belém, edesio.macambira@cprm.gov.br;

² CPRM/Belo Horizonte, eduardo.viglio@cprm.gov.br

Resumo A CPRM/SGB-Belém executou para a ADA em convênio com outros órgãos e empresas (DNPM, EMBRAPA, MPEG, IBGE, etc.) o Projeto Zoneamento Ecológico Econômico da Área de Influência da BR-163 (Cuiabá-Santarém). Este empreendimento abrange cerca de 120.000 km² e está localizado na porção oeste do Pará. Trata-se de uma pesquisa multidisciplinar (geologia, recursos minerais, vegetação, aptidão agroflorestal, etc.), na qual, merece destaque o levantamento geoquímico. Foram coletadas amostras de águas de drenagem as quais foram analisadas para chumbo, elemento que se destaca pela sua importância prospectiva, e sua influência em termos ambientais e na geologia médica. As anomalias de chumbo e as bacias hidrográficas com teores impróprios para consumo estão dispersas pela região de trabalho e podem estar associadas a fontes antropogênicas ou a mineralizações.

Palavras – chave: BR-163, Tapajós, Jamanxim, hidrogeoquímica, chumbo

INTRODUÇÃO Este trabalho baseia-se em parte dos resultados obtidos pelo Projeto Zoneamento Ecológico-Econômico da Área de Influência da Rodovia BR-163 (Cuiabá-Santarém) – ZEE da BR-163. Trata-se de um empreendimento patrocinado pela Agência de Desenvolvimento da Amazônia (ADA) e executado por um conjunto de empresas e órgãos tais como: a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), Museu Paraense Emilio Goeldi (MPEG), Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Serviço de Vigilância da Amazônia (SIVAM) e a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SBG). Coube a esta última a execução do mapeamento geológico, do levantamento dos recursos minerais e da prospecção geoquímica. Esta objetivou detectar anomalias que possam conduzir a ocorrências minerais e a aplicação dos conceitos de Geoquímica Ambiental e Geologia Médica, tais como: verificar as variações naturais e antropogênicas e assim revelar, delimitar e caracterizar plumas de contaminação em águas de drenagem e sedimentos de corrente; determinar a variação dos elementos químicos nos solos; identificar focos de poluição e degradação ambiental; estudar a influência dos fatores geológicos e ambientais sobre a saúde humana e dos animais.

A área de trabalho localiza-se na porção oeste do Estado do Pará, na borda fronteira com os estados do Amazonas e do Mato Grosso (Fig. 1). Abrange uma área de cerca de 120.000 km², disposta predominantemente no interflúvio Tapajós e Jamanxim. Está limitada aproximadamente pelas seguintes coordenadas geográficas: 4° S e 9° S / 55° W e 58° W.

No atual estágio da pesquisa, dispomos somente dos resultados analíticos das amostras de água de drenagem, os quais serão considerados nesta pesquisa.

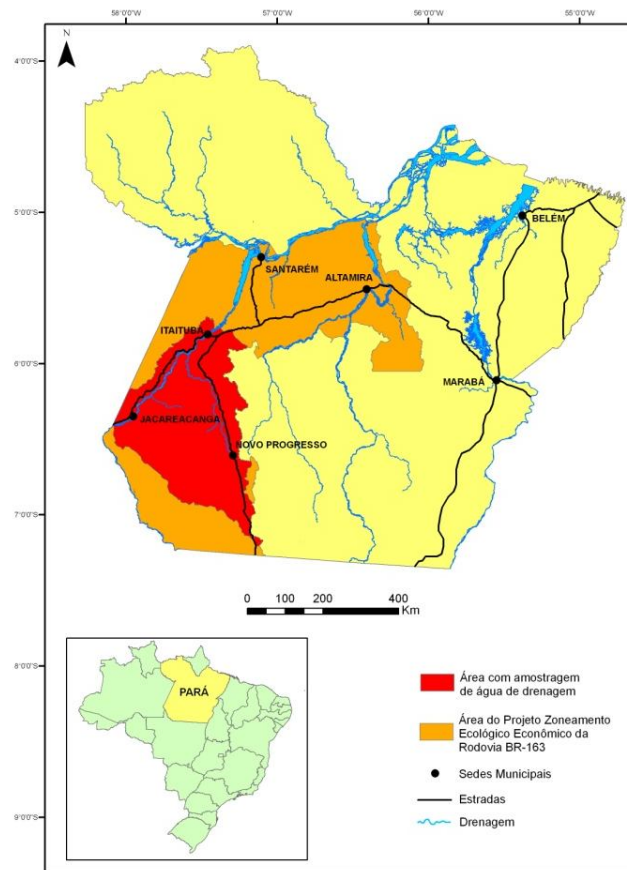


Figura 1 – Mapa de localização

CONTEXTO FISIOGRAFICO, GEOLÓGICO E AMBIENTAL A região de trabalho apresenta uma extensa e desenvolvida cobertura florestal, típica de uma floresta tropical úmida, de aspecto homogêneo, constituída por uma grande variedade de espécies, com muitas de grande porte e de valor econômico. A rede de drenagem é bem desenvolvida, predominantemente do padrão dendrítico, com cursos d'água perenes e de grande porte, comandados principalmente pelos rios Tapajós e Jamanxim. O relevo é variado, com as regiões topograficamente mais altas situadas na porção sul da área de trabalho, a qual grada, em direção ao Norte, para as regiões de mais baixas cotas topográficas.

Sob o ponto de vista geológico, predomina na porção setentrional e meridional da região de trabalho, as rochas sedimentares das bacias paleozóicas do Amazonas e do Alto Tapajós (Cachimbo), respectivamente; na porção oriental observam-se, principalmente, as rochas vulcânicas do grupo Iriri, enquanto que na porção central e ocidental, os granitóides das suítes intrusivas Parauari, Creporizão e Maloquinha. Em segundo plano e em áreas restritas estão presentes os gnaisses e migmatitos do Complexo Cuiú-Cuiú, as seqüências metavulcano-sedimentares do Grupo Jacareacanga, corpos máficos da Suíte Intrusiva Ingarana, da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca e do Diabásio Crepori. Estão também presentes: as coberturas sedimentares das formações Buiuçú e Castelo dos Sonhos e a seqüência vulcano-clástica da Formação Novo Progresso.

A região descrita encontra-se seccionada pelas rodovias Transamazônica, Cuiabá-Santarém e Transgarimpeira. Ao longo desta malha rodoviária e dos principais rios desenvolve-se um intenso sistema de colonização com a implantação de atividades pecuárias, agrícolas, industriais e de mineração. Associadas a estas atividades estão estabelecidas diversos agrupamentos populacionais, tais como: Itaituba, Novo Progresso, Trairão, Castelo dos Sonhos, Moraes Almeida, Creporizão, etc. Como conseqüência dessas atividades, as margens das estradas e dos principais rios apresentam uma diversificada degradação ambiental. Assim são observados desmatamentos indiscriminados que abrangem as nascentes e matas de galerias; atividades agropecuárias, cujos fertilizantes, inseticidas resíduos e dejetos são lançados direta ou indiretamente nas drenagens; núcleos populacionais, com

suas atividades relacionadas: lixões, cemitérios, esgotos, oficinas, postos de gasolina etc.; atividades industriais, tais como as madeireiras, frigoríficos, laticínios, etc e atividades mineiras, particularmente a garimpeira. Outra degradação ambiental constatada foi a extração de material para construção (pedra, areia, argila e cascalho), com maior desenvolvimento, nas proximidades dos principais núcleos populacionais.

METODOLOGIA DE TRABALHO Em cada ponto de amostragem foi coletada cerca de 1 litro de água de drenagem, da parte central e superficial dos cursos d'água. Através de um sistema de seringas e filtros, foi separada em duas amostras, com cerca de 50 ml, para análise de ânions e de cátions. Esta última foi acidificada com 10 gotas de HNO₃ (10%). Na ocasião da coleta foi preenchida a Ficha de Campo – Amostra Geoquímica (padrão da CPRM), contendo os parâmetros descritivos do local da coleta. A turbidez foi estimada visualmente e pela dificuldade da água passar através do filtro. As amostras foram etiquetadas, embaladas e acondicionadas em caixas de isopor com gelo, a uma temperatura média de 4° C e enviadas para o laboratório. Foram coletadas 330 amostras de água de drenagem, as quais foram analisadas para chumbo, por ICP-OES, na Universidade Católica de Brasília.

Os resultados analíticos foram processados através de técnicas estatísticas utilizando-se o Programa *Statistic*. O chumbo foi considerado com uma distribuição lognormal e foi calculada a média geométrica (X), desvio padrão geométrico (D), anomalia de 1ª ordem (X+2D) e anomalia de 2ª ordem (X+D). Utilizando-se o Programa ArcGis 9 foram elaborados os mapas geoquímicos e interpretados tendo por base os conhecimentos geológicos, pedológicos, geomorfológicos hidrogeológicos e ambientais. Adicionalmente os resultados geoquímicos das amostras das águas de drenagem foram comparados com os padrões fornecidos pela Resolução 357 da Comissão Nacional de Meio Ambiente – CONAMA, Portaria 518 do Ministério da Saúde e da Organização Mundial de Saúde (WHO, 1993). Em termos de Geologia Médica os resultados geoquímicos das águas de drenagem foram comparados com os dados fornecidos pelo Sistema Único de Saúde – SUS sobre o número de internações e atendimento médicos.

RESULTADOS OBTIDOS As águas de drenagem apresentaram conteúdo de chumbo variando de <0,001 mg/L a 0,458 mg/L, o valor médio é de 0,042 mg/L, a anomalia de 2ª ordem é 0,086 mg/L e a anomalia de 1ª ordem é 0,129 mg/L. O valor máximo para o consumo de água doce permitido pelo CONAMA é de 0,01 mg/L. Neste contexto verifica-se que grande parte das drenagens apresenta teores de chumbo impróprio para consumo, salientando-se como as mais graves, as bacias que apresentam valores da média e das anomalias de 1ª e 2ª ordem (Fig. 2). Estas bacias estão dispostas por quase toda a área de trabalho, particularmente ao longo das rodovias BR-163 e Transgarimpeira e ao norte da cidade de Trairão. O teor máximo de chumbo (0,458 mg/L) é 48,5 vezes o limite estabelecido pelo CONAMA e mesmo a média é 4,2 vezes o permitido. O chumbo é um elemento muito tóxico à saúde humana por ser acumulativo no organismo e pode desencadear doenças graves nos rins e fígado, problemas cardiovasculares, distúrbios no sistema nervoso, etc.

O chumbo ocorre em baixas concentrações nas diversas unidades estratigráficas presentes na região do médio Tapajós/Jamaxim. Entretanto, apresenta uma perspectiva de constituir depósitos em diversos contextos metalogenéticos, tais como, nos granitóides e nas sequências metavulcano-sedimentares. O principal mineral de chumbo é a galena, presente nos granitóides. Entretanto, é mais frequentemente encontrado associado a minerais de zinco, cobre, prata e ouro, como observado em vários garimpos auríferos (Palito, Tocantinzinho, Batalha, etc.) em forma de filões e bolsões, hidrotermais, de posicionamento meso a epizonais..

CONCLUSÕES O levantamento hidrogeoquímico realizado no âmbito do Projeto Zoneamento Econômico Ecológico da Área de Influência da Rodovia BR-163 é uma pesquisa regional, de baixa densidade e de caráter inédito na região. As águas de drenagem apresentam um conteúdo de chumbo que varia de <0,001 mg/L a 0,458 mg/L, o valor médio é de 0,042 mg/L, a anomalia de 2ª ordem é 0,086 mg/L e a anomalia de 1ª ordem é 0,129 mg/L. Conforme demonstrado nos mapas geoquímicos a maioria das drenagens que apresentam teores impróprios para o consumo humano estão localizadas na porção norte da região de trabalho e ao longo da Rodovia BR-163.

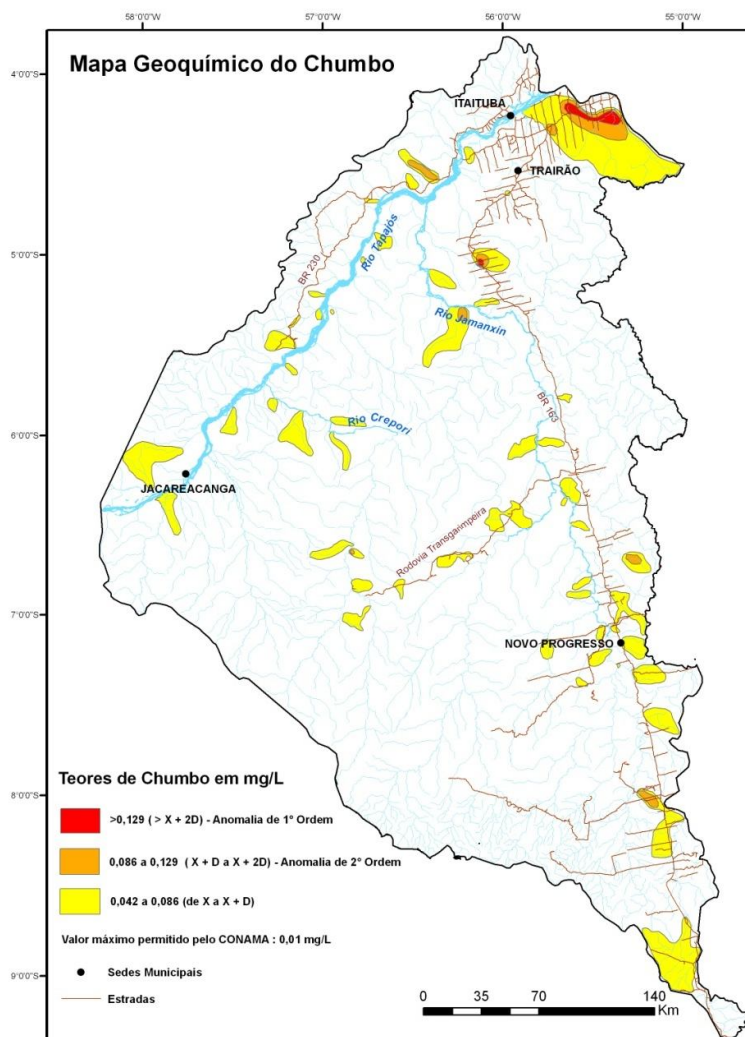


FIGURA 2 – Mapa geoquímico do chumbo.

Alguns destes teores estão associados a contaminações antropogênicas (indústrias, lixões, fertilizantes, inseticidas, etc.). Outros estão relacionados a fontes naturais, primárias, tais como o elevado *background* de alguns litotipos ou a própria mineralização de chumbo associada ou não a outros metais (ouro, cobre, zinco, etc). A principal contribuição deste estudo em termos de Geologia Médica é no sentido de alertar as autoridades governamentais e a população em geral, para o elevado conteúdo de chumbo, superior ao permitido nas águas de drenagem. Em termos prospectivos, as anomalias de chumbo, particularmente as associadas aos granitóides, merecem uma investigação mais detalhada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA) – Resolução nº 357/2005. 2005. Disponível em <http://www.sosaaguas.org.br/legislacao-conama.htm>. Acesso em 12/06/2007.

WHO, 1993.

Caracterização petrográfica do Gnaiss Mucajaí, Suíte Metamórfica Rio Urubu, RR

Elen Pollyane do Santos Silva¹, Amanda Cristina Pires², Flávia Lopes Sabio¹ & Cristiane Butori Rivera²

¹Acadêmicas em Geologia – UFRR, elenpollyane@hotmail.com, flaviasabio@hotmail.com; ² Professoras e Pesquisadoras do Dpto. Geologia - UFRR, amandageo@hotmail.com, aguatacris@yahoo.com.br

Resumo A área estudada localiza-se na porção central do estado de Roraima, no município de Mucajaí a sudoeste da capital Boa Vista. Os granitos existentes na região de Mucajaí de idades paleoproterozóicas são sin-colisionais e pós-orogênicos, exibindo texturas diversas. Não há uma separação muito definida dos eventos magmáticos geradores destes granitos até o momento, nem de processos tardi-magmáticos. O Gnaiss Mucajaí apresenta uma textura fanerítica de média a grossa e equigranular com uma foliação homogênea para todo o corpo rochoso, e presença de enclaves máficos microgranulares, onde por vezes há clastos de feldspatos alcalinos parcialmente assimilados. Para o presente estudo foram realizados trabalhos de campo na região de Mucajaí e Serra do Repartimento para compreender as relações geológicas com as unidades associadas ao gnaiss Mucajaí.

Palavras-chave: metagranito, paleoproterozóico, mineralogia, petrologia, deformação heterogênea, metamorfismo.

INTRODUÇÃO De acordo com o mapeamento geológico executado pela CPRM (Projeto Roraima Central de 1999), a Suíte Intrusiva Mucajaí compreende granitóides e gnaisses com desenvolvimento de proto e ultramilonitos de idade mesoproterozóica. Um corpo aflorante na sede municipal de Mucajaí denominado vulgarmente de “gnaiss Mucajaí” foi de início incluído nesta unidade. Geologicamente, o termo gnaiss é aplicado para rochas metamórficas de alto grau que contêm como estrutura principal o bandamento gnáissico. Apesar da denominação de gnaiss, o objeto em estudo mostrou tratar-se de um ortognaiss. Assim, a fusão magmática cristalizou em um ambiente de esforço compressivo, o qual conferiu a rocha uma foliação magmática. Este corpo granítico inicialmente indiviso dentro da Suíte Intrusiva Mucajaí não foi estudado a partir de dados geocronológicos até a conclusão do projeto. Reis *et al.* (2003) estabeleceram a idade de 1.938 ± 8 Ma e 1.932 ± 10 Ma (U-Pb SHRIMP) para a rocha, incluindo-a na unidade Suíte Metamórfica Rio Urubu, que engloba biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses (1,94 G.a por U-Pb em zircão). Considerando que até o momento os estudos nesta intrusão granítica se restringiram ao trabalho de mapeamento geológico em escala regional (1:500.000) e um dado geocronológico, o qual modificou totalmente o contexto geológico de meso- para paleoproterozóico, este corpo intrusivo, assim como muitos outros do Estado, deve ser estudado geologicamente em escala de detalhe e semi-detalhe, dessa forma se conhecerá a verdadeira evolução geológica da região de Mucajaí.

METODOLOGIA A metodologia executada neste projeto está dividida em três principais etapas, que consistem na: revisão bibliográfica, obtenção de dados em campo e laboratório e interpretação dos dados, discussão e conclusão.

Foram pesquisados e selecionados artigos publicados em periódicos e trabalhos apresentados em eventos científicos, dos quais destacam-se algumas edições do Simpósio de Geologia da Amazônia.

A fase de aquisição dos dados contou com três trabalhos de campo na região de Mucajaí, a fim de conhecer as unidades associadas com o gnaiss Mucajaí. Foram procuradas relações de contatos entre as unidades. Posteriormente, o trabalho foi direcionado apenas em afloramentos do gnaiss Mucajaí, onde foram descritas as estruturas e injeções sin-genéticas e alterações tardias. Amostras de todas as litologias foram coletadas.

Na etapa de laboratório, 18 amostras foram descritas macroscopicamente com o auxílio de uma lupa de mesa. Destas, três amostras foram selecionadas para a confecção de lâminas petrográficas, que foram descritas em microscópio óptico (Leica DM EP 4X/0.10-63X/0.75).

A última fase constituiu no agrupamento de todos os dados, que foram interpretados e discutidos.

RESULTADOS E DISCUSSÕES A textura predominante do gnaiss Mucajaí é fanerítica média a grossa e equigranular. Sua foliação, homogênea para todo o granito, foi interpretada inicialmente

como magmática devido à ocorrência de enclaves máficos microgranulares não deformados e porções pegmatíticas. Nestes enclaves há, por vezes, clastos de feldspato alcalino parcialmente assimilados. Isso evidencia um sistema magmático envolvendo mistura de magmas. As etapas de campo subsequentes permitiram observar a ocorrência de diques dioríticos concordantes com foliação (fig.1), que a marcam, e com evidências de interação entre os magmas. Além disso, ocorrem conjugados de cisalhamento e zonas de maior deformação. A relação entre os diques dioríticos e o pegmatito indicam assimilação parcial verificada nas bordas do segundo.

Ao microscópio óptico, a análise modal confirmou a predominância de quartzo e feldspatos alcalinos, identificados como ortoclásio, microclínio e pertita, com menor conteúdo de plagioclásios. A textura gráfica frequente evidencia o intercrescimento de quartzo com feldspato alcalino. Raramente, o quartzo ocorre intercrescido com plagioclásios. As fases varietais presentes são hornblenda com feições de alteração e biotita. Os contatos poligonais em setores da lâmina confirmaram a recristalização. No entanto, assim como observado na escala de afloramento, também na microscopia a recristalização é heterogênea, pois em algumas porções os contatos entre grãos são lobados. Além da alteração dos anfibólios, os feldspatos também sofreram reações intempéricas do tipo hidrólise, gerando argilominerais, provavelmente caulinita.



Figura 1 - Dique concordante com foliação.

CONCLUSÃO O estudo comprova a ocorrência de metamorfismo e deformação em porções do granito, tanto macroscopicamente evidenciado pelos conjugados de cisalhamento, quanto em lâmina petrográfica (contatos poligonais e mirmequitos (fig.2a e 2b)). Isso permite caracterizá-lo como um ortognaisse. No entanto, a preservação das feições ígneas, como enclaves máficos microgranulares não deformados, pegmatitos e mesmo os contatos lobados dos minerais na microscopia permitem estabelecer a denominação mais correta para a rocha: metagranito. A injeção dos magmas granodioríticos está ligada com o processo que gerou a foliação do granito. A ocorrência de contatos lobados entre minerais na microscopia e os conjugados de cisalhamento permitem concluir que o magma granítico não estava completamente cristalizado durante o processo metamórfico, que ocorreu provavelmente em altas pressões.

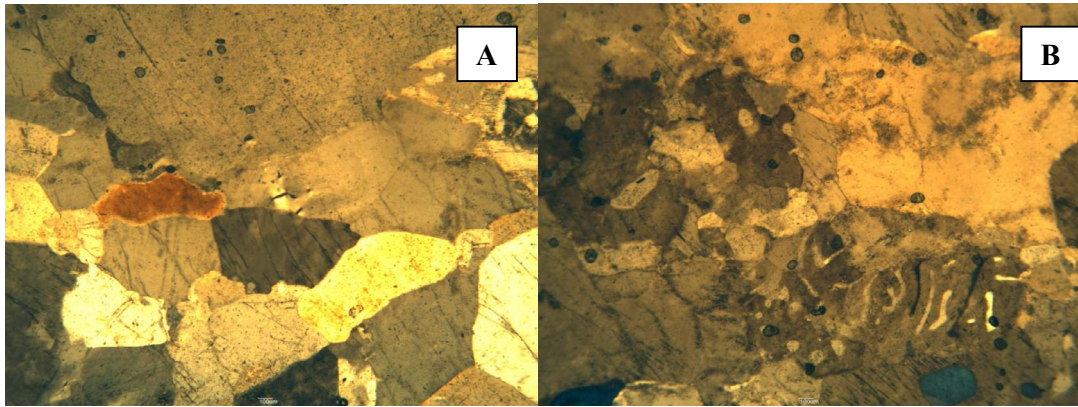


Figura 2 – A) Contatos poligonais e lobados; B) Textura mimerquítica.

Referências bibliográficas

- Almeida M.E.; Ferreira A.L.; Pinheiro S.S.2001. Principais Associações Graníticas do Oeste do Estado de Roraima. In: VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Workshop II: Evolução Geodinâmica do Escudo das Guianas, Belém-PA, *Anais*.
- Almeida, M. E. 2006. Evolução Geológica da Porção Centro-Sul do Escudo Das Guianas com Base no Estudo Geoquímico, Geocronológico e Isotópico dos Granitóides Paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima, Brasil *Tese de doutorado*. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém-PA.
- CPRM. 1999. Projeto Roraima Central. Projeto de Mapeamento Geológico /Metalogenético Sistemático Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília-DF.
- 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-DF.
- Fraga, L. M. B. 2002. A Associação Anortosito-magerito-granito rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima e suas encaixantes paleoproterozóicas: Evolução estrutural, geocronologia e petrologia. *Tese de doutorado*. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém-PA.

Maciço Matupá fácies 2, norte de Mato Grosso, sul do Cráton Amazônico: dados petrográficos e geoquímicos preliminares

Ezenildes Silva Prado¹, Max Salustiano de Lima², Natali Tatila Maria do Nascimento², Eric Sandro Ferreira da Silveira³ & Maria Aparecida Domingues¹

¹Programa de Pós-Graduação Em Geociências (UFMT), ezenildesster@gmail.com, goedomingues@hotmail.com; ²Curso de Graduação Em Geologia (UFMT), maxlima_zuco@hotmail.com, natali_nascimento12@hotmail.com; ³geólogo autônomo, eric.silveira@oi.com.br

Resumo Este trabalho apresenta alguns dados das rochas encaixantes do depósito de Au do Peteca situado na província Aurífera Alta Floresta. De acordo com o mapeamento regional existente as encaixantes deste depósito pertencem a Suíte Matupá – fácies 2. Na área do garimpo tais rochas mostram intensa alteração hidrotermal do tipo sulfetação. Em seção delgada estas rochas mostram textura granítica comum e constituem de feldspato potássico peritítico, quartzo, plagioclásio subordinado e biotita como máfico. Estudos geoquímicos em 05 amostras mostram uma composição metaluminosa a peraluminosa, padrões de terras raras com leve enriquecimento de leves sobre pesados, anomalia negativa de Eu e plotam no campo de arcos com algumas dispersões para outros campos provavelmente provocadas pela alteração hidrotermal. Dados de literatura indicaram idade de 1, 88 Ga para estas rochas (Moura, 1998).

Palavras-chave: Monzogranito, Província Aurífera, Cráton Amazônico.

INTRODUÇÃO É apresentado neste trabalho resultados preliminares do levantamento geológico executado na região norte do estado de Mato Grosso. Esta região situa-se na província Aurífera de Alta Floresta - Cráton Amazônico, localizado em torno do município de Nova Santa Helena, distando cerca de 650 km de Cuiabá-MT (Figura 1). A unidade geológica investigada é constituída pelo Maciço Matupá Fácies 2.

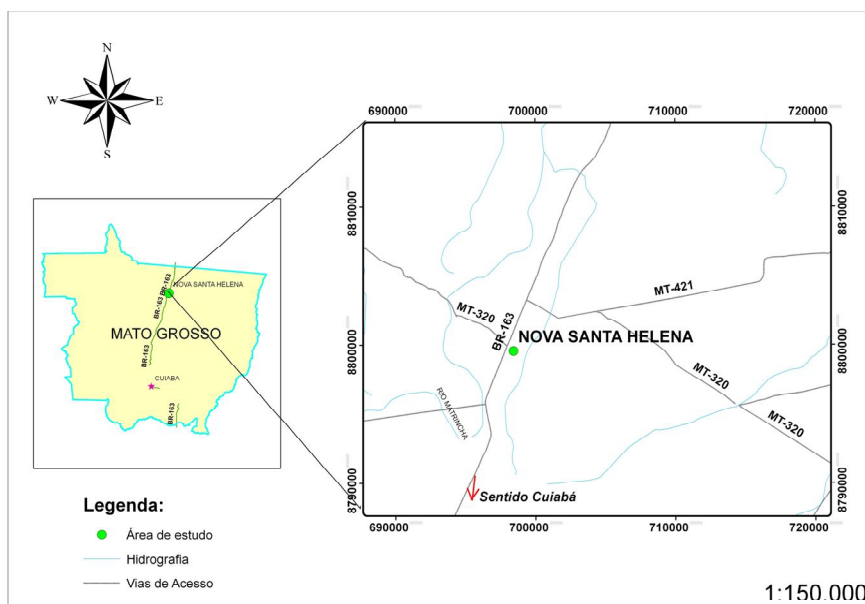


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo, extraído a partir do SIG do Estado de Mato Grosso do Programa Geologia do Brasil (SIG-CPRM 2004).

MATERIAIS E MÉTODOS Foi realizado mapeamento geológico em torno do município de Nova Santa Helena em uma área de 30 Km², numa escala de (1:25.000). Cinco amostras foram analisadas petrograficamente e enviadas para análise química no laboratório ACMELABS (Canadá). Foram feitas as análises de elementos Maiores, Traços e Terras Raras. Embasado nesses dados (oriundos da

literatura e nos adquiridos) chegou-se assim, às discussões/considerações preliminares do presente resumo.

RESULTADOS

Geologia e Petrografia A área de estudo situa-se na Província Geocronológica Rio Negro-Juruena do Cráton Amazônico (Tassinari e Macambira 1999) e é constituído por um conjunto de corpos graníticos equigranulares a porfírico, coloração róseo-avermelhado de caráter isotrópico que afloram como blocos não deformados e pouco fraturados (Figura 2A). Diques de composição riolítica, cogenéticos ao magmatismo granítico e diques de diabásio, com características químicas de basaltos toleíticos continentais, cortam o Granito Matupá. O minério aurífero encontrado na área de estudo localiza-se no depósito do Peteca estando hospedado nas rochas graníticas da Suíte Intrusiva Matupá fácies 2. A atividade garimpeira está inativa e a trincheira abandonada para a extração do minério foi desenvolvida num trecho de maior facilidade de extração dos veios, uma vez que a encaixante encontra-se intensamente alterada. A rocha hospedeira foi afetada por fluidos hidrotermais, com desenvolvimento de uma alteração predominantemente sulfetada que resultou em rochas com colorações amareladas a esverdeadas (Figura 2B). Em seções delgadas são holocristalinos, xenomórficos a hipidiomórficos, com granulação média, inequigranular apresentando intercrescimento pertítico formada por feldspato potássico e quartzo com proporções inferiores de biotita e plagioclásio seguida de minerais acessórios como a apatita, zircão e minerais opacos e em composição modal são denominados de monzogranitos (Figura 2C e D).

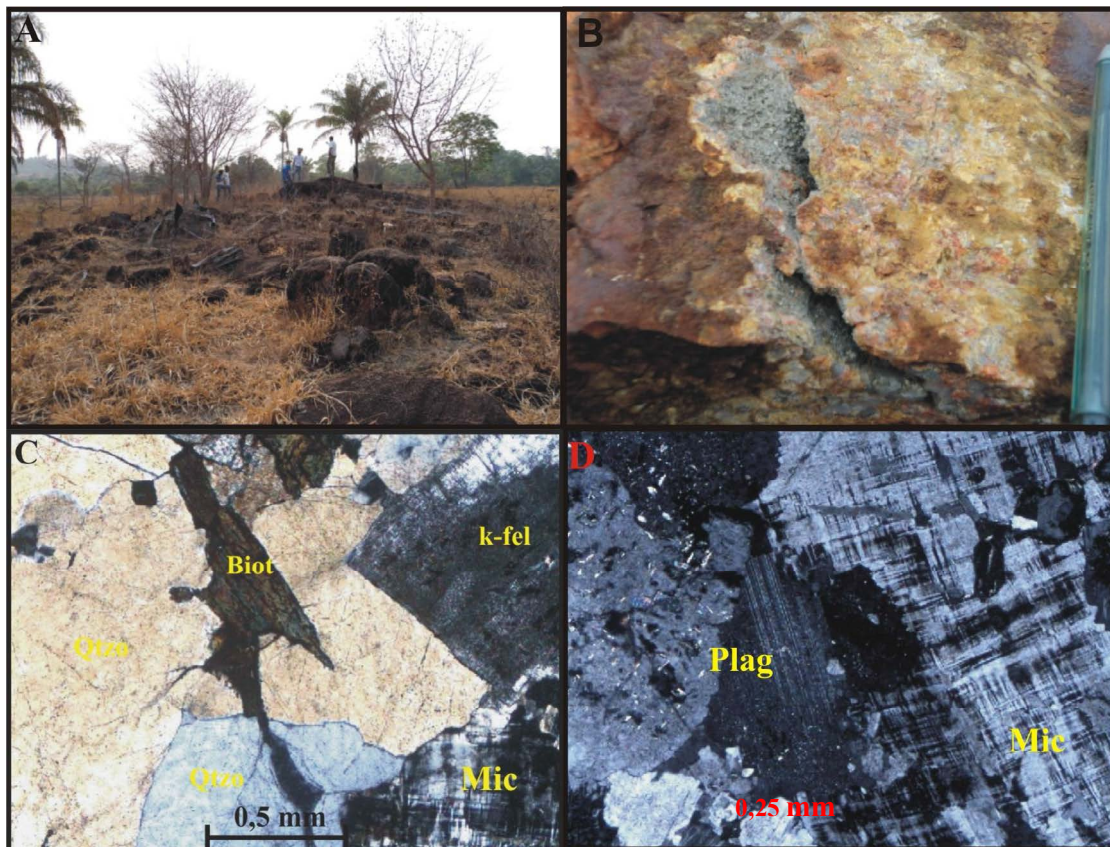


Figura 2 – A. Ocorrência dos granitos em forma de blocos rolados e fraturados. B. Rocha hospedeira apresentando alteração hidrotermal (sulfetação). C. Fotomicrografia mostrando cristais de quartzo, feldspato potássico, biotita e microclíneo com formas anédricas a subédricas, nicóis cruzados em aumento de 4X. D. Fotomicrografia com cristais de plagioclásio e microclíneo em formato subédrico. Nicóis cruzados em aumento de 10X.

Geoquímica Foram analisadas 05 amostras representativas do granito Matupá fácies 2 para elementos maiores, traços e terras raras no laboratório ACME-LABS em Goiânia (GO). As amostras da suíte intrusiva Matupá fácies 2 na região estudada revelaram um magma de natureza metaluminosa a peraluminosa. Em diagramas discriminatórios de Pearce et al. (1996), esses granitos ocupam o campo de granitos formados em ambiente de arco vulcânico (Figura 3).

O granito Matupá fácies 2 possui padrão de elementos terras raras fracionados com leve enriquecimento de leves sobre pesados e anomalia negativa em Eu (Figura 4) e ao mesmo tempo ocorre enriquecimento de pesados sobre os leves. Essas semelhanças e diferenças podem estar provavelmente relacionadas a variações da alteração hidrotermal (Maclean 1988 *in* Moura 1998).

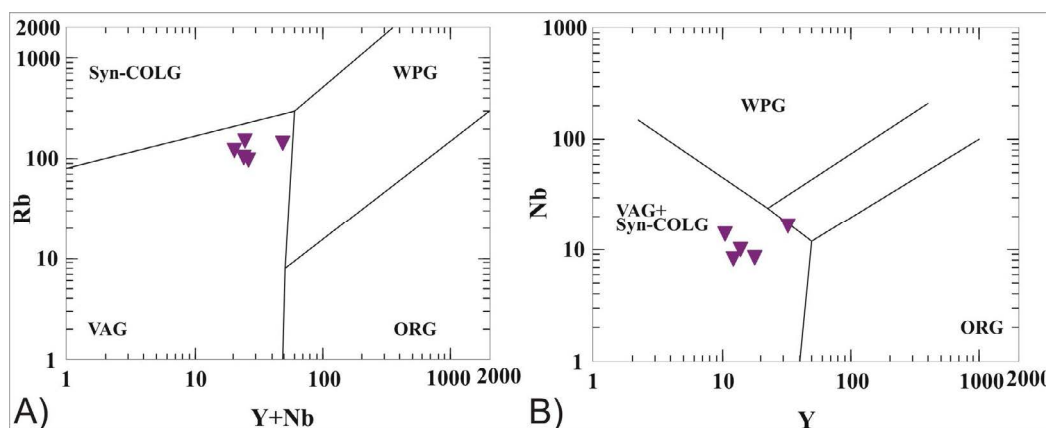


Figura 3-A) O diagrama Rb-(Y+Nb) exibe o ambiente tectônico de granitos (segundo Pearce, 1996). WPG: granitos-intra-placa; VAG: granitos arco vulcânico; COLG: granitos colisional; ORG: granitos orogênicos; PC: granitos pós-colisional. B) Diagrama Y versus Nb.

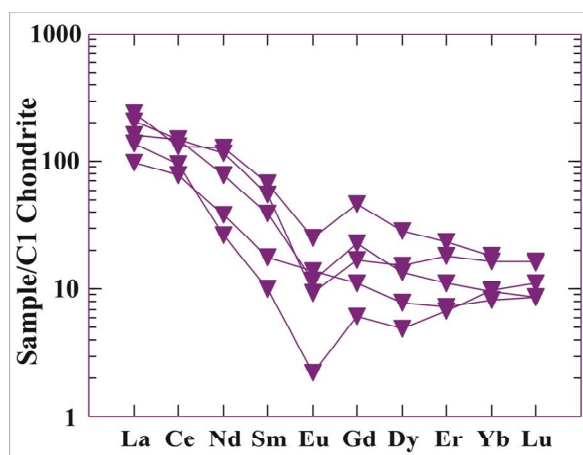


Figura 4 - Diagrama de Elementos Terras Raras do Maciço Matupá normalizado pelo Condrito C1.

CONCLUSÕES Os resultados preliminares dos estudos petrográficos e litogeoquímicos revelaram que o Maciço Granítico Matupá fácies 2 na área do depósito do Peteca, apresenta características de granitos tipo I oxidados de ambiente colisional, sendo concordantes com dados já levantados para a região de acreção de arcos vulcânicos.

Agradecimentos Os autores agradecem a Capes pela concessão da bolsa mestrado, ao Procad UFMT/UNICAMP, PIBIC, ao Geociam e ao PPGec da UFMT pelo apoio ao Campo.

Referências Bibliográficas

- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. Geological Society of America Bulletin, v. 101, p. 635-643, 12 figs., 3 tables.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.
- Moura, M.A. 1998. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.
- Pearce, J. A. 1996, Sources and Settings of granitic rocks. *Episodes* 19, pp. 120-125.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.

Prospecção geoquímica da Folha Paranatinga – Mato Grosso

Flávio Fernandes Faleiro, Daliane B. Eberhardt, Débora Regina Vieira dos Santos, João Olímpio Souza & Karine Gollmann

CPRM - Serviço Geológico do Brasil – SUREG-GO

Resumo Este trabalho apresenta os resultados obtidos na prospecção geoquímica da Folha Paranatinga, escala 1:100.000, do Projeto Planalto da Serra realizada pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil). No levantamento geoquímico da área foram amostrados sedimentos ativo de corrente, concentrados de bateia, de aluvião e solos. Dentre os resultados das análises destacaram-se os resultados mineralógicos. O estudo mineralógico visa estabelecer um *background* regional para minerais pesados de interesse econômico ou não, e conseqüente indicação de áreas que possam garantir trabalhos adicionais de exploração. Num total de 349 amostras que foram coletadas, 36 se mostraram positivas para a ocorrência de intrusões kimberlíticas. De acordo com os resultados obtidos foi possível separar três áreas distintas para pesquisas adicionais de interesse a prospecção de diamantes.

Palavras-chave: Prospecção geoquímica, Folha Paranatinga, kimberlitos, minerais satélites, diamantes.

INTRODUÇÃO A Folha Paranatinga (SD.21-Z-B-III), está inserida no Programa de Levantamentos Geológicos Básicos-PLGB, integra o Projeto Planalto da Serra e faz parte do Programa de Geologia do Brasil, da CPRM. A área do projeto localiza-se na porção centro-sudeste do Estado de Mato Grosso, entre os meridianos 54°00'W e 54°30'W e paralelos 14°00'S e 14°30'S. Abrange áreas indígenas e parte do município de Paranatinga. A região é drenada pelos rios Paranatinga, Batovi, e São Manoel.

O reconhecimento e a análise dos resultados geoquímicos visam embasar o contexto geológico e levantar dados sobre o potencial mineral na área, dotando a região de uma cartografia geológica atualizada e atraindo investimentos para a pesquisa e exploração mineral no estado.

No levantamento geoquímico da área foram amostrados sedimentos ativo de corrente, concentrados de bateia e solos.

MATERIAL E MÉTODOS A prospecção geoquímica da Folha Paranatinga, escala 1:100.000, Projeto Planalto da Serra foi realizada pela CPRM e constou da coleta de sedimentos de corrente e concentrados de bateia com amostragem sistemática de 1 amostra /10Km² e análise multielementar.

Foram coletadas 349 de concentrados de bateia e aluvião nas frações A e B. As análises mineralógicas, foram feitas uma parte no laboratório da SUREG-PA e outra na SGS-Geosol.

As amostras de concentrados de bateia foram coletadas de forma pontual, logo abaixo do ponto de coleta da amostra de sedimento de corrente, porém, nos trechos da drenagem com concentradores naturais propícios a acumulação de pesados (curvas, corredeiras, cachoeiras, marmitas)

O método de coleta dos concentrados é ilustrado na figura a seguir (Fig. 1):

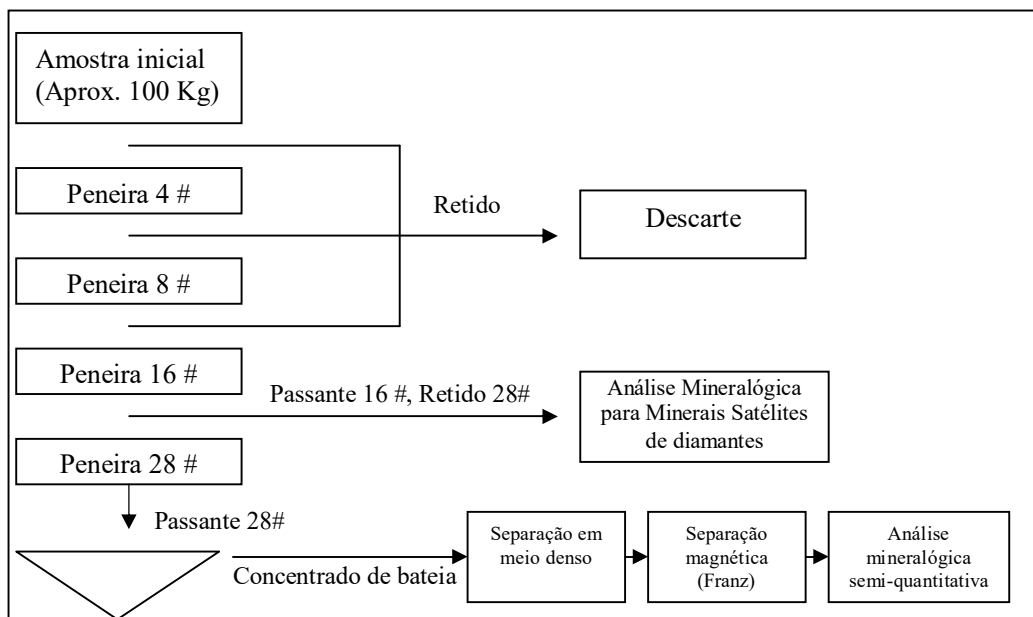


Figura 1 – Fluxograma do método de coleta e análise dos concentrados.

Geologia A Faixa Paraguai (Almeida, 1965), inserida na Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977), compreende unidades sedimentares depositadas em ambientes de margem passiva localizados ao sul e sudeste do Cráton Amazônico durante o Neoproterozóico. Posteriormente, e em parte, essas rochas foram submetidas a metamorfismo e dobramentos durante a Orogênese Brasileira, no Cambriano Inferior (Alvarenga & Trompette, 1992, 1993; Lacerda Filho *et al.*, 2004). A litoestratigrafia da Faixa Paraguai inclui os Grupos Cuiabá (Hennies, 1966; Almeida, 1968), Araras (Nogueira *et al.* 2003; Alvarenga *et al.* 2004) e Alto Paraguai (Almeida, 1964) sendo apenas os dois últimos grupos aflorantes na área de estudo.

O Grupo Araras, segundo Almeida (1964), é composto na base por margas e calcários da Formação Guia e o restante da sucessão por dolomitos da Formação Nobres. A deposição inicialmente da sequência carbonática é interpretada como de ambiente de plataforma profunda (Fm. Guia) passando a plataforma rasa e de sabkha (Formação Nobres) no topo (Almeida, 1964; Nogueira *et al.*, 2007).

O Grupo Alto Paraguai é dividido em duas Formações: Raizama e Diamantino. A Formação Raizama (Almeida, 1964) consiste de quartzo-arenitos, médios a grossos, com níveis conglomeráticos, arcóseos e arenitos. O seu ambiente deposicional é interpretado como marinho raso na base passando a continental no topo, tendo influências eventuais de marés, ondas e tempestades. Os contatos com as Formações Araras e Diamantino são gradacionais (Lacerda Filho *et al.*, 2004).

A Formação Diamantino compreende espesso pacote de folhelhos vermelhos e siltitos, micáceos, finalmente laminados e arcóseos finos subordinados. A deposição indica ambiente deltaico (Lacerda Filho *et al.*, 2004) sendo os arenitos interpretados como depósitos de barras de desembocadura. Intrusões kimberlíticas na região ocorrem na nessa formação, principalmente na bacia do Rio Batovi e Jatobá.

RESULTADOS O estudo mineralógico visa estabelecer um *background* regional para minerais pesados de interesse econômico ou não, e conseqüente indicação de áreas que possam garantir trabalhos adicionais de exploração.

Das 18 amostras de solo coletadas com o objetivo de se checar anomalias aerogeofísicas, duas delas indicaram a presença de corpos ainda não conhecidos na região, coincidentes com as áreas já definidas como potenciais para a pesquisa de kimberlitos.

Do total de amostras de concentrados coletados, 36 se mostraram positivas para a ocorrência de intrusões kimberlíticas. De acordo com os resultados obtidos foi possível separar três áreas distintas para pesquisas adicionais de interesse a prospecção de diamantes – Áreas A, B e C (Fig. 2)

Na área A (Fig. 2), os dados mineralógicos tiveram os resultados atribuídos às intrusões já conhecidas. Nas áreas B e C, os resultados indicam a possibilidade de existência de intrusões kimberlíticas ainda não conhecidas. Nestas áreas as amostras que apresentaram resultados com dois ou mais minerais indicadores (granada+ilmenita; granada+ilmenita +espinélio) se traduzem em alvos a serem checados.

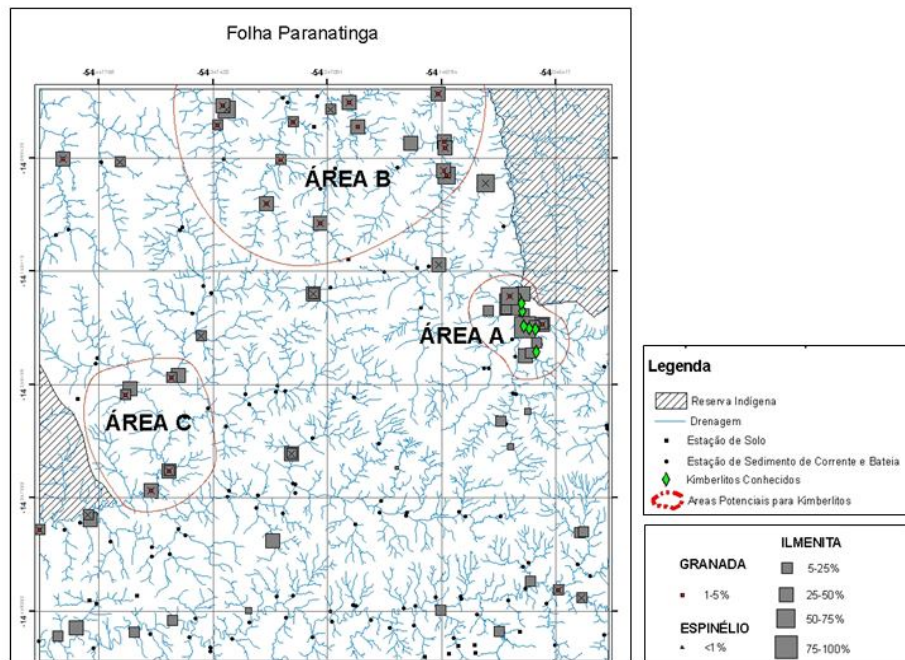


Figura 2 - Áreas interessantes para futuras pesquisas de diamantes.

Referências Bibliográficas

- Almeida F.F.M. 1964. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim, 215:137p.
- Almeida F.F.M. 1965. Geossinclínio Paraguai. In: Semana de Debates Geológicos, 1, CAEG/UFRGS, Porto Alegre, 88-109.
- Almeida F.F.M. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. Academia Brasileira de Ciências, Anais, 40:285-293.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simp. Geol. Nordeste, 8, Atas..., p. 363-391.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the later proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Paleogeografia, Paleoclimatologia, Paleoecologia*, 92:85-105.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1993. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. *Rev. Bras. Geoc.*, 23(1):18-30.
- Alvarenga C.J.S., Santos R. V., Dantas E.L. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 131:1-21.
- Hennies W. T. 1966. Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. Dissertação de Doutorado em Engenharia. Departamento de Engenharia de Minas, Esc. Politécnica da Universidade de São Paulo, 96p.
- Lacerda Filho J. V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C., Albuquerque M.C. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. CPRM/SICME-MT, Cuiabá, Escala 1:1.000.000, 200p.
- Nogueira A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: Estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Dissertação de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 173p.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N.; Moura C.A.V., Trindade R.I.F, Fairchild T.R. 2007. Carbon and Strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chem Geology*, 237: 186-208.

Soleiras máficas da Suíte Intrusiva Salto do Céu – geologia, petrografia e geoquímica - evento ígneo relacionado à ruptura do supercontinente Rodínia

Gabrielle Aparecida de Lima^{1,5}, Maria Zélia Aguiar de Sousa^{2,5}, Amarildo Salina Ruiz^{3,5} e Maria Elisa Fróes Batata^{4,5} & Moacir Buenano Macambira⁶

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, ICET/UFMT; ²Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; ³Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; ⁴Programa de Pós-Graduação em Geologia, IG/UnB; ⁵Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; ⁶Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso/UFPA

Resumo As soleiras máficas da Suíte Intrusiva Salto do Céu encontram-se alojadas nos pelitos laminados da Formação Vale da Promissão, Grupo Aguapeí, na região de Salto do Céu em Mato Grosso, porção SW do Cráton Amazônico. Afloram sob a forma de blocos e lajedos com espessura que varia entre 2 e 30m. Estas rochas são compostas por diabásios e gabros maciços, mesocráticos a melanocráticos, cinza-esverdeados a pretos, equigranulares variando, em geral, de muito finas até médias e, raramente porfíricas ou amigdaloidais. Ao microscópio, essas rochas apresentam texturas intergranular, ofítica, subofítica, hialofítica, às vezes apenas reliquias, bem como, porfírica ou amigdaloidal em matriz pseudo-traquítica e, em alguns exemplares, vítrea ou vitrofírica. Geoquimicamente os litotipos da Suíte Intrusiva Salto do Céu apresentam afinidade toleítica, sendo classificados como basaltos gerados em ambiente tectônico correspondente a intraplaca.

Palavras-chave: Soleiras Máficas, Suíte Intrusiva Salto do Céu, SW do Cráton Amazônico

INTRODUÇÃO Inicialmente (Barros *et al.* 1982) descreveram os gabros e diabásios que ocorrem na região de Salto do Céu e Rio Branco como parte do Grupo Rio Branco, enquanto (Leite *et al.* 1985) interpretaram as soleiras estudadas como exposições da porção meso-melanocrática da Suíte Intrusiva Rio Branco, em janelas erosivas da Formação Vale da Promissão. Segundo estes autores e Geraldine (2000) os termos básicos constituíam a base desta suíte que englobava uma associação pluto-vulcânica dominada por rochas ácidas a intermediárias no topo. (Araújo *et al.* 2005) individualizam o conjunto de *sills* paralelos ao acamamento da formação Vale da Promissão, denominando-o como Suíte Intrusiva Salto do Céu. (Sousa *et al. no prelo*), a partir do mapeamento mais detalhado desta unidade, restringem a denominação a Suíte Intrusiva Rio Branco apenas aos termos ácidos a intermediários englobando todas as ocorrências gabróicas na Suíte Intrusiva Salto do Céu.

O objetivo deste trabalho é a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica das soleiras máficas da Suíte Intrusiva Salto do Céu, que afloram na região de Salto do Céu e Rio Branco em Mato Grosso, na tentativa de obter um melhor entendimento a respeito deste magmatismo fissural.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL Segundo (Ruiz *et al.* 2010a) e Lima (2011), do ponto de vista geotectônico, os *sills* máficos desta suíte, bem como os *sills* da suíte Huanchaca e, os enxames de diques das Suítes Intrusivas Rancho de Prata, Rio Perdido e Huanchaca (Fig. 1), sugerem que esse magmatismo fissural constitui uma *Large Igneous Province* (LIP) toniana evoluída na porção sul-sudoeste do Cráton Amazônico relacionado aos processos de extensão e ruptura crustal que precederam a dispersão do Supercontinente Rodínia. Dados isotópicos K-Ar em plagioclásio indicam idade de resfriamento para as rochas da Suíte Salto do Céu em torno de 930 ± 14 Ma (Barros *et al.* 1982).

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA As soleiras máficas afloram como vastos lajedos ao longo das drenagens e como blocos, freqüentemente, arredondados, com esfoliação esferoidal típica. Apresentam espessuras entre 2 e 30m, exibem variações texturais e composicionais importantes, tendo contatos claramente intrusivos com a Formação Vale da Promissão (Fig. 2A) e por falhas normais com os arenitos da Formação Morro Cristalino, enquanto que, seus contatos com os granitos da Suíte Rio Branco não foram identificados. Apresentam mergulhos suaves entre 10° e 15° preferencialmente para SW, na região de Salto do Céu e, no Córrego Bracinho, a norte do Distrito do Roncador, próximos de 5° ora para SW, ora para NEE.

Estas rochas são compostas por diabásios e gabros maciços (Fig. 2B), mesocráticos a melanocráticos, cinza-esverdeados a pretos, equigranulares variando, em geral, de muito finas até

médias e, raramente porfíricas ou amigdaloidais. Ao microscópio, essas rochas apresentam texturas intergranular, ofítica, subofítica, hialofítica, às vezes apenas reliquiárias, bem como, porfírica ou amigdaloidal em matriz pseudo-traquítica e, em alguns exemplares, vítrea ou vitrofírica. São constituídas essencialmente por plagioclásio e piroxênio, podendo ter como minerais acessórios e de alteração: anfibólio, biotita, clorita, opacos, vidro reliquiário, titanita, rutilo, esfalerita, apatita, sericita/muscovita, epidoto/clinozoizita, calcita, argilo-minerais, fluorita e zeólitas. Em amostras de borda dessas soleiras ocorrem amígdalas arredondadas a elipsoidais com dimensões de até 3 mm, preenchidas, geralmente por zeólitas, clorita, fluorita e opacos, podendo apresentar coroas de reação compostas por uma mistura de cor vermelho-escuro de opacos, biotita e rutilo.

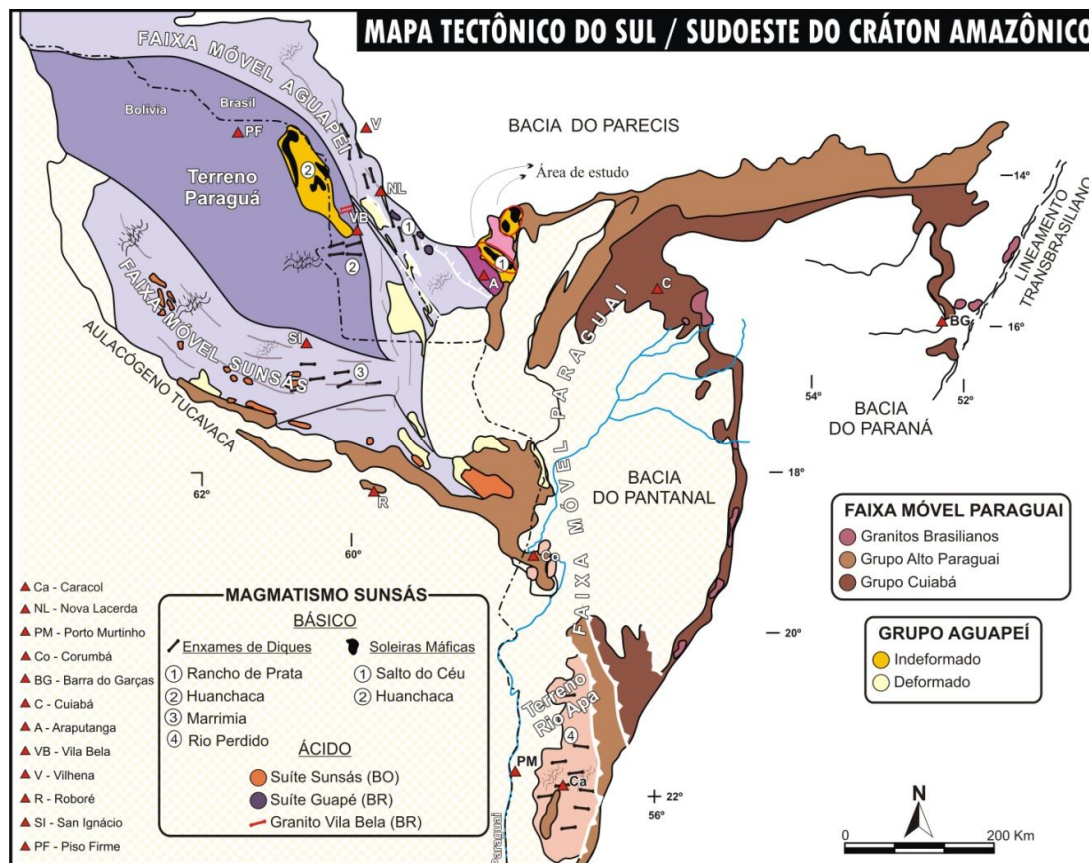


Figura 1. Mapa tectônico do Sul/Sudoeste do Craton Amazônico (Extraído de Ruiz *et al.* 2010b).

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA A análise dos dados geoquímicos mostrou que os litotipos da Suíte Intrusiva Salto do Céu têm afinidade predominantemente toleítica (Fig. 3A), com típico enriquecimento em FeOt em relação ao MgO, para valores de álcalis praticamente constantes; sendo classificados como basaltos segundo proposta de (Cox *et al.* 1979) (Fig. 3B).

Em termos composicionais, todas as rochas desta suíte apresentam valores do número de magnésio mg# [$MgO/(MgO+FeOt)$ em razão molar] baixos que indicam líquidos basálticos evoluídos. Os padrões geoquímicos obtidos a partir dos resultados analíticos de Elementos Terras Raras (ETR), normalizados para os valores de manto primitivo é observado um fracionamento dos Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) em relação aos Elementos Terras Raras Leves (ETRL). É nítida também a separação de dois grupos de rochas, um mais rico em ETR, com La (normalizado) entre 40 e 70 e discreta anomalia negativa de Eu indicando participação de plagioclásio; e outro sem esta assinatura, com La (normalizado) menor do que 30.

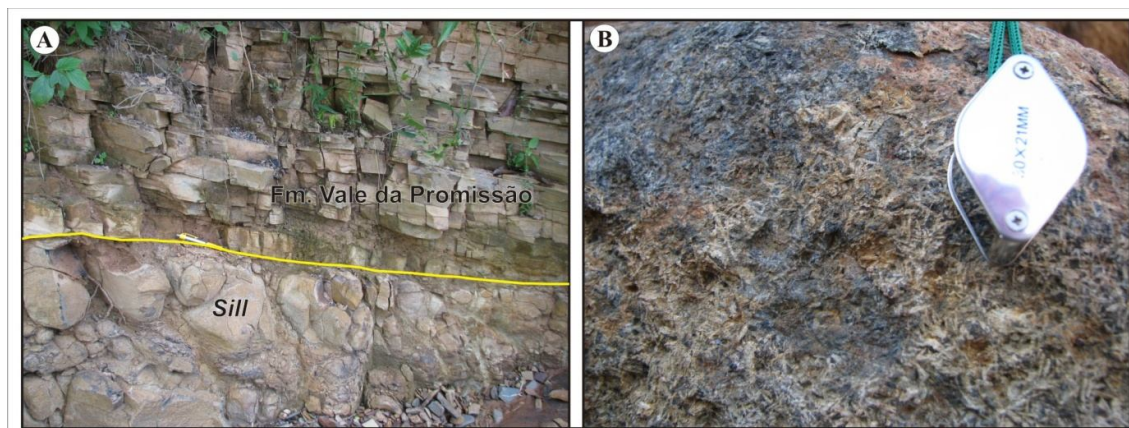


Figura 2- Feições de campo da Suíte Intrusiva Salto do Céu: (A) Contato concordante dos diabásios com os argilitos laminados da Formação Vale da Promissão. (B) Detalhe da textura subofítica em gabros maciços.

Para discriminação do ambiente tectônico das rochas da Suíte Intrusiva Salto do Céu foram utilizados os diagramas $Zr/4 - Nb*2 - Y$ (Fig. 03C, Meschede 1986) e Zr/Y versus Zr (Fig. 3D - Pearce & Norry, 1979). Nestes diagramas é possível observar que os litotipos da Suíte Salto do Céu coincidem preferencialmente com o domínio dos basaltos intraplaca.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Enxames de diques e soleiras máficas têm sido reportados no Cráton Amazônico tanto no Brasil (Mato Grosso e Mato Grosso do Sul), Bolívia e Paraguai. Os sills máficos estudados têm como encaixantes os pelitos da Formação Vale da Promissão/Grupo Aguapeí. Foram identificadas cerca de 10 soleiras cuja espessura varia entre 1 a 30m, mostrando contatos abruptos com as encaixantes. Petrograficamente estas rochas são compostas por diabásios e gabros maciços, mesocráticos a melanocráticos, cinza-esverdeados a pretos, equigranulares variando, em geral, de muito finas até médias e, raramente porfiríticas ou amigdaloidais. Ao microscópio apresentam texturas intergranular, ofítica, subofítica, hialofítica, às vezes apenas reliquiares, bem como, porfirítica ou amigdaloidal em matriz pseudo-traquítica e, em alguns exemplares, vítrea ou vitrofirica.

Geoquimicamente as soleiras são formadas por basaltos, da série subcalina de afinidade toleítica, formadas em ambiente intraplaca. Os padrões geoquímicos obtidos a partir dos resultados analíticos de Elementos Terras Raras (ETR), normalizados para os valores de manto primitivo é observado um fracionamento dos Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) em relação aos Elementos Terras Raras Leves (ETRL).

Os dados geológicos, estruturais e litoquímicos, associado aos dados geocronológicos K-Ar disponíveis, sugerem que as soleiras máficas estudadas foram geradas em um ambiente intracontinental dominado por fissuras crustais, durante a ruptura do Supercontinente Rodínia ao final do período Toniano, que romperam o embasamento e a cobertura sedimentar siliciclástica do Grupo Aguapeí.

Agradecimentos Os autores agradecem à FAPEMAT (Proc. nº448287/2009), CAPES (PROCAD nº096/2007), à CPRM/PRONAGEO e ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa.

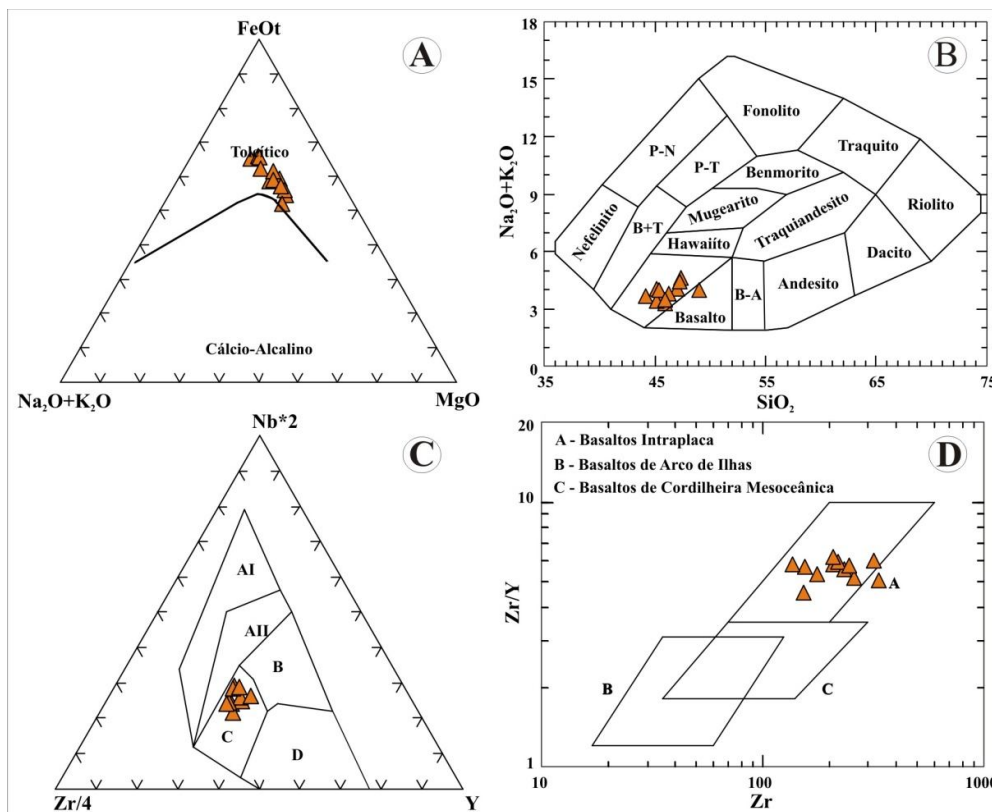


Figura 3. (A) - AFM (Irvine & Baragar 1971); (B) álcalis versus sílica (Cox *et al.* 1979). Diagramas para determinação de ambientes tectônicos para as rochas da Suíte Intrusiva Salto do Céu: (C) Pearce & Norry (1979) e (D) Meschede (1986).

Referências Bibliográficas

- Araujo L. M. B., Godoy A.M., Ruiz A.S., Souza M.Z.A. Soleiras Máficas Tonianas (Suíte Intrusiva Salto Do Céu) no SW do Cráton Amazônico: regime extensional relacionado à Orogenia Sunsás?. *In: Simpósio Do Centro Oeste, 2005, Goiânia. Sociedade Brasileira de Geologia, 2005. v. 1. p. 155-156.*
- Barros A.M., Silva R.H., Cardoso O.R.F.A., Freire F.A., Souza J.J., Rivetti M., Luz D.S., Palmeira R.C. & Tassinari C.C.G. Geologia. *In: Ministério das Minas e Energia. Projeto Radambrasil, Folha SD.21. Cuiabá. Rio de Janeiro, 544 p. Levantamentos de Recursos Naturais, 1982. 26. p. 25 -192.*
- Geraldes M.C. Geocronologia e geoquímica do plutonismo mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 2000. 193 p.
- Leite J.A.D., Saes G.S., Weska R.K. A Suíte Intrusiva Rio Branco e o Grupo Aguapeí na serra de Rio Branco, Mato Grosso. *In: Simp. Geol. Centro-Oeste, Anais..., Goiânia, 1985. p. 247 – 255.*
- Lima G. A. 2011. Geologia, Geoquímica e Geocronologia dos Sills Máficos da Suíte Intrusiva Huanchaca na porção nordeste da Serra Ricardo Franco (MT) – SW do Craton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 56p.
- Ruiz A. S.; D'agrella Filho, M. S.; Sousa, M. Z. A.; Lima, G. A. 2010a. Tonian sills and mafic dike swarms of S-SW Amazonian Craton: records of Rodinia Supercontinent break-up? *In: The Meeting of the Americas, 1.*
- Ruiz A.S.; Matos, J. B.; Sousa, M. Z. A.; Lima, G. A.; Batata, M. E. F. 2010b. Mapeamento Geológico e Levantamento de Recursos Minerais da Folha Santa Bárbara (SD.21-Y-C-V). Convênio CPRM-UFMT. Programa Geologia do Brasil, Relatório Etapa de Mobilização, 35p.
- Sousa M. Z. A.; Batata, M. E. F.; Ruiz, A. S.; Lima G. A.; Matos J. B.; Paz J. D. S.; Costa A. C. D.; Silva C. H.; Corrêa Da Costa P. C. Geologia da Folha Rio Branco (SD21-Y-D-I). Programa Nacional de Geologia (PRONAGEO). CPRM/UFMT. 178 p.

Caracterização geoquímica e controle estrutural do depósito aurífero Incra – sudoeste do Cráton Amazônico

Gil Barreto Trindade Netto¹ & Carlos José Fernandes²

¹ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Porto Velho, RO, Brasil, gil.netto@cprm.gov.br; ² Geologia e Mineração Ltda (GEOMIN). Cuiabá, MT, Brasil, carlosjfer@yahoo.com.br

Resumo O depósito Incra está localizado à 10 km a norte da cidade de Pontes e Lacerda, sudoeste de Mato Grosso. O contexto geológico regional envolve as rochas do Complexo Metavulcanossedimentar Pontes e Lacerda e do Grupo Aguapeí, afetadas por dois eventos tectônicos distintos. Durante os trabalhos foram coletadas ao longo da área amostras de veios de quartzo, rocha encaixante e solo. No depósito Incra foram realizadas coletas sistemáticas através de malha de amostragem e coleta ao longo do veio de quartzo principal. Este trabalho pretendeu localizar e reconhecer anomalias auríferas, condicionantes lito-estruturais, e métodos geoquímicos que melhor pudessem ser utilizados. O Au encontra-se associado aos veios de quartzo e disseminado nas encaixantes hidrotermalizadas, além de ocorrer nas coberturas lateríticas, devido a processos de enriquecimento supergênico. Os resultados apresentaram dados significativos para este bem mineral, mostrando o potencial para este elemento na região do depósito Incra.

Palavras chave: depósitos de ouro, Mato Grosso, Cráton Amazônico, controle estrutural, conglomerado.

INTRODUÇÃO A área do presente estudo situa-se na porção sudoeste de Mato Grosso, mais especificamente no Município de Pontes e Lacerda, a cerca de 440 km de distância da capital Cuiabá, podendo ser acessada através da rodovia federal pavimentada BR-070, até a cidade de Cáceres, e a partir daí através da rodovia federal pavimentada BR-174.

A região SW do Cráton Amazônico tem despertado grande interesse geológico, seja pelos eventos tectônicos que registra, seja pelos bens minerais que hospeda, e tal interesse vem intensificando-se de forma especial pelo ouro que nela ocorre. Desde o século XVII o ouro vem sendo explorado com a descoberta de pequenos depósitos, porém a partir da década de 80 estes foram reativados por garimpeiros (Fernandes 1999).

As ocorrências auríferas do Alto Guaporé, estão associadas geneticamente a remobilizações hidrotermais na Faixa Móvel Aguapeí (Saes 1999), com o ouro concentrado em veios de quartzo, que ocorrem alojados tanto nas rochas da Formação Fortuna como nas do seu embasamento, representado por rochas granito-gnaisses do terreno Santa Helena (depósito Ellus e Maraboa) e rochas vulcanossedimentares do Terreno Rio Alegre (Rio Alegre, Onça e Incra), (Fernandes 1999).

O depósito Incra possui a melhor exposição de rochas na região estudada, são camadas de metarenitos finos, pouco coesos, de cor creme com fratura planar nos planos de acamamento, ocorrem *boxworks* de pirita milimétricos disseminados ao longo do acamamento. Estes níveis possuem raramente, níveis centimétricos de pelitos, ricos em sericita (Fig.2). A foliação Sn na área do depósito possui a mesma direção do acamamento S0 N40°-70°E, porém com mergulho mais acentuado, 75°NW, contra 15°NW de mergulho do S0.

Ao longo do depósito Incra ocorre o veio de quartzo principal (Fig. 1), com espessura aproximada de 3 metros e atitude N60°E/15°NW, sub-paralelo ao S0, e exibe um padrão de fraturamento bem regular (clivagem de fratura). Este veio trata-se de um corpo filoniano que abrange parte do depósito Incra, e estende-se para fora de seus limites, encaixado ao longo das camadas de arenito faz parte do flanco de uma mega dobra com eixo orientado NE-SW. Na porção leste da cava foram vistas trincheiras com direção NW-SE cortando perpendicularmente as estruturas, e posicionadas na zona de charneira do dobramento, aonde o veio de quartzo principal atinge sua menor espessura, com 2 metros aproximadamente.

Os veios menores e vênulas existentes ao longo do depósito são de quartzo leitoso, possuem direção preferencial NW com mergulhos para NE e SW e possuem cerca de 2 a 10 cm de espessura, são geralmente tabulares e por vezes lenticulares. Estes veios possuem textura fibrosa, com cristais fibrosos de quartzo crescendo perpendicularmente à parede da fratura, “forma de pente”. No veio principal foi observada além da textura maciça, a ocorrência de textura de substituição, apresentando

boxworks de pirita, e textura do tipo *comb*, com presença de cavidades preenchidas por drusas de quartzo.

O depósito do Incra apresenta três padrões principais de fraturamento, com direções preferenciais NNE-SSW, W-E e NW-SE, com mergulhos 50°SE, 80°N e 85°NE, respectivamente.



Figura 1: (A) veio de quartzo principal; (B) clivagens de fratura no veio de quartzo principal; (C) veio de quartzo, encaixado em metarenito; (D) padrão de fraturamento.

MATERIAIS E MÉTODOS Durante os trabalhos foram coletadas ao longo da área amostras de veios de quartzo, rocha encaixante e solo. No depósito Incra foram realizadas coletas sistemáticas através de malha de amostragem e coleta ao longo do veio de quartzo principal. A amostragem em canal foi realizada perpendicularmente as estruturas, e os canais foram feitos com dimensões de aproximadamente 50 cm de comprimento, por 5 cm de largura e 10 cm de profundidade. Após a coleta as amostras foram devidamente etiquetadas e ensacadas para serem analisadas em laboratório. A preparação das amostras foi realizada no laboratório LAMUTA-DRM-UFMT, e consistiram em britagem, moagem, secagem e pesagem. As análises químicas foram realizadas no Laboratório ACTLAB – Activation Laboratories, no Canadá.

Para o presente estudo geoquímico, foram analisadas um total de 35 amostras, sendo que 17 amostras foram coletadas nos arredores da cava principal, e 18 amostras foram coletadas na cava do depósito Incra. Do total de amostras coletadas na cava principal, 11 amostras são de veio de quartzo, 6 amostras de rocha e 2 amostras de solo, obedecendo a posição das estações estabelecidas na malha de amostragem. Essas amostras são constituídas principalmente de veios de quartzo sulfetados ricos em *box works* de pirita e outros sulfetos, e rocha encaixante hidrotermalizada. Foram analisados os seguintes elementos Au, Ag, As, Ba, Br, Ca, Co, Cr, Cs, Fe, Hf, Hg, Ir, Mo, Na, Ni, Rb, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zn, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb e Lu. As análises foram realizadas utilizando-se o método Espectrometria de Plasma – ICP-INAA.

RESULTADOS Nas amostras coletadas ao longo da área, os elementos Ag, Br, Ca, Hg, Ir, Mo, Na, Ni, Se, Sn, Sr, Ta, Tb, Yb e Lu apresentaram teores abaixo do limite de detecção. De acordo com Andrews & Jones (1968), a associação mineral de sulfetos hidrotermais é composta pelos elementos Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag, As, Hg, Sb, Se, Te, Co, Ni, U, V, B e Cd, assim os elementos Mo, Ag, Hg, Se e Ni, pertencentes a esta associação não apresentaram teores acima do limite de detecção do método. Isto indica que tais elementos não servem com prospectores para ouro na região mapeada. Do total de amostras analisadas na cava do depósito, conforme mostram os dados químicos, nota-se que em 1 amostra de veio de quartzo, o teor de ouro ficou abaixo do limite de detecção, < 2ppb. As amostras de veio de quartzo INC-12 e INC-14B apresentaram os maiores teores com 3060 ppb e 2110

ppb, respectivamente, enquanto que o teor mínimo é de uma amostra de veio de quartzo (INC-14F), com 15 ppb. Deste modo é interessante destacar que as amostras INC-14B e INC-14F pertencem ao veio de quartzo principal do depósito (Fig 2). A média aritmética para os teores de Au ficou em 441,3 ppb. Das amostras analisadas nos arredores da cava principal, conforme os dados químicos, nota-se que em 2 amostras de rocha e 4 amostras de veio de quartzo, os teores de ouro ficaram abaixo do limite de detecção (< 2ppb). As amostras de rocha INC-21B e INC-24A apresentaram os maiores teores com 10000 ppb e 2620 ppb, respectivamente, representando os teores máximos, enquanto que o teor mínimo é de uma amostra de veio de quartzo (INC-21-A), com 19 ppb. A média aritmética para os teores de Au ficou em 809 ppb.

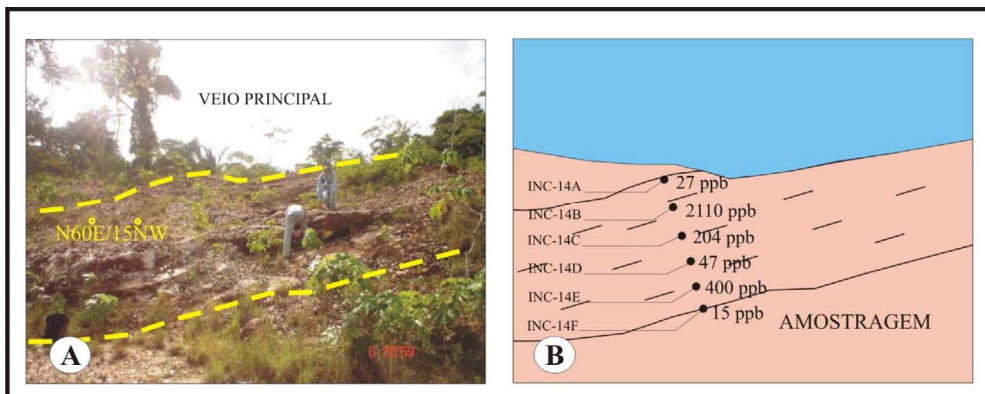


Figura 2: Afloramento do veio de quartzo principal. (A) coleta sistemática ao longo do veio de quartzo; (B) perfil esquemático, os pontos representam as amostra coletadas com seus respectivos teores de Au

DISCUSSÃO Correlacionando-se entre todos os elementos analisados que ultrapassaram o limite de detecção, observa-se uma nítida relação entre os elementos Sb, As, Sc, Fe, La, U e Ba nas amostras INC-01 a INC13, já esta relação não ocorre ao longo do veio principal (Fig.3) sendo que os demais elementos não tiveram uma nítida relação com o Au.

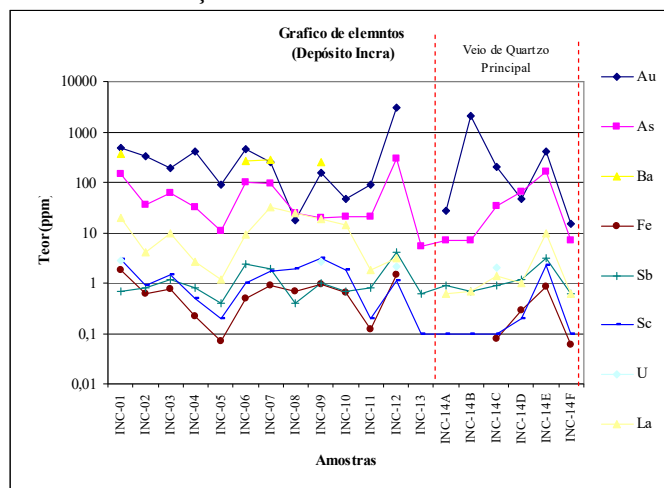


Figura 3: Gráfico mostrando teores compatíveis dos elementos Sb, As, Sc, Fe, La, U e Ba nas amostras coletadas no depósito Inera.

A fim de se obter uma maior precisão em relação ao Au, no veio de quartzo principal, foi realizada uma coleta sistemática ao longo de todo o corpo. A distribuição do teor ao longo do veio principal, e sua relação com os elementos tidos como prospectores para ouro (Au, As, Sb, Co e Mo) sugerem que a mineralização está concentrada nas extremidades, mas não próximo ao contato com as encaixantes, porém em sua porção superior, onde o teor de Au foi máximo (2110 ppb), não ocorre relação do Au, com os demais elementos.

O ouro ocorre nos sistemas de veios de quartzo e nas rochas encaixantes de forma disseminada. No depósito Incra o Au ocorre tanto nos veios de quartzo orientados NW (amostra INC-12), como no veio de quartzo principal orientado NE (amostra INC-14B), assim podemos sugerir que a mineralização aurífera identificada está relacionada ao evento Sunsás-Aguapeí, que durante a fase de deformação, formou veios mineralizados a ouro com direção NW, e seus fluídos hidrotermais preencheram os planos fraturados de veios pré-existentes. Em comparação entre os elementos tidos como prospectores para ouro, os elementos Antimônio, Arsênio e Escândio podem ser utilizados como guias para prospecção de ouro na região mapeada.

CONCLUSÃO Os dados geoquímicos permitiram identificar na área a associação Sulfetos Hidrotermais (Andrews & Jones 1968), tanto em rocha quanto em veios de quartzo, e as análises de solo se mostraram eficientes na prospecção de ouro. Podemos sugerir que a mineralização aurífera identificada está relacionada ao evento Sunsás-Aguapeí, fato corroborado pela idade Ar-Ar de 946 Ma apresentado por Fernandes (2003). Durante a fase de deformação relacionada a este evento, formou veios mineralizados a ouro com direção NW, e seus fluídos hidrotermais preencheram os planos fraturados de veios pré-existentes.

No que se refere à exploração do minério na área do depósito estudado, a recuperação do metal pode ser viável como demonstra a ocorrência de teores de até 10 g/ton junto ao halo de alteração hidrotermal, ou seja, no contato com as rochas encaixantes, principalmente na zona de cisalhamento existente e também nos veios de quartzo do depósito com direções NE-SW e NW-SE, possibilitando com a blendagem, explorar com teores economicamente viáveis. Entre os elementos tidos como prospectores para ouro, os elementos Antimônio, Arsênio e Escândio podem ser utilizados como guias para prospecção de ouro na região estudada.

Referências bibliográficas

- Andrews, J. M. & Jones, D.A. 1968. The application of geochemical techniques to mineral exploration. Mineral Industries Bulletin, Colorado School of Mines, v. 2, n. 6, p. 1 – 31.
- Fernandes, C. J. 1999. Geologia do Depósito Pau-a-Pique e Guias Prospectivos para Ouro no Grupo Aguapeí, Sudoeste do Estado do Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 134 p.
- Fernandes, C. J. 2003. Gênese e Controle Estrutural das Mineralizações de Ouro Associadas as Rochas Mestassedimentares do Grupo Aguapeí – Sudoeste do Estado de Mato Grosso. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 118 p.
- Saes, G. S. 1999. Evolução tectônica e paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí(1,2-1,1 Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 135p.

Mineralogia e Química dos fragmentos cerâmicos do Sítio Raimundo em Caxiuanã-Pará,
Amazônia Oriental

Glauce Jholy Souza da Silva¹, Marcondes Lima da Costa¹ & Dirse Clara Kern²

¹Universidade Federal do Pará (UFPA), glaucej@yahoo.com.br; ²Museu Paraense Emílio Goeldi

Resumo Solos denominados Terra Preta Arqueológica são abundantes na Amazônia. Sabe-se que são férteis, apresentam coloração escura e são ricos em fragmentos cerâmicos. Enquanto se discute a gênese e importância para agricultura sustentável, os fragmentos cerâmicos são pouco investigados. Este trabalho concentrou-se na caracterização química e mineralógica dos fragmentos cerâmicos do sítio Raimundo da região de Caxiuanã, no estado do Pará. Esses fragmentos são formados por quartzo, metacaulinita e goethita/hematita correspondendo aos principais componentes químicos SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 que juntos somam mais de 80%. Portanto conclui-se que a matéria-prima empregada na confecção das cerâmicas é composta essencialmente por quartzo e material amorfo correspondente à metacaulinita e cariapé.

Palavras-chave: TPA, fragmentos cerâmicos, mineralogia, química, Caxiuanã.

INTRODUÇÃO Existem na Amazônia numerosas áreas de solos que foram formados a partir da atuação de sociedades pré-colombianas (Kern 1996, Kämpf et al. 2003, Souza 2007, Birk et al. 2011). Estes solos são delimitados por sua coloração escura e também por características químicas e biológicas bem diferenciadas dos solos adjacentes. Outra característica que os justifica como produtos de uma Amazônia pré-colombiana é a densidade de fragmentos cerâmicos (FC) na matriz de seus horizontes superficiais. São assim sítios arqueológicos denominados Terra Preta Arqueológica (TPA). A gênese e o desenvolvimento de sua natureza pedológica são o foco de estudo em muitas pesquisas que se iniciaram há mais de um século, em contrapartida, a quantidade de pesquisas voltadas para os fragmentos cerâmicos é relativamente pequena. Estes objetos só começaram a ser investigados na década de 90 (Coelho et al. 1995, 1996, Kern 1996, Kern & Costa 2001, Costa et al. 2004a,b, Costa et al. 2009). São constituídos mineralogicamente por quartzo, metacaulinita, feldspatos e quimicamente por SiO_2 , Al_2O_3 , apresentando em quantidades subordinadas K_2O , TiO_2 , CaO , Na_2O e em conteúdos apreciáveis o P_2O_5 . O uso de antiplástico empregado é diversificado, variando desde fragmentos de rochas, areia quartzosa, até o emprego de orgânicos como cauixi e cariapé. A fim de contribuir para a caracterização química e mineralógica dos fragmentos cerâmicos, selecionou-se 20 amostras do sítio Raimundo (coordenadas centrais: 01°45'36.00"S e 51°26'34.3" O) localizado na região de Caxiuanã (municípios de Portel e Melgaço) às margens do rio Curuá, entre a ilha do Marajó e o rio Xingu. Esta região é foco de pesquisas multidisciplinares e interinstitucionais sob coordenação do Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG). Nesta região já foram registrados 29 sítios arqueológicos distribuídos às margens da baía de Caxiuanã (Carmo et al. 2007; Lemos, et al. 2009; Simões et al. 2009; Gurjão et al. 2010).

MATERIAIS E MÉTODOS Os fragmentos foram coletados por Mariléia do Carmo durante as atividades de campo de seu trabalho de doutorado, sob orientação dos pesquisadores Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa e Dr^a. Dirse Clara Kern.

Caracterização mineralógica Foi realizada por difração de raios x (DRX) com emprego do difratômetro de raios X (DRX) modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60) da PANalytical, com goniômetro PW3050/60 (θ/θ) e com tubo de raios-x cerâmico e anodo de Cu ($K_{\alpha 1} = 1,54 \text{ \AA}$). Os estudos mineralógicos foram apoiados também por MEV (modelo LEO VP 1450) com sistema de energia dispersivo para microanálises químicas e por microscopia óptica que auxiliaram também na identificação dos antiplásticos e textura da matriz argilosa.

Caracterização química A composição química foi determinada por ICP-MS (Perkin Elmer Elan 6000 e 9000) após abertura por fusão com metaborato/tetraborato de lítio no Laboratório AcmeLabs (Acme Analytical Laboratories Ltd.).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Diversidade mineralógica, aspectos texturais e identificação dos antiplásticos Os resultados mineralógicos evidenciaram a predominância de quartzo e metacaulinita. A metacaulinita tem característica amorfa à DRX. É produto da calcinação da principal matéria prima empregada na confecção dos cerâmicos, a caulinita. Foi possível identificar ainda feldspato, mica/illita, anatásio, goethita/hematita, e mais restritamente cristobalita, talco e calcita (Figura 1). Estes minerais a exceção da cristobalita possivelmente são componentes da matéria prima. A cristobalita é uma fase metaestável de SiO₂. Provavelmente formou-se em pelo reordenamento da sílica amorfa que constituía inicialmente o antiplástico cariapé. Além do antiplástico cariapé, identificaram-se rocha triturada, conchas e carvão. Estes antiplásticos são perceptíveis não somente com uso das microscopias óptica e eletrônica como também a olho desarmado nas superfícies internas e externas dos FCs. As micrografias obtidas evidenciam a natureza micro a criptocristalina da matriz argilosa com elevado grau de porosidade, possivelmente devido à grande quantidade de compostos de origem orgânica como cariapé, e mesmo as conchas carbonáticas que durante a queima foi vaporizada como CO₂.

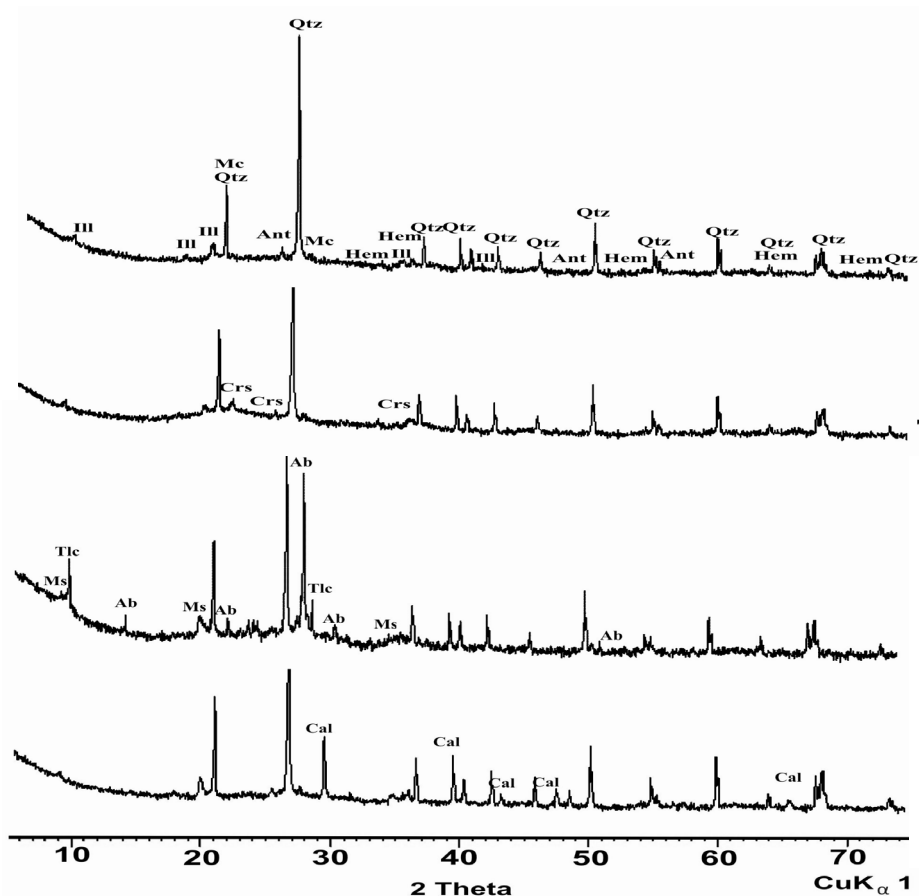
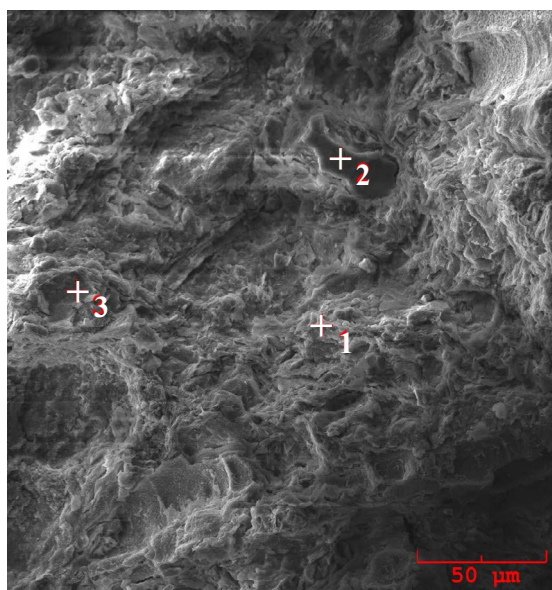


Figura 1 - Minerais identificados por DRX em fragmentos cerâmicos do sítio Raimundo: anatásio (Ant); albita (Ab); calcita (Cal); cristobalita (Crs); hematita (Hem); illita (Ill); microclíneo (Mc); muscovita (Ms); talco (Tlc); quartzo (Qtz).

Composição química dos FCs Os principais componentes químicos são SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃, correspondendo a 83% (em média) da composição total. Estes compostos representam as principais fases minerais identificadas, quartzo, metacaulinita (derivado amorfo da caulinita) e goethita/hematita. MgO, CaO e Na₂O somam menos de 2% (teores médios), exceto o CaO em dois FCs que apresentaram fragmentos de conchas (exoesqueletos de moluscos), com 5,6%, representados por calcita; e MgO em uma amostra com teor >1% dada a presença do mineral talco. Os teores de TiO₂ estão invariavelmente em torno de 1%, em geral presente como anatásio como detectado por DRX (Figura 1). O álcali de maior destaque é K₂O com média de 1%. K₂O e MgO devem estar como

muscovita e/ou microclíneo e illita. Os teores de P_2O_5 não ultrapassaram 1%, enquanto localmente foi possível detectar até 3% (Figura 2). Os resultados de PF (perda ao fogo) foram elevados (em média 13%) refletindo a presença de material orgânico (cariapé) e até de metacaulinita parcialmente reidratada e ainda neoformação de caulinita durante os processos pedogenéticos recentes.



%	Ponto 1	Ponto 2	Ponto 3
O	59,0	53,6	48,1
Al	13,9	6,8	18,9
Si	20,9	37,5	20,9
P	1,3	1,0	2,9
K	1,2	0,2	2,3
Fe	2,9	0,8	5,1

Figura 2 - Imagem e análise química semiquantitativa obtida por MEV-SED da matriz “argilosa” de fragmento cerâmico com elevados teores de Si, Al, Fe e P.

CONCLUSÕES Pelo exposto conclui-se que os fragmentos cerâmicos foram confeccionados a partir de matéria-prima de natureza argilosa rica em quartzo e caulinita que ao ser calcinada deu origem à metacaulinita, confirmada pelos altos teores de SiO_2 e Al_2O_3 . As divergências mineralógicas estão representadas por talco, calcita e cristobalita, reflexo da geologia local, possivelmente e ainda dos antiplásticos adicionados. A matriz argilosa apresentou elevada porosidade provocada pela quantidade de material orgânico, como cariapé e conchas que ao sofrerem calcinação liberam CO_2 .

Referências Bibliográficas

- Birk J.J. 2011. Faeces deposition on Amazonian Anthrosols as assessed from 5b-stanols, *Journ. Archae.Scienc.*, **38**: 1209-1220.
- Carmo M.S., Costa M.L., Kern D.C. 2007. Alteração química dos solos com Terra Preta Arqueológica cultivados com mandioca (*Manihot esculenta Crantz*) em Caxiuanã, estado do Pará, Amazônia Oriental. *Contrib. Geol. Amaz.*, **5**: 143-153.
- Coelho S.R.C., Costa M.L., Kern, D.C. 1995. Aspectos texturais, mineralógicos e químicos de fragmentos de cerâmica arqueológica do sítio Manduquinha (Caxiuanã, Portel – PA). In: V CBG, Cong. Bras. Geoq. e III CGPLP, Cong. Geoq. País. Ling. Port.
- Coelho S.R.C., Costa M.L., Kern D.C. 1996. Mineralogia e composição química dos fragmentos cerâmicos arqueológicos do sítio Manduquinha em Caxiuanã (Portel-PA). In: V SGA, Simp. Geol. Amaz. NO, *Anais*, p.234-237.
- Costa M.L., Carmo, M.S., Kern D.C. 2004a. Mineralogy and Chemistry of Ceramics from Anthropogenic Black Earth of Amazon Region. In: M. Pecchio F.R.D. Andrade L.Z. D’Agostino H. Kahn L.M. Sant’Agostino M.M.M.L. Tassinari (eds.) *Applied Mineralogy and International Council for Applied Mineralogy do Brasil*, ICAM-BR, p.: 343-346.
- Costa M.L., Kern D.C., Pinto A.H.E., Souza J.R.T. 2004b. The ceramic artifacts in archaeological black earth (terra preta) from lower Amazon region, Brazil: Mineralogy. *Acta Amaz.*, **34**: 165-178.
- Kampf N., Woods W.I., Sombroek W., Kern D.C., Cunha T.J.F. 2003. Classification of Amazonian Dark Earths and other ancient anthropic soils. In: J. Lehmann D.C., Kern B. Glaser, W.I. Woods.(eds.) *Amazonian Dark Earths, origin, properties, management*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p.: 77-102.
- 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.

- Kern D.C. & Costa M.L. 2001. Cerâmica Arqueológica (sítio PA-GU-5: Manduquinha) e cabocla na região de Caxiuanã-Pará. *Rev. Arqueol.*, **10**: 107-125.
- Costa M., Carmo M., Oliveira H., Lima H., Kern D.C., Goeske J. 2009. A Mineralogia e Composição Química de Fragmentos de Cerâmicas Arqueológicas em Sítios de Terra Preta de Índio. *In*: W. G. Teixeira D. C. Kern B. E. Madari H.N. Lima, W. Woods (Org.) *As Terras Pretas de Índio da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas*. Manaus: EMBRAPA Amazônia Ocidental, p.: 225-241.
- Gurjão R. S., Lemos V.P., Costa M.L., Dantas Filho H.A., Dantas K.G.F., Lima W.T.S.L, Kern D.C. 2010. Comportamento do mercúrio em perfis de solos do sítio Ilha de Terra – Caxiuanã, Pará, *Quím. Nova*, **33**: 821-826.
- Lemos V.P., Gurjão R.S., Kern D.C., Costa M.L., Lima A.P., Frazão F.J., Silva A.K.T., Mescouto C.S.T. 2009. Distribuição do arsênio e mercúrio em perfis de solos do sítio Ilha de Terra-Caxiuanã. *In*: P. L. B. Lisboa (Org.) *Caxiuanã: desafios para a conservação de uma Floresta Nacional na Amazônia*, MPEG, p.: 141-152.
- Simões L.H.R., Ruivo M.L.P., Silva S.A., Costa J.A., Piccinin J.L., Oliveira R.D., Silva U.S. 2009. Caracterização e classificação de três unidades de solo da grade amostral do Programa de Pesquisa em Biodiversidade (PPBio). *In*: P. L. B. Lisboa (Org.) *Caxiuanã: desafios para a conservação de uma Floresta Nacional na Amazônia*, MPEG, p.: 129-139.
- Souza A.S. 2007. Caracterização e Classificação de solos Antropogênicos dos Municípios de Barcarena e Breu Branco, Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Rural da Amazônia, 109p.

Faciologia petrográfica e aspectos litoquímicos do Batólito Granítico Abonari, Província Tapajós Parima, região NE do estado do Amazonas

Julio César Lombello^{1,2}, Valmir da Silva Souza^{2,3}, Ivaldo Rodrigues da Trindade², Marcelo Esteves Almeida¹ & Desaix Paulo Balieiro Silva¹

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil (CPRM-SGB);

² Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas (UFAM);

³ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB).

Resumo O batólito granítico Abonari representa um volumoso magmatismo ocorrido no sul do escudo das Guianas durante o Paleoproterozóico (1,86 Ga). O corpo granítico está localizado na Província Tapajós-Parima, Cráton Amazônico, região nordeste do estado do Amazonas. Através da integração entre dados geofísicos, geológicos e litoquímicos foi possível cartografar e caracterizar três fácies: uma microgranítica (de borda), uma sieno a monzogranítica e uma álcali-feldspato granítica. O batólito granítico Abonari apresenta assinatura geoquímica cálcio-alcálica de alto potássio e caráter metaluminoso a peraluminoso. O enriquecimento de álcali-feldspato crescente, da borda para núcleo, a zonação normal dos plagioclásios, e o padrão de distribuição dos elementos terras raras indicam uma evolução petrogenética controlada por fracionamento de feldspatos, anfibólios, biotita e apatita. Tal magmatismo tem característica híbrida entre os tipos A e I, o qual teria sido alojado em ambiente do tipo intra-placa.

INTRODUÇÃO O batólito granítico Abonari Araújo Neto & Moreira (1976), objeto desse estudo, faz parte da Suíte Mapuera, intrusivo tanto nas rochas granitóides cálcio-alcálicas da Suíte Água Branca como nas rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iricoumé. Essas litologias fazem parte do volumoso registro de rochas graníticas paleoproterozóicas que aflora no Município de Presidente Figueiredo (Araújo Neto & Moreira 1976, Veiga Jr. *et al.* 1979), região sul do Escudo das Guianas. Esse batólito granítico destaca-se nos produtos de sensores remotos sob a forma de um maciço de formato elíptico com cerca de 450km² de área.

MATERIAIS E MÉTODOS O desenvolvimento deste trabalho envolveu revisão bibliográfica, reanálises de lâminas delgadas de projetos históricos (Araújo Neto & Moreira 1976; Veiga Jr. *et al.* 1979), análise e interpretação de dados aerogeofísicos, e posteriormente trabalhos de campo com coleta sistemática de amostras em perfis sobre o batólito granítico Abonari e adjacências. Tais amostras foram então selecionadas, descritas macroscopicamente e submetidas a um estudo petrográfico de 21 lâminas delgadas, destas, 13 foram submetidas aos processos de preparação mecânica para realização das análises químicas no laboratório Acme – *Analytical Laboratories Ida* (Vancouver, Canadá). Os pacotes de análises escolhidos foram os grupos 4A (elementos maiores e menores) e 4B (alguns elementos traços e todos os terras raras), aplicados a análise por ICP-AES e ICP-MS, respectivamente.

Faciologia Petrográfica Após a análise e interpretação de dados aerogamaespectrométricos, mapeamento geológico-estrutural e análises petrográficas foi possível identificar três fácies: uma fácies de borda classificada como microgranítica, uma fácies de composição predominantemente sieno a monzogranítica e uma fácies de composição álcali-feldspato granítica (Fig. 1). A fácies microgranítica é a mais precoce, e a de menor abrangência, estando restrita a uma faixa estreita e alongada na direção leste-oeste. Ao microscópio, as matrizes destas rochas apresentam uma tênue gradação, apresentando-se criptocristalina nos micro sienogranitos e microcristalina a fanerítica fina nos micro álcali-feldspato granitos. A fácies sienogranítica a monzogranítica é diagnosticada na forma de uma grande auréola envolvendo a fácies predominantemente álcali-feldspato granítica e intrudindo a norte os microgranitos. A fácies álcali-feldspato granítica domina amplamente a região central do corpo batolítico. Ao microscópio essas fácies apresentam comumente uma textura fanerítica, inequigranular a equigranular grossa com termos cataclásticos subordinados. Álcali-feldspatos peritéticos e zonação normal dos plagioclásios, que exibem um núcleo mais cálcico, bastante alterado para epidoto e uma borda mais sódica sem alteração são comumente observados. Anfibólios (hornblenda, arfvedsonita) e biotita compõem as principais

fases máficas, sendo mais presentes nas fácies mais externas. Os principais minerais acessórios observados são: clorita, titanita, epidoto, carbonato, apatita e zircão.

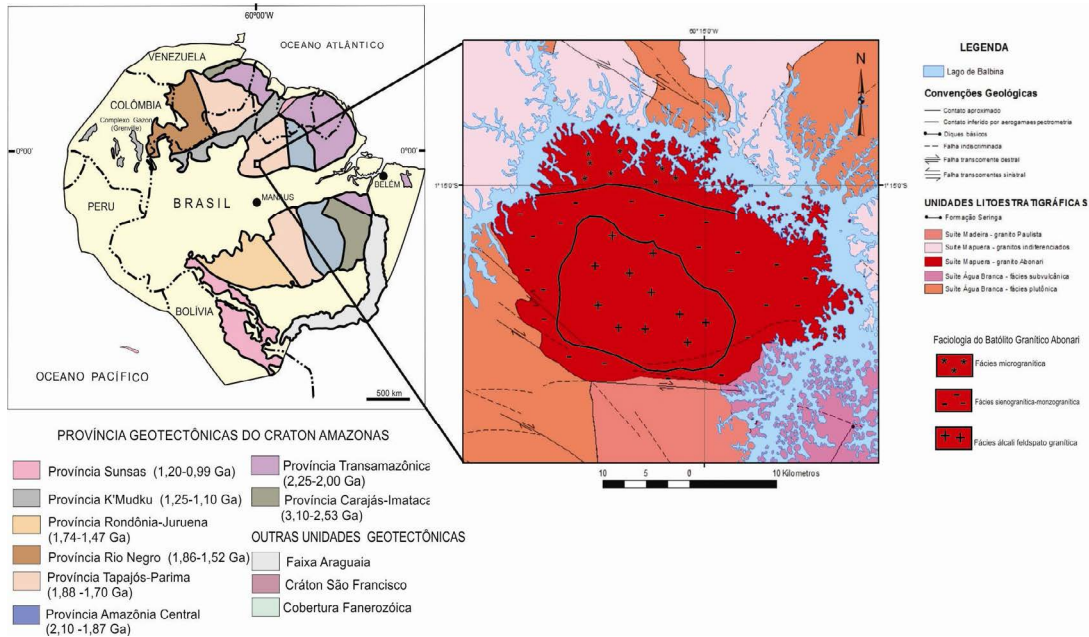


Figura 1- (A) Localização da área de estudo no contexto do Cráton Amazonas, na concepção de Santos et al. (2006); (B) Mapa faciológico petrográfico do batólito granítico Abonari (mapa geológico extraído e modificado de CPRM 2011).

Litoquímica Para se obter uma classificação química das amostras utilizou-se o diagrama R1 x R2 (Fig. 2 A) De (La Roche *et al.* 1980), e o diagrama TAS (total de álcalis versus SiO₂), para a classificação das rochas plutônicas, modificado de (Le Maître *et al.* 1989) com a nomenclatura plutônica de acordo com Middlemost (1994) (Fig. 2 B). Corroborando com a classificação petrográfica modal, a fácies sieno a monzogranítica é representada geralmente nestes diagramas como granitos, enquanto que a fácies álcali-feldspato granítica está representada no campo dos álcalis-feldspatos granitos. No diagrama de proporções moleculares de Shand (1943), (Fig. 2 C) verifica-se que a maioria das amostras que representa a fácies sieno a monzogranítica são predominantemente metaluminosas, enquanto que a fácies álcali-feldspato granítica expressa tendência para o campo peraluminoso. Por outro lado, quando as amostras representantes da fácies sieno a monzogranítica foram plotadas no diagrama que utilizam K₂O versus SiO₂, com limites estabelecidos por Peccerillo & Taylor (1976), (Fig. 2 D), essas estão plotadas acima da série cálcio-alcalina alto-K, indicando valores de K₂O bem superiores, entretanto na fácies álcali-feldspato granítica as amostras se encontram localizadas no limite entre a série shoshonítica e cálcio-alcalina de alto K. Nos diagramas discriminantes de ambiência tectônica de (Pearce *et al.* 1984), as amostras do batólito granítico Abonari quando plotadas no diagrama Rb vs Y+Nb (Fig. 3A), tanto a fácies sieno a monzogranítica como a álcali-feldspato granítica, se mostram localizadas no campo dos granitos intraplaca (WPG), próximas ao limite com granitos relacionados a arcos vulcânicos (VAG). Na diagrama Y vs Nb (Fig. 3B), novamente as rochas de ambas as fácies se encontram posicionadas no campo de granitos intraplaca (WPG), na área de influência do campo dos granitos pós-colisionais Pearce (1996). No diagrama Rb vs Ta + Yb (Fig. 3 C) as amostras estão localizadas próximas ao limite triplice entre syn-COLG (granitos sin-colisionais), VAG (granitos de arco vulcânico) e WPG (granitos intraplaca), porém com maior predominância ao campo dos granitos intraplaca. Na figura 3D, no diagrama Yb vs Ta, as amostras representadas pela fácies álcali-feldspato granítica estão plotadas no campo dos granitos intraplaca (WPG), enquanto que a fácies sieno a monzogranítica estão localizados no limite triplice VAG, ORG e WPG. Os padrões de distribuição dos ETR mostram-se enriquecidos e medianamente fracionados para ambas as fácies.

Tanto na fácies sieno a monzogranítica, quanto álcali-feldspato granítica observa-se maior fracionamento de elementos terras raras leves. As anomalias negativas de európio (Eu) são bem pronunciadas nas fácies álcali-feldspatos graníticas, no entanto na fácies sieno a monzogranítica a depleção é pouco pronunciada. Verifica-se de um modo geral um enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados.

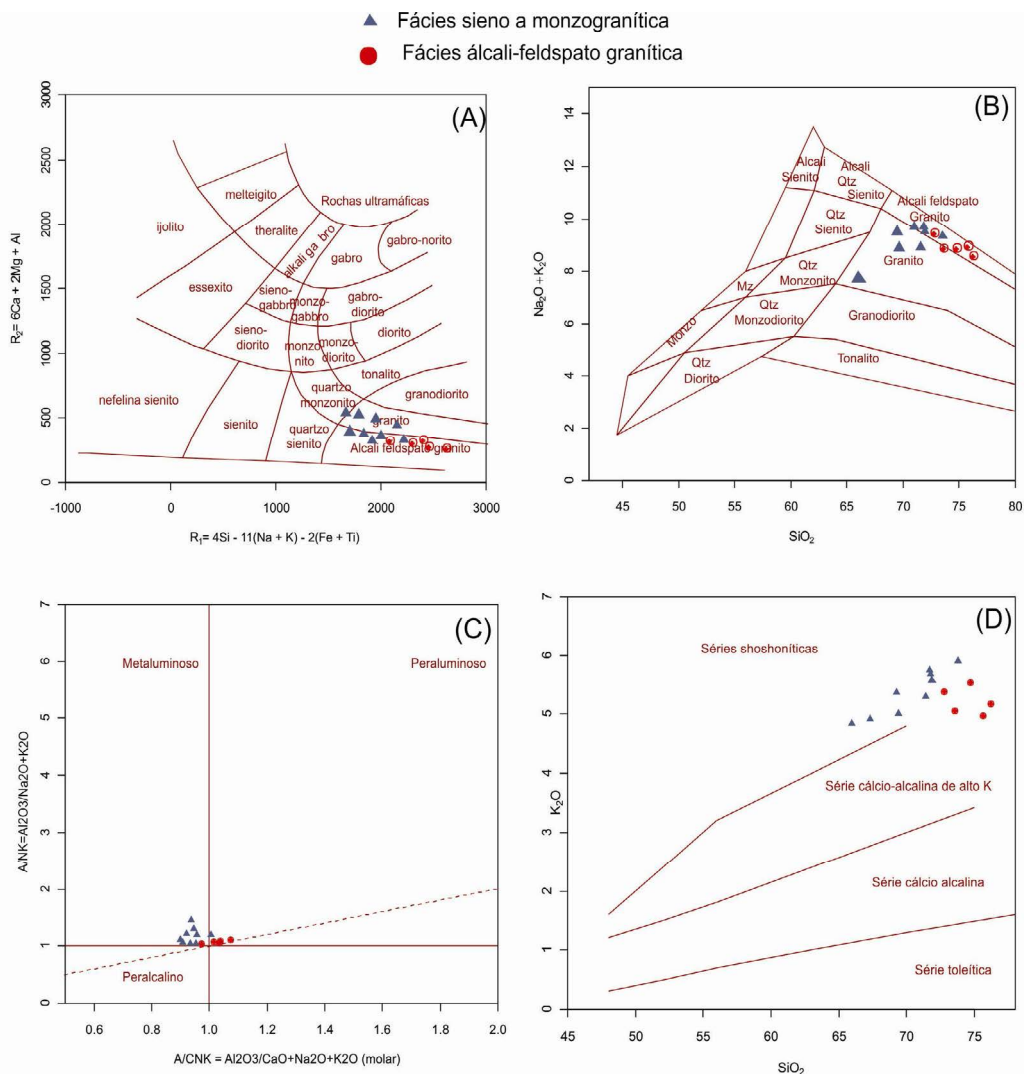


Figura 2- (A) Diagrama multicatiônico R1 X R2, de classificação química de rochas plutônicas, de De La Roche *et al.* (1980); (B) diagrama TAS (total de álcalis versus SiO_2), para a classificação das rochas plutônicas, modificado de Le Maître *et al.* (1989) com a nomenclatura plutônica de acordo com Middlemost, (1994); (C) Diagramas de proporção molecular de Shand, (1943) e (D) SiO_2 x K_2O de Peccerillo & Taylor (1976).

CONSIDERAÇÕES FINAIS O enriquecimento de álcali-feldspato crescente, da borda para núcleo, diagnosticado com a cartografia faciológica petrográfica, sugere que o principal mecanismo de segregação e diferenciação magmática que regu no corpo granítico, foi de cristalização fracionada. Os diagramas de classificação química corroboram o arranjo faciológico diagnosticado com o estudo petrográfico modal. Em geral o granito Abonari apresenta caráter metaluminoso a peraluminoso e assinatura cálcio-alcálica de alto a muito alto K. O padrão de distribuição dos elementos terras raras para as amostras do granito Abonari indicam uma evolução petrogenética

controlada por fracionamento de feldspatos, anfibólios, biotita e apatita. Tal magmatismo tem característica híbrida entre os tipos A e I, o qual teria sido alojado em ambiente do tipo intra-placa.

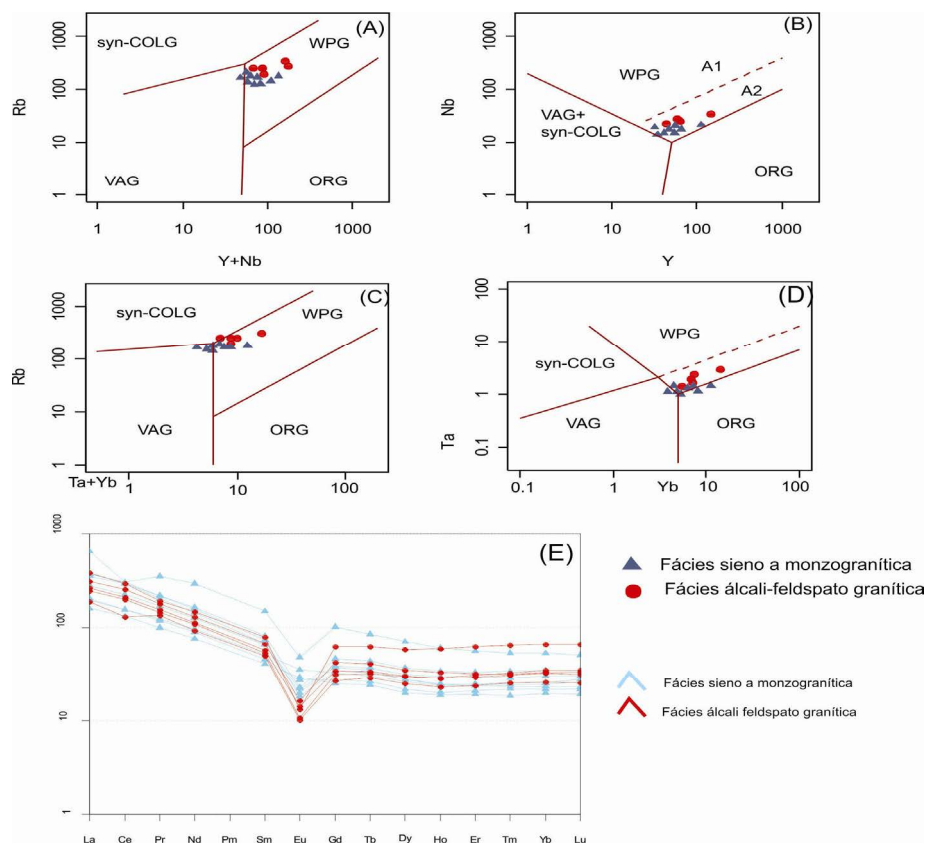


Figura 3- (A, B, C, D) Diagramas discriminantes tectônicos de Pearce *et al.* (1984) e; (E) distribuição dos padrões de terras raras, normalizados segundo o condrito de Boyton (1984) para as rochas do batólito granítico Abonari.

Referências Bibliográficas

- Araújo Neto H. e Moreira H.L. 1976. Projeto Estanho do Abonari. MME/DNPM/CPRM, Brasília, 232p.
- Boynton W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
- CPRM 2011. Geologia e recursos minerais das Folhas Igarapé Canoas e Igarapé Santo Antônio do Abonari. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de Manaus (em preparação).
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. & Marchal M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* **29**: 183–210.
- Le Maitre R. W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell.
- Middlemost E. A. K. 1994 Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.* **37**: 215–224.
- Pearce J. A., Harris N. W. & Tindle A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* **25**: 956–983.
- Pearce J.A. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.
- Peccerillo A. & Taylor S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **58**: 63–81.
- 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. Manaus, DNPM/CPRM, Relatório Final.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-Rom.
- Shand S. J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons.

Geologia e geoquímica do enxame de diques máficos Rio Perdido – terreno Rio Apa – Cráton Amazônico - MS

Lorena Cristina Dias Martins¹; Gabrielle Aparecida de Lima²; Amarildo Salina Ruiz³; Maria Zélia Aguiar De Sousa⁴

¹Programa de Educação Tutorial - Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá (MT), Brasil, lorena_martins1987@hotmail.com; ²Programa de Pós-Graduação em Geociências, Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá (MT), Brasil, gabilimagel@gmail.com; ³Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá (MT), Brasil, asruiz@gmail.com; ⁴Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá (MT), Brasil, prof.mzaguiar@gmail.com

Resumo O enxame de diques pertencente à Suíte Intrusiva Rio Perdido ocorre na porção sul do Cráton Amazônico, nas proximidades do município de Caracol (MS). É constituído por diabásios de granulação muito fina a fina e microgabros finos a médios, maciços, de cor cinza-escuro, com direção preferencial entre N50°-70°E e mergulhos íngremes entre 80° e 90° para os quadrantes SE e NW. Os diques apresentam espessura variando entre 1 e 5m, com contatos abruptos, retos e não concordantes com as encaixantes (ortognaisses do Complexo Rio Apa). Constituem-se essencialmente de plagioclásio, piroxênio e olivina, bem como anfíbólio, opacos, biotita, clorita, apatita, argilo-minerais, sericita, epidoto e serpentina, apresentam texturas porfirítica, intergranular, ofítica a sub-ofítica. Dados geoquímicos evidenciam natureza subalcalina do tipo toleítica para o magmatismo gerador deste enxame de diques em ambiente geotectônico correspondente à intraplaca continental. Palavras-chave: Enxame de diques, Suíte Intrusiva Rio Perdido, sul do Cráton Amazônico.

INTRODUÇÃO Segundo Ruiz *et al.* (2010) a Suíte Intrusiva Rio Perdido representa um episódio ígneo Neoproterozóico, relacionado a tentativa de ruptura do Supercontinente Rodínia. As rochas desta Suíte correlacionam-se com os enxames de diques máficos das Suítes Intrusivas Huanchaca, Rancho de Prata, bem com os *sills* máficos Huanchaca e Salto do Céu (Fig. 1).

Neste trabalho abordam-se os aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos preliminares do enxame de diques máficos pertencente à Suíte Intrusiva Rio Perdido, na região de Caracol (MS), exposto no sul do Cráton Amazônico. A área objeto de estudo situa-se na porção sudoeste do estado de Mato Grosso do Sul e está inserida na Folha Porto Murtinho (SF. 21-V-D).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL O Cráton Amazônico, segundo Tassinari & Macambira (2004), é dividido em províncias geocronológicas: Província Amazônia Central (2,30 Ga); Maroni-Itacaíunas (2,20-1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga); Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (1,50-1,30 Ga) e Sunsás (1,2-0,90 Ga). Ruiz (2005) apresenta a compartimentação tectônica-geocronológica, considerando o Terreno Rio Apa (1,70-1,30 Ga) como parte integrante do Cráton Amazônico.

O Terreno Rio Apa, que corresponde à porção meridional do Cráton Amazônico, é composto por um conjunto de unidades litoestratigráficas que compreendem segmentos infra e supracrustais cuja evolução tectônica prolonga-se do Paleoproterozóico ao Neoproterozóico e, certamente, representa importante papel na consolidação do Supercontinente Rodínia.

Baseado nas características geológicas, geoquímicas e geocronológicas, Lacerda Filho *et al.* (2006) apresentaram uma compartimentação tectônica para o Terreno Rio Apa onde são reconhecidos os seguintes elementos crustais: Remanescente da Crosta Oceânica (2,2 a 1,95 Ga.), Arco Magmático Rio Apa (1,95 a 1,87 Ga) e Arco Magmático Amonguijá (1,87 a 1,75 Ga).

Ruiz *et al.* (2010) descrevem os diques máficos da Suíte Rio Perdido como um evento ígneo do tipo fissural, intracontinental, cujos diabásios e gabros encontram-se alojados em rochas paleoproterozóicas da Suíte Intrusiva Alumiador (granitóides deformados) e do Complexo Metamórfico Rio Apa (ortognaisses monzograníticos à tonalíticos). Dados K-Ar disponíveis para as diabásios do enxame de diques indicam valores de 936 ± 20 Ma (Santos *et al.* 1979).

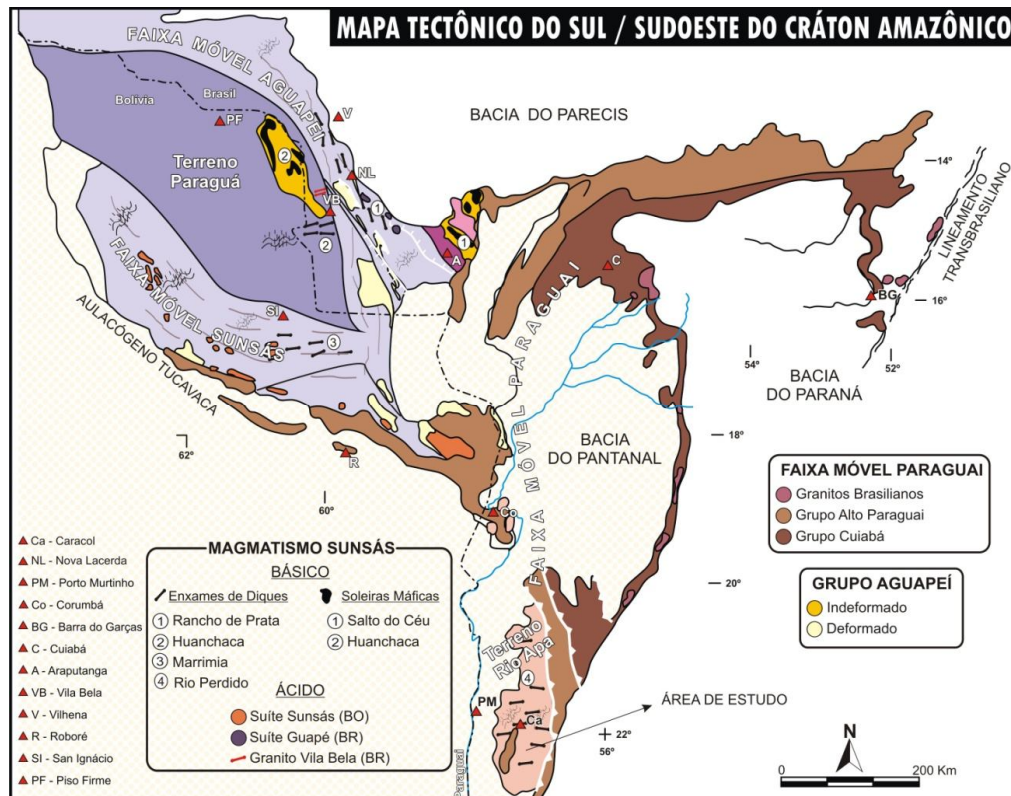


Figura 1. Mapa tectônico do Sul/Sudoeste do Cráton Amazônico (Extraído de Ruiz *et al.* 2010).

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS As rochas estudadas são constituídas por diabásios e microgabros, de cor cinza-escuro, maciços, com direção preferencial entre N50°-70°E e mergulhos íngremes entre 80° e 90° para os quadrantes SE e NW. Os diques apresentam espessura variando entre 1 e 5m, com contatos abruptos, retos e não concordantes com as encaixantes (ortognaisses do Complexo Rio Apa).

Petrograficamente apresentam texturas porfírica (Fig. 2 A), intergranular, ofítica a sub-ofítica (Fig. 3 C) e constituem-se essencialmente de plagioclásio, piroxênio e olivina (Fig. 2 B), bem como anfíbólio, opacos, biotita, clorita, apatita, argilo-minerais, sericita, epidoto e serpentina. O plagioclásio é a principal fase, ocorre em ripas radiadas ou cristais tabulares, comumente zonados, saussuritizados/argilizados, com geminações polissintética e do tipo Carlsbad, por vezes combinadas (albita+periclina). O piroxênio, identificado como augita, exibe-se em cristais prismáticos ou grãos anédricos, zonados (Fig. 3D), podendo apresentar geminação setorial, uralitização nas bordas e pseudomorfismo parcial a total para um agregado de anfíbólio (hornblenda), clorita, biotita e serpentina. A olivina é uma fase frequente no diabásio ocorrendo de maneira apenas reliquiar no micro-gabro, em grãos anédricos fraturados alterados para iddingsita ou serpentina. Os minerais opacos apresentam-se normalmente cúbicos, triangulares ou com hábito esquelético por vezes desopacitados para biotita/clorita.

ASPECTOS GEOQUÍMICOS Para o estudo geoquímico foram selecionadas seis amostras, as mais representativas do enxame de diques, considerando sua distribuição, composição textural e mineralógica.

As análises químicas para determinação das concentrações de elementos maiores e menores por ICP-MS e elementos traço, incluindo terras raras, por ICP-ES, foram realizadas no laboratório - Acme Analytical Laboratories, Canadá. O tratamento dos dados geoquímicos obtidos foi feito utilizando o software *Minpet for Windows* (versão 2.0, *Minpet Geological Software*; Richard 1995).

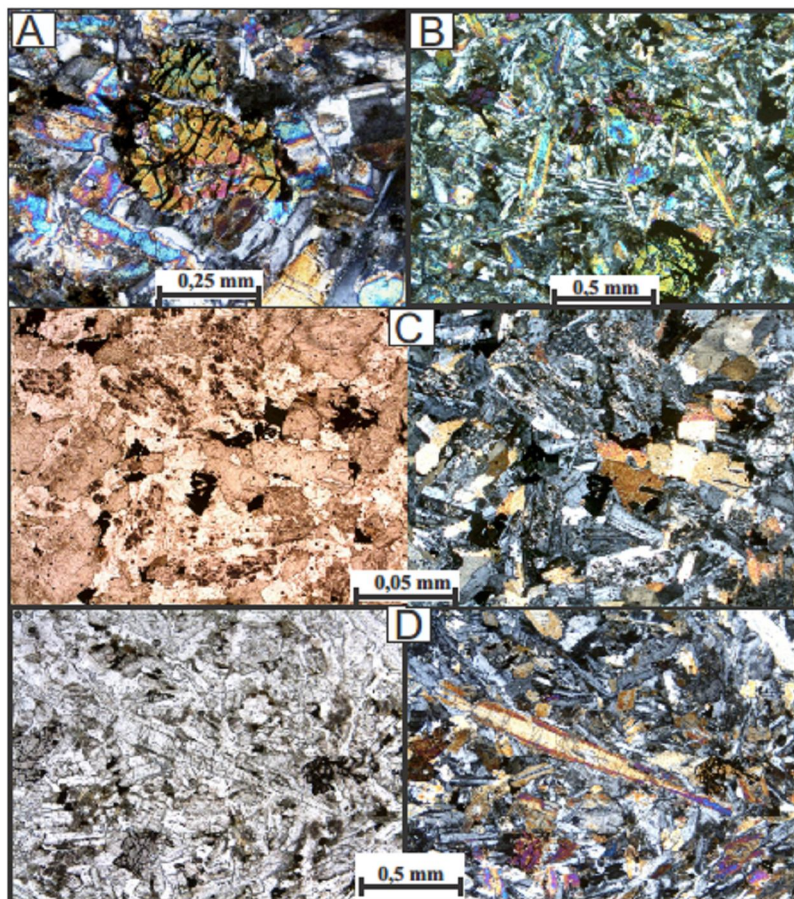


Figura 2 – A) Textura porfírica com fenocristal de olivina, cristais tabulares zonados de plagioclásio e augita. B) detalhe de paragênese primária (plagioclásio, augita e olivina) em textura intergranular; C) cristais tabulares de plagioclásio saussuritizado, opaco poiquilítico e piroxênio com borda uralitizada; D) ripas de piroxênio zonado. A) e B) nicóis cruzados, C) e D) nicóis paralelos à esquerda e cruzados a direita.

Quando plotadas no diagrama baseado no conteúdo de sílica total *versus* álcalis, proposto por Cox *et al.* (1971; Fig. 3C) as rochas classificam-se como basaltos andesíticos e basaltos, de natureza subalcalina evidenciada pelo diagrama de Irvine & Baragar (1971; Fig. 3D). No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971; Fig. 3A) observa-se que as amostras seguem um *trend* toleítico, com discreto enriquecimento em FeO em relação aos álcalis. Quanto ao ambiente tectônico, o gráfico Zr *versus* Zr/Y de Pearce & Norry (1979; Fig. 3B) discrimina essas rochas como basaltos intraplaca. O índice de diferenciação mg# [$mg\# = Mg^{+2}/(Mg^{+2} + Fe^{+2})$] para as rochas estudadas apresentaram variações entre 0,31 e 0,48 sugerindo tratar-se de magmas basálticos evoluídos.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Enxames de diques e soleiras máficas têm sido reportados no Cráton Amazônico tanto no Brasil (Mato Grosso e Mato Grosso do Sul) como na Bolívia. Os diques máficos estudados têm como encaixantes os granitos da Suíte Intrusiva Alumiador e ortognaisses do Complexo Metamórfico Rio Apa, ambos de idade paleoproterozóica. Foram identificados cerca de 20 diques cuja espessura varia entre 1 a 5m, mostram contatos abruptos e discordantes ao *trend* regional N60-80W das encaixantes. A direção preferencial dos diques varia entre N50°-70°E com mergulhos íngremes, entre 80° e 90°.

Petrograficamente apresentam texturas porfírica, intergranular, ofítica a sub-ofítica e constituem-se essencialmente de plagioclásio, piroxênio e olivina, bem como anfibólio, opacos,

biotita, clorita, apatita, argilo-minerais, sericita, epidoto e serpentina. Geoquimicamente os diques são formados por basaltos andesíticos e basaltos, da série subalcalina e natureza toleítica.

Os dados geológicos, estruturais e litoquímicos, associado aos dados geocronológicos K-Ar disponíveis, sugerem que o enxame de diques estudado foi gerado em um ambiente intracontinental dominado por fissuras crustais submeridianas. Os dados K-Ar (936 ± 20 Ma - Santos *et al.* 1979) indicam que os diques Rio Perdido formaram-se durante a ruptura do Supercontinente Rodínia ao final do período Toniano.

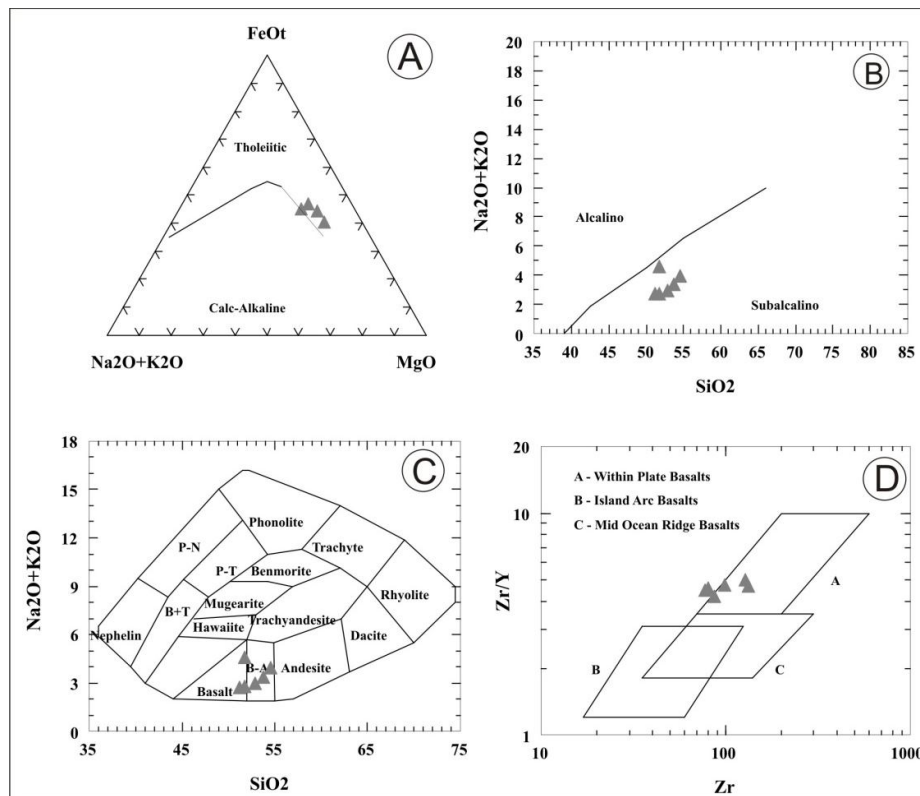


Figura 3 – Diagramas classificatórios dos diques da Suíte Rio Perdido: (A) AFM de Irvine & Baragar (1971), (B) Na₂O+K₂O versus SiO₂, (C) SiO₂- Na₂O+K₂O Cox *et al.* (1971), (D) Zr versus Zr/Y de Pearce & Norry (1979).

Agradecimentos Os autores agradecem à FAPEMAT (Proc. nº448287/2009), CAPES (PROCAD nº096/2007) e ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa. A primeira autora agradece ao MEC pela concessão de bolsa PET.

Referências Bibliográficas

- Lacerda Filho, J.V.; Correia de Brito, R. S.; Rodrigues Valente, C.; Cavalcante De Oliveira, C.; Silva, M. G.; Moreton, C. C.; Martins, E. G.; Lopes, R. C.; Muniz Lima, T.; Larizzatti, J. H.; Valente, C. R.; 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*, CPRM/SICME.
- Ruiz, A. S.; D'agrella Filho, M. S.; Sousa, M. Z. A.; Lima, G. A. Tonian sills and mafic dike swarms of S-SW Amazonian Craton: records of Rodinia Supercontinent break-up? In: *The Meeting of the Americas*, 2010, Foz do Iguaçu. Abstracts... Foz do Iguaçu: The Meeting of the Americas, 2010. v. único.
- Ruiz, A. S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 250p.
- Tassinari, C.G.C., Macambira, M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Neto-Mantesso, V., Bartorelli, A, Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B.B. (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p.: 471-486.

Caracterização petrográfica dos diques máficos da região de Vila Rica, MT – Província Amazônica Central, Cráton Amazônico.

Luana Laiame de Oliveira¹, Paulo César Corrêa da Costa²; Márcia Aparecida Sant'ana Barros²; Élzio S. Barboza² & Kárita Borges Mendes¹

¹Graduandos do curso de Geologia – UFMT; ²Departamento de Recursos Minerais – UFMT

Resumo Os diques máficos que ocorrem na porção nordeste do Estado de Mato Grosso, encontram-se inseridos no Craton Amazônico, e intrudem granitóides da Suíte Intrusiva Rio Dourado e da Suíte Intrusiva Vila Rica. Os diques apresentam orientação preferencial entre N35-45E e, em menor frequência N46W. Os diques máficos estão inseridos na porção sul da Província Amazônica Central (Tassinari & Macambira 1999) e foram classificados de acordo com a granulação em três grupos: Diabásio fino (grupo 1), médio (grupo 2) e médio a grosso (grupo 3), constituídos por plagioclásio, feldspato alcalino, ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio, clorita, sericita, biotita e opacos, com textura variando de intergranular, ofítica a subofítica. Esses diques registram um episódio tectônico extensional na região. Estudos geoquímicos estão sendo realizados visando classificar este magmatismo máfico.

Palavras-chaves: diques máficos, diabásio, Vila Rica, Craton Amazônico, Província Amazônica Central

INTRODUÇÃO Os diques máficos que ocorrem na porção nordeste do estado de Mato Grosso, encontram-se inseridos no Craton Amazônico, e intrudem granitóides da Suíte Intrusiva Rio Dourado de idade U-Pb de 1876 ± 39 Ma (e.g. Barros et al. 2011) e da Suíte Intrusiva Vila Rica de idade de 1600 Ma (e.g. Barros et al. 2006). Os diques máficos apresentam orientação preferencial entre N35-45E e em menor frequência N46W, sendo encontrados em afloramentos como blocos rolados e em morrotes, com 20-30m de largura e extensão variando de dezenas a quilômetros de comprimento. Inicialmente, os diques foram englobados juntamente com outros corpos máficos, e denominados de Complexo Estratiforme Santa Inês segundo (Pinho et al. 2004).

Neste trabalho utilizou-se à compartimentação tectônica proposta por Tassinari & Macambira (1999), onde estes subdividem o Cráton Amazônico em seis principais províncias geocronológicas: Província Amazônica Central (2,5 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,0), Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Província Sunsas (1,3-1,0 Ga). Os diques máficos estão inseridos na porção sul da Província Amazônica Central.

O objetivo deste trabalho foi caracterizar os diques da região de Vila Rica, visando contribuir para o entendimento geológico e petrográfico acerca desses corpos ocorrentes na região.

MATERIAIS E MÉTODOS Nos trabalhos de campo foram utilizados o mapa geológico do estado de Mato Grosso, elaborado, na escala 1:1000.000 (Lacerda Filho et al. 2004) e trabalhos de mapeamento geológico de monografias da Universidade Federal de Mato Grosso (e. g. Padilha 2005, Silva & Rocha 2009, Moura & Fonseca 2010).

O estudo petrográfico, macroscópico e microscópico, em 16 amostras, objetivou caracterizar os diques, através de reconhecimento dos minerais, suas relações texturais, estruturas, formas e dimensões.

As amostras selecionadas para confecção de seções delgadas, foram preparadas pelo Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc/USP).

As lâminas foram descritas em microscópio petrográfico binocular Olympus, modelo BX50, na Sala de Pesquisa do Departamento de Recursos Minerais (DRM) da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT). Além disso, foram feitas fotomicrografias de seções delgadas com polarizadores cruzados e paralelos, usando uma câmera (modelo Fujitsu General Limited) acoplada ao microscópio.

RESULTADOS E DISCUSSÕES O estudo macroscópico, mostram que as rochas são isotrópicas, melanocráticas a ultramelanocráticas, de cor que varia entre cinza a cinza escuro (Fig. 1A) e apresentam estrutura maciça (Fig. 1B) e algumas amostras apresentam magnetismo devido à presença de magnetita.

Petrograficamente as rochas são holocristalinas, faneríticas, granulação fina a média variando entre 0,1 a 20,0mm. Este magmatismo máfico foi classificado de acordo com o tamanho dos minerais em três grupos de diques: 1 – Diabásio fino; 2 – Diabásio médio e 3 – Diabásio médio a grosso.

Os diabásios finos, do grupo 1 (Fig. 1C) apresentam textura intergranular, ofítica, subofítica e poiquilítica, com cristais hipidiomórficos, com tamanho variando entre 0,1 a 0,3 mm. São constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio e opacos.

O plagioclásio (60%) foi identificado como labradorita, tem forma tabular e cristais subédrico. Por vezes, ocorre alteração do plagioclásio pelo processo de sericitização. O clinopiroxênio (10%) de cor bege pálida ocorre em cristais tabulares e anédrico a subédrico, sendo identificado como augita. O anfibólio (15%), de cor verde foi identificado como hornblenda com habito prismático e cristais subédricos a anédricos (Fig.D). Os opacos (15%) apresentam cristais subédrico a euédrico, com hábito cúbico, sugerindo-se magnetita.

Os diabásios médios, do grupo 2 (Fig. 1E e 1F) apresentam textura intergranular e subofítica, com cristais hipidiomórfico a panidiomórfico, com tamanho variando entre 0,4 a 2,5 mm. São constituídos por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio, clorita, sericita, biotita e opacos.

Os cristais de plagioclásio (30%) foram identificados como andesina e labradorita, com forma tabular e cristais subédrico. Os cristais de clinopiroxênio (25%) de cor castanho foram identificados como augita, com hábito tabular e cristais subédrico. O ortopiroxênio (5%) de cor pálida ocorre em cristais tabulares e subédrico. O anfibólio (10%), de cor verde foi identificado como hornblenda com habito prismático e cristais euédrico a subédrico. A clorita (2%) ocorre como produto de alteração do anfibólio. A sericita (20%) ocorre como produto de alteração do plagioclásio. A biotita (2%) de cor pálida apresenta-se em plaquetas como produto de alteração de opacos. Os opacos (6%) apresentam cristais subédricos a euédricos, com hábito cúbico, sugerindo-se magnetita.

Os diabásios médios a grossos, do grupo 3 (Fig. 1G e 1H) apresentam textura intergranular e ofítica, com cristais hipidiomórficos, com tamanhos variando entre 0,2 a 20,0 mm. São constituídos por plagioclásio, feldspato alcalino, piroxênio, biotita e opacos.

O plagioclásio (64%) foi identificado como labradorita, com forma tabular e cristais subédrico. Por vezes, ocorre alteração do plagioclásio pelo processo de sericitização. O feldspato alcalino corresponde ao microclínio e ocorre subédrico, com geminação tartan. O piroxênio (28%) de cor pálida ocorre em minúsculos cristais tabular e subédrico. A biotita (4%) ocorre como produto de alteração de opacos. Os opacos (4%) apresentam cristais subédrico a euédrico, com hábito cúbico, sugerindo-se magnetita.

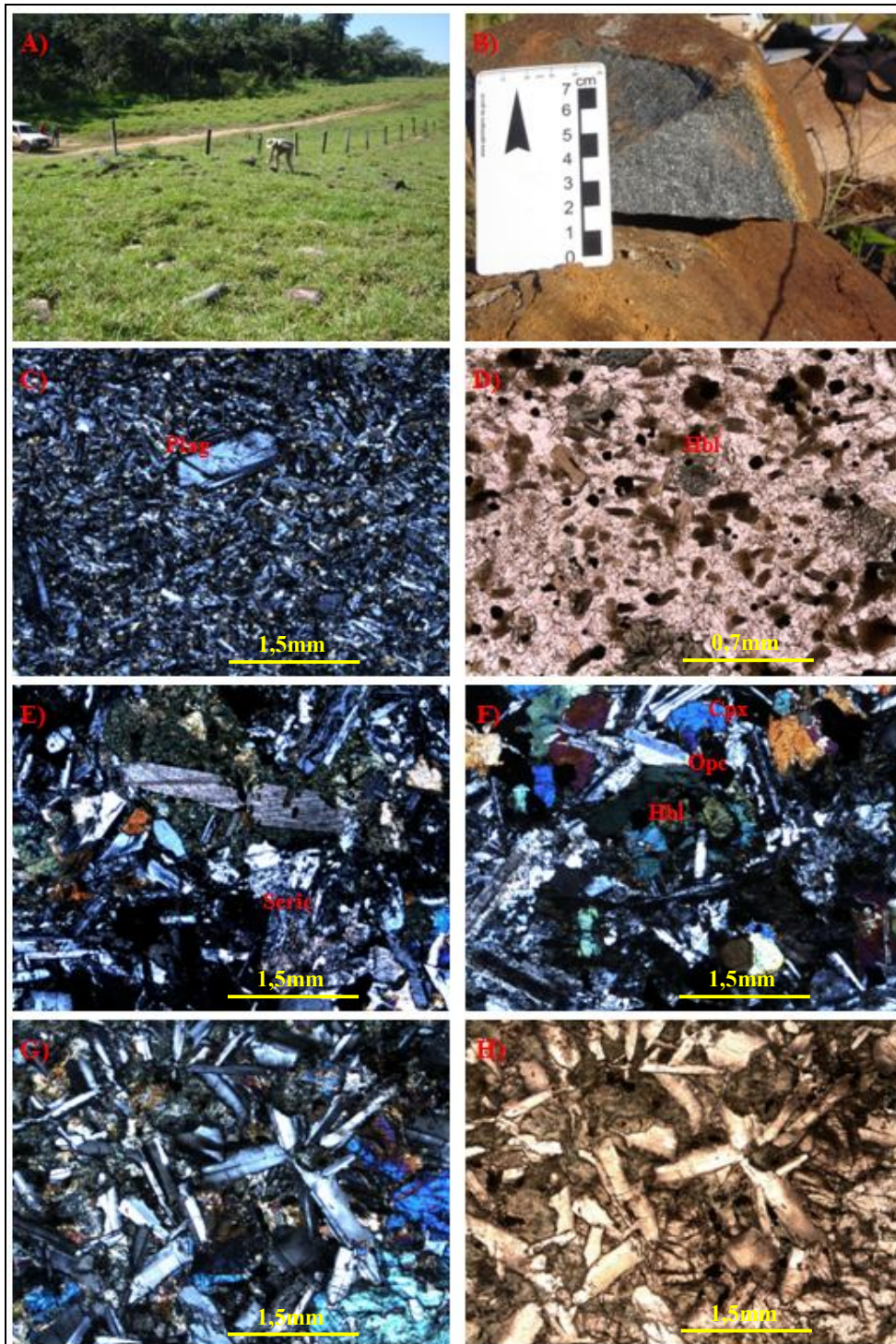


Figura 1 - (A) Ocorrência de diques em blocos; (B) Aspecto macroscópico do diabásio mostrando textura subofítica. Fotomicrografia: Grupo 1 (C) plagioclásio em destaque na textura ofítica; (D) hornblenda minúscula em matriz de plagioclário com textura subofítica; Grupo 2 (E) plagioclásio e sericita em textura subofítica; (F) clinopiroxênio, hornblenda e opaco em textura subofítica; Grupo 3 (G) e (H) textura ofítica, polarizadores cruzados e paralelos. Plag (plagioclásio), Hbl (hornblenda), Seric (sericita), Cpx (clinopiroxênio), Opc (opacos).

CONCLUSÃO Os trabalhos de campo permitiram identificar a ocorrência de diques que registram um episódio tectônico extensional importante na região de estudo.

Os aspectos petrográficos permitiram a classificação dos diques máficos como diabásio. Esses diques foram separados em três variedades petrográficas de acordo com a textura e sua associação mineralógica.

Estudos geoquímicos estão sendo realizados com a finalidade de classificar este magmatismo máfico, bem como verificar suas relações petrogenéticas com outras regiões estudadas.

Agradecimentos Os autores agradecem ao setor de transporte da UFMT pelo apoio logístico e a FAPESP (Proj. 11/50307-0) pelo apoio financeiro.

Referências Bibliográficas

- Barros M. A. S.; Rubert R. R.; Padilha R. A.; Pimentel M. M.; Silva G.D. 2006. Dados Preliminares sobre o plutono vulcanismo do Nordeste de Mato Grosso. Coletânea Geológica do Estado de Mato Grosso. Cuiabá: Ed - UFMT. v. 1.
- Barros M. A. S.; Pimentel, M. M.; Silva, F. R.; Dantas, E. L. 2011. A Suíte Intrusiva Rio Dourado – Um Granito Tipo A de 1,88 Ga – Sudeste do Cráton Amazônico – Mato Grosso – Brasil. Geol. USP, Sér. Cient., São Paulo, v.11, n.1, p.75-93.
- Lacerda Filho, J. V. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Goiânia: CPRM. 200p.
- Moura, E & Fonseca, J. 2010. Petrografia, geoquímica e geologia estrutural de parte da Suíte intrusiva Vila Rica, Província Amazônia Central – Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas de da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 110 p.
- Padilha R. A. 2005. Contribuição ao conhecimento da geologia da região nordeste de Mato Grosso (borda sudeste do Cráton Amazônico – Província Amazônia Central). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas de da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 116 p.
- Pinho M. A. S. B.; Rubert, R. R.; Silva, G. D.; Oliveira, L. A. 2004. Intrusão Santa Inês, uma Suíte Estratiforme constituída por piroxênio-hornblendito a hornblenda gabro, localizada no sudeste do Cráton Amazônico. In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá-MG.
- Rocha M. L. B. P. & Silva, F. R. 2008. Caracterização petrográfica e geoquímica da Suíte Intrusiva Rio Dourado e vulcânicas associadas, Província Amazônia Central – Cráton Amazônico Nordeste de MT. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Trabalho de Conclusão de Curso, 106 p.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Cráton. Episodes, v. 22 (3): 174-182.

Dados preliminares sobre provável zona de cúpula granítica na Suíte Serra da Providência,
Folha Ji-Paraná- RO, SW do Cráton Amazônico

Manoel Augusto Corrêa da Costa & Edgar Romeo Herrera de Figueiredo Iza

Serviço Geológico do Brasil - CPRM - Porto Velho/RO - Brasil - manael.costa@cprm.gov.br,
edgar.iza@cprm.gov.br

Resumo O mapeamento geológico da Folha Ji-Paraná (escala 1:100.000) permitiu individualizar rochas subvulcânicas félsicas associadas com fácies sienogranítica na Suíte Serra da Providência (~1.55 Ga). A interpretação aerogeofísica ressaltou áreas com anomalias cintilométricas concentradas na porção sudeste da Folha Ji-Paraná, principalmente nos canais do urânio e tório. Essas anomalias correspondem a rochas de composição sienogranítica, ricas em quartzo, contendo cavidades miarolíticas preenchidas por turmalina preta (schorlita). Dados geoquímicos indicam teores anômalos de SiO₂, F, Rb e Sn nestas rochas, em relação às demais fácies presentes na área. A ocorrência destas rochas associadas às rochas subvulcânicas félsicas, além da presença de cavidades miarolíticas, sugerem alojamento em níveis crustais rasos, possível zona de cúpula granítica associada ao Maciço Serra da Providência.

Palavras-chave: Suíte Serra da Providência, cúpula granítica, Folha Ji-Paraná.

INTRODUÇÃO A Folha Ji-Paraná (SC-20-ZA-VI) localiza-se na porção leste do Estado de Rondônia, fronteira com o Estado do Mato Grosso (Figura 1a). A área de estudo situa-se na porção sudoeste da Província Rondônia – Juruena, próximo do limite com a Província Sunsás, a mais jovem província geocronológica do Cráton Amazônico (Santos et al. 2000). Ela é ocupada quase que em sua totalidade por rochas relacionadas ao magmatismo da Suíte Serra da Providência, correspondendo à porção oeste do maciço homônimo (Figura 1b). Trata-se de magmatismo do tipo AMCG, pós-orogênico, de idade mesoproterozóica (aproximadamente 1.55 Ga) e caráter bimodal, com expressiva quantidade de granitos rapakivi. O mapeamento geológico (escala 1:100.000) realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM/Residência de Porto Velho) possibilitou individualizar rochas subvulcânicas félsicas associadas com fácies sienogranítica, sugerindo colocação em níveis crustais rasos. Estudos anteriores relatam a existência de rochas sienograníticas no interior do maciço (Rizzotto et al. 1995b), porém sua cartografia geológica e extensão eram pouco conhecidas, sendo que o presente trabalho permitiu individualizar rochas mais evoluídas na porção sudeste da Folha Ji-Paraná, com base em dados petrográficos, geoquímicos e aerogeofísicos.

MATERIAIS E MÉTODOS Com o objetivo de cartografar com maior detalhe a ocorrência destas rochas, foram seguidas as seguintes etapas:

- Pesquisa bibliográfica, consultando trabalhos anteriores que descreviam a ocorrência destas rochas;
- Interpretação aerogeofísica, utilizando-se principalmente a aerogamaespectrometria;
- Mapeamento geológico sistemático (escala 1:100.000);
- Estudos petrográficos e geoquímicos, a fim de evidenciar o caráter evoluído destas rochas em relação às demais fácies presentes na região.

RESULTADOS A interpretação aerogeofísica permitiu reconhecer áreas com anomalias cintilométricas concentradas na porção sudeste da Folha Ji-Paraná, principalmente nos canais do urânio e tório (Figura 1c). Por se tratar de elementos incompatíveis, a área indicada sugeria a presença de rochas mais evoluídas em relação àquelas presentes em suas adjacências.

Durante o mapeamento sistemático, constatou-se a presença de rochas de composição sienogranítica ricas em quartzo, ocorrendo como grandes matacões e que sustentam serras com altitudes de até 420 metros, as maiores cotas registradas na área de estudo (Figura 2a). É comum, nestas rochas, a presença de cavidades miarolíticas preenchidas por quartzo e turmalina preta (schorlita, Figura 2b). A ocorrência de tais cavidades já havia sido constatada por Rizzotto et al. (1995b). Segundo Nascimento et al. (2002), essas estruturas indicam a exsolução de fases fluidas sob baixa pressão confinante.

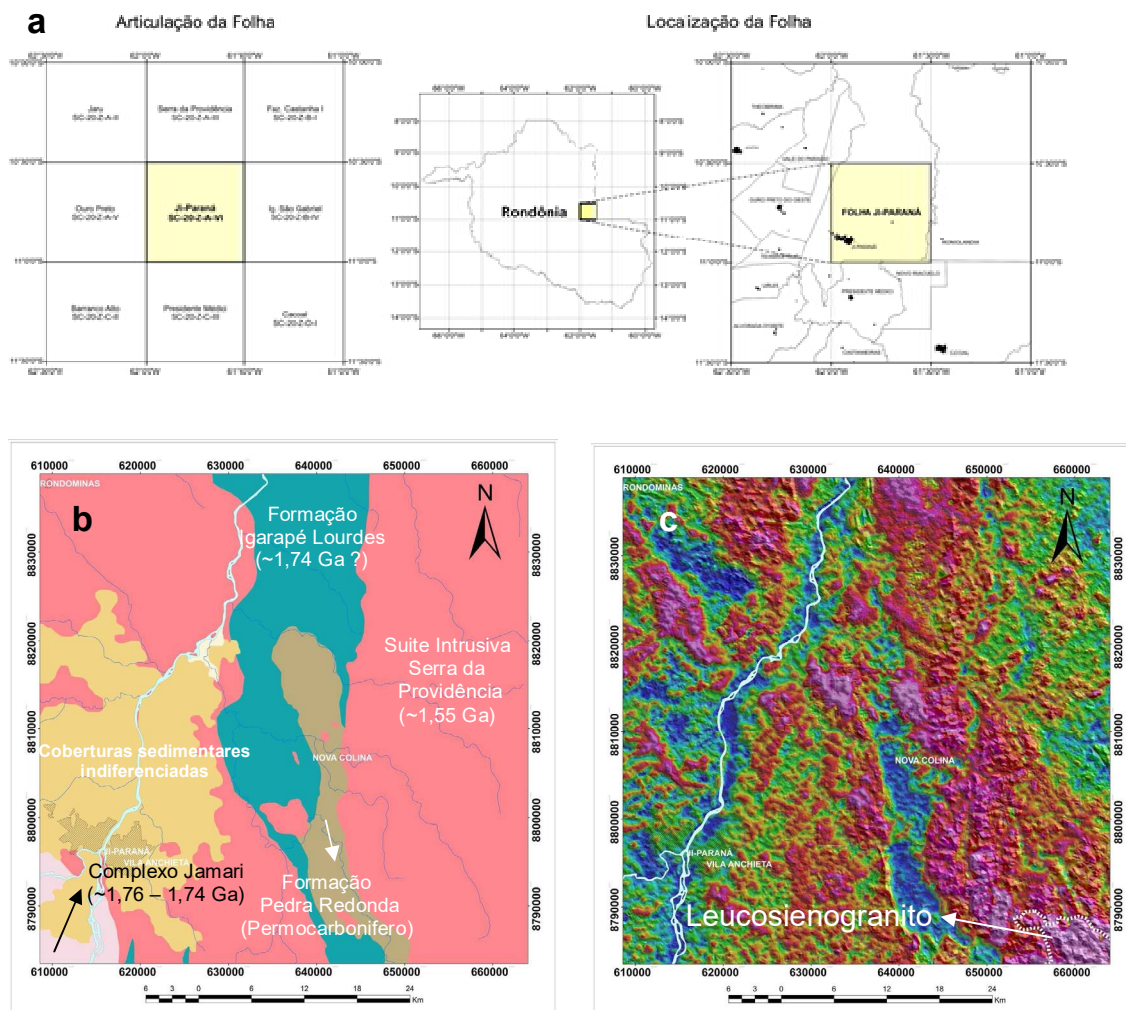


Figura 1 – a) Localização da Folha Ji-Paraná no Estado de Rondônia; b) Recorte do mapa geológico do Estado (Quadros & Rizzotto, 2007); c) Fusão do Modelo Digital do Terreno x Aerogamaespectrometria (canal do tório), especificando a área de estudo.

Macroscopicamente, trata-se de uma rocha isotrópica, leucocrática, de coloração róseo-avermelhada, granulação média a grossa. Em lâmina delgada é formada essencialmente por ortoclásio perfitico, quartzo e plagioclásio, além de biotita, fluorita, opacos, titanita, epidoto e apatita. O plagioclásio encontra-se levemente saussuritizado assim como a biotita cloritizada. Rizzotto et al. (1995b) incluem as rochas sienograníticas da região na fácies Biotita Sienogranito granofírico. Porém, em lâmina delgada, não se evidenciou a presença de textura granofírica nas rochas sienograníticas do extremo sudeste da área, diferentemente das demais exposições, podendo-se tratar de uma diferenciação faciológica dentro do grupo dos sienogranitos mapeados na região.

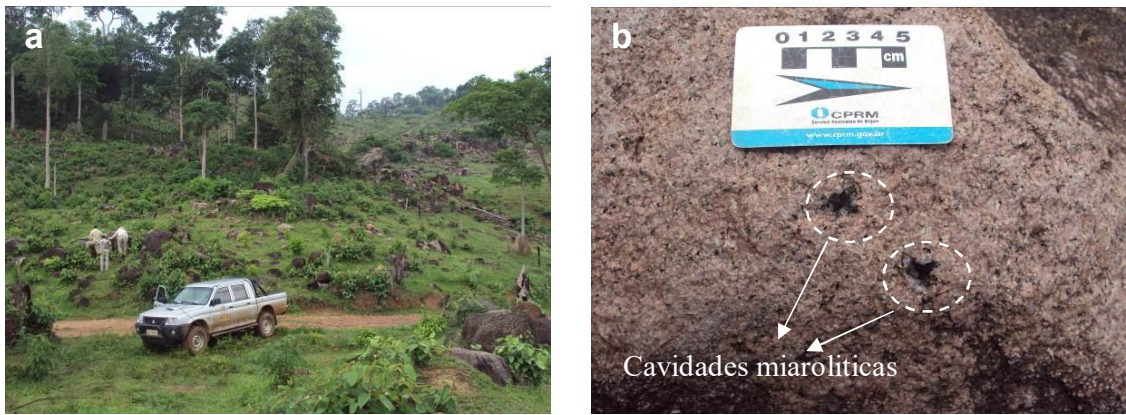


Figura 2 – a) Afloramento da fácies leucosienogranito; b) Detalhe das cavidades miarolíticas preenchidas por quartzo e turmalina preta (schorlita).

Em termos geoquímicos, estas rochas apresentam os maiores teores de sílica entre as diversas fácies mapeadas na região (~78 - 79%). Quando analisadas em diagrama ternário Ba x Rb x Sr, os leucosienogranitos assemelham-se aos chamados “Topaz bearing granites” estudados por Haapala (1988). Adicionalmente, estas rochas também exibem teores anômalos de F e Sn, de modo similar aos granitos a topázio da Finlândia.

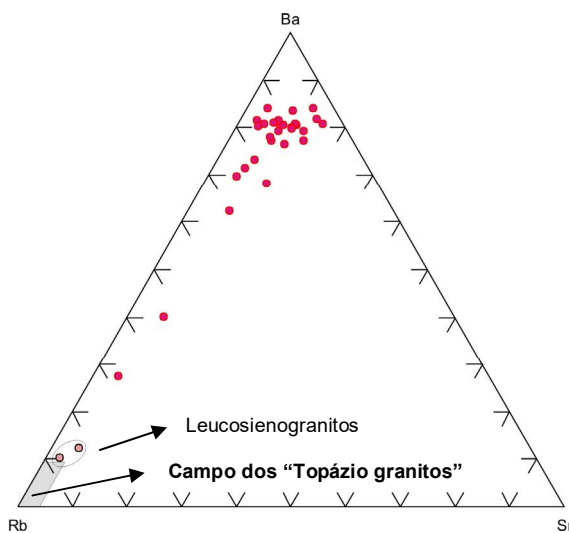


Figura 3 – Diagrama ternário Ba-Rb-Sr para as diversas fácies da Suíte Serra da Providência, aflorantes na Folha Ji-Paraná. As amostras correspondentes a fácies mais evoluída (símbolo de cor rósea) estão muito próximas do campo dos granitos mineralizados.

(Haapala, 1988)

DISCUSSÕES A presença de rochas mais evoluídas (sugerindo zona de cúpula granítica) já havia sido descrita na Suíte Serra da Providência (Rizzotto et al. 1995b), porém sem maior rigor cartográfico, visto que os mapeamentos anteriores ainda não haviam sido realizados em maior detalhe, além da inexistência de dados aerogeofísicos que, no atual estudo, em muito contribuíram para a delimitação da zona mais anômala no interior das ocorrências sienograníticas da região. Ocorrências de estanho em sedimentos de corrente já haviam sido descritas na literatura, porém sem a caracterização da mineralização primária, como ocorre na Suíte Intrusiva Santa Clara (~1.08 Ga) e Suíte Intrusiva Rondônia (~0.99 Ga). Apesar deste avanço, ainda se faz necessário maior detalhamento da fácies mapeada, assim como estudos geocronológicos que comprovem seu posicionamento estratigráfico como parte integrante do magmatismo da Suíte Serra da Providência.

CONCLUSÕES Os dados preliminares gerados no presente trabalho permitem concluir que estas rochas constituem fácies granítica alojada em condições de baixa pressão, em nível crustal raso, possível zona de cúpula granítica associada a magmatismo subvulcânico. As rochas estudadas diferem daquelas descritas por Rizzotto et al. (1995b) por não apresentarem textura granofírica a micrográfica,

quando analisadas em lâmina petrográfica. No entanto, em linhas gerais, a ocorrência destas rochas sienograníticas associadas às rochas subvulcânicas félsicas, a presença das cavidades destacadas neste estudo sugerem seu alojamento em profundidades inferiores a 3 km (Nascimento et al. 2002). O caráter evoluído destas rochas foi confirmado pela petrografia e geoquímica, além das anomalias aerogeofísicas previamente constatadas.

Referências Bibliográficas

- Haapala I. 1988. Metallogeny of the proterozoic rapakivi granites of Finland. In: R.P. Taylor & D.F. Strong (eds.) *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits*. Quebec: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 39, p.: 124-132.
- Nascimento M.A.L., Souza Z.S., Galindo A.C. 2002. Textura granofírica nas rochas do Granito do Cabo de Santo Agostinho, Província Magmática do Cabo, Bacia de Pernambuco (Nordeste do Brasil): implicações geodinâmicas. *Revista de Geologia da UFC.*, **15**: 101-107.
- Quadros M.L.E.S. & Rizzotto G.J. 2007. *Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia*: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000. Porto Velho, CPRM, 116 pp.
- Rizzotto G.J., Scandola J.E., Silva C.R., Dall'Agnol R., Morais P.R. 1995. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providência rapakivi granite - Rondônia, Brazil. In: R. Dall'Agnol, M.J.M. Macambira, H.T. Costi (eds.) *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*, Belém. *Abstracts Volume*. pp.: 67-68.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on Integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3** (4): 453-488.

Análise de tramas de rochas graníticas da Suíte Intrusiva Serra da Prata, Mucajaí - RR.

Márcia Caroline Rodrigues Carneiro¹, Marta Edith Velásquez David², Carlos Alejandro Salazar²

¹Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, ² Prof. Dr. do Departamento de Geociências/ ICE/UFAM.

Resumo Em geologia estrutural a interpretação da trama de rochas graníticas tem sido usada para estabelecer relações entre as estruturas preservadas nestas e as existentes no seu entorno, principalmente no caso em que as internas ao plúton, apresentem organização macroscópica. Em granitos do noroeste de Mucajaí foram realizadas análises de orientação preferencial de forma (OPF) para testar e qualificar a estabilidade e coerência, a escala de afloramento, das subtramas de agregados de minerais máficos (biotita + anfibólio). A análise de tramas de rochas graníticas mediante OPF de silicatos máficos foi comparada com medidas de deformação feitas em campo, mostrando que os granitos da suíte intrusiva Serra da Prata apresentam subtrama secundária gerada em estado sólido sob regime rúptil com direção de transporte NW-SE de baixo ângulo. Um granito Rapakivi da mesma suíte intrusiva exibe na sua borda NW uma trama de silicatos máficos primários com vergência para SW e ângulo moderado.

Palavras – chave: Orientação preferencial de forma de silicatos máficos, rochas graníticas, análise de tramas minerais.

INTRODUÇÃO A região da Serra da Prata, localizada na zona central do Estado de Roraima, esta constituída por unidades graníticas de composição variável. Na região de Mucajaí afloram plútons de forma alongada NE-SW segundo a disposição das Serras da Prata e Mucajaí, trata-se de granitóides com texturas ígneas preservadas e outros deformados. Estes exibem uma foliação principal S_1 definida pela orientação preferencial de feldspato e agregados máficos (Fraga, 2002). Estas rochas são agrupadas na Suíte Intrusiva Mucajaí, estão representadas por granitóides com idade em torno de 1,5 Ga, pela suíte Intrusiva Serra da Prata que contém granitos Rapakivi com idades de 1.934±3 Ma, 1.934±1 Ma, 1.936±4 Ma, 1.943±5 Ma, 1.933±2 Ma e a noroeste pela Suíte Metamórfica Rio Urubu que é constituída por biotita-granito deformado e biotita-hornblenda-granito datado em 1.966±37 Ma (Fraga 2002). A análise de tramas se realizou em rochas plutônicas que afloram na porção intermediária do domínio Guiana Central (NW do Município de Mucajaí RR.), denominadas na literatura como gnaisses Igarapé Branco e do Igarapé Miracelha (Fraga 2002) e granito Rapakivi. Estas rochas apresentam localmente feições de deformação variável em estado sólido, composição granítica e texturas predominantemente ígneas. A deformação delas é descrita por Fraga (2002) como o resultado de duas fases de deformação desenvolvidas sob regime dúctil em altas temperaturas no Paleoproterozóico e rúptil em baixa temperatura gerada no Mesoproterozóico. Este trabalho objetiva analisar a coerência, a nível de afloramento, da organização mineral gerada pela deformação das rochas, seja durante sua colocação ou por eventos deformacionais sobreimpostos.

MATERIAIS E MÉTODOS Em campo foram coletadas amostras orientadas representativas das rochas graníticas aflorantes, com o intuito de realizar análises posteriores de Orientação Preferencial de Forma - OPF. Inicialmente foi realizado o estudo petrográfico em pelo menos cinco amostras utilizando um microscópio petrográfico de luz refletida e transmitida de tipo Olympus BZ50. A OPF foi aplicada em silicatos máficos (biotitas e anfibólios) dos granitos amostrados. Esta consistiu na obtenção de dados de petrotrama através da análise de imagens em três etapas distintas: (i) fotografia digital de seções orientadas das fases polidas de bloco orientado, a imagem digital de aproximadamente 15 x 20 cm de área e resolução maior a 5 Megapixels, deve apresentar contraste alto entre as diferentes fases para caracterizar a petrotrama dos silicatos máficos e félsicos destes granitos grosso granulares. (ii) As imagens digitais “brutas” são transferidas para um computador e tratadas com programas de edição como o *Adobe Photoshop*®, *Corel Draw*® ou similares. O tratamento consiste na conversão da imagem colorida para binária, seguida da erosão e restauração de 1 pixel na periferia de cada objeto. Este procedimento elimina linhas de 1 pixel de comprimento, pixels isolados e estreitas “pontes” de pixels ligando objetos distintos. Depois são eliminados os objetos com tamanho inferior a 32 pixels e os objetos cortados pela borda da imagem, (iii) determinação dos parâmetros de OPF em cada seção. Em cada imagem orientada e limpa, as formas dos silicatos são ajustados e comparados individualmente a uma elipse, na que são calculados os parâmetros desta, dimensão dos

eixos longo e curto e respectiva orientação, para posteriormente (iv) reconstituir o respectivo elipsóide da distribuição da sub-população amostrada a partir da integração das elipses resultantes convergentes.

RESULTADOS O granito inequigranular fanerítico Igarapé Branco está constituído por fenocristais e K-feldspato em matriz de quartzo (50-45%), K-feldspato 30%, plagioclásio 25-20% e biotita (5%); zircão, allanita, epidoto, ilmenitas, hematitas e argilominerais que se apresentam em proporções menores a 3% do volume total da rocha. A textura geral da rocha ígnea tem feições localmente protomiloníticas com diminuição de grão e orientação dos minerais máficos induzida pela deformação rúptil sobreimposta. Essa deformação é registrada pelo estiramento e orientação de quartzo xenomórficos formando ripas em continuidade óptica, limites interlobados e corroídos (figura 1-a, b), que contrasta com as texturas primárias onde os cristais exibem limites retos em arranjo poligonal com textura mosaico. Cristais de plagioclásio, parcialmente saussuritizado, apresentam geminações polissintética segundo a lei da albita por vezes de aspecto difusa, e geminações deformacionais do tipo cunha. Os cristais de K-feldspato (35-40%), por vezes em megacristais subédricos tabulares a arredados exibem texturas pertíticas, fraturamento intenso, alteração para argilominerais e inclusões de quartzo. A extinção ondulante dominante em agregados poligonais é paralela à foliação (figura 1-c, d).

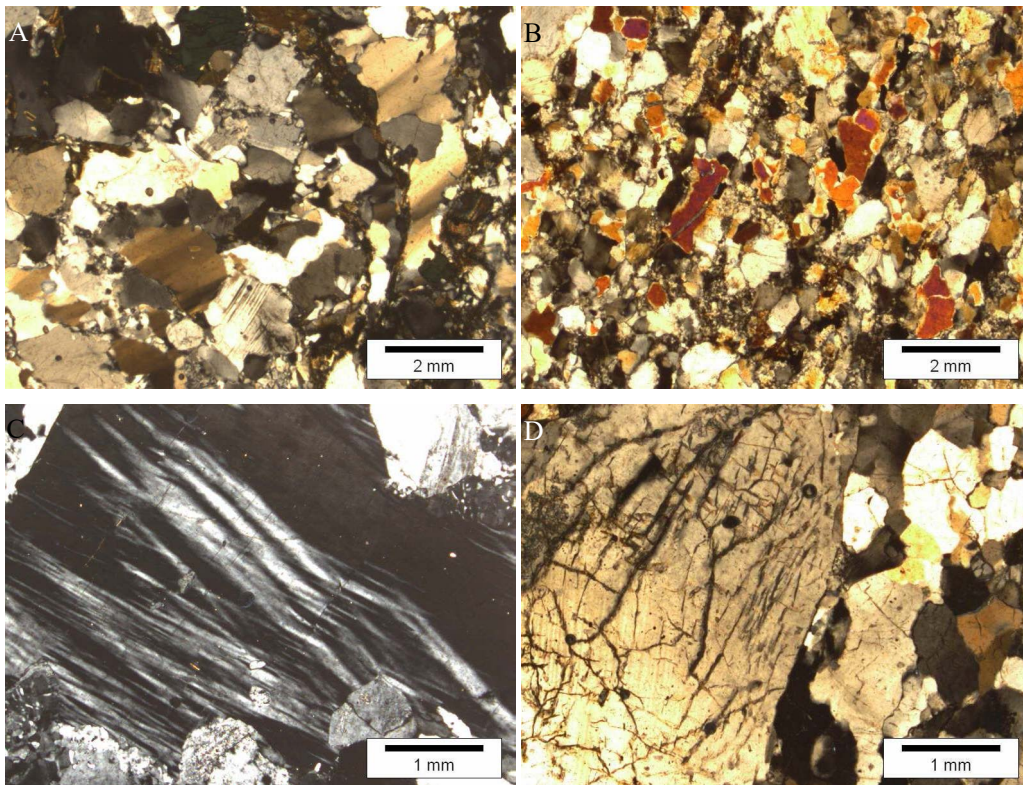


Figura 1 – Texturas que caracterizam a deformação rúptil do granito Igarapé Branco. A, B) Intensa redução de tamanho de grãos e estiramento de minerais, C, D) Detalhe de deformação de plagioclásio e fraturamento de K-Feldspato.

O Granito Igarapé Miracelha se diferencia em composição do anterior por apresentar titanita e não ter allanita (Fraga 2002). A deformação desta rocha também é principalmente rúptil exibindo faixas de milonitos com expressiva redução do tamanho de grão (figura 2). Os cristais de biotita como mineral máfico dominante, marcam a foliação mostrando-se fraturados, de cor verde a marrom esverdeado. Cristais de quartzo formado ripas, feldspatos fraturados, presença de lamelas de exsolução de albita e alguns contatos lobados entre quartzo e feldspato, sugerem que a foliação foi gerada durante um processo de deformação rúptil-dúctil a temperaturas moderadas.

O granito Rapakivi de grão grosso exhibe típica textura ígnea constituído por anfibólio, plagioclásio, K-feldspato perítico, biotita e minerais acessórios como apatita e óxidos de ferro além de uma estrutura anisotrópica dominante.

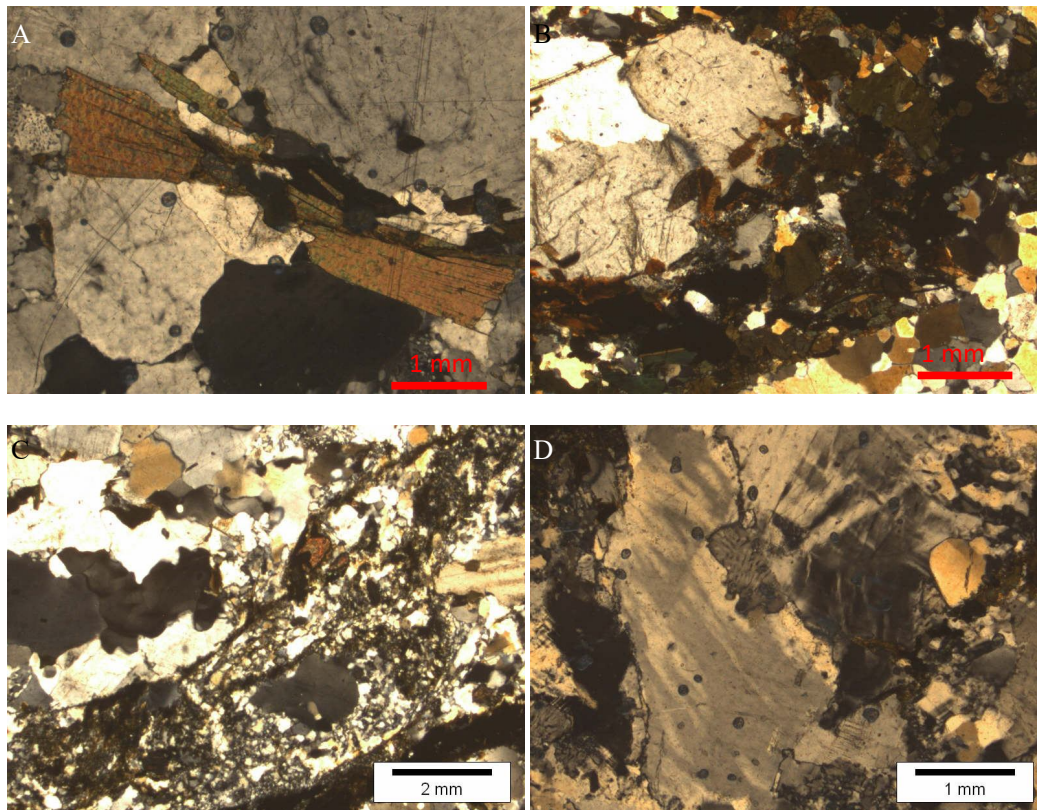


Figura 2 – Deformação das rocha do granito Igarapé Miracelha. A, B) orientação preferencial de cristais de biotita. C, D) faixas de redução do tamanho de grão por deformação milonítica.

A caracterização da petrotrama mediante OPF de silicatos permitiu estimar parâmetros de forma do elipsóide de deformação (T: negativo linear e positivo Planar; e P: grau de estiramento), e direcionais (foliação e lineação) das rochas e compará-los com as medidas de deformação feitas diretamente em campo. Os resultados do cálculo de OPF se apresentam na tabela 1.

As tramas secundárias dos granitos analisados se caracterizam por: no Igarapé Branco (amostra MG10) um elipsóide com forma claramente linear cuja excentricidade é de 36% no que o plano da foliação se dispõe 201/43 e a lineação é N-S subhorizontal; e no Igarapé Miracelha (amostras MG6 e MG7) um elipsóide tipicamente planar com anisotropia entre 20 e 34%. A orientação da trama destas duas amostras são totalmente diferentes, a amostra MG6 exhibe uma foliação 186/88 e 190/61 em quanto que na amostra MG7 a foliação se orienta 100/15 e a lineação 111/5. Estas diferenças indicam orientações de esforços completamente distintos no desenvolvimento da deformação desta unidade de rocha, embora sob um regime rúptil nos dois afloramentos. As diversas atitudes coletadas em campo refletem a heterogeneidade das feições da deformação em afloramento como a ocorrência de sigmóides, minidobras, foliação S-C, entre outras, o que responde pela divergência da organização da trama na escala de amostra. Medidas de foliação milonítica em campo refletem a variabilidade da mesma e são condizentes com a atitude da petrotrama.

A trama primária do granito Rapakivi (amostra MG4) exhibe um elipsóide plano linear com 12% de estiramento cuja foliação se orienta para 102/55 e lineação de estiramento para 241/43.

Tabela 1 - Parâmetros calculados segundo análise de OPF, e dados de foliação e lineação coletados em campo

Face	Eixo A	Eixo B	Razão	Nº de dados	Foliação		Lineação					Rocha		
					Dec.	Inc.	Dec.	In	P	T	S1		Le	
MG4XY	0,424	0,410	1,036	96	102,3	54,8	241,3	43,0	1,119	0,04			Rapakivi	
MG4XZ	0,405	0,377	1,072	129										
MG4YZ	0,368	0,347	1,062	134										
MG6XY	0,563	0,046	1,233	114	186,4	88,2	189,6	60,9	1,202	0,68	-	283/76	210/71	Ig. Mira.
MG6XZ	0,340	0,285	1,192	108								262/62	245/66	
MG6YZ	0,405	0,282	1,433	63								246/88	238/83	
												086/81	062/62	
MG7XY	0,459	0,359	1,278	86	100,1	25,5	110,7	5,0	1,349	0,45	-	083/62		Ig. Bran
MG7XZ	0,492	0,383	1,286	162								084/59		
MG7YZ	0,320	0,298	1,074	184								214/69		
												238/63		
MG10XY	0,359	0,310	1,158	87	200,9	42,8	3,3 ⁰	15,6	1,357	0,77		257/57		
MG10XZ	0,284	0,249	1,137	67								282/68		
MG10YZ	0,246	0,192	1,28	88								259/61		
												310/68		

CONCLUSÕES A análise textural e de OPF de silicatos máficos nos granitos milonitizados Igarapé Miracelha e Igarapé Branco sugerem uma deformação originada em condições principalmente rúpteis, caracterizada por uma foliação planar de moderado a alto ângulo e lineação de estiramento mineral que indica vergência SSE-NNW. Na região de contato dos granitos Rapakivi e Igarapé Miracelha a trama primária plano-linear do primeiro exibe foliação com similar orientação e lineação de estiramento com vergências distintas.

A deformação rúptil-dúctil é marcada pela diminuição de tamanho dos minerais associados a zonas de fratura, o fraturamento intenso de fenocristais de feldspatos e agregados de quartzo em lentes e ripas restritas, além da alteração das hornblendas para biotita evidenciam que essa deformação rúptil está associada a zonas de cisalhamento. Feições como cristais de quartzo com texturas mosaico e sem deformação interna e lamelas de exsolução de albita indicam processos deformacionais a altas temperaturas, mantidas após a terminação da deformação (Vernon *et al.* 1988), as quais não são feições comuns nestas rochas.

Referências Bibliográficas

- Fraga L. M. (2002) – A associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologica. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará. Tese de Doutorado.
- Vernon R.H., Etheridge M.A., Wall V.J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magmas mingling and flow. *Lithos* 22:1-12, 1988.

Mineralogia e química dos folhelhos das Formações Manacapuru e Pitinga, Presidente Figueiredo-AM

Márcio Fernando dos Santos Albuquerque & Adriana Maria Coimbra Horbe

Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas, albuquerqueIII@hotmail.com, ahorbe@ufam.edu.br

Resumo O intemperismo de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares aliadas a erosão, transporte e deposição nas bacias sedimentares levam a formação das rochas sedimentares. A composição química destas rochas pode fornecer informações que permitam classificá-las e identificar a fonte do material que lhes deu origem. Neste trabalho foram estudadas as características texturais, mineralógicas e químicas dos folhelhos das formações Manacapuru e Pitinga, comparando-os com a crosta continental e outros folhelhos de idade contemporânea. Os folhelhos são diferentes entre si, o da Formação Manacapuru é essencialmente argiloso com intercalações areno-argilosas, enquanto o da Formação Pitinga é arenoso na base e silte-argiloso a arenoso para o topo. A mineralogia é constituída por quartzo, caulinita, illita e muscovita, mas diferenciam-se pelo folhelho Manacapuru apresentar montmorillonita enquanto o folhelho Pitinga tem minerais de Mn em meio a laminação da rocha. Constatou-se que o folhelho Manacapuru é mais enriquecido em K_2O , Al_2O_3 e TiO_2 e o de Pitinga em Al_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 . Tais folhelhos foram classificados como argilas residuais segundo o índice CIA que mede o grau de intemperismo na área fonte e suas fontes são rochas ígneas intermediárias e máficas para o folhelho Manacapuru e máficas para o folhelho Pitinga.

INTRODUÇÃO A erosão transporta as partículas produzidas pelo intemperismo por meio de rios, mares, geleiras e ventos e se depositam ou precipitam nas bacias sedimentares. À medida que são depositados, os sedimentos são acumulados em camadas e compactados por pressão das camadas sobrejacentes expulsando a água intersticial existente nos poros. Após isto ocorre a cimentação e litificação que transforma o sedimento em rocha sedimentar (Press *et al.* 2006).

O estudo da mineralogia e química das rochas sedimentares pode fornecer informações como: 1) quantas e quais foram as rochas fontes (ígneas, metamórficas ou sedimentares); 2) o grau de intemperismo químico ou retrabalhamento sucessivo de sedimentos antigos; 3) grau de segregação dos minerais durante a sedimentação; 4) tipos e condições do ambiente deposicional; 5) taxa de subsidência nos ambientes deposicionais (Rollinson 1993, Suguio, 2003, Horbe & Trindade, 2009).

Neste trabalho foram estudadas as características mineralógicas e químicas das rochas sedimentares das Formações Manacapuru e Pitinga com o objetivo de identificar variações entre elas e identificar os processos geológicos envolvidos na sua formação.

MATERIAIS E MÉTODOS Foram coletadas amostras dos folhelhos das Formações Manacapuru e Pitinga nos Km 99 e 108 da BR-174 (Figura 1). Elas foram descritas com base nas características texturais e morfológicas das rochas, levadas ao laboratório de Geoquímica do Departamento de Geociências da UFAM para serem secas em temperatura ambiente por 24 horas, quarteadas, pulverizadas. Foram feitas análises para obter a composição granulométrica, mineralógica e química (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5) e P.F.

RESULTADOS E DISCUSSÕES A Formação Manacapuru se situa no Siluriano Inferior (Caputo *et al.* 1971 apud. Caputo *et al.*, 1972) é constituída de intercalações de arenitos e folhelhos. No afloramento da BR 174, km 99 o folhelho possui 5,5 m de espessura, apresenta intercalações de material silte-argiloso, laminado de coloração acinzentada com níveis de areia fina e argila. É possível identificar bioturbações frequentemente substituídas por oxi-hidróxidos de ferro. Sobre o folhelho há um arenito esbranquiçado com 2 m de espessura, bem selecionado, com sets estratificados plano paralelos, intercalado por níveis argilosos esbranquiçados com manchas avermelhadas.

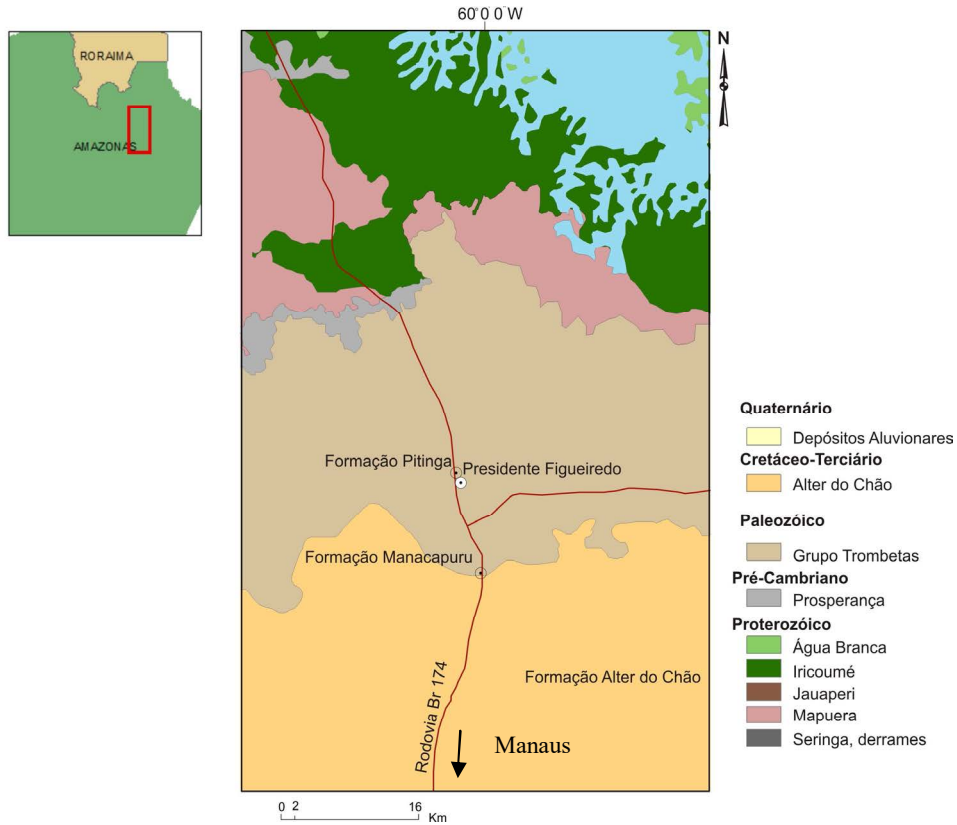


Figura 1- Mapa de localização da área estudada.

A Formação Pitinga é constituída por folhelhos, arenitos e siltitos subordinados (Caputo *et al.*1972) do Eo-Siluriano. No afloramento da BR 174, Km 108 o folhelho com 3,2 m de espessura é cinza, silte-arenoso, laminado com abundante presença de óxi-hidróxido de Fe e Mn ao longo da laminação.

Granulometricamente o folhelho Manacapuru é, normalmente argiloso com proporções parecidas de silte e argila (8,3 a 8,9%), porém em meio ao folhelho os níveis arenosos têm 70 a 80 % de areia, podendo às vezes variar de essencialmente arenosos a areno- argiloso. Já o folhelho Pitinga é arenoso na base e silte-argiloso a arenoso para o topo (Figura 1).

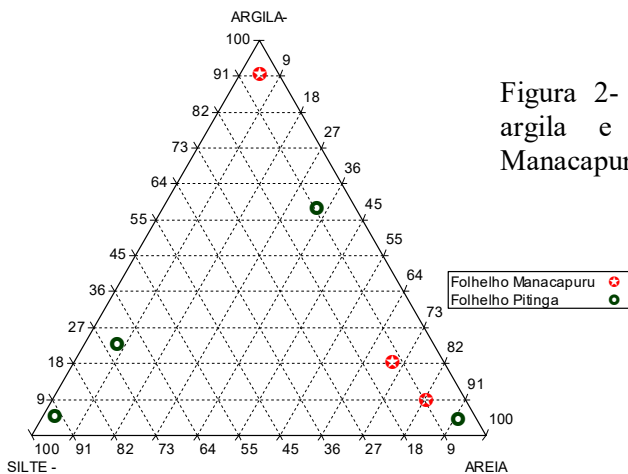


Figura 2- Representação em diagrama triangular silte, argila e areia das granulometrias dos folhelhos Manacapuru e Pitinga.

Ambos folhelhos são constituídos de quartzo, caulinita, illita e muscovita, contudo no da Formação Pitinga, ocorrem também romanechita, vernadita, cryptomelana e birssenita na forma de concreções cinza escuras e em meio à laminação do folhelho. Exclusivamente no folhelho Manacapuru ocorre montmorillonita.

Os teores de SiO_2 e Al_2O_3 são elevados em ambos folhelhos, principalmente pela abundância de caulinita, quartzo, illita, muscovita e montmorillonita. Os teores de Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 são baixos. O folhelho Manacapuru apresenta intercalações de argila com material arenoso, essa mudança na granulometria reflete na química, uma vez que o conteúdo de SiO_2 é mais elevado na fração arenosa do que na argilosa devido ao quartzo ser mais abundante. Contudo o percentual de Al_2O_3 , MgO , K_2O são mais abundantes na porção mais argilosa devido a presença de caulinita, illita, muscovita e montmorillonita. O conteúdo de SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 são mais elevados no folhelho Pitinga, já no folhelho Manacapuru destacam-se a PF devido a maior quantidade e diversidade de argilominerais e goethita e de MgO e K_2O devido a maior abundância de illita e montmorillonita.

Com relação ao grau de maturidade química, baseado na razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, o folhelho Manacapuru apresenta valores variando de 2,07 na sua base e de 2,43 no seu topo, por outro lado a razão no folhelho Pitinga é de 1,21 a 2,21.

Comparados à composição química da crosta continental superior, que é constituída basicamente por rochas ígneas e metamórficas, o folhelho Manacapuru é enriquecido em K_2O , Al_2O_3 e TiO_2 , porém é mais empobrecido em SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 e MnO . Já o folhelho Pitinga apresenta enriquecimento em Al_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 e empobrecimento em SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e MnO . Comparado aos folhelhos Pós Arqueanos da Austrália (PAAS) mais especificamente ao folhelho State Circle de mesma idade (Siluriano), o folhelho Manacapuru é mais enriquecido em Al_2O_3 e TiO_2 , empobrecido em SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O e Na_2O e com valores menores, porém pouco variáveis de P_2O_5 , CaO e MnO . Já o folhelho Pitinga é mais enriquecido em Al_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 e mais empobrecido em SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e MnO quando comparado ao mesmo folhelho.

O índice CIA mostra que tanto o folhelho Manacapuru com valor CIA 89 e o folhelho Pitinga com 95 são classificados como argilas residuais (CIA de 85 -100). As características químicas das rochas estudadas com base no diagrama de Herron (1988) *apud* Rollinson (1993) classificou as rochas das formações Pitinga e Manacapuru no campo dos folhelhos. Possivelmente a fonte dos folhelhos são as rochas ígneas intermediárias e máficas para o da Formação Manacapuru e ígneas máficas para o da Formação Pitinga.

CONCLUSÕES Os folhelhos são classificados como argilas residuais e o Manacapuru é mais maturo em relação ao Pitinga; granulométricamente são diferentes entre si, o da Formação Manacapuru é essencialmente argiloso com intercalações areno-argilosas, enquanto o da Formação Pitinga é arenoso na base e silte-argiloso a arenoso para o topo. A mineralogia é constituída por quartzo, caulinita, illita e muscovita, mas diferenciam-se pelo folhelho Manacapuru apresentar montmorillonita enquanto o folhelho Pitinga tem minerais de Mn em meio a laminação da rocha. Constatou-se que o folhelho Manacapuru é mais enriquecido em K_2O , Al_2O_3 e TiO_2 e o de Pitinga em Al_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 . Com relação à proveniência o folhelho Manacapuru possui duas fontes: rochas ígneas intermediárias e máficas, enquanto o folhelho Pitinga tem sua fonte ígnea máfica. Estes dados são preliminares e análises de elementos traços estão em andamento.

Referências Bibliográficas

- Caputo M.V.; Rodrigues R.; Vasconcelos D.N.N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, Anais. SBG. V.3, p35-46
- Horbe A.M.C.; Trindade I.R.2009. Química isótopos de Pb e proveniência de sedimentos do rio Solimões. *Revista Brasileira de Geociências*, 39
- Press F.; Siever R.; Grotzinger J.; Jordan T.H. 2006 Para Entender a Terra, 4ª edição, Editora Bookman, 656p.
- Rollinson H.R.1993 Using Geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Editora Longman Scientific & Technical.352p
- Suguio K. 2003. Geologia Sedimentar, Editora Edgar Blucher Ltda., 400p

Perfil laterítico desenvolvido sobre Formação Ferrífera Bandada (Jaspilito) em Carajás

Marcondes Lima da Costa¹, Joana D'Arc da Silva Queiroz², Aline Cristina Sousa da Silva², Henrique Diniz Farias de Almeida³, Glayce Jholy Souza da Silva⁴ & Luis Cláudio G. Costa⁵

¹IG-UFPa, CNPq; ²PIBIC-UFPa, ³Autônomo, ⁴DTI-CNPq, ⁵CVRD

RESUMO O furo N8 0021 em Carajás atravessou uma topossequência laterítica derivada de jaspilitos, que deu origem ao seu rico minério de ferro, representado principalmente por hematita mole e friável.

Palavras-chave: Carajás, lateritas, jaspilitos, minério de ferro.

INTRODUÇÃO Carajás, no Estado do Pará, é atualmente uma das principais províncias minerais do mundo, que abriga um dos seus maiores depósitos de ferro (18 bilhões de toneladas) e é um dos maiores produtores deste bem mineral, bem como de Mn, Au, Cu, e Ni, com potencial para EGP e Zn. Suas grandes reservas de ferro estão relacionadas aos jaspilitos (formações ferríferas bandadas) intercalados com basaltos da Formação Carajás, de idade arqueana (DOCEGEO 1988, Macambira & Schrank 2001).

Embora o minério hematítico rico tenha sido pioneiramente reconhecido como intempérico, reforçado por Beisiegel (1982) e Vasconcelos (1996), estudos mais recentes (Lindenmayer et al. 2001, Lobato et al. 2005, Rosaline et al. 2008, Rosaline 2009; Grainger et al. 2009) concluíram que os distintos minérios de ferro seriam fundamentalmente de origem hidrotermal. Trabalhos de campo e análises mineralógicas, químicas e texturais mais recentes mostram que o minério atualmente em lavra, denominados de hematita mole, hematita dura e canga, estão tipicamente ligado a perfil laterítico derivado diretamente das BIF (Banded Iron Formation), como será mostrado pelo perfil do furo N8 0021, localizado na jazida N8, Serra Norte, Carajás.

MATERIAIS E MÉTODOS

Amostragem Foi realizada na Casa de Testemunho da Vale, em Carajás, após a seleção de vários furos. A coleta priorizou a representação do perfil e suas variações texturais e litológicas.

Caracterização mineralógica Foi realizada por DRX empregando-se o difratômetro modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60) da PANalytical, com goniômetro PW3050/60 (θ/θ) e com tubo de raios-x cerâmico e anodo de Cu ($K_{\alpha 1} = 1,54 \text{ \AA}$) e apoiada por MEV/SED (modelo LEO VP 1450) e por microscopia óptica.

Caracterização química A composição química foi determinada por ICP-MS (Perkin Elmer Elan 6000 e 9000) após abertura por fusão com metaborato/tetraborato de lítio no Laboratório AcmeLabs (Acme Analytical Laboratories Ltd.).

RESULTADOS

A topossequência laterítica Reconhece-se um substrato constituído principalmente de jaspilito (Figura 1) em contato inferior com máfica. Os jaspilitos são os principais litotipos geradores do perfil, portanto denominados de rocha-mãe. No intervalo de profundidade (aparente, pois o furo é inclinado) de 113 a 93 m identifica-se típico horizonte saprolítico com boulders métricos de jaspilitos circundados por hematita rica mole, porosa a cavernosa com goethita botrioidal; os boulders diminuem gradualmente de tamanho para cima, quando se atinge o equivalente ao saprolito fino, de 93 a 75 m de profundidade, em que o bandamento dos jaspilitos, é preservado, pela substituição da calcedônia das bandas de calcedônia-hematita, por hematita e goethita, além de traços de caulinita intempéricas. Uma zona equivalente ao horizonte argiloso se estende de 75 a 11 m de profundidade, representada por hematita friável. Zonas argilosas delgadas e ricas em oxi-hidróxidos de ferro (OHFe) são freqüentes, e parecem refletir influência de rocha máfica. Nos primeiros 11 m do topo encontra-se uma típica crosta ferruginosa, em que os OHFe botrioidais e coliformes cimentam fragmentos com estruturas reliquias dos jaspilitos, que se tornam cada vez mais cavernosa, porosa, para o topo. As transformações texturais e mineralógicas são ilustradas parcialmente pela figura 2. O perfil no seu todo encontra paralelo na seção geológica apresentada por Rosaline et al. (2008).

PERFIL FURO N8-0021- BIF -CARAJÁS/PA

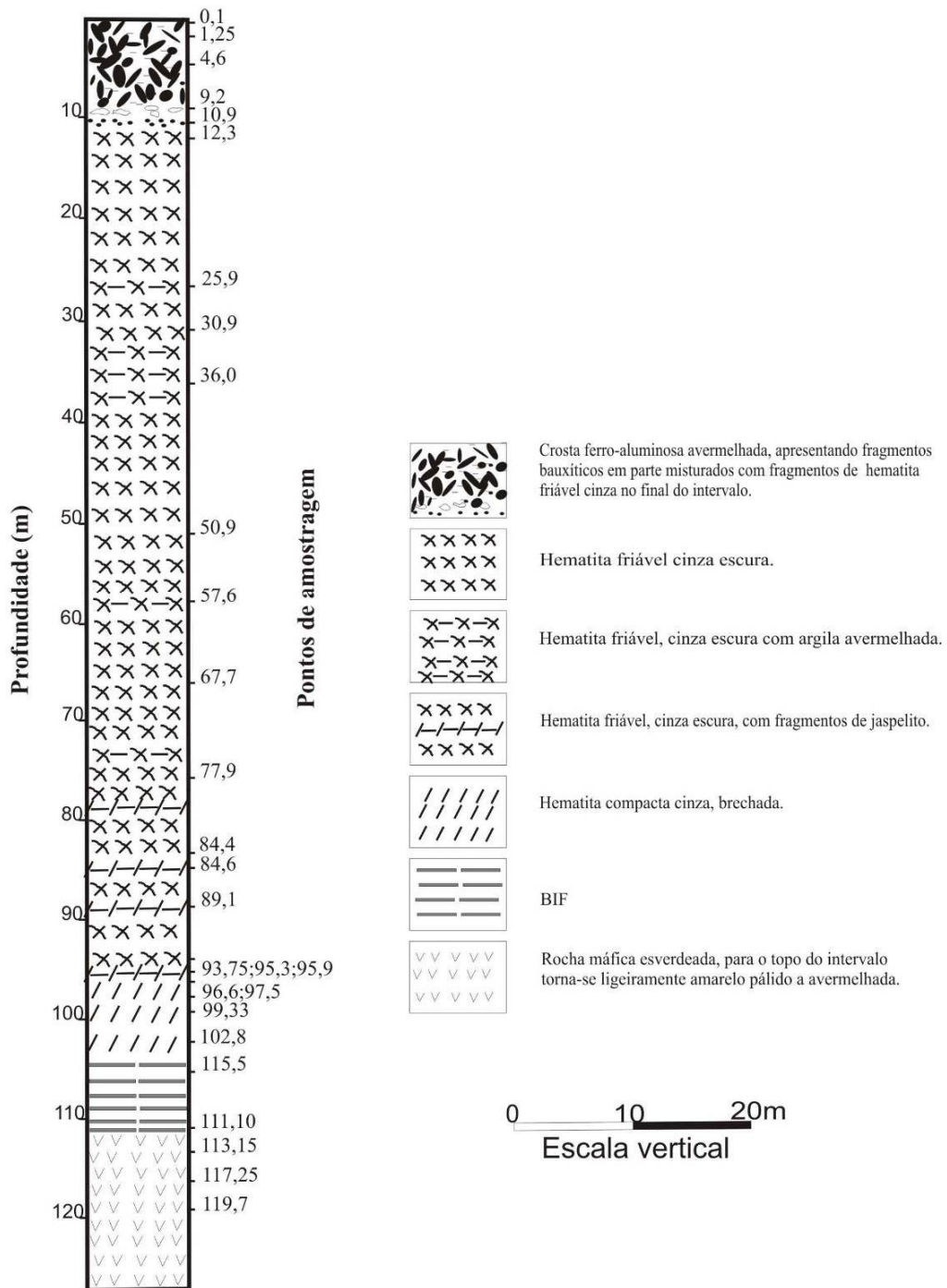


Figura 1 – Descrição do perfil de alteração laterítica sobre BIF (furo N8 0021, coordenadas: 9.318.383,569 e 592.917,774; inclinação: 44°13'29" e mergulho: -74°41'13") em contato inferior com rocha máfica, em Carajás, Pará.

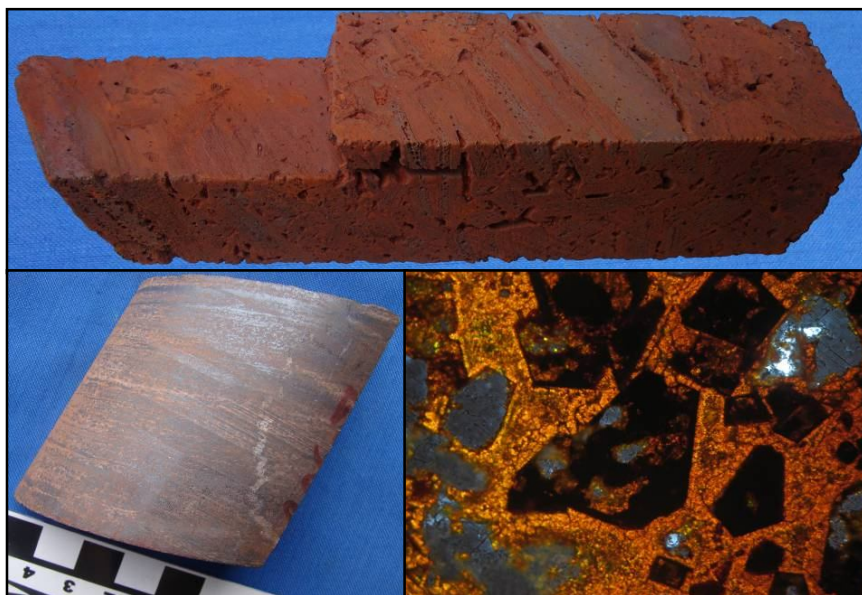


Figura 2 – Acima: BIF lateritizada com relictos de seu bandamento primário (N8 21-2: 1,25 m); abaixo a esquerda: fragmento de BIF inalterado como blocos do saprolito (N821-16: 89,10m); abaixo a direita: imagem obtida por microscopia óptica mostrando relictos de cristais de hematita em matriz de goethita, com traços de gibbsita e caulinita (N8 25,9m)- nicóis cruzados, 20x.

Mineralogia Os minerais identificados por DRX e ainda apoiados por microscopia ótica (MO) e eletrônica de varredura com sistema de energia dispersiva (MEV/SED) (Tabela 1) são típicos de processo de lateritização, em que a rocha-mãe é muito pobre em alumínio. Nos jaspilitos dominam hematita e quartzo, nos saprolitos grossos, além desses minerais, surgem goethita e traços de caulinita, em que a hematita se torna gradualmente mais friável, atingindo o seu máximo no horizonte argiloso; aqui os plasmas hematítico-goethíticos se tornam cada vez mais invasivos e a gibbsita se apresenta esporadicamente, enquanto a Al-goethita se torna freqüente, principalmente na crosta ferruginosa. Essa sucessão mineralógica e os seus aspectos texturais por si só demonstram a natureza laterítica do perfil.

Tabela 1 – Minerais identificados por DRX ao longo do perfil laterítico do furo N8-0021.

AMOSTRAS	Profundidade (m)	Minerais identificados por DRX
1, 2	0,10 - 0,20; 1,25 - 1,35	hematita, Al-goethita
3	4,60 - 4,80	hematita, caulinita
4, 5	9,20 - 9,30; 10,90 - 11,00	hematita, Al-goethita
6	12,30 - 12,40	hematita, Al-goethita, quartzo
7	25,90 - 26,00	hematita, gibbsita , goethita
8	30,90 - 31,00	hematita
9 a 13	36,00 a 78,00	hematita, goethita
14 a 21	84,40 a 97,70	hematita, quartzo, goethita
22	99,33 - 99,43	goethita
23	102,80 - 102,90	hematita, quartzo, goethita, caulinita
24	105,50 - 105,70	hematita, goethita
25 e 26	111,10 a 113,20	hematita, caulinita, quartzo, goethita
27 e 28	117,25 a 119,75	quartzo, clinocloro , chamosita

Composição química Os dados químicos de rocha total (Tabela 2) mostram também claro desenvolvimento laterítico, demonstrado pela rápida perda de SiO₂ e conseqüente ganho relativo de Fe₂O₃, Al₂O₃ e de TiO₂, além de P₂O₅, MnO e Cu. Aos álcalis não se depreende nenhum padrão, pois os jaspilitos são desprovidos dos mesmos. Os valores comparativamente anômalos de Al₂O₃, MgO, CaO e TiO₂ ressaltam possíveis pequenos enclaves de rochas máficas, intemperizadas (chamosita e clorita).

Tabela 2 – Composição química de amostras do perfil laterítico derivado de BIF em Carajás.

Amostras	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Ba	V	Co	Ni	Cu
N821-1: 0,10m	0,51	2,08	88,80	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,71	0,70	7,0	47	138	31,9	167	33,2
N821-7: 25,9m	0,73	3,53	87,78	2,67	0,05	0,02	0,03	0,01	0,54	0,29	4,0	1267	79	33,4	44	305,6
N821-11: 57,6m	0,66	1,48	86,95	0,23	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,24	10,3	77	<8	23,5	64	376,8
N821-17: 93m	13,53	0,22	80,56	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	5,6	30	<8	4,9	<20	17,0
N821-23: 102m	7,71	3,90	85,24	0,06	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,10	2,9	14	11	13,3	46	143,0
N821-28: 119m	48,32	13,93	21,97	0,25	7,95	0,12	0,17	0,02	0,78	0,11	6,1	59	229	62,3	117	93,6
Media BIF *	44,60	0,63	53,65	0,06	0,10	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01	0,73	44	nd	60	54	56

nd: não determinado; * Fonte: Macambira & Schrank (2002).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES A toposequência está claramente constituída de horizontes típicos de perfil laterítico. Os aspectos texturais e as estruturas reliquias mostram o domínio dos jaspilitos, enquanto as zonas delgadas argilosas, os enclaves de máficas, restritos. Cada horizonte, mesmo sob o domínio dos OHFe, apresenta a paragênese mineralógica característica, onde os minerais característicos como caulinita, gibbsita e Al-goethita, mesmo sob ambiente pobre em Al₂O₃, se desenvolveram. Fe₂O₃ e SiO₂, principais componentes, ressaltam a ambiência laterítica clássica, coadjuvados por Al₂O₃, TiO₂ e P₂O₅, principalmente. Portanto o perfil exemplificado pelo furo N80021 é de natureza laterítica, dominado por hematita friável, mole, o principal minério de ferro de Carajás. Uma origem hidrotermal para este pacote é, portanto descartada. É um perfil laterítico maduro, que segundo Vasconcelos (1996) iniciou sua formação há 70 Ma.

Agradecimentos Ao projeto Geociam e ao CNPq pelo apoio financeiro.

Referências Bibliográficas

- Beisiegel V.R. 1982. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., *Anais*, p. 21-46.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CBG, Congr. Bras. Geol., *Anais*, p. 10-54.
- Grainger C.J., Groves D.I., Tallarico F.H.B., Fletcher I.R. 2009. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geol. Reviews*, **33**: 451-489.

- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G. 2001. Considerações sobre a origem das formações ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:21-28
- Macambira J. B. & Schrank A. 2002. Químio-estratigrafia e evolução dos jaspilitos da Formação Carajás (PA). *In: Ver. Bras. Geoc.*, 567-577.
- Pereira, R.M.P, 2009. Geologia da região sul da serra norte e características do minério de ferro do depósito N8, província mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, UFMG.
- Rosaline R.C.F, Lobato L.M.; Rosiere C.A., Hagemann S., Zucchetti M., Baars F.J., Morais, R. Andrade I. 2008. A hydrothermal origin for the jaspilite-hosted, giant Serra Norte iron ore deposits in the Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil. *Reviews Econ. Geol.*, **15**:
- Rosaline R.C.F, 2009. Evolução e gênese do minério de ferro Hidrotermal nos depósitos da serra norte, Província mineral Carajás. Programa de Pós-Graduação em Geologia, IG-UFMG, Belo Horizonte. 236p.
- Vasconcelos P.M. 1996. Paleoclimas e evolução geomorfológica da região de Carajás: evidência geoquímica e geocronológica. *In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., Anais*, p. 26-30.
- Lobato L.M., Rosière C.A., Silva R.C.F., Zucchetti. M., Baars F.J., Seoane J.C.S., Rios F.J., Pimentel M., Mendes G.E., Monteiro A.M. 2005. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás – Controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. *In: O.J. Marini, E.T. de Queiroz, B.W. Ramos (eds.), Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM/CTMineral/ FINEP/ADIMB*, p.: 25-92.

Individualização dos Maciços Graníticos da Suíte Intrusiva Santa Clara na Região de Ariquemes, Cujubim e Machadinho d'Oeste, Rondônia

Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros & Luis Carlos Melo Palmeira

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Porto Velho, marcos.quadros@cprm.gov.br

Resumo A Suíte Intrusiva Santa Clara ocorre na região centro-norte/nordeste de Rondônia. No contexto evolutivo do sudoeste do Cráton Amazônico, corresponde a uma suíte granítica ácida pós-colisional com idades em torno de 1,08 Ga (Esteniano), composta por diversos corpos e maciços graníticos subcirculares a subalongados, intrusivos nos ortognaisses do Complexo Jamari, paragnaisses do Complexo Quatro Cachoeiras, metassedimentos da Formação Igarapé Quinze e nos granitóides da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Quimicamente corresponde a uma suíte sub-alcalina a alcalina de natureza metaluminosa, intraplaca e do tipo A, a qual se associam mineralizações de Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn e F.

Palavras-chave: Suíte Intrusiva Santa Clara, Cráton Amazônico, Mineralizações de Estanho.

INTRODUÇÃO O mapeamento geológico na escala 1:250.000 realizado pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil na Folha Rio Machadinho (SC.20-X-C), localizada na porção nordeste de Rondônia, possibilitou com base em dados de campo, petrográficos, geocronológicos e de sensores remotos, a delimitação mais precisa dos diversos corpos e maciços graníticos relacionados à Suíte Intrusiva Santa Clara na região entre as cidades de Ariquemes, Cujubim e Machadinho d'Oeste (Quadros *et al.* 2011). Foram individualizados dezessete maciços graníticos subcirculares a subalongados, com destaque aos maciços Santa Clara, Oriente Novo, Oriente Velho, Massaranduba, Retiro, Moisés, Manteiga, Primavera, Montenegro, Jararaca e Jatuarana (Figs. 1 e 2). Da totalidade dos maciços identificados durante este mapeamento, quatro foram delimitados apenas com base em dados aerogeofísicos, sendo estes localizados em áreas protegidas (Reserva Biológica Jaru, setor leste e sudeste da área mapeada), onde não foi possível o acesso durante as atividades de campo. Neste caso, as assinaturas geofísicas (aerogamaespectrometria) destes corpos foram comparadas e correlacionadas com as assinaturas das áreas dos maciços da Suíte Intrusiva Santa Clara onde foi possível fazer a integração de dados geológicos e aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria).

SUÍTE INTRUSIVA SANTA CLARA (~1,08 Ga) A denominação de Suíte Santa Clara se deve a Bettencourt *et al.* (1997), que com base em dados geocronológicos e geológicos agruparam os maciços graníticos de Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo e Manteiga, sob esta denominação, os quais haviam sido em parte descritos, anteriormente, por Kloosterman (1967) sob a denominação de Complexo de Oriente e por Isotta *et al.* (1978) sob a denominação de Maciço Oriente Novo.

Na área mapeada, a Suíte Intrusiva Santa Clara é constituída por granitóides de cor rosada, acinzentada e avermelhada, granulação média a grossa, raramente fina, variando de equigranulares a porfíricos, por vezes exibindo textura rapakivi. Composicionalmente são alkali-feldspato granito, hornblenda-biotita monzogranito, biotita-hornblenda sienogranito, biotita-quartzo monzonito, albíta granito e alkali-feldspato sienito, tendo como mineralogia acessória opacos, apatita, zircão, allanita, titanita, fluorita e turmalina. Em escala mesoscópica, texturas porfíricas ocorrem com frequência, representada por cristais euédricos a subédricos de feldspato alcalino, seguidas pela textura rapakivi, de modo mais restrito. Estruturas do tipo *schieliren*, enclaves e autólitos máficos são comuns (figs. 3 e 4). Por vezes os granitos podem exibir foliação de fluxo magmático, diques de leucogranito e veios de quartzo. Microscopicamente predomina a textura granular, seguida pelas texturas granofídica, mimerquítica, micropertítica (fig. 4) e localmente simplequititos em cristais de biotita. São granitos isotrópicos, localmente exibindo feições de deformação rúpteis (fraturas e falhas), tendo como encaixantes os ortognaisses tonalíticos/dioríticos do Complexo Jamari (1,75 Ga), paragnaisses do Complexo Quatro Cachoeiras (~1,67-1,63 Ga), metassedimentos da Formação Igarapé Quinze (1,37 Ga) e granitos/metagranitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,57-1,52 Ga) (fig. 1). A Suíte Intrusiva Santa Clara corresponde, quimicamente, a uma suíte sub-alcalina a alcalina nos fácies mais evoluídos, de natureza metaluminosa, intraplaca e do tipo A. Nos maciços mineralizados desta suíte, observam-se diferentes estilos de mineralizações primárias de Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn e F, em

greisens com quartzo-cassiterita e quartzo-cassiterita-wolframita, veios de quartzo-topázio-fluorita, pegmatitos com albita, microclínio, berílio, topázio, molibdenita e cassiterita, além de mineralizações secundárias de Sn, Nb e W em *placers*.

Novos dados geocronológicos Pb-Pb (evaporação de Pb de monocristais de zircão, Laboratório de Geologia Isotópica-Pará-Iso, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará) obtidos durante o projeto de mapeamento da Folha Rio Machado, revelaram idades de cristalização dos granitos da Suíte Intrusiva Santa Clara (fig. 2), sendo 1086 ± 2 Ma no Maciço Oriente Velho, 1082 ± 3 Ma no Maciço Retiro, 1087 ± 11 Ma no Maciço Massaranduba e 1087 ± 8 Ma no Maciço Oriente Novo (Quadros *et al.* 2011).

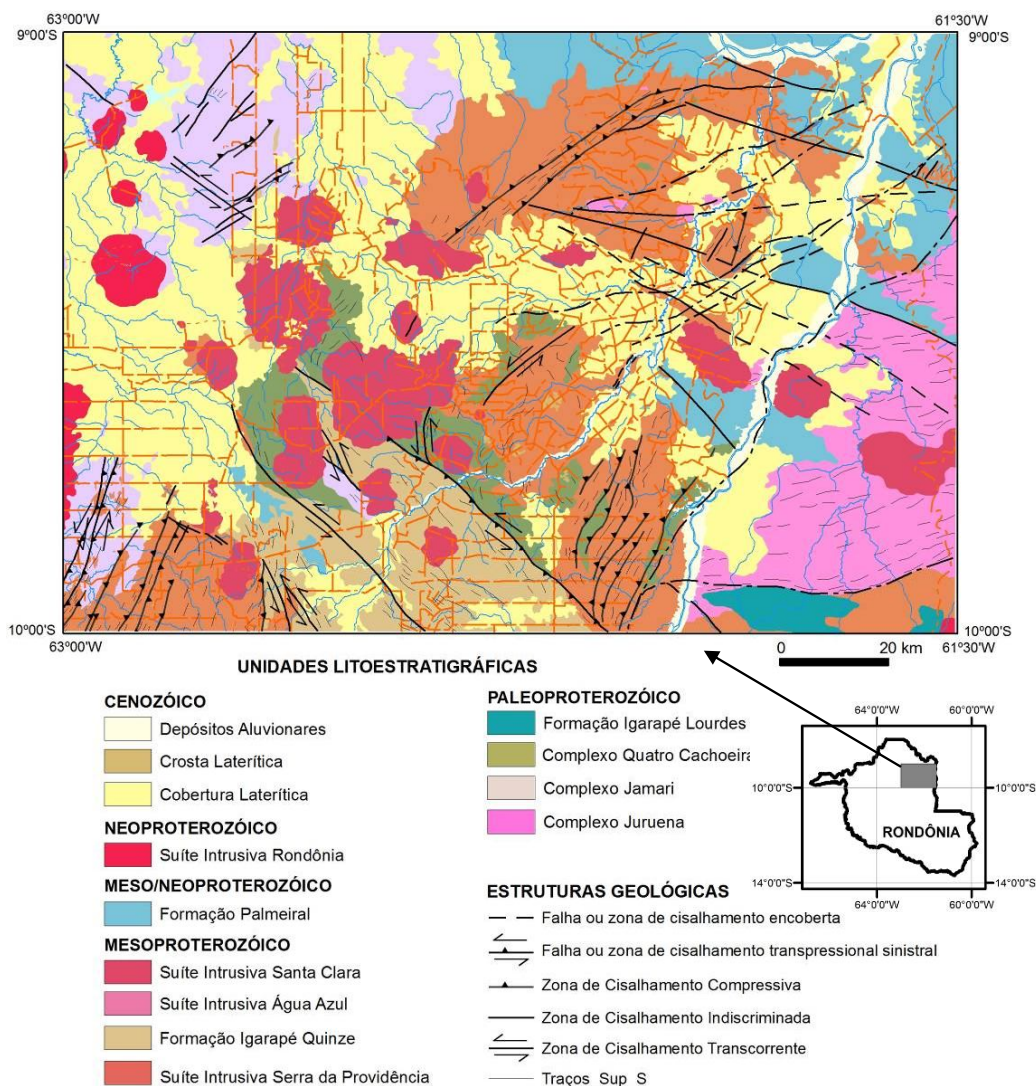


Figura 1 – Mapa geológico da Folha Rio Machado (SC.20-X-C). Modificado de Quadros *et al.* (2011).

63°00' W
9°00' S

61°30' W
9°00' S

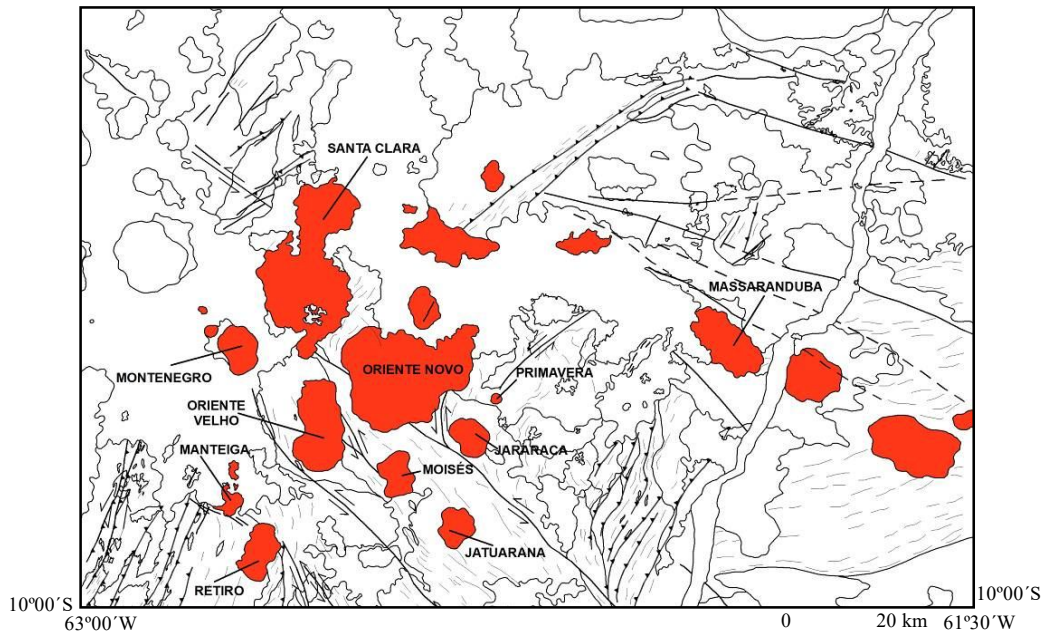


Figura 2 – Mapa esquemático com a localização dos maciços graníticos da Suíte Intrusiva Santa Clara na Folha Rio Machadinho (SC.20-X-C). Modificado de Quadros *et al.* (no prelo).



Figura 3 - Em A, aspecto de campo de biotita sienogranito na forma de blocos e matacões, sem expressão de relevo. Em B, biotita sienogranito médio a grosso cortado por dique de microgranito. Em C, biotita monzogranito, mostrando enclave máfico. Em D, biotita-quartzo monzonito de granulação média a grossa. Em E, biotita alkali-feldspato granito, fino, equigranular. Notar textura schieliren no alto da foto. Em F, biotita sienogranito porfírico, de granulação fina e fenocristais de feldspato alcalino.



Figura 4 - Em A, afloramento na forma de blocos e matacões de biotita sienogranito médio a grosso; Em B, hornblenda-biotita sienogranito grosso, porfírico e bastante fraturado. Em C, biotita sienogranito

CONSIDERAÇÕES FINAIS A Suíte Intrusiva Santa Clara engloba a geração de granitóides pós-orogênicos do sudoeste do Cráton Amazônico e relacionados ao ciclo (pós-) Sunsás, mais precisamente aos eventos magmáticos pós-orogênese Nova Brasilândia (1180-1100 Ma, Esteniano). Associam-se à Suíte Intrusiva Santa Clara os depósitos de estanho de Oriente Novo, Primavera, Rio Branco e Manteiga. O mapeamento geológico da Folha Rio Machadinho proporcionou avanços na cartografia geológica, permitindo a delimitação mais precisa dos maciços graníticos já conhecidos e a individualização de novos maciços e corpos, fornecendo subsídios para direcionar as pesquisas em busca de novos depósitos minerais.

Referências Bibliográficas

- Bettencourt J.S., Leite Júnior W.B., Payolla B.L., Scandola J.E., Muzzollon R., Vian J.A.J. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province and adjacent region, northern Brazil. In: SGM, Symp. on Granites and Associated Mineralization, 2, Excursion Guide, p. 2-31.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J.L. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNP/CPRM. 16v.
- Kloosterman J.B. 1967. Ring structures in the Oriente e Massangana granite Complex Rondonia, Brasil. *Eng. Min. Met.*, **45** (266): 73-77.
- Quadros M.L. do E.S., Palmeira L.C.M., Castro C.C. 2011. Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Machadinho (SC.20-X-C), escala 1:250.000: Sistema de Informações Geográficas-SIG: Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais da Folha Rio. Porto Velho: CPRM, (no prelo).

Evolução petrológica - geoquímica das rochas na parte Brasileira da Folha Oiapoque
(1:250.000), fronteira Brasil-Guiana Francesa

Maria Telma Lins Faraco¹, Hervé Théveniaut² & Jean-Michel Lafon³

¹CPRM-BE, telma.faraco@cprm.gov.br, ²BRGM-Orléans h.theveniaut@brgm.fr, ³UFPA
lafonjm@ufpa.br

Resumo A porção brasileira da Folha NA.22-V-B Oiapoque, na região da fronteira Brasil - Guiana Francesa, integra o setor oriental do Escudo das Guianas. A CPRM - Serviço Geológico do Brasil - executou o levantamento geológico (1:250.000) dessa região dentro do Programa Geologia do Brasil - Cartografia da Amazônia, através do Projeto Oiapoque. Cerca de 70% da área é constituída por uma crosta paleoproterozóica riaciana que consiste em unidades gnáissico-migmatíticas, granitóides orogênicos e bacias relacionadas (*greenstone belts*). O restante são diques de diabásio devonianos e neotriássico-eojurássicos, além de coberturas sedimentares cenozóicas. O estudo petrológico - geoquímico em rochas da área cartografada e seus resultados analíticos serão aqui apresentados.

Palavras-chave: Brasil-Guiana Francesa, Folha Oiapoque, Petrologia, Geoquímica

INTRODUÇÃO A área estudada representa um segmento de crosta paleoproterozóica, formada por arcos magmáticos retrabalhados e bacias relacionadas. Os arcos compreendem complexos metamórfico-migmatíticos e suítes graníticas orogênicas. Os primeiros são representados pelos Complexos Camopi (2110-2095 Ma, com relíquias de protólitos de 2,65 a 2,12 Ga) e Oiapoque (2110-2095 Ma, com relíquias de protólitos de 3,15 a 2,12 Ga). As suítes graníticas orogênicas correspondem ao Leucogranito Rio Oiapoque, Suíte Cricou (2113 - 2096 Ma) e Granito Anotaie (2110 - 2080 Ma). As bacias relacionadas aos arcos equivalem às unidades metavulcanossedimentares mesoriacianas tipo *greenstone belt*, que compõem o Grupo Vila Nova cuja idade da unidade correlata na Guiana Francesa (Formação Paramaca), varia de 2156 ± 6 Ma a 2137 ± 6 Ma (Delor 2001, 2003).

Existem ainda rochas geradas nas fases precursoras à abertura do Oceano Atlântico Sul, como microgabros e ocorrência pontual de folhelhos ardorianos, ambos do Devoniano (Boekel 1967, Théveniaut & Faraco 2007), e enxames de diques de diabásio do Neotriássico-Eojurássico, estes integrantes da Província Mágmatia Atlântico Central (Deckart 1997, Marzoli 1999, Nomade et al. 2007), associada à ruptura do Pangea e à abertura do Oceano Atlântico. As extensivas coberturas sedimentares cenozóicas consistem em unidade sedimentar do Paleógeno/Neógeno - Grupo Barreiras -, depósitos de argilas flúvio-marinhas e terraços aluvionares do Quaternário.

MATERIAIS E MÉTODOS Os dados petrológico-geoquímicos aqui tratados são provenientes do estudo em 356 estações geológicas. O mapa geológico exhibe unidades litoestratigráficas caracterizadas através da reunião, integração e interpretação das informações de campo, de imagens SRTM, de levantamento aerogeofísico de alta resolução CPRM (2007), de análises petrográficas, químicas de elementos maiores, traços e ETR, além de isotópicas Pb-Pb por evaporação em zircão e Sm-Nd em rocha total. As análises químicas de rocha total (elementos maiores e traços, incluindo os terras raras), executadas por ICP - AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), no Laboratório ACME Analítica Laboratórios Ltda, foram realizadas em amostras das unidades de rochas de composição graníticas, bem como em amostras de rochas básicas a elas associadas.

RESULTADOS Análises químicas de rocha total foram realizadas em amostras dos Complexos Camopi e Oiapoque, da Suíte Cricou e do Granito Anotaie, bem como em amostras de rochas básicas a eles associadas.

Geoquímica dos Granitóides Os valores de álcalis x sílica de granitóides das quatro unidades litoestratigráficas correspondem àqueles de granitos até dioritos (Le Maitre 1989) e pertencem à série calcioalcalina de caráter metaluminoso a peraluminoso (Irvine & Baragar 1971, Nockolds & Allen 1953, Maniar & Piccoli 1989).

Os diagramas de Harker mostram correlações geoquímicas negativas entre SiO_2 vs Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 , MgO e MnO , formando *trends* lineares que sugerem cogeneticidade do grupo de amostras analisado. Ao contrário, nos diagramas SiO_2 vs K_2O e SiO_2 vs Na_2O , a distribuição dos pontos é espalhada, sem desenho de *trend* específico. As amostras das diversas unidades consideradas exibem padrões de distribuição semelhantes em todos os diagramas considerados. Os elementos terras raras mostram o mesmo padrão de distribuição nas quatro unidades litoestratigráficas. As rochas são enriquecidas em ETRL em relação aos ETRP, com marcante predominância de anomalias negativas de Eu (Eu/Eu^* entre 0,2 e ~1), resultantes da remoção de feldspato de magma félsico, por fusão parcial de uma rocha na qual o feldspato é retido na fonte (Rollinson 1993). A maioria dos litotipos, em todas as unidades, possui os ETR fraca a moderadamente fracionados, alguns os têm altamente fracionados, com a razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 50 e 100. Os padrões de abundância de elementos incompatíveis mostram concentrações acentuadamente maiores nos elementos incompatíveis Th, U, Ba, Ce e, em menor ordem de grandeza, em Ta, Nb, e Sr. O padrão de concentrações normalizadas destes elementos é semelhante àquele mostrado para a crosta continental superior (Rollinson 1993), e indicador de envolvimento crustal nos processos magmáticos geradores das rochas aqui estudadas. Os granitóides de todas as unidades possuem as relações Nb x Y, Ta x Y, Rb x (Y+Nb) e Rb x (Yb+Ta) (Pearce 1984) correspondentes àqueles de arco vulcânico, com alguns *trends* direcionados para os espaços de granitóides sincollisionais e intraplaca. O mesmo posicionamento é verificado nos diagramas Hf - Rb/10 - 3Ta e Hf - Rb/30 - 3Ta (Harris 1986). No diagrama discriminante multicatiônico (Batchelor & Bowden 1985) as rochas agrupam-se preferencialmente no campo correspondente aos granitóides de fusão crustal (tipo S e de anatexia), com alguma superposição em torno das áreas dos pós-colisão e tardi-orogênicos. Essa superposição é considerada inevitável, uma vez que todos os granitóides evoluem em direção às composições do *minimum melting* (Tuttle & Bowen 1958, Batchelor & Bowden 1985).

Geoquímica das rochas básicas Rochas com teores de SiO_2 entre 53,93 e 44,79% ocorrem associadas aos granitóides paleoproterozóicos como melanossomas de migmatitos e como enclaves máficos, ou intrusivos neles como diques mesozóicos do Diabásio Cassiporé. Elas correspondem aos basaltos e andesitos no diagrama *TAS* (Cox 1979). As relações Zr/TiO_2 x Nb/Y equivalem às dos basaltos subalcalinos e basaltos/andesitos (Winchester & Floyd 1976). A distribuição dos elementos terras raras mostra um enriquecimento de terras raras leves em relação aos pesados, em padrão fracamente fracionado, com média da razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ em torno de 3,7, e leves anomalias negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,81$ a 0,94). Esse padrão, comum em magmas basálticos e andesíticos, reflete a incompatibilidade dos ETR em olivina e piroxênio (Rollinson 1993). Há amostras que fogem deste modelo. Algumas com extremo empobrecimento de ETRP em relação aos ETRL, muito provavelmente indicativo da presença de granada na fonte magmática do gnaiss analisado (Rollinson 1993). Outras possuem padrão de distribuição de ETR distinto dos demais cujos elementos terras raras são moderadamente fracionados, com razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ de 10,08, com leves anomalias negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,81$ - 0,91).

Os padrões de abundância de elementos traços incompatíveis mostram uma concentração acentuada daqueles fortemente incompatíveis (Ba, Th, U, Ce, Sr e Ta) em relação aos que possuem maior grau de compatibilidade (Tb e Y). Esse enriquecimento pode indicar contribuições heterogêneas na petrogênese dessas rochas básicas.

DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÕES O evento magmático mais antigo registrado é sugerido pela presença de paleossoma de gnaiss tonalítico, com idade mínima de cristalização de 2,16 Ga. Essa rocha representaria a fase mais precoce de plútons TTG associados aos *greentones*, cuja idade na Guiana Francesa varia de 2156 ± 6 Ma a 2137 ± 6 Ma (Delor *et al.* 2001, Delor 2003). Enclave de metadiorito com 2132 ± 2 Ma em gnaisses do Complexo Camopi, é testemunho de um segundo evento magmático, e marcaria a fase final de colocação dos plútons TTG associados aos *greenstones belts* (2156 ± 6 Ma a 2137 ± 6 Ma).

Esses plútons TTG sofreram migmatização de tal modo que não foi detectado embasamento granítico preservado em torno de 2,16 Ga e 2,13 Ga, na parte brasileira da Folha Oiapoque, mais sim um contexto migmatítico, em que essas rochas representam relíquias de protólitos mesoriacianos inclusos em granitóides neoriacianos dos Complexos Camopi e Oiapoque.

Esses granitóides neoriacianos foram gerados por uma sucessão de eventos magmáticos, com migmatização associada, entre 2113 e 2080 Ma. Um terceiro evento magmático teria ocorrido em torno de 2,11 Ga, evidenciado pelas idades de cristalização de granitóides da Suíte Cricou (2113 ± 3 Ma, 2108 ± 2 Ma e 2106 ± 3 Ma). Migmatização contemporânea a esse magmatismo é registrada por leucossoma de biotita granito do Complexo Oiapoque, com idade de cristalização de 2103 ± 3 Ma, cujo paleossoma é o gnaisse tonalítico com idade mínima de cristalização de 2,16 Ga, acima mencionado. Granada – biotita sienogranito da Suíte Cricou com idade de cristalização de 2090 ± 2 Ma, pode evidenciar um quarto evento magmático, ou o prolongamento do terceiro, e gerador daquela suíte.

O último evento magmático paleoproterozóico é revelado por biotita sienogranito do Granito Anotaie, com idade de cristalização de 2087 ± 3 Ma (Avelar 2002), correlato ao Granito Armontabor (2080 ± 5 Ma), na Guiana Francesa (Théveniaut & Faraco 2007).

As idades modelo Sm-Nd de todas as rochas analisadas são paleoproterozóicas riacianas (2,09 – 2,23 Ga) havendo apenas uma sideriana (2,39 Ga). Estes resultados e o fato de não ter sido encontrado zircão herdado arqueano nas análises geocronológicas de rochas do lado brasileiro da Folha Oiapoque, poderia sugerir que a área tenha se formado e evoluído no Paleoproterozóico, durante a orogênese Transamazônica. Todavia, a presença de relíquias de protólitos plutono-vulcânicos arqueanos nos Complexos Camopi e Oiapoque, no lado contíguo guianês (Théveniaut & Faraco 2007), e de zircão herdado arqueano em rochas paleoproterozóicas na fronteira Amapá - Guiana Francesa (Delor 2000), além da ocorrência de rochas com idades modelo arqueanas, evidenciam a existência de crosta arqueana retrabalhada no Paleoproterozóico naquela região do Escudo das Guianas. Indício pontual de sedimentação paleozóica é evidenciada pela ocorrência de microfósseis do Mesodevoniano em folhelhos ardiosianos na Serra Caripura, próximo ao rio Uaçá, na região costeira do Amapá. Deformação rúptil precursora à abertura do Atlântico, gerou falhas preenchidas por diques neodevonianos (Microgabro Oiapoque - 380 Ma), e enxames de diques N-S do Diabásio Cassiporé (199 - 190 Ma). Falhas dextrais e zonas altamente fraturadas de direção NE-SW testemunham o evento originário da Falha Oiapoque, ocorrente imediatamente após o *emplacement* do Diabásio Cassiporé, cujas rochas são por ele fraturadas e recristalizadas. A exemplo do que ocorre no Cráton Oeste Africano, a presença destas estruturas na área cartografada é marcante. A Falha Oiapoque, por onde corre o rio homônimo, é não somente a mais expressiva representante deste episódio, como a mais notável estrutura, e o divisor natural Brasil – Guiana Francesa. No Fanerozóico ocorreu a sedimentação da cobertura costeira, iniciada em ambiente continental fluvial e transicional flúvio-marinho geradora do Grupo Barreiras, constituída pelo Grupo Barreiras (Paleógeno-Neógeno), e prosseguida pela deposição dos depósitos e flúvio-marinhos e flúvio aluviais holocênicos.

Referências Bibliográficas

- Avelar V. G. 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total da porção centro-norte do Amapá. Amapá-Brasil: Implicações para a evolução Geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 213p.
- Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoids rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**:216-221.
- Boeckel N. 1967. Nova localidade fossilífera do devoniano do Amapá. Anais da academia Brasileira de Ciências. Resumo das Comunicações. V. 39. n.3/4. DNPM. Rio de Janeiro
- Cox K.G., Bell J.D. and Pankhurst R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- CPRM. 2007. Projeto Aerogeofísico Amapá: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométrico e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Lasa Engenharia e Prospecções; Prospectos Aerolevantamentos e Sistemas. 27 v.il. Programa Geologia do Brasil – PGB.
- Delor C., Faraco M.T.L., Fraga L.M., Lafon J. M., DeRoever E., Rossi P., Vidal M. 2000. Synthesis of the North Amazonian Precambrian Shield (SYNAPS) and trans-atlantic correlations: A Geological framework for the analysis of Precambrian Crustal Growth. 31º IGC, Rio de Janeiro. CD-ROM.
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Marteau P. 2001 Carte géologique de la Guyane à 1/500 000, 2nd edition, BRGM.
- Delor C. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500 000 scale geological map of French Guiana (2nd ed.). *Géologie de la France* 2–3–4: 5–57.
- Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A., G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P. and Reis A.C. (eds.), *Collision tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc.*, **19**: 67 – 81.

Projeto Aerogeofísico Itaituba: Interpretações como suporte à revisão da cartografia geológica e à pesquisa mineral

Cleyton de Carvalho Carneiro^{1,2}, Caetano Juliani¹, Alvaro Penteado Crósta² & Lena Monteiro²

¹GMG/IGUSP; ²DGRN/UNICAMP, cleyton@ige.unicamp.br, cjuliani@usp.br,
alvaro@ige.unicamp.br & lena@ige.unicamp.br

Resumo A região de Itaituba localiza-se na parte central do Cráton Amazônico, oeste do estado do Pará, e faz parte da Província Aurífera do Tapajós, reconhecida internacionalmente pela sua grande produção de ouro, estimada em mais de 750 ton. A cartografia geológica atual desta área está nas escalas de 1:1.000.000 e 1:500.000, além de 1:250.000 na maior parte da Província. Para elaboração desses mapas foram principalmente utilizados dados aerogeofísicos de baixa resolução espacial, adquiridos na década de 1970. A partir dos produtos magnetométricos e gamaespectrométricos gerados pelo Projeto Aerogeofísico Itaituba, desenvolvido em 2009 pelo Serviço Geológico do Brasil, importantes feições geológicas puderam ser ressaltadas. Este trabalho apresenta os resultados obtidos a partir da interpretação desses novos dados. Com isso, feições estruturais e litoestratigráficas são apresentadas como proposta à revisão da cartografia geológica da região.

INTRODUÇÃO Os primeiros estudos geológicos na região do Tapajós deram-se na década de 70 com o desenvolvimento do projetos RADAMBRASIL – Folha Tapajós (Santos *et al.* 1975), Jamaxim (Pessoa *et al.* 1977) e Tapajós–Sucunduri (Bizzinela *et al.* 1980, em Silva 1982),. A esses estudos seguiram-se trabalhos executados pelo DNPM, PROSPEC e CPRM Silva (1982). A maioria destes mapas geológicos foram baseados, sobretudo, em mapeamento de campo com suporte de imagens aerogeofísicas magnéticas e gamaespectrométricas geradas pelo “Projeto Geofísico Brasil Canadá” (PGBC), um convênio entre os dois países. Esses dados aerogeofísicos, no entanto, eram compatíveis com as tecnologias daquele momento, que consistia em navegação aérea baseada em imagens LANDSAT e intervalos entre linhas de vôo comumente de 2 km.

Entretanto, apesar do grande esforço e dos altos volumes de investimento já feitos para melhoria do conhecimento geológico da região, diversas áreas da Província são ainda geologicamente pouco conhecidas. Algumas destas áreas sequer possuem mapas geológicos em escala adequada ao estudo da estratigrafia das unidades vulcânicas, bem como para trabalhos de prospecção mineral.

O presente trabalho apresenta os resultados preliminares da aplicação de técnicas avançadas de processamento e de análise espacial de imagens aerogeofísicas utilizando os dados deste último projeto. O objetivo é o de fornecer informações que permitam avançar o conhecimento geológico da região, e de demonstrar a importância do emprego de dados indiretos em programas de mapeamento geológico regional na Amazônia, em combinação com as técnicas aqui apresentadas. Visa também subsidiar os trabalhos de exploração mineral, com a definição das características aerogeofísicas das unidades que hospedam as mineralizações epitermais e de pórfiros mineralizados em ouro e metais de base e, se possível de suas zonas hidrotermalizadas.

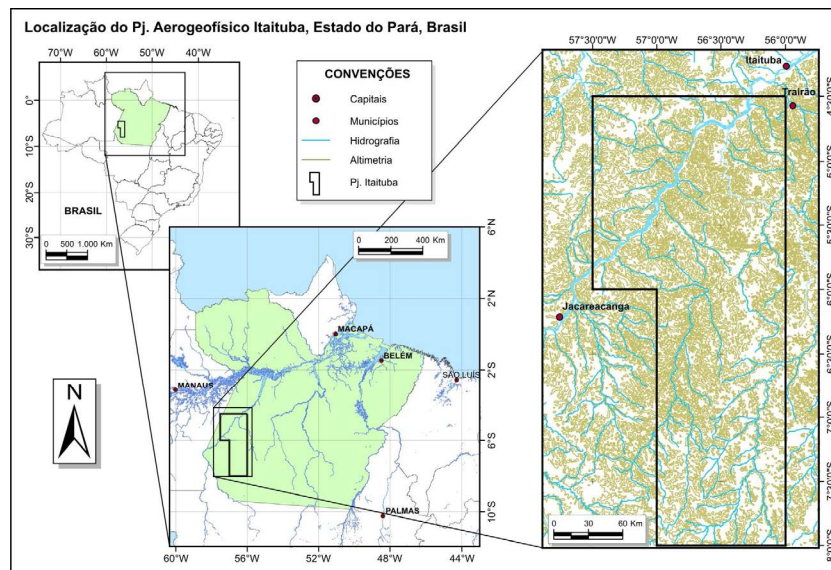


Figura 1- Localização do aerolevante correspondente ao Projeto Aerogeofísico Itaituba, CPRM/2009 (polígono em preto).

MATERIAIS E MÉTODOS

Projeto Aerogeofísico Itaituba O Projeto Aerogeofísico Itaituba (Figura 1) localiza-se na região sudoeste do estado do Pará, com uma pequena área adentrando no estado do Amazonas e foi feito a partir do “Programa Geologia do Brasil” (PGB), desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). A aquisição dos dados foi feita entre 07/2008 e 09/2009 pelo Consórcio LASA Engenharia e Prospecções S.A. e a PROSPECTORS Aerolevanteamentos e Sistemas Ltda. Abrangeu uma área de 51.967 km², recoberta por 111.891,19 km de perfis em 561 linhas de produção, com direção N-S e 26 linhas de controle com direção E-W.

A interpolação dos dados aerogeofísicos seguiu rotinas usuais relatadas nos trabalhos de Briggs (1974) e Armstrong (1984). Dessa maneira, a partir do campo magnético anômalo e dos dados gamaespectrométricos, foram geradas malhas com células de 125 m, correspondentes a ¼ do espaçamento entre as linhas de produção do projeto. Estes dados foram submetidos às transformações necessárias para geração de temas relevantes para realce das estruturas e unidades litoestratigráficas. Dessa forma, tanto nos dados magnetométricos quanto nos gamaespectrométricos foram utilizadas técnicas para a determinação de parâmetros geométricos, tais como a localização de limites geológicos e estruturais, profundidades de corpos e feições estruturais. Com isso, foram gerados os seguintes produtos: (1) Mapa do Campo Magnético Anômalo – CMA; (2) Mapa da Derivada Vertical (DV) do CMA em ordens de diferenciação 0,75, 1 e 1,25; (3) Mapa da Amplitude do Gradiente Horizontal nas direções X e Y do CMA; (4) Mapa de Amplitude do Sinal Analítico do CMA; (5) Composição colorida das diferentes ordens de diferenciação das DV's R0,75 G1 B1,25; (6) Mapa da Taxa de Exposição do Canal de Contagem Total; (7) Mapa da Concentração de Potássio (em %); (8) Mapa da Concentração de Urânio (em ppm); (9) Mapa da Concentração de Tório (em ppm); (10) Mapa da Razão Urânio/Tório; (11) Mapa da Razão Urânio/Potássio; (12) Mapa da Razão Tório/Potássio; (13) Mapa da Distribuição Ternária RK, GTh, BU.

Interpretação das Imagens Aerogeofísicas Nesta etapa, os dados foram submetidos à interpretação visual. Inicialmente foi realizada a fotoleitura, fotoanálise e fotointerpretação dos lineamentos indicativos das estruturas geológicas (Soares e Fiori 1976). Para isso foram utilizados, sobretudo os dados magnetométricos referentes aos produtos (2), (4) e (5). Em seguida, o mesmo procedimento foi realizado para a delimitação de unidades litogeofísicas. Para isso, foram utilizados os dados gamaespectrométricos relacionados aos produtos (6), (9) e (13). Os resultados desta fase interpretativa estão apresentados na Figura 2.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Domínios de frequência de lineamentos demonstram regiões indicativas de deformação distinta. Os domínios mais frequentes, são compostos por lineamentos pequenos, descontínuos e estruturados segundo a direção NNW. Domínios com lineamentos de direções predominantemente N60E obliteram os NNW, ocasionando deslocamento de feições em diferentes escalas. Por fim, extensos e contínuos lineamentos de direção NNE cruzam toda a extensão do aerolevanteamento. Estes lineamentos são regularmente espaçados e concentram-se, principalmente, na região noroeste.

As unidades litogeofísicas, destacadas pelos atributos gamaespectrométricos e magnetométricos, demonstram a presença de dois domínios de unidades com características geométricas distintas.

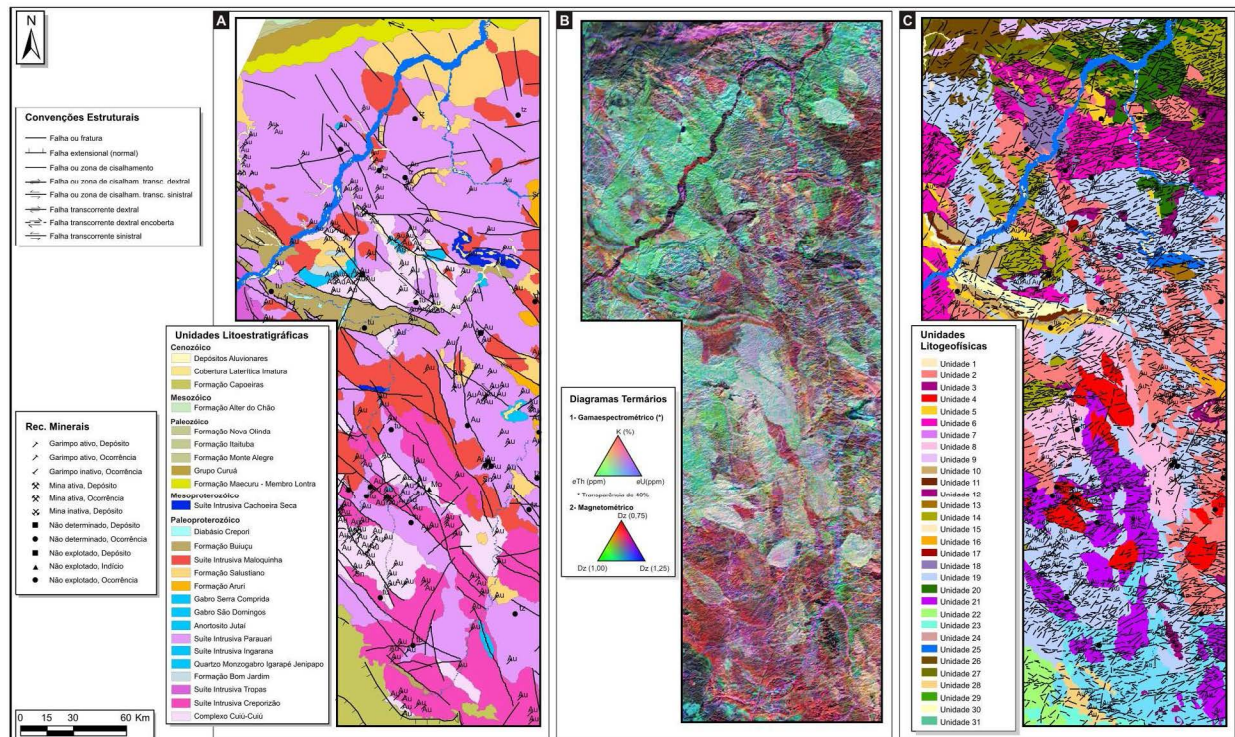


Figura 2- (A) Imagem R(K)-G(Th)-B(U) de gamaespectrometria sobreposta à imagem R(0,75)-G(1)-B(1,25) das derivadas verticais de ordens de diferenciação 0,75, 1 e 1,25 do campo magnético anômalo; (B) Unidades litogeofísicas interpretadas a partir dos dados gamaespectrométricos, com sobreposição das estruturas interpretadas a partir dos dados de magnetometria.

O domínio mais a norte é caracterizado por unidades anastomóticas, com limites predominantemente irregulares e dimensões batolíticas. Na transição entre o domínio norte e sul, unidades dispostas em geometria predominantemente plano-paralelas. Na região sul, as unidades formam corpos arredondados em planta, dispostos, sobretudo, nas direções NW e N-S. Nota-se também que as zonas com maior abundância de potássio e tório coincidem com as principais ocorrências minerais (cobre e ouro) cartografadas na região.

CONCLUSÕES A partir da análise integrada de dados magnetométricos e gamaespectrométricos na região de Itaituba, tornou-se possível delinear as principais estruturas e diversas unidades litogeofísicas que detalham e subdividem as unidades geológicas já mapeadas. Esses resultados são essenciais para a revisão da cartografia geológica pré-existente, que deverá ser também apoiada por levantamentos de campo que serão iniciados pela equipe na Província. Entretanto, já é possível destacar a forte estruturação ENE e WNW em grande parte da província, que controla, inclusive, a geometria das bacias paleoproterozóicas, o que sugere uma compressão na direção aproximadamente NS. A Suíte Intrusiva Parauari, que constitui o embasamento principal das unidades vulcânicas na parte

centro-norte da província, pode ser dividida em diversas outras unidades, algumas delas com características de rochas menos evoluídas das pelo baixo conteúdo de potássio. Destaca-se também a forte orientação NW das principais unidades com alto potássio, que correspondem em grande parte aos granitos do tipo A da Suite Intrusiva Maloquinha, o que sugere colocação controladas por estruturas do final do evento compressivo NS, como descrito por (Juliani *et al.* 2010) e (Fernandes *et al.* 2011) na região do Xingu. É também importante ressaltar que os dois domínios de unidades litogeofísicas sugerem a presença de, pelo menos, dois conjuntos de rochas distintas, sugerindo a amalgamação de diferentes blocos tectônicos, com orientações variadas na província.

A análise preliminar dos dados indica que algumas estruturas superpostas às unidades litogeofísicas parecem corresponder a zonas com fortes alterações hidrotermais, indicadas por teores relativamente altos de potássio e tório. Essas zonas, de modo geral, situam-se próximas aos garimpos de ouro.

Agradecimentos Os autores à FAPESP pela concessão da bolsa de pós-doutorado ao primeiro autor (Processo 2010/10498-8); ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pela concessão dos dados aerogeofísicos, especialmente à Dra. Maria Laura Azevedo e ao Dr. Alexandre Lago da DIGEOF/RJ; e ao INCT Geociências da Amazônia (CNPq/MCT/FAPESPA).

Referências Bibliográficas

- Armstrong M. 1984. *Problems with Universal Kriging*: Math. Geology. **16**:101-108.
- Briggs I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*. **39**: 39-48.
- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Echeverri-Misas C.M. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences* (no prelo).
- Juliani C., Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **191**: 167–179
- Pessoa M.R., Andrade A.F. de, Nascimento J.O. do Santos J.O.S., Oliveira J.R. de, Lopes R. da C., Prazeres W.V. 1977. *Projeto Jamanxim. Relatório Final*. Manaus: DNPM/CPRM, v 8.
- Santos D.B., Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.M.B., Basei M.A.S., Teixeira J.B.G. 1975. Geologia da Folha SB-21, Tapajós. *Projeto Radam. Levantamento de Recursos Naturais*. **7**:15-116.
- Silva A.R.B. da. 1982. Considerações sobre as mineralizações auríferas da Região do Tapajós. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, 1982. *Anais. SBG-Núcleo Norte*, **2**:100–115.

Uso de dados aerogeofísicos como ferramenta para o mapeamento geológico: etapa pré-campo, Folha Alto Jamari – RO

Daiane Flora Hammes, Anderson Alves de Souza, Carlos Eduardo S. de Oliveira

CPRM – Serviço Geológico do Brasil/REPO, daiane.hammes@cprm.gov.br

Resumo Este estudo apresenta a utilização de uma ferramenta alternativa para o mapeamento de regiões fortemente intemperizadas, com espessas coberturas pedológicas e de difícil acesso. Utilizando dados aerogeofísicos, disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil, como ferramenta auxiliar para mapeamento geológico básico na etapa pré-campo. Os dados obtidos com o aerolevante permitiram gerar um mapa de domínios gamaespectrométricos (manualmente), os quais foram comparados com uma imagem produto de classificação de imagem (gamaespectrométrica) não supervisionada e mapas geológicos existentes, que servirão para refinar e otimizar o mapeamento geológico sistemático da Folha Alto Jamari que será realizado em escala 1:250.000.

Palavras-chave: aerogeofísica, processamento de imagens, mapeamento.

INTRODUÇÃO A região de estudo apresenta algumas limitações naturais que dificultam a aquisição de informações geológicas de campo, as quais incluem a existência de reservas indígenas, unidades de conservação, ausência de estradas e acessos, temporadas de chuvas prolongadas, que além de um espesso e contínuo perfil de solos desenvolvido sobre o substrato rochoso, provocam escassez de afloramentos. No entanto existem importantes recursos minerais conhecidos na área como, por exemplo, o garimpo de cassiterita Massangana, dentre outros (figura 1e). Portanto a utilização de ferramentas (dados geofísicos) auxiliares no mapeamento geológico básico é extremamente relevante no mapeamento deste e de outros segmentos de mesma natureza na região amazônica.

MATERIAIS E MÉTODOS O trabalho utiliza dados aerogeofísicos de alta densidade de amostragem (gamaespectrométricos e magnetométricos) do Projeto Rondônia Central (CPRM, 2010) e modelo digital de terreno SRTM (MDT). A metodologia empregada no aerolevante utilizado possui altura de vôo de 100 m sobre o terreno, com espaçamento entre as linhas de vôo em 500 m na direção N-S e linhas de controle com espaçamento de 10 km na direção E-W. A interpretação e a integração das imagens foram efetuadas em ambiente sistema de informações geográficas (SIG), utilizando-se a extensão ArcMap 9.3.1 resultando na confecção de um mapa de domínios gamaespectrométricos (figura 1b) da área em escala 1:250.000. O trabalho foi complementado pelo uso de processamento digital de imagem, incluindo classificação não supervisionada de imagens gamaespectrométricas (figura 1c), modelagem e integração no software Envi 4.8 e Global Mapper 11.

RESULTADOS Como produto desse trabalho foi obtido um mapa de domínios gamaespectrométricos (figura 1b), os quais podem ser observados na figura 1(a e b). Esses domínios, extraídos de imagem ternária RGB (K [%]-vermelho; Th [PPM]-verde e U [ppm]-azul, figura 1a) foram comparados com uma imagem gerada por classificação não supervisionada (figura 1c) efetuada com o uso do programa ENVI e com o Mapa Geológicos do Estado de Rondônia (SIG-RO, escala 1:1.000.000, figura 1g, Quadros & Rizzotto 2007). Na imagem gamaespectrométrica ternária (figura.1a) foram observadas corpos circulares com teores proporcionais nos três canais K(%), Th(ppm) e U(ppm), representados pela cor branca na imagem, os quais foram interpretados como possíveis corpos mineralizados (Sn?) já que essa mesma assinatura é observada para locais de garimpos conhecidos, que se encontram no mesmo contexto geológico (Suíte Intrusiva Alto Candeias e Suíte Intrusiva Rondônia, fig. 1.g). No entanto essas feições (assinaturas geofísicas), bem como os domínios gamaespectrométricos (figura 1b) serão checadas em etapa de trabalho de campo, mapeamento geológico que será realizado em escala 1.250.000 da Folha Alto Jamari (área representada na figura 1).

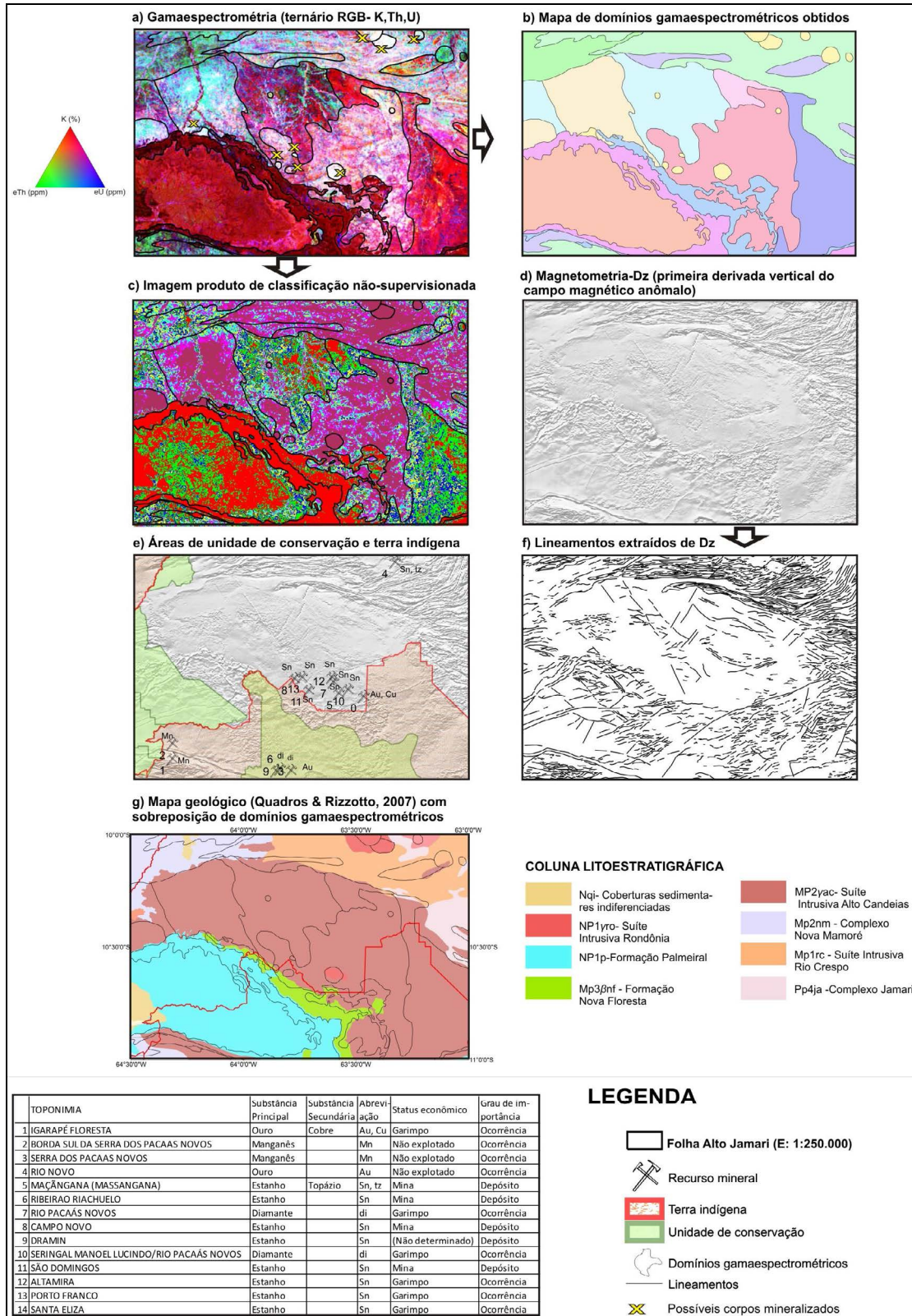


Figura 1 - Produtos obtidos para a folha Alto Jamari (etapa pré-campo). a) Interpretação e delimitação de domínios (linha preta) obtidos manualmente em imagem ternária RGB-K(%), Th e U(ppm). A letra X corresponde a corpos circulares com teores proporcionais nos três canais K, Th e U, representados pela cor branca na imagem e interpretados como possíveis corpos mineralizados (Sn?); b) Mapa de

domínios gamaespectrométricos (interpretação obtida da imagem ternária RGB-KThU); c) Imagem produto da classificação não supervisionada, a qual foi obtida automaticamente com o auxílio do programa ENVI (5 classes). Notar que a delimitação dos domínios (linha preta sobreposta) foi obtida manualmente de acordo com a interpretação da imagem ternária RGB (KThU) exposta na figura 1a; d) Imagem Dz (produto da primeira derivada vertical do campo magnético anômalo); e) Mapa com delimitação das áreas de unidade de conservação e terra indígena na área do projeto de mapeamento da Folha Alto Jamari (E:1:250.000). Os números correspondem a garimpos e minas conhecidos conforme tabela (legenda); f) Lineamentos extraídos da imagem Dz e g) Mapa com limites de domínios gamaespectrométricos (linha preta), obtidos da figura 1a, sobrepostos em mapa geológico da área (Quadros & Rizzotto 2007) para serem verificados em trabalho de campo. A linha vermelha corresponde à área indígena.

DISCUSSÃO A classificação não supervisionada de imagens gamaespectrométricas efetuada com o auxílio do programa ENVI gerou um produto muito similar a classificação feita visualmente para essas mesmas imagens. Entretanto esse procedimento automático de classificação de imagens gamaespectrométricas se limita a ressaltar semelhanças, assinaturas de grandes domínios gamaespectrométricos. Já a delimitação de contatos desses grandes domínios deve ser feita manualmente. No entanto a metodologia empregada de classificação não supervisionada mostra alto potencial para processamento de grandes áreas, principalmente como auxílio para a interpretação das imagens aerogeofísicas em etapa pré-campo para o mapeamento geológico básico. Porém, esse procedimento deve ser utilizado com cautela, senso crítico e supervisão de geólogos, ou seja, utilizado apenas como mais uma ferramenta de análise. Comparando (Figura 1g) com mapeamentos anteriores já publicados verifica-se que a utilização de dados aerogeofísicos de alta densidade de amostragem permite uma ampla visualização da distribuição e configuração espacial das unidades litológicas e estruturas tectônicas, com possibilidade de possíveis refinamentos que serão validados em trabalho de campo posteriormente na época de seca (possibilidade de acesso), principalmente para a Suíte Intrusiva Alto Candeias (Figura 1g) unidade na qual se espera que possam ser individualizadas fácies através da verificação que será realizada durante mapeamento sistemático da Folha Alto Jamari.

CONCLUSÃO A utilização de dados aerogeofísicos e sua integração com dados geológicos, obtidos com mapeamento sistemático, favoreceram a produção de mapas com informações geológicas e estruturais mais detalhadas, implementando substancialmente a melhoria da qualidade do mapeamento geológico para a região, já que na maioria das vezes alguns corpos não poderiam ser mapeados sem o auxílio destes dados, pois os mesmos se encontram na maioria das vezes com espessa cobertura pedológica e as relações de contato nem sempre são claras.

Agradecimentos Os autores agradecem ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) por possibilitar a participação de seus pesquisadores em geociências em curso de geofísica ministrado pela professora Dr. Adalene Moreira Silva (2011) atendendo à solicitação dos pesquisadores.

Referências Bibliográficas

- Quadros M.L.E.S., Rizzotto G.J. 2007. (Orgs.). *Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia*: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000. Porto Velho: CPRM. 116p. Programa Geologia do Brasil.
- Carrino T.A, Souza Filho C.R & Leite E.P. 2007. Avaliação de dados aerogeofísicos para mapeamento geológico e prospecção mineral em terrenos intemperizados: o exemplo de Serra Leste, Província mineral de Carajás. *Rev. Bras. de Geof.* 25(3):307-320 .
- CPRM-SERVIÇO GEOLOGICO DO BRASIL. 2010. Projeto Aerogeofísico Rondônia Central: Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Lasa Prospecções S.A. 26v.

Feições morfoestruturais na Serra do Tepequém – RR

Franzmilller Almeida Nascimento¹, Marcelo Ricardo Souza de Almeida², Stélio Soares Tavares Júnior², Luiza Câmara Beserra Neta²

¹ Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Roraima;

² Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima.

Resumo As paisagens que marcam o Estado de Roraima se destacam regionalmente construindo um panorama único na Amazônia brasileira. Neste cenário se destaca a paisagem localizada na porção norte do Estado, formada por relevos que podem atingir cerca de 2.800 metros de altitude. Dentre estas elevações destacam-se os relevos tabulares conhecidos regionalmente por *tepuis*. Estes relevos estão inseridos dentro da unidade morfoestrutural Planalto Sedimentar Roraima, sendo estruturados em rochas sedimentares do Supergrupo Roraima, formadas por arenitos e conglomerados de idade Paleoproterozóica. Dentre estes relevos, a serra do Tepequém, destaca-se como uma estrutura de relevo tabular com altitudes máximas de até 1100 metros. Desta forma, o estudo se fundamenta no mapeamento de feições morfoestruturais na Serra do Tepequém através de técnicas fotointerpretativas em imagens de sensores remotos.

Palavras-chave: morfoestruturas, fotointerpretação, serra do Tepequém.

INTRODUÇÃO O Estado de Roraima é marcado por uma diversificação de paisagens que constroem um panorama singular na Amazônia brasileira. Áreas planas, serras, florestas e savanas, se destacam formando um mosaico característico da região. Dentre estas paisagens, destacam-se os relevos tabulares, caracterizados por montanhas em forma de grandes mesas escarpadas com topo aplainado conhecidos regionalmente por *tepuis* (Briceno & Schubert 1990, Piccini 1995), como o Monte Roraima, serras do Tepequém e Uafaranda. Estes relevos, que segundo Franco *et al.* (1975), estão inseridos dentro da unidade morfoestrutural Planalto Sedimentar Roraima, e segundo Costa (2008), estes são estruturados em rochas sedimentares do Supergrupo Roraima, sendo compostos essencialmente, por arenitos e conglomerados de idade Paleoproterozóica (Santos *et al.* 2000b).

Segundo a literatura atual, a serra do Tepequém, apresenta uma estrutura de relevo tabular com altitudes máximas de até 1100 metros. Conforme Beserra Neta *et al.* (2007), a paisagem da Serra Tepequém, mais especificamente em seu interior, apresenta áreas aplainadas, com altitudes entre 575 a 670 metros, cujo formato alongado é limitado por morros residuais e encostas íngremes.

Portanto, este estudo tem como finalidade o mapeamento de feições morfoestruturais no topo da Serra do Tepequém através de técnicas fotointerpretativas em imagens de sensores remotos e produtos integrados multifontes, a fim de melhor caracterizar as feições geomorfológicas, que formam a paisagem da serra do Tepequém. A compreensão dos processos morfoestruturais atuantes na construção e sustentação dessas formas de relevo, constitui-se em um passo importante para o entendimento da evolução da paisagem local.

A serra do Tepequém, objeto de estudo desta pesquisa, esta localizada na porção norte do Estado de Roraima, mais precisamente, na região centro-norte do município de Amajari, no interior do quadrante limitado pelas coordenadas UTM 20N 635460 E e 414500 N e 647000 E e 422700 N (Figura 01). A serra do Tepequém constitui estruturalmente uma sinclinal assimétrica com o eixo na direção E-W e mergulho leve para leste, possui uma estrutura limitada a leste por falhas normais e a W por falhas de rejeito. A litologia é constituída pela formação Tepequém (CPRM 1999) de idade paleoproterozóica, que é representada por conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos. O substrato da serra é constituído por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e rochas piroclásticas pertencentes ao Grupo Surumu (Montalvão *et al.* 1975).

Geomorfológicamente, a serra é compreendida como uma estrutura de relevo tabular, evidenciando um testemunho isolado do Planalto Sedimentar Roraima (Franco *et al.* 1975), sendo formado por grandes mesas de topos aplainados, representando relevos residuais (Costa 2008). Em seu topo, segundo Beserra Neta *et al.* (2007), se evidencia uma área aplainada denominada de planície intermontana, com altitudes que variam entre 575 a 670 metros e esta encaixada entre morros residuais e as encostas íngremes.

O clima que compreende a região da serra do Tepequém é caracterizado por ser quente e úmido, do tipo climático “Am”, segundo a classificação de Köppen, com precipitação média anual

variando de 1700 à 2000 mm (Barbosa 1997). A vegetação na região é caracterizada pela presença da Floresta Ombrófila Densa, constituída de árvores de grande porte com copas frondosas que se estende pelas escarpas e encostas da serra. Em seu topo, se destaca as formações vegetais compostas por gramíneas intercaladas com formações arbustivas características da Savana Estépica Aberta, nas áreas mais planas e Savana Estépica Arbórea nas encostas e vales (Silva 1997).

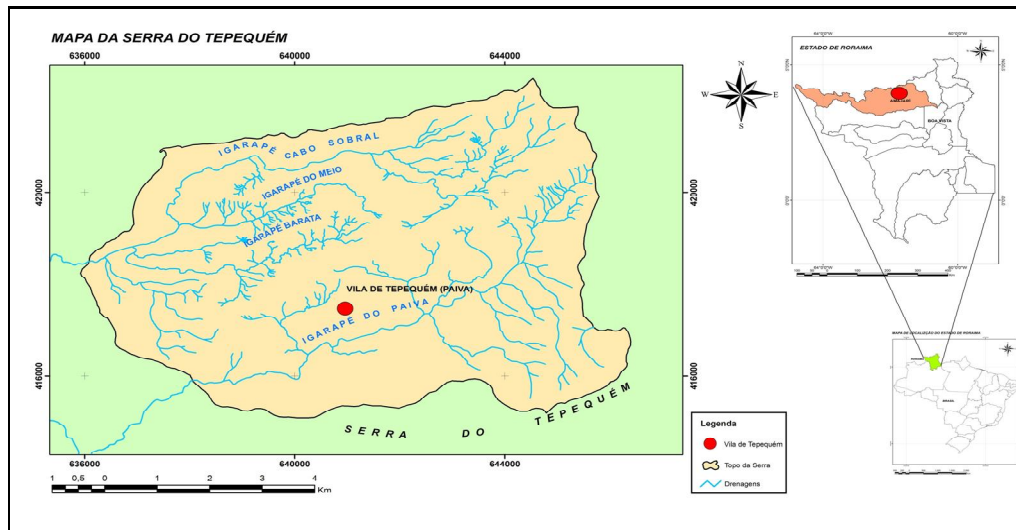


Figura 01: Mapa de localização da Serra do Tepequém

MATERIAIS E MÉTODOS Os principais materiais utilizados para a execução do trabalho foram carta topográfica do IBGE, 1:100.000, Folha Tepequém, Mapa geológico da serra do Tepequém adaptado de Fernandes Filho (2010). Além de imagens de sensoriamento remoto do Satélite CBERS 2B, sensor CCD, obtidas em março de 2007, imagens de Radar SAR/SIPAM, obtidas em 2007.

Os procedimentos de processamento e fotointerpretação das imagens digitais foram realizados nos aplicativos PCI Geomatics, v. 10.2 e SPRING, v. 5.1. a finalização dos mapas foram realizadas no aplicativo ArcGis, v. 9.3

O mapeamento morfoestrutural e geomorfológico segue a metodologia proposta por Araújo *et al.* (2003), onde a interpretação morfoestrutural se dá a partir da fotointerpretação de imagens digitais e a utilização de ferramentas de medição das flexuras do terreno, delimitando as unidades de alto e baixo estrutural, além da classificação de estruturas locais e interpretação de lineamentos estruturais (falhas e fraturas).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Análise Morfoestrutural A análise morfoestrutural obtida no topo da Serra do Tepequém foi realizada em estruturas que compõem a paisagem local. As morfoestruturas são caracterizadas por estruturas pré-existent identificadas a partir da análise e interpretação de informações básicas como padrões de drenagem e feições de relevo. De acordo com Araújo *et al.* (2003), o mapeamento morfoestrutural procura, através de padrões de drenagem e dos lineamentos estruturais (drenagem e relevo), traçar as flexuras do terreno derivadas de processos geológicos, principalmente os tectônicos e de acordo com García-Palomo *et al.* (2008), a análise e o mapeamento morfoestrutural é importante para interpretar todo o arranjo do relevo pelas estruturas geológicas (falhas, fraturas), que condicionam a modelagem da paisagem atual. Utilizando este estudo para a análise morfoestrutural no topo da serra do Tepequém, foram traçadas lineamentos na rede de drenagem local e em conjunto com o Modelo Digital de Elevação pode-se traçar linhas (flexuras no terreno), com valores arbitrários, afim de melhor visualizar a conformação estrutural da serra, indicada por áreas de alto e baixo estrutural (Figura 02), que segundo Santos *et al.* (2000a), é fundamental a identificação, na imagem, os elementos naturais de paisagem, em especial aqueles que determinam a morfologia superficial do terreno: relevo e drenagem e que determina o nível de detalhe na percepção tridimensional e, portanto, a identificação dos

elementos naturais de paisagem, que em conjunto com as tipificações litológicas, são condicionantes para o modelo do relevo local.

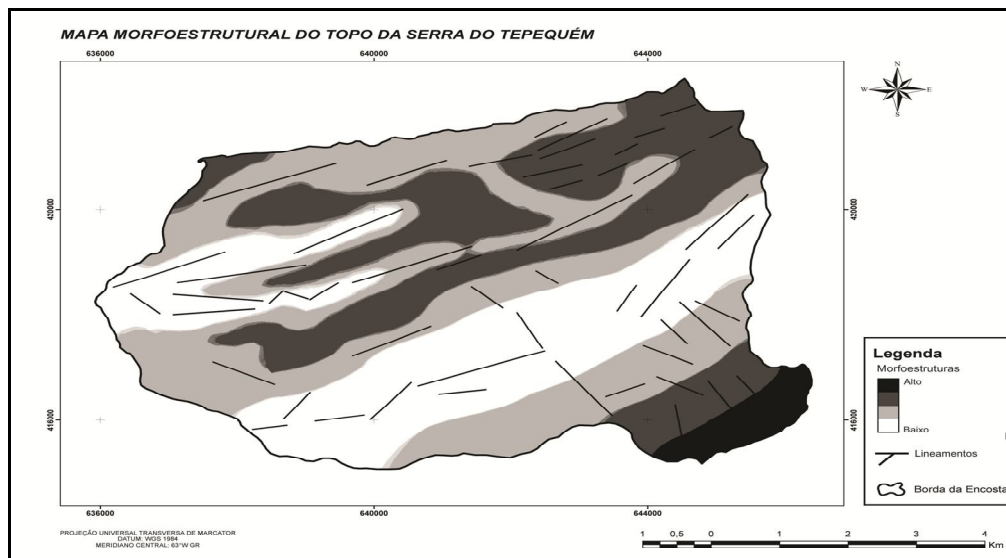


Figura 02: Mapa Morfoestrutural do Topo da Serra do Tepequém, destacando em tons de cinza, as áreas de alto estrutural (mais escuro) e baixo estrutural (mais claro) destacando também os lineamentos estruturais.

Feições Morfoestruturais condicionantes na Compartimentação Geomorfológica O mapa morfoestrutural, combinado com a interpretação das imagens digitais contribuíram para a identificação da compartimentação geomorfológica evidenciada no topo da serra apresenta variadas formas de relevo, entre estas destacam-se: a) Escarpas Erosivas, resultante do trabalho de erosão das encostas, composta por sedimentos que formam o talude da serra; b) Encosta: morfologia configurada pelas bordas da serra, bordejada pelas escarpas fortemente abruptas ao longo de todo o topo da serra. Estes paredões podem atingir os 1.100 metros de altitude a exemplo da encosta SE; c) Morros Residuais Alinhados que são resultantes dos processos erosivos têm altitudes que variam entre 680 a 900 metros. Estes estão estruturalmente orientados nas direções NE-SW e E-W e d) Planícies Intermontanas que correspondem por grandes áreas aplainadas encontradas no interior da serra e são resultantes da acumulação de material erodido das áreas mais elevadas. A rede de drenagem se instala nesta porção do relevo que também está orientada estruturalmente preferencialmente na direção E-W (Beserra Neta *et al.* 2007).

CONCLUSÃO A paisagem que compõe a Serra do Tepequém tem características singulares e bastante relevantes para os estudos da interpretação das formas de relevo e dos constituintes fisiográficos presentes. A interpretação das feições morfoestruturais, a partir da correlação com as unidades litológicas que compõe o Tepequém, fornece um produto diferenciado, importante na interpretação do modelado da paisagem local. As análises dos produtos digitais em conjunto com estudos dos lineamentos estruturais foram importantes para o mapeamento das áreas de alto e baixo estrutural apresentadas no mapa morfoestrutural. Todos estes dados foram importantes para a interpretação geomorfológica, que identificou formas de relevos variadas localizadas no topo da serra, dentre as quais se destaca; 1) escarpa erosiva, 2) encosta, 3) morros residuais e 4) planície intermontana. Portanto, os estudos que integram técnicas fotointerpretativas em imagens de sensores remotos e produtos integrados multifontes, a fim de melhor caracterizar as feições morfoestruturais e geomorfológicas.

Agradecimentos Agradecimento especial do autor ao Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, através do Programa de Iniciação Científica-PIC/UFRR, um agradecimento ao Núcleo Integrado de Pesquisa e Educação Ambiental – Projeto Hydros da UFRR pelo apoio logístico e

laboratorial, e do Núcleo de Pesquisas Energéticas – NUPENERG da UFRR pelo uso dos laboratórios e de equipamentos e também aos companheiros do Grupo de Pesquisa da Paisagem de Roraima – GRUPPARR.

Referências Bibliográficas

- Araújo C. C., Yamamoto J. K., Madrucci V. 2003. Análise Morfoestrutural em Área de Ocorrência de Arenito Asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. Revista do Instituto Geológico, v. 24 São Paulo, pp. 25-41.
- Barbosa R. I. 1997. Distribuição das Chuvas em Roraima. In: Barbosa, R. I.; Ferreira, E. J. G.; Castellón, E. G. (Eds.) Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima. Ed. INPA. Manaus. pp. 325-335.
- Beserra Neta L. C., Costa M. L., Borges M. S. 2007. A planície intermontana Tepequém, Roraima, e sua vulnerabilidade erosiva. In: Rosa-Costa, L. T.; Klein, E. L.; Viglio, E. P. (Eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: SBG - Núcleo Norte, v.5, pp.89-100.
- Bricieño O. H., Schubert C. 1990. Geomorphology of the Gran Sabana, Guayana Shield, Southeastern Venezuela. *Geomorphology. Elsevier Science Publishers*. nº 3. Amsterdam. pp. 125-141
- Costa J. A. V. 2008. Compartimentação do Relevo do Estado de Roraima. In: OLIVEIRA, R. S. (Org.); Roraima em Foco: Pesquisas e Apontamentos Recentes. Ed. da UFRR. Boa Vista, pp. 77-107.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus. Manaus, 166 p. CD-Rom.
- Fernandes Filho L. A. 2010. Fácies Depositionais, Estratigrafia e Aspectos Estruturais da Cobertura Sedimentar Paleoproterozóica na Serra do Tepequém, Escudo das Guianas, Estado de Roraima. Tese de Doutorado apresentada no Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFPA. Belém. 115p.
- Franco E. M.S., Del'Arco J. O., Rivett M. 1975. Geomorfologia da folha NA.20 Boa Vista. In: BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam. 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. Rio de Janeiro: DNPM. pp. 139-180.
- García-Palomo A., Zamorano J. J., López-Miguel C., Galván-García A., Carlos-Valério V., Ortega R., Macías J. L. 2008. El Arregolo Morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México Central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 25, nº 1. Ciudad de México, pp. 158-178.
- Montalvão R. M. G., Muniz M. R., Issler R. S., Dall'Agnol R., Lima M. I. C., Fernandes P. E. C. A., Silva G. G. 1975. Geologia da folha NA.20 Boa Vista. In: BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam. 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. DNPM. Rio de Janeiro. pp. 15-136.
- Piccini L. 1995. Karst in Siliceous Rocks: Karst Landforms and Caves in the Auyán-tepui Massif (Est. Bolívar, Venezuela). *Revista La Venta: Esplorazione Geografiche*, Itália. www.laventa.it
- Santos A. R., Veneziane P., Paradella W. R., Moraes M. C. 2000a. Radar Aplicado ao Mapeamento Geológico e Prospecção Mineral: aplicações. INPE/ADIMB. São José dos Campos. 103 p.
- Santos J. O. S., Hartmann L. A., Gaudette H. E., Groves D. I., Menaugiton N. J., Flettcher I. R. 2000b. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U – Pb and Sm – Nd Geogronology. *Gondwana Research*, v. 3, nº 4. pp. 453-488.
- Silva E. L. 1997. A Vegetação de Roraima. In: Barbosa, R. I.; Ferreira, E. J. G.; Castellón, E. G. (Eds.) Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima. Ed. INPA. Manaus. pp. 401-415.

Identificação dos Depósitos de Areia ao longo das rodovias Am-070 e Am-352 (municípios de Iranduba e Manacapuru), utilizando imagens ópticas e de radar - SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia), Manaus – Am.

Marcel Silva Passos, Carlos Benedito Santana da Silva Soares, Solange dos Santos Costa, Manoel Roberto Pessoa, Ulisses Oliveira Vieira & Alexander Moia Vieira

Centro Regional de Manaus do Sistema de Proteção da Amazônia – CENSIPAM.

Resumo Este trabalho busca encontrar novos depósitos de areia nas margens das rodovias AM-352 e AM-070 nos trechos que ligam os municípios de Iranduba e Manacapuru, os depósitos encontrados terão como a sua principal finalidade suprir parte da demanda desta matéria prima na capital Manaus e nas cidades adjacentes. Estes depósitos serão encontrados por meios de técnicas de sensoriamento remoto utilizadas em imagens de radar, R99/SAR (*Synthetic Aperture Radar*) e imagens de satélite Landsat 5/TM (*Thematic Mapper*) e ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*).

Palavra-chaves: Depósitos de Areia, matéria prima, imagens de satélite, imagens de radar.

INTRODUÇÃO Este trabalho visou identificar depósitos de areia ao longo das rodovias AM-070 e AM-352 no trecho que liga os municípios de Iranduba e Manacapuru utilizando imagens ópticas (Landsat-5/TM e ASTER) e de Radar (R99/SAR).

A areia é uma das principais matérias-primas utilizadas na indústria da construção civil, pois é um importante insumo para as construções em geral.

Devido o forte crescimento do setor da construção, impulsionado pelo déficit habitacional em Manaus, é natural que ocorra um aumento na procura por esse recurso mineral. Este projeto buscou auxiliar na identificação de novas jazidas deste agregado, nos períodos de fortes estiagens a chegada dos carregamentos de areia em Manaus sofrem grandes dificuldades por ser o transporte fluvial a principal via de acesso dos municípios até a capital aumentando de forma significativa o valor do metro cúbico.

Foram utilizadas nesta pesquisa imagens Landsat-5/TM (*Thematic Mapper*) empregando as bandas espectrais que destacam características importantes para identificação de alvos relacionados à areia.

A utilização das imagens de Radar R99/SAR (*Synthetic Aperture Radar*) foram para destacar pequenas feições e melhorar a interpretação de determinados locais devido a sua alta resolução espacial. Na sequência as imagens ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) serão utilizadas para construir um Modelo Digital de Elevação, extração de drenagens, e outros dados, podendo assim propor possíveis áreas onde ocorra a presença destes depósitos.

MATERIAIS E MÉTODOS O processamento digital das imagens do sensor ASTER foi realizado por meio do *software* ArcGIS 9.3, construindo-se primeiramente um mosaico das imagens e em seguida feito o recorte da área de estudo através do *shapefile* dos municípios de Iranduba e Manacapuru. Após este procedimento foram extraídas as drenagens, as curvas de nível e a declividade, e então por meio destas construído o MDE. Tais procedimentos foram utilizados para uma possível correlação com os areais.

As imagens do sensor Landsat-5/TM de 28/08/2010 foram adquiridas por meio do site do INPE – (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). O processamento digital dessas imagens foi realizado no *software* ENVI 4.6.1, tanto as composições coloridas (RGB) com as bandas 5, 4 e 3 (R=5, G=4 e B=3) quanto o georreferenciamento delas.

Para uma melhor facilidade no georreferenciamento das imagens foi criado um dado vetorial da área preliminar de estudo no ArcGIS 9.3 e por meio deste a imagem foi recortada utilizando o ENVI 4.6.1. Após este procedimento, a imagem foi novamente recortada utilizando a junção dos *shapesfiles* dos municípios de Iranduba Manacapuru. Gerando assim a imagem a ser trabalhada, não só a Landsat-5/TM como também a ASTER e a R99/SAR.

O processamento digital das imagens do Radar R99/SAR foi realizado no *software* ENVI 4.6.1, construiu-se primeiramente um mosaico da área estudada e deste foram feitas

composições coloridas utilizando as bandas L (hh), L (hv) e X (hh), alocadas respectivamente nos canais RGB. O mosaico construído foi recortado utilizando o mesmo processo citado nas imagens Landsat-5/TM.

RESULTADOS Utilizou-se as imagens do sensor ASTER (Figura 02), foi possível gerar o Modelo Digital de Elevação (Figura 03 e 05), a declividade do terreno (Figura 06), extração das drenagens (Figura 04 e 07) e curvas de nível.

Utilizou-se as imagens do sensor Landsat-5/TM, empregando as bandas 3, 4 e 5 para a geração da imagem colorida para uma melhor visualização dos pontos encontrados. As figuras 08 e 09, mostram os presumíveis locais onde se localizam alguns dos depósitos, neste caso destacando a banda 7 do sensor Landsat-5/TM, onde foi notada a presença de pixels mais claros, nos pontos onde se localizam os depósitos de areia. Este fator poderia auxiliar na detecção dos depósitos, mas devido a sua baixa resolução espacial não é possível detectá-los utilizando apenas este insumo.

Na figura 10 e 11 encontram-se representados alguns pontos de possíveis depósitos localizados nas margens da rodovia AM-352. O Mosaico construído utiliza imagens R99/SAR na banda L com polarização HH. A imagem em destaque corresponde a uma composição RGB (R: Banda L_HH, G: Banda L_VH e B: Banda X_HH).

DISCUSSÕES Foi possível observar características distintas em cada imagem dos vários sensores utilizados, destacando-se as áreas de ocorrência de depósitos de areia. Como trabalho de reconhecimento foi realizada uma viagem preliminar de campo, para buscar feições representativas dos depósitos de areia, a fim de comparar com as respostas espectrais das imagens ópticas e de radar e extrapolar para toda a região compreendida nas imagens.

Outro indício que poderá ser verificado em trabalhos futuros para a localização de depósitos de areia, seria a presença de uma vegetação pioneira conhecida como campinarana. Este termo é geralmente aplicado a um tipo de vegetação que se desenvolve sobre solos arenosos extremamente pobres (oligotróficos), na maioria dos casos hidromórficos e ricos em ácidos húmicos. O termo engloba um complexo mosaico de formações não florestais, não savânicas, com ocorrência esporádica, mas freqüente em toda a região Amazônica (Pires 1974; Pires & Prance, 1985; Richards 1996).

CONCLUSÃO Por meio dos estudos realizados foi possível destacar várias características importantes na detecção de depósitos de areias. Uma delas, é a alta resposta espectral da banda 7 do sensor Landsat-5/TM a solos arenosos, validado por meio dos gráficos da resposta espectral, e também quando foram plotados os pontos encontrados nesta banda, notou-se uma predominância de tons mais claros nestes locais, sendo este um fator que ajuda a comprovar a existência de tais depósitos.

As drenagens extraídas por meio das imagens do sensor ASTER se mostraram como um indicador, pois quase todos os depósitos encontrados estavam bem próximos de redes de drenagens.

O Modelo Digital de Elevação juntamente com o padrão de declividade do terreno, que foram gerados por meio das imagens do sensor ASTER, mostraram que os depósitos se localizam geralmente em terrenos planos bem próximos a locais com alto declive.

Já utilizando as curvas de nível de 10 metros foi possível notar que os depósitos ocorrem em cotas que variam entre 15 e 35 metros, obtendo-se assim uma cota média de 25 metros.

Por meio do trabalho de campo realizado, foi possível notar que grande parte dos depósitos encontrados localizava-se em locais planos, sendo estes um pouco mais elevados que as áreas adjacentes (vistos por meio do MDE e juntamente com a declividade do terreno) e também que estavam próximos a cursos d'água (observado por meio das drenagens), e por se localizarem em tais locais, possuíam cotas baixas (também notado por meio das curvas de nível extraídas).

ANEXO:



Figura 01: Imagens Landsat-5/TM, com depósitos encontrados e as rodovias.



Figura 02

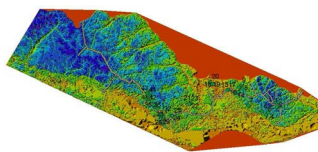


Figura03



Figura 04



Figura 05



Figura06

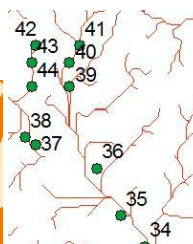


Figura 07

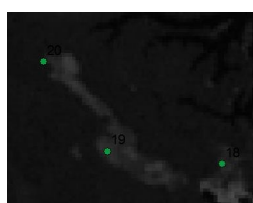


Figura 08

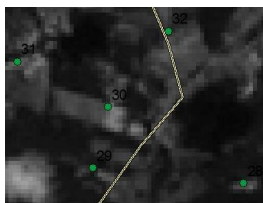


Figura 09

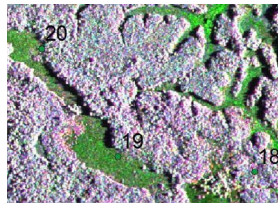


Figura 10

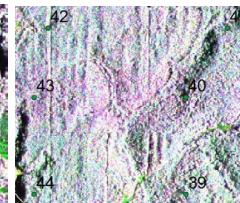


Figura 11

Referências Bibliográficas

- Abrams M., HOOK, S., RAMACHANDRAN B. *ASTER .2002. users handbook*. Pasadena: JPL, 135p.
*In: Carneiro A. M. C. Uso do modelo de mistura MESMA e imagens ASTER para construção de um mapa de conforto urbano para Belo Horizonte – MG. 2009.*ADIMB. Radar aplicado ao mapeamento geológico e prospecção mineral fundamentação. S. J dos Campos - SP, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).
- Andrade Nilo Sergio de Oliveira; ROSA, Antonio Nuno de Castro Santa. *O novo sistema SAR multipolarimétrico aerotransportado brasileiro*. Brasília – DF. Brasil.
- Costa L. A. *Sensoriamento Remoto para Fins Florestais*. Apostila da Disciplina Sensoriamento Remoto. Manaus: Departamento de Ciências Florestais / Universidade Federal do Amazonas, 2003. 125p.
- Costa S. X. 2010. *Análise da Sustentabilidade da Exploração dos Recursos Minerais de Uso na Construção Civil na Região de Iranduba e Manacapuru*. Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia (Censipam).

- Crosta A. P. 1992. *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. Campinas: IG/UNICAMP. 170p.
- Crosta A. P. 2002. *Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto*. Campinas: UNICAMP, Instituto de Geociências, 154 p.
- Florenzano T. G. 2002. *Imagens de satélite para estudos ambientais*. Oficina de textos. São Paulo, 97p.
- Fujisada H., Bailey G. B., Kelly G. G., Hara S., Abrams M. J. *Aster DEM performance*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 43, n. 12, p. 2707-2713, Dec. 2005. In: ANDRADE, I. R. A. . 2008. *O uso de técnicas de sensoriamento remoto na identificação de formas na região de Porto Rico, planície de inundação do Alto Rio Paraná, MS/PR. Maringá, PR.*
- Fonseca J. S. *RADAM trinta anos – uma proposta*. Rio de Janeiro – RJ.
- Fonseca J. S. *Aeronaves de sensoriamento remoto do sistema de vigilância da amazônia*. Rio de Janeiro – RJ.
- Hirano A., Welch R., Lang H. *Mapping from ASTER stereo image data: DEM validation and accuracy assessment*. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, n. 57, p. 356-370, 2003. In: Andrade I. R. A. *O uso de técnicas de sensoriamento remoto na identificação de formas na região de Porto Rico, planície de inundação do Alto Rio Paraná, MS/PR. Maringá, PR.* 2008.
- Pires J. M.. *Tipos de vegetação da Amazônia*. 2003. Papeis Avulsos Museu Paraense Emílio Goeldi **20**:179-202. 1974. In: SILVEIRA Marcos. *VEGETAÇÃO E FLORA DAS CAMPINARANAS DO SUDOESTE AMAZÔNICO (JU-008)*. Rio Branco - AC. Brasil.
- Pires J. M. & G. T. Prance. *The vegetation types of the Brazilian Amazon*. Pp.109-145. 1985 in G. T. Prance & T. E. Lovejoy, eds. *Key environments: Amazonia*. Pergamon Press, Oxford. In: SILVEIRA, Marcos. *VEGETAÇÃO E FLORA DAS CAMPINARANAS DO SUDOESTE AMAZÔNICO (JU-008)*. Rio Branco - AC. Brasil. 2003.
- Richards P. W. *The tropical rainforests: an ecological study*. Cambridge University Press, Cambridge. 1996. In: SILVEIRA, Marcos. *VEGETAÇÃO E FLORA DAS CAMPINARANAS DO SUDOESTE AMAZÔNICO (JU-008)*. Rio Branco - AC. Brasil. 2003.
- Soares C. B. S. S. 2006. *Estudo da dinâmica de uso e cobertura da terra com auxílio de técnicas de sensoriamento remoto e Sistemas De Informações Geográficas (SIG), na área de proteção Ambiental (APA) Encontro das Águas, no município de Iranduba – Amazonas*. Manaus - AM. Brasil.

Análise geológica de dados aerogamaespectrométricos e imagens R99/SAR da porção noroeste de Roraima.

Marcos Paulo Martins de Souza¹, Solange dos Santos Costa², Manoel Roberto Pessoa² & Ulisses Oliveira Vieira²

¹Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas, g3xmarcos@gmail.com;

² Centro Regional de Manaus do Sistema de Proteção da Amazônia – CENSIPAM, solange.costa@sipam.gov.br, manael.pessoa@sipam.gov.br, ulisses.vieira@sipam.gov.br.

Resumo Os objetivos principais deste trabalho são analisar as principais características geológicas da região noroeste de Roraima por meio de imagens aerogamaespectrométricas e R99/SAR. Ambas foram processadas e posteriormente integradas ao mapa geológico da área de estudo. As imagens aerogeofísicas evidenciam correlações dos níveis de radioelementos com as litologias da área, principalmente com as rochas ácidas das Suítes Intrusivas Surucucus e Auaris e as básicas e sedimentares da Suíte Máfico-Ultramáfica Serra da Estrutura e da Cobertura Quasi-Roraima respectivamente. Os padrões de textura das imagens R99/SAR também possuem correlação com as unidades litológicas citadas acima. Além disso, estas imagens foram utilizadas para a extração dos lineamentos estruturais, preferencialmente NW-SE. Outros lineamentos também ocorrem nas direções NE-SW e N-S, hipoteticamente induzidos pelas intrusões básicas paleoproterozóicas e ácidas mesoproterozóicas ocorridas na região. Palavras-chave: Imagens aerogamaespectrométricas, imagens R99/SAR, noroeste de Roraima.

INTRODUÇÃO As imagens de Radar e os dados aerogeofísicos vêm sendo utilizados com sucesso no mapeamento geológico de áreas onde o trabalho de campo é complexo, como é o caso da área de estudo (Figura 1). Nesse contexto, propõe-se neste trabalho correlacionar as respostas gamaespectrométricas e os padrões de textura das imagens R99/SAR com as litologias da área de estudo. Além disso, propor um mapa de lineamentos a partir da fotointerpretação de imagens R99/SAR com resolução espacial de 6 metros na escala de 1:30000.

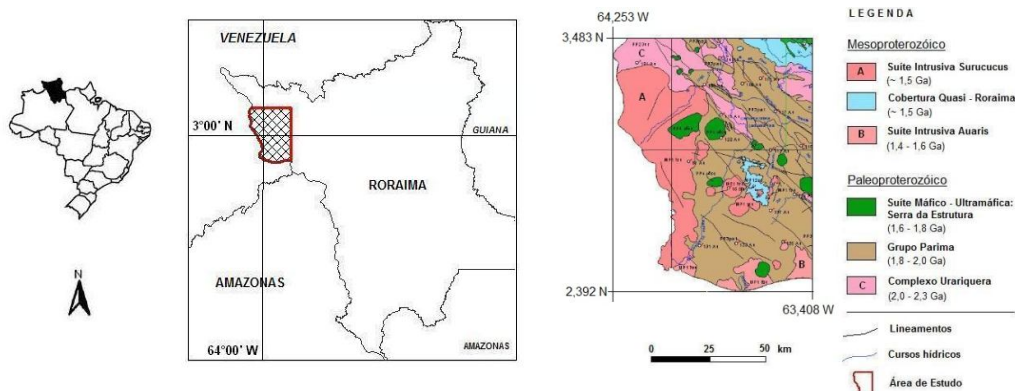


Figura 1- Localização da área de estudo em conjunto com o mapa geológico da área. Fonte: modificado de CPRM (2004).

MATERIAIS E MÉTODOS Os dados aerogeofísicos utilizados neste trabalho são do Projeto Aerogeofísico Província mineral Parima-Uraricoera realizado pelo CPRM no de 2001. Os canais gamaespectrométricos foram processados de forma individual de acordo com as técnicas desenvolvidas por Duval (1982), Minty (1997) e Milligun & Gunn (1997). Posteriormente, interpretados a partir das sugestões de (Saunders *et al.* 1976) e Dickson & Scoot (1997).

Após o recorte dos segmentos das imagens R99/SAR que se enquadravam na área de estudo, foi realizada a Correção do Padrão de Antena e a confecção de um mosaico para cada polarização. Por fim, testou-se as diferentes polarizações na composição colorida optando-se assim pela composição: R (Lv_v), G (Lh_v), B (Lh_h), (Figura 2A).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Integração do mapa geológico com imagem R99/SAR

De acordo com as Figuras 2(B e C), as áreas da imagem com textura rugosa caracterizam bem as rochas graníticas das Suítes Intrusivas Surucucus e Auaris. Já as porções mais lisas as rochas básicas da Suíte Máfico-Ultramáfica: Serra da Estrutura e as sedimentares da Cobertura Quasi-Roraima. As regiões com textura intermediária individualizam as rochas metamórficas do Grupo Parima e as porções intermediárias e que evidenciam orientação dos blocos, devido ao alto grau metamórfico das suas rochas, caracterizam o Complexo Urariquera.

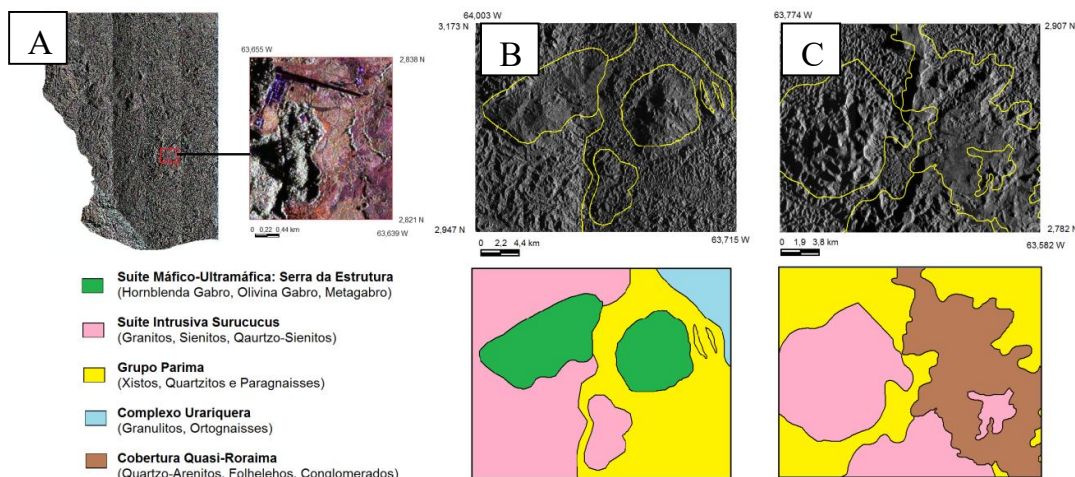


Figura 2- A) Mosaico RGB com zoom em destaque. B) e C) Zooms em mosaico L(hh) com litologia sobreposta, verificando-se a correlação dos padrões texturais com algumas litologias.

Integração dos dados de lineamentos com imagem R99/SAR

Os lineamentos visíveis nas imagens R99/SAR (Figura 3A) ocorrem nas direções NW-SE, NE-SW e N-S, contudo predominam os lineamentos na direção NW-SE (Figura 3C), vindo ao encontro das sugestões de Reis *et al.* (2003) para o domínio litoestrutural Parima que abrange a área de estudo. Algumas intrusões ígneas mais recentes, como a da Suíte Intrusiva Surucucus e da Suíte Máfico-Ultramáfica Serra da Estrutura, podem ter induzido as outras estruturas orientadas para NE-SW e N-S (Figura 3B), sendo que estas não possuem uma continuidade, diferentemente dos lineamentos orientados segundo a direção NW-SE que predominam na área.

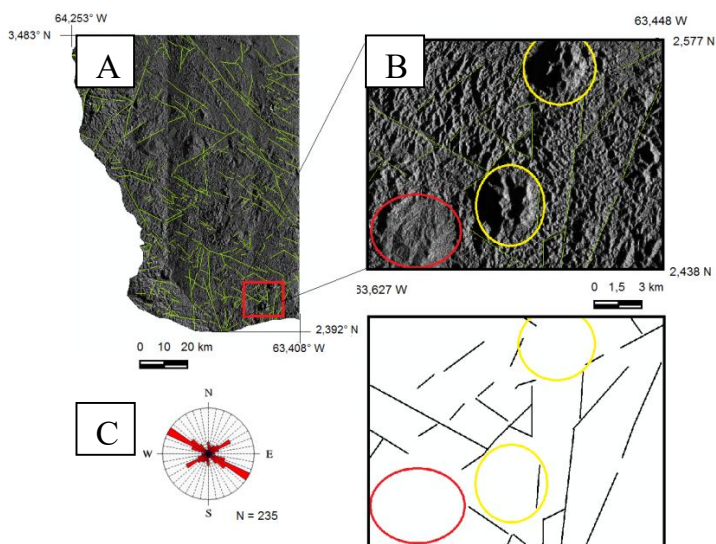


Figura 3- A) Modelo esquemático de integração do mosaico da polarização L(hh) com o mapa de lineamentos proposto neste trabalho. B) Intrusões graníticas (círculos amarelos) da Suíte Intrusiva Surucucus e intrusões básicas (círculo vermelho) da Suíte Máfico-Ultramáfica Serra da Estrutura controlando os lineamentos das direções NE-SW e N-S com estruturas evidentes até a escala 1:30000. C) Diagrama de rosetas (frequência) evidenciando orientação preferencial dos lineamentos na direção NW-SE.

Canais

gamaespectrométricos

CANAL DO TÓRIO (Th)

Os valores mais elevados do radioelemento (entre 15,1 e 24,4 ppm) estão localizados na porção oeste, central e parte da porção sul da área de estudo, individualizando muito bem as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Surucucus. Os valores intermediários não se caracterizam com nenhuma litologia específica. Já os valores mais baixos (< 3,8) estão interligados com a Cobertura Quasi – Roraima e com a Suíte Máfico – Ultramáfica: Serra da Estrutura (Figura 4A).

CANAL DO URÂNIO (U)

O canal do urânio apresenta valores elevados (entre 1,5 e 2,2 ppm) por toda a extensão da Suíte Intrusiva Auaris, caracterizando muito bem a mesma a sul da área de estudo. Valores intermediários (entre 0,8 e 1,4 ppm) são identificados de forma mais disseminada e as vezes presentes em pequenos cursos hídricos. Os níveis mais baixos do urânio encontram-se na porção norte e centro norte da área de estudo associando-se com a Cobertura Quasi – Roraima e com a Suíte Máfico – Ultramáfica: Serra da Estrutura (Figura 4B).

CANAL DO POTÁSSIO (K)

Algumas regiões isoladas apresentaram altos níveis (entre 0.8 e 1.0 %) correlacionando-se com as rochas metamórficas do Grupo Parima. Os níveis intermediários (entre 0.3 e 0.7 %) abrangem de forma heterogênea os outros litótipos com alguns poucos picos verificados correspondentes a corpos rochosos de composição alcalina e, pela alta solubilidade do potássio, o mesmo pôde ser identificado com níveis intermediários também nos cursos hídricos. Os valores mais baixos (< 0.1 %) correlacionam-se bem com a Suíte Máfico – Ultramáfica: Serra da Estrutura (Figura 4C).

CANAL CONTAGEM TOTAL (CT)

As respostas do canal Contagem Total vieram ao encontro das sugestões de (Saunders *et al.* 1976), com a distribuição dos níveis de radioelementos coincidindo com a composição química das litologias. Rochas ácidas com valores elevados (entre 6,0 e 9,2 MRH) na região oeste e central e rochas básicas e ultrabásicas com os menores níveis (< 2,7) na região norte e centro-norte da área de estudo (Figura 4D).

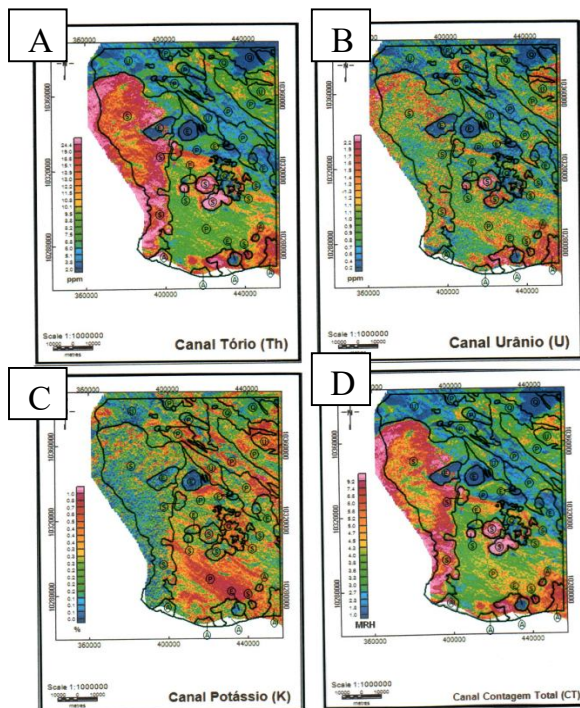


Figura 4- Canais gamaespectrométricos com mapa litológico sobreposto. A) Canal do Tório. B) Canal do Urânio. C) Canal do Potássio. D) Canal Contagem Total.

CONCLUSÕES Os dados aerogeofísicos e as imagens R99/SAR, sem dúvida, possuem grande potencial para a fotointerpretação geológica, principalmente no mapeamento litológico e estrutural. As respostas aerogamaespectrométricas mostraram-se coincidentes com as litologias e suas composições químicas, vindo ao encontro das sugestões de (Saunders *et al.* 1976), onde este afirma que os teores de radionuclídeos em rochas ácidas são maiores do que em rochas ultrabásicas, podendo-se assim caracterizar algumas litologias com determinados níveis gamaespectrométricos. As imagens R99/SAR, em relação aos padrões texturais, também possuem boa correlação com a litologia e foram essenciais para a extração dos lineamentos da área de estudo, principalmente pela boa resolução espacial (6 m), por ser um sensor ativo privando as imagens de agentes meteoricos (chuva, neblina, nuvens, etc) e pela característica de conter aspectos texturais de suma relevância para o mapeamento geológico.

Agradecimentos Os autores agradecem a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas (FAPEAM) pela ajuda de custo para a realização deste trabalho e a todos os colaboradores do Centro Regional de Manaus do SIPAM, pelo suporte técnico, sugestões verbais, disponibilização de imagens e arquivos que foram essenciais para a elaboração deste trabalho.

Referências Bibliográficas

- CPRM (2001) - Projeto Aerogeofísico Província Mineral Parima - Uraricoera. CPRM/LASA.
- CPRM (2004) - Folha NA.20/NB.20 – Boa Vista – RR. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Sistema de Informação Geográfica – SIG. Mapa na escala de 1:1.000.000. CD-ROM.
- Dickson B.L., Scott K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma ray surveys-adding the geochemical factors. *In: Ferreira J.F.F., Souza L.S. (2002) - Gamaespectrometria: Fundamentos, Geoquímica e Distribuição dos Radioelementos em Rochas e Solo. Curitiba.*
- Duval J.S. 1982. Composite color images of aerial gamma-ray spectrometric data. *In: Geophysics.*, **48** (6): 722-735.
- Minty B.R.S. (1997). Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17** (2): 39-50. *In: Ferreira J.F.F., Souza L.S. (2002) - Gamaespectrometria: Fundamentos, Geoquímica e Distribuição dos Radioelementos em Rochas e Solo. Curitiba.*
- Milligan P.R., Gunn P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *In: AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17** (2): 63-75.
- Reis N.J., Fraga L.M.B., Faria M.S.G., Almeida M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 121-134.
- Saunders D. F., Potts M. J. 1976. Interpretation and application of high-sensitivity airborne gamma-ray spectrometer data. *In: Ferreira J.F.F., Souza L.S. 2002. Gamaespectrometria: Fundamentos, Geoquímica e Distribuição dos Radioelementos em Rochas e Solo. Curitiba.*

Estudos tectono-estruturais na Bacia do Tacutu-RR por meio de fotointerpretação geológica em imagens digitais do sensor óptico CCD/CBERS 2B e levantamentos em campo

Pedro Yuri Saraiva Hahn¹, Stélio Soares Tavares Junior², Luiza Câmara Bezerra Neta³

Departamento de Geologia da Universidade Federal de Roraima, pedro_yure@hotmail.com, stelio@dgl.ufr.br, luiza@dgl.ufr.br

Resumo A bacia sedimentar do Tacutu, localizada na porção centro-nordeste do estado de Roraima, consiste em um rift intracontinental implantado no Mesozóico, numa zona de reativação do cinturão de cisalhamento Guiana Central. Visando a contribuição para o conhecimento tectono-estrutural, bem como para os estudos prospectivos a serem realizados na região, propôs-se a fotointerpretação geológica em imagens digitais do sensor óptico CCD/CBERS 2B, a partir da análise dos padrões e distribuição das feições presentes na superfície do terreno, as quais são representadas pela rede de drenagem e relevo. Foram discriminadas zonas homólogas mostrando as principais variações litológicas ocorrentes na área de estudo, juntamente com lineamentos estruturais sin e pós-tectônicos com seus movimentos relativos e o limite estrutural proposto para a Bacia do Tacutu.

Palavras-chave: bacia sedimentar do Tacutu, fotointerpretação geológica, lineamentos estruturais.

INTRODUÇÃO A bacia sedimentar do Tacutu, localizada na porção centro-nordeste do estado de Roraima, consiste em um segmento distensivo correspondente a um rift aulacógeno intracontinental implantado no Mesozóico, numa zona de reativação do cráton amazônico pertencente ao domínio litoestrutural Cinturão Guiana Central, em que as principais feições estruturais orientam-se preferencialmente para direção NE-SW. Com o intuito de contribuir para o conhecimento tectono-estrutural, bem como para os estudos prospectivos a serem realizados na região, propôs-se a aplicação da técnica lógico-sistemática para fotointerpretação geológica, a partir de imagens de sensores remotos ópticos, conforme Veneziani & Anjos (1982), com a geração de produtos temáticos em ambiente de SIG (Sistemas de Informações Geográficas), e levantamentos de campo e na literatura (CPRM, 1999; Eiras e Kinoshita, 1988).

MATERIAIS E MÉTODOS Para a elaboração do presente trabalho, foi necessária a aquisição das imagens digitais do sensor óptico CCD/CBERS 2B referentes à região da Bacia do Tacutu e suas adjacências. As imagens digitais foram tratadas primeiramente no aplicativo PCI *Geomatics* 10.2, em que foram submetidas aos processos de correções atmosféricas e geométricas, aumento do realce por meio de operações de contraste linear, conversão para a composição RGB e por fim, foi aplicado o mosaico, a fim de obter a cobertura total da área a ser estudada. Posteriormente no aplicativo SPRING 5.1.5, foram aplicadas técnicas fotointerpretativas, que consistiram no reconhecimento dos elementos naturais da paisagem (drenagem e relevo), os quais desempenham papel fundamental no desenho da paisagem natural da superfície terrestre, bem como suas disposições refletem a organização estrutural da crosta. Essas feições da superfície do terreno foram vetorizadas e individualizadas, possibilitando então a geração dos mapas temáticos elaborados no aplicativo ARCGIS 9.3. Os produtos temáticos consistiram nos mapas de localização (Figura 1), rede de drenagem, feições lineares de drenagem, alinhamentos de drenagem, quebras negativas, positivas e alinhamentos de relevo.

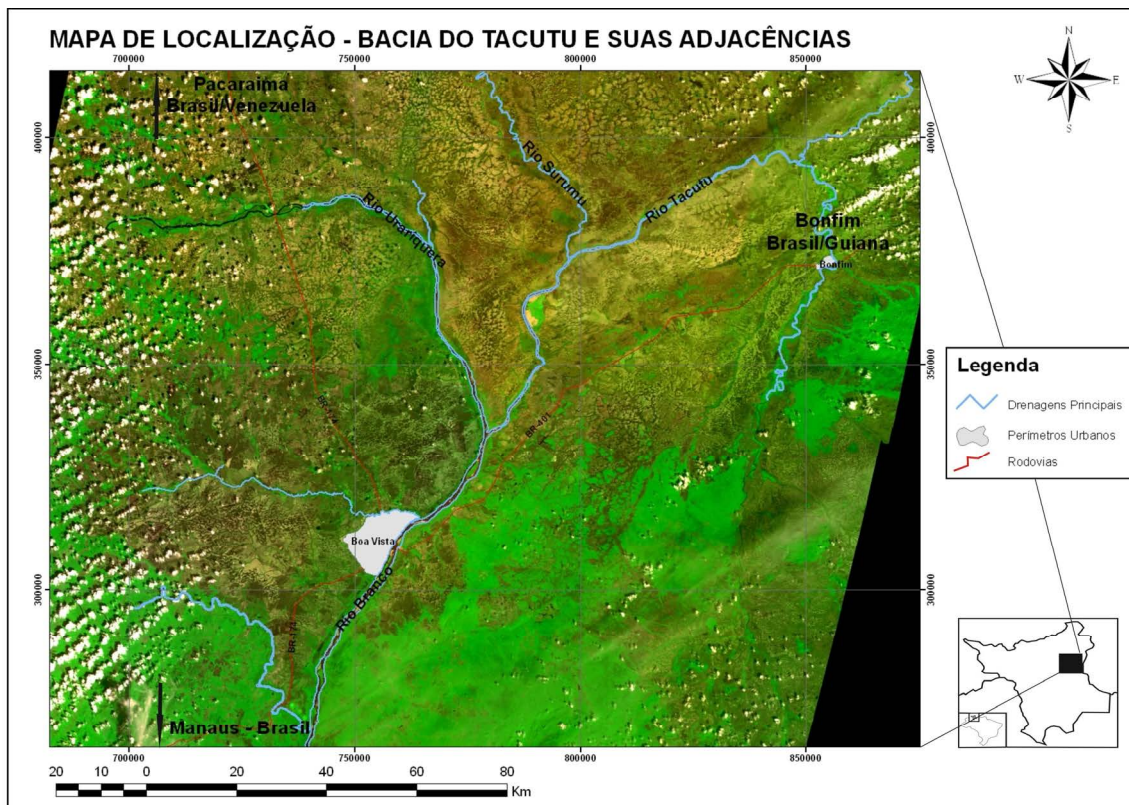


Figura 1 - Mosaico de imagens CCD/CBERS2B na composição 3R4G2B, destacando a localização no território brasileiro da Bacia do Tacutu e suas adjacências.

RESULTADOS E DISCUSSÃO Os lineamentos estruturais obtidos refletiram com precisão a orientação preferencial NE-SW da bacia, ocorrendo lineamentos estruturais secundários cortando as estruturas principais, indicativos de movimentos relativos à abertura do rift, como transcorrências na borda flexural e basculamentos de blocos menos evidentes na borda principal. Lineamentos estruturais referentes à fase de reativação da bacia foram interpretados tanto no seu interior como nas regiões de borda representadas pelo embasamento cristalino, onde zonas de cisalhamento destrais e sinistrais têm intensa expressão regional. Os dados fotointerpretativos associados a dados levantados em campo e na literatura permitiu a individualização das feições texturais de drenagem e relevo, isso a partir da frequência textural, da estrutura, e do grau e ordem de estruturação, os quais compõem o conjunto das propriedades das formas. Para a definição dessas propriedades foi necessário um estudo prévio das características desses elementos texturais, representadas pela frequência, alinhamentos, tropia, simetria e uniformidade. A partir desse exame, individualizam-se na imagem vários setores com propriedades de textura e estrutura similares, os quais constituem as zonas homólogas.

CONCLUSÃO O mapa fotogeológico (Figura 2) obtido mostra as variações litológicas, os principais lineamentos estruturais e seus movimentos relativos, bem como o limite estrutural proposto para a bacia sedimentar do Tacutu. Esses dados visam à contribuição para os futuros trabalhos de mapeamento geológico, estudos sobre a evolução tectono-estrutural e para elaboração de modelos prospectivos à exploração na bacia.

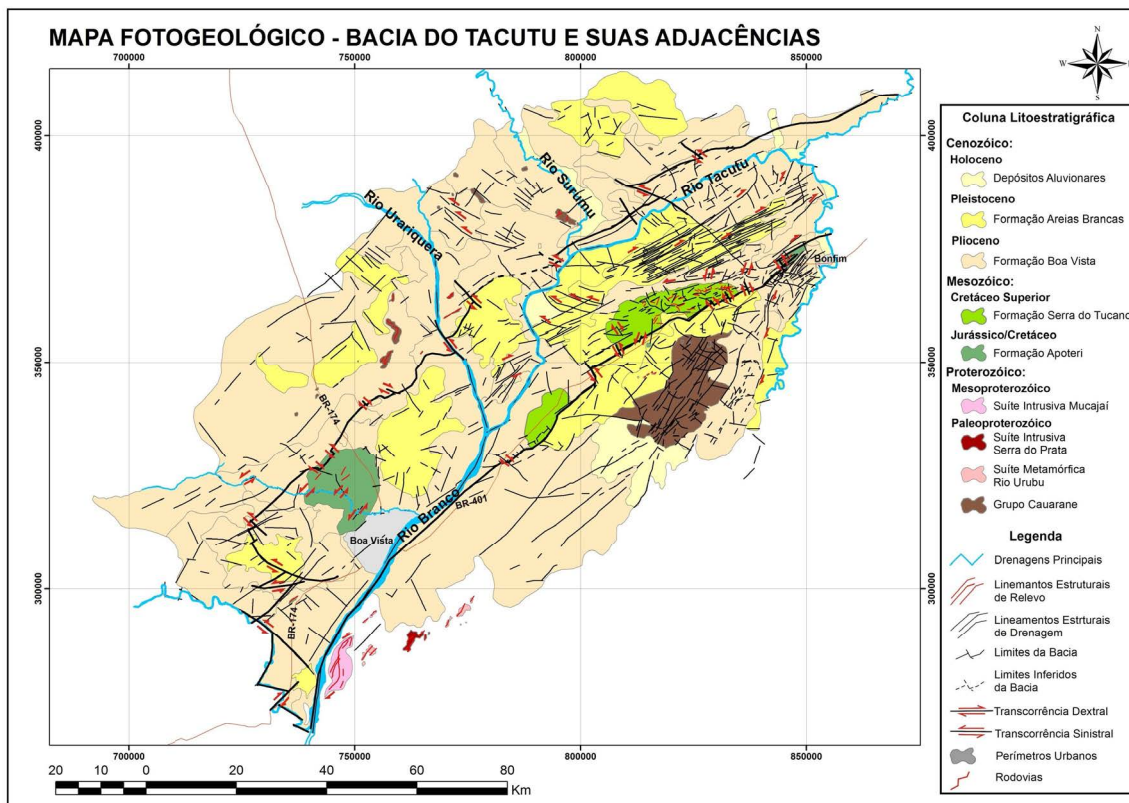


Figura 2 - Mapa Fotogeológico da Bacia do Tacutu e suas adjacências.

Referências Bibliográficas

- Costa J. B. S., Pinheiro R. V., Reis N. J., Pessoa M. R., Pinheiro S. S. 1991. O Hemigraben do Tacutu: uma estrutura controlada pela geometria do cinturão de cisalhamento Guiana Central. *In: Geociências*, São Paulo, 1991, v.10, p. 119-130.
- CPRM. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-VC (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília: CPRM, CD-ROM
- Eiras J. F., Kinoshita E. M. 1988. Evidências de movimentos transcorrentes na bacia do Tacutu. *In: Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, Pará, V.5.
- Veneziani P. & Anjos C. E. 1982. Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia. São José dos Campos: INPE, 54p. (INPE-2227-MD/014).

Dados empíricos das águas subterrâneas do Estado do Amazonas, Brasil

João Frederico Guimarães Cruz

Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM. Ministério de Minas e Energia, Avenida André Araújo, nº 2150, Petrópolis, CEP: 69.060-001, Manaus – AM, Brasil. E-mail: fredcruz8@hotmail.com.

Resumo O corrente estudo tem o mérito de apresentar a visão pessoal do autor sobre a presença de água subterrânea no Estado do Amazonas - Brasil; de forma simplista coloca-se uma visão preliminar sobre as ocorrências das águas contidas no sub-solo do Amazonas e suas condicionantes, inclusive às relacionadas com as modificações da composição original, ocasionados pela presença de contaminantes. A água subterrânea do Estado do Amazonas é influenciada pelas condições geológicas locais, favorecida pelo volume e quantidade de rochas sedimentares, que permite à existência de formações geológicas permeáveis, conhecidas como aquíferas. Portanto, a preocupação não é exaurir o assunto, mas permitir que através deste documento, possa-se avaliar de uma forma mais racional o uso de água subterrânea e otimizar a institucionalização de políticas públicas para este importante recurso mineral, sem o qual, juntamente com as águas superficiais, inexistirá qualquer forma de vida.

Palavras-chave: Água subterrânea, Amazonas, Aquífero, Trombetas, Presidente Figueiredo.

ANÁLISE INTERPRETATIVA As águas no Estado do Amazonas - Brasil são de suma importância, tanto para o consumo de todos os organismos presentes, incluindo o homem, como também para ser utilizada como o principal meio de transporte e comunicação, através da navegação nos rios e outros cursos d'água, tendo também inúmeras aplicações no Estado; localmente, é fonte de energia, produzida pela hidrelétrica de Balbina.

Qualquer tentativa de comentar sobre estudos de água subterrânea no Estado do Amazonas, obrigatoriamente, tem que se lembrar do ciclo realizado pelas moléculas de água, conhecido como "ciclo hidrológico". Assim, a carência ou abundância de água subterrânea neste imenso espaço físico, será justificada pelo conhecimento das condicionantes presentes no ciclo acima citado. A relação escoamento/evaporação/infiltração não é constante na região e começa a ficar comprometida pelos seguintes aspectos: níveis elevados de compactação do solo, tornando menos permeáveis, principalmente nas áreas urbanas e nos empreendimentos agro-pecuários e de mineração; registros de desmatamentos que impedem a infiltração, tendo em vista que a vegetação retém água nas raízes, folhas e ramos.

Destarte, as águas subterrâneas presentes no Estado do Amazonas, possuem sais em solução e as qualidades e concentrações dos sais dependem do movimento da água, do ambiente (rocha hospedeira) e da fonte da mesma. Presentemente, não há qualquer citação no Estado, de ocorrência de "água dura", aquela em que o teor de sais é elevado.

O Estado do Amazonas dado às condições climáticas, o adensamento de rede hídrica, o potencial da fitomassa e o substrato rochoso atinente aos aportes estruturais e os tipos de litologias, constitui-se numa porção física com grande favorabilidade para conter valiosíssimos corpos de águas subterrâneas, isto é, deter uma grande capacidade hídrica subterrânea, com uma significativa diversidade química e físico-química, denotando em sua maioria, aquíferos de constituição ácida (H⁺), dada à quantidade relativa de íons de hidrogênio dissolvidos no conteúdo aquoso, responsável por medidas de pH com valores situados em média entre 3,0 e 6,0. Até o presente momento, as análises já realizadas nas diversas águas subterrâneas ocorrentes nos limites do Estado do Amazonas, foram posicionadas nas do tipo potável de mesa "Hipotermal na Fonte", tendo em vista que as mesmas possuem temperaturas superiores à temperatura ambiente.

A cidade de Manaus foi erguida sobre pacotes de sedimentos detríticos e marinhos das bacias sedimentares paleozóica e atual, atingindo espessuras superiores a dois mil metros na região de Manaus. Ao norte da cidade de Manaus foi perfurado o poço Mn – st – 01 - AZ pela PETROBRÁS, o qual atravessou uma espessura de 1.500 (mil e quinhentos) metros de sedimentos, sem conseguir atingir o embasamento cristalino. Certamente, este poço vem fornecendo importantes informações do comportamento litológico do pacote sedimentar, sem apresentar indicações das características hidráulicas dos aquíferos atravessados. Os dados hidrológicos da cidade de Manaus referem-se ao sistema aquífero mais superficial representado pela Formação Alter do Chão, contendo litologias de ampla ocorrência superficial na região, cujo depósito aquífero vem sendo exaustivamente explorado

por moradores, condomínios residenciais, núcleos populacionais e indústrias. Tomando por base o perfil geológico levantado por Souza, em 1974, na BR – 174 e os dados litológicos obtidos do poço Mn – st – 01 – AZ, confirma-se que a ocorrência e acumulação das águas subterrâneas na Bacia Sedimentar Amazônica, estão definidas pelas características litológicas, aspectos estratigráficos, estruturais e geomorfológicos. Observa-se na região uma estrutura monoclinal, com suave mergulho das camadas para sul, a partir da região de contato com o embasamento cristalino, condicionando a ocorrência de aquíferos livres e confinados segundo uma sucessão rítmica, a partir das bordas em direção ao interior da bacia (sentido norte-sul), de acordo com o desenvolvimento litológico e estratigráfico das seqüências (Souza 1974).

Com base nas características litológicas da seqüência sedimentar sotoposta à cidade de Manaus, evidenciadas pelo poço Mn – st – 01 – AZ , percebe-se que as unidades de possível interesse hidrogeológico corresponde ao Grupo Trombetas e as Formações Prosperança, Monte Alegre e a Alter do Chão, face ao predominante caráter arenoso, enquanto que as Formações Maecuru, Curuá, Itaituba e Nova Olinda parecem pouco promissoras, ou por serem de caráter argiloso que responde por fraca capacidade produtiva, ou pelo caráter calcífero, dolomítico ou salino, que influencia negativamente na qualidade química da água armazenada. O aquífero da Formação Monte Alegre, apesar de sua constituição arenosa, tem pouca importância hidrogeológica, devido à reduzida espessura na área de aproximadamente 24 (vinte e quatro) metros. Portanto, os aquíferos Alter do Chão, Trombetas e Prosperança, constituem com maiores possibilidades de capacidade produtiva para água subterrânea na cidade de Manaus.

O certo é que vários são os níveis de águas subterrâneas que percorrem a bacia atual (Cenozóica), e junto aos representantes sedimentares da bacia Paleozóica, esta última destacando-se pela melhor qualidade da água e pela vazão já comprovada pelos inúmeros estudos já conduzidos e pelas experiências realizadas pelas empresas que prestam serviço na captura e desenvolvimento de projetos de fornecimento de águas subterrâneas no Estado. Praticamente, existem águas subterrâneas desde pequenas profundidades (lençóis freáticos) até as grandes distâncias verticais, tendo em vista que existem corpos sedimentares da Bacia Paleozóica com reservas de água que atingem profundidades acima de 1.500 metros. Provavelmente, os corpos de arenitos, argilitos, siltitos, areno-siltitos e de areno-argilitos da base da Bacia Paleozóica Amazônica, devem constituir - sem nos melhores aquíferos da região, dada à espessura destes corpos, o condicionamento estrutural e as dificuldades de contaminação.

Apesar da riqueza das águas superficiais que cortam as cidades dos Municípios do Estado incluindo Manaus, percebe-se hoje, uma descrença em ingeri-la “in natura”, tendo em vista já terem sido ultrapassados os níveis de tolerância de uso para determinadas substâncias, principalmente relativo aos índices de coliformes fecais, o que constitui num grande agravante para a saúde dos moradores locais. Concernente a cidade de Manaus, praticamente as camadas sociais da elite e da média, somente consomem água envasada, apesar dos esforços da concessionária de fornecimento público de água para a população em gerenciar um produto de qualidade de boa potabilidade.

Atualmente, no Departamento Nacional da Produção Mineral do Estado do Amazonas – DNPM/AM, existem 17(dezessete) autorizações de pesquisa, 06(seis) concessões de lavra e 01(um) em disponibilidade. Em 2007 (segundo dados dos Relatórios Anuais de Lavra, declarados pelas empresas concessionárias para a exploração de fonte, industrialização e comercialização de água subterrânea), o montante produzido e comercializado em água subterrânea envasada atingiu valores de 103.758.142 (cento e três milhões, setecentos e cinquenta e oito mil e cento e quarenta e dois) litros, apesar dos especialistas em economia mineral acreditarem que este valor representa apenas 30% do real consumo de água envasada, principalmente, levando-se em conta aos inúmeros poços clandestinos que comercializam água subterrânea e encontram-se espalhadas nos bairros de Manaus e não possuem o direito de outorga do DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral.

Deve-se observar que uma boa quantidade da água comercializada, que tem como fato gerador o Estado do Amazonas, é destinada para mercados externos, a exemplo de Estados vizinhos e para países limítrofes da Amazônia; não devemos esquecer que a população local é também atendida por água produzida fora do Estado, como exemplo a sensível comercialização da Belágua do Estado do Pará, que tem como empresa distribuidora a Coca-Cola S/A e da Schincariol de Alagoinha - BA, de Itu - SP e Recife - PE ; levando-se em consideração que 70% da produção deixou de ser registrada, pode-se estimar que a real comercialização de água subterrânea engarrafada ficou aproximadamente na

ordem de 345.860.473 litros; para o dado oficial de 2007 (103.758.142 - cento e três milhões, setecentos e cinquenta e oito mil e cento e quarenta e dois) litros), e tendo em vista que a população de Manaus alcança valores da ordem de 1.713.156 habitantes (Censo 2006, Prefeitura de Manaus), teremos um consumo per capita (pessoa por litro) em Manaus da ordem de 60,56 litros/ano/pessoa; entretanto, se utilizarmos a estimativa de 345,86 milhões de litros, alcançaremos um consumo per capita de 201,88 litros/ano/pessoa, valor bastante expressivo para o cenário nacional.

Certamente, o alvo mercadológico exportador vincula-se a logística (estradas, rios, rotas aéreas curtas, etc) e proximidade geográfica; dentro deste cenário, configura-se todos os países no entorno da Bacia Amazônica (Bolívia, Peru, Colômbia a até mesmo o Equador e as Guianas) e por acesso rodoviário à Venezuela, ao Caribe e com os países da América Central.

As águas minerais do Amazonas possuem a sua captação através de poços tubulares profundos, conforme a discriminação abaixo:

A **Empresa J. Cruz Ind. e Com. Ltda.**, localiza-se na zona urbana e seu poço possui profundidade de 122 metros com uma vazão de 40.000 l/h;

A **Empresa de Águas Santa Cláudia S.A.** possui duas portarias de lavra, sendo uma em Manaus e outra em Presidente Figueiredo, onde se encontra, presentemente, com lavra paralisada. A sua fonte em Manaus é de poço tubular profundo de 221 metros e vazão de 60.00l/h;

A **Minalar Águas e Refrigerantes Ltda.** localiza-se um pouco mais afastada da zona urbana e possui poço tubular profundo com 110 metros e vazão de 10.000 l/h;

A **Gelocrim Ind. E Com. De Gelo Ltda.**, localiza-se também em área urbana e possui poço tubular profundo de 176 metros e uma vazão de 50.000 l/h.

Portanto, comprova-se pelos dados acima que no futuro bem próximo, as empresas concessionárias pela exploração, industrialização e comercialização de água subterrânea na cidade de Manaus, deverão tomar uma séria de providências de proteção às suas fontes tendo em vista estarem situados dentro do perímetro urbano da capital e, pelo fato de Manaus não deter nem 10% de rede de esgoto, havendo necessidade das mesmas criarem alternativas de remanejamento do parque industrial para áreas livres de contaminação. Em síntese, hoje já existe no Estado do Amazonas, notadamente na cidade de Manaus, áreas de alta vulnerabilidade a riscos eminentes de poluição ao sistema de aquíferos. Portanto, torna-se de suma importância a elaboração do mapa de áreas críticas dos aquíferos para a condução de políticas públicas para a preservação, proteção e uso racional; neste contexto faz-se necessário o cadastro de cargas potenciais de contaminação como: drenagens, adubação química, lixão, saneamento básico "in situ", fertilirrigação, cemitérios e postos de gasolina.

Há de se acrescentar que no Município de Presidente Figueiredo, distante cerca de 107 km de Manaus, ao longo da Br-174 (Manaus - Boa Vista), existem corpos de água subterrânea surgente/tipo poços artesianos, de excelente qualidade, que dão a impressão que vão jorrar naturalmente na superfície, decorrente de pressão hidrostática, por derivarem de regiões de interseção de fraturas; são aquíferos que estão hospedados nas rochas mais promissoras de água do Estado (parte basal da Bacia Paleozóica), como é no caso o aquífero Trombetas (aqui denominado pela primeira vez), que é destacado na Sede e no Sul daquele Município por rochas areníticas silicosas, formadas pelos mares silurianos-devonianos, existentes há mais de 400 milhões de anos atrás. Este aquífero é bastante extenso naquele Município chegando a aflorar, com águas límpidas e isentas de qualquer poluição. O aquífero Trombetas é favorecido pela boa seleção e granulação das partículas do arenito, que dá lugar a excelentes condições de porosidade, permeabilidade e armazenamento, o que reflete nas elevadas vazões presentes. Para alcançar este aquífero na cidade de Manaus, é necessário realizar poços com profundidade média acima de 1.200 m (mil e duzentos metros), dependendo do local, tendo em vista que as rochas do Grupo Trombetas, muitas das vezes foram somente atingidas por sondagem para pesquisa de petróleo, em níveis superiores a 1.500 m de profundidade; o aquífero Trombetas, em dimensões, pode ser comparado com o aquífero Guarany, em menor grandeza; cita-se ocorrências de fontes de águas surgentes, ao longo da Br -174, desde o km 98 até o km 128, com pH da ordem de 4,0 a 6,0 dependendo do local e da profundidade da água captada.

Estima-se que exista no Estado mais de 35.000 poços, produzindo anualmente mais de 800 milhões de litros de água. Desses poços, cerca de 75% tem vazão menor que 50 m³/h e aproximadamente 70% tem profundidade entre 40 e 80 metros.

Existe uma grande quantidade de poços ditos caseiros que foram abertos manualmente. O diâmetro médio da entrada dos mesmos varia de 1,0 a 1,5 metros e a profundidade depende da vazão e

das condições topográficas. A maioria destes poços localiza-se na periferia de Manaus e foram escavados próximos à fossas negras, e na época da estiagem, quando o nível do poço fica rebaixado, ocorre um funil de sucção que causa a poluição do poço.

A falta de conhecimento da população manauara e ao mesmo tempo a necessidade de água para o consumo, aliado ao caótico sistema de abastecimento público de água, leva a uma enorme utilização de poços tipo cacimba, principalmente nos bairros carentes (novos) de saneamento básico de Manaus e de outros municípios, na qual o nível inferior dos poços fica a poucos metros de profundidade; isto leva a captação da água do lençol freático que possivelmente, já se encontra comprometido por contaminação de nitrato e de coliformes fecais, fruto da grande quantidade de fossas sépticas e de igarapés poluídos na área urbana.

Na área urbana, os lixões existentes nos diversos municípios, vêm contribuindo para a degradação do meio ambiente e reforça a situação de fragilidade em que se encontram os recursos hídricos subterrâneos do Estado. Além disso, existem postos de combustíveis, em péssimo estado de conservação e uma grande proliferação de novos estabelecimentos, que também comprometem a qualidade dos aquíferos. A ausência de tratamento de águas servidas/esgotos também oferece grandes riscos aos aquíferos.

Nas áreas urbanas das cidades do Estado, próximas a cemitérios, são comuns os lençóis freáticos de diferentes localidades subirem e terem contato com os cadáveres em decomposição. Um cadáver, que pesa aproximadamente 70 kg, produz cerca de 30 kg de necrochorume. Além disso, esse mesmo cadáver produz aproximadamente 2 kg de nitrogênio que, em contato com as substâncias do solo, transforma-se em nitrato.

A maior ameaça na área rural é o avanço da monocultura intensiva sobre as denominadas áreas de recarga, onde a proximidade do aquífero com a superfície o expõe à água da chuva ou dos rios e aos agrotóxicos trazidos por ambas; as áreas de recarga estão a uns 20m ou 30m da superfície, geralmente na área do próprio aquífero (neste caso, dos lençóis freáticos).

CONCLUSÃO O escopo do documento retrata a realidade que estamos convivendo em nossos dias, onde a água subterrânea é merecedora de inquestionável atenção de todos os segmentos da sociedade civil. É imprescindível a tomada de decisões no presente, pois o imaginário nos reserva conseqüências desastrosas para a qualidade de vida dos habitantes do Estado, que apesar de deter um grande reservatório mineral de água, por vezes esquece-se que este bem é finito.

Nem tudo está perdido, mesmo porque ainda temos condições de reverter aquilo que foi poluído e evitar a contaminação de majestosos mananciais subterrâneos que se límpidos e puros, constituirão na maior herança que poderemos resguardar para as futuras gerações.

Referências bibliográficas

- Andrade Júnior J. F. 1937. Águas Minerais Brasileiras. Rio de Janeiro: Mineração e Metalurgia.
- Chiossi N. J. 1979. Geologia Aplicada à Engenharia. 2.ed. São Paulo: Universidade de São Paulo. Escola Politécnica. Grêmio Politécnico.
- CÓDIGO DE ÁGUAS MINERAIS (Decreto-Lei nº 7841, de 08.08. 1945). 1996. 3.ed. Rio de Janeiro: Divisão de Fomento da Produção Mineral. Departamento Nacional de Produção Mineral.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2005. Avaliação da Qualidade das Águas Subterrâneas da Cidade de Parintins – AM. Manaus: CPRM.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE ÁGUA E ENERGIA – DNAAE. 1983. Divisão de Controle de Recursos Hídricos. Glossário de Termos Hidrológicos. Brasília: DNAAE.
- Falcão H. 1978. Perfil Analítico de Águas Minerais. Departamento Nacional de Produção Mineral. Rio de Janeiro: DNPM.
- Souza M. M. 1974. Perfil Geológico da BR – 174 (Manaus – Boa Vista) no Trecho Manaus – Serra do Abonari. In: Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, p.: 75 – 86.
- Teixeira F. B. 1980. Estudo Hidrológico na Região de Manaus: Plano de Trabalho e Metodologia. Manaus: CPRM, 25 p.

Investigação de mistura de águas entre o Sistema Barreiras e Pirabas com base na assinatura isotópica de estrôncio (Sr) e hidrogeoquímica em Ananindeua, Belém e Backgrounds em Benevides e Capanema, Pará

Marco Antonio Galarza¹ & Olavo Bilac Quaresma de Oliveira Filho²

¹Laboratório de Geologia Isotópica, IG-UFPA, antogt@ufpa.br;

²PPGG, IG-UFPA, olavo1501@yahoo.com.br.

Resumo A Região Metropolitana de Belém é alvo de estudos que caracterizem tanto o grau de vulnerabilidade de seus aquíferos, quer seja por estudos que abordem a questão estrutural, ou características químicas dos Sistemas Barreiras e Pirabas. No presente trabalho é abordado o estudo isotópico do elemento Estrôncio (Sr), através das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e os resultados demonstram homogeneização entre os dois aquíferos no período chuvoso. A hidrogeoquímica reforça as análises, através de boas correlações entre os parâmetros físico-químicos, representado pelo íon Cloreto, o qual possui pouca reatividade em subsuperfície. Além de elementos como Cálcio, Magnésio, Sódio, Sulfato, Bicarbonatos, Sílica, que possuem excelente correlação considerando a análise estatística conjunta entre os dois aquíferos, suscitando comunicação hidráulica entre os dois sistemas.

Palavras-chava: Hidroquímica, Isótopos de Sr, Aquíferos Barreiras e Pirabas.

INTRODUÇÃO Os recursos hídricos são explorados em demanda crescente para diversas finalidades, muitas vezes fruto do crescimento desordenado, soma-se a isso, falta de políticas públicas que busquem menor impacto na qualidade das águas (Matta 2002). Dentro desse contexto inserem-se várias capitais e distritos brasileiros, tal qual a Região Metropolitana de Belém (RMB), com uma população próxima a 2.000.000 de habitantes e diversos problemas, quer seja a distribuição de moradias como as condições sanitárias da região. (Matta 2002, Cabral 2004, Costa 2004 e Paranhos 2010) destacaram os riscos de contaminação de aquíferos devido à ocupação desordenada, bem como características geológicas peculiares na RMB (consideram-se os municípios de Belém, Ananindeua, Marituba, Santa Bárbara do Pará e Benevides). Dentre as características geológicas peculiares, Costa (2004) destacou a influência da neotectônica sobre os arranjos geométricos dos aquíferos dos dois sistemas de águas subterrâneas na RMB (Sistema Barreiras e Pirabas), no qual demonstra que as zonas de recarga do aquífero estão ocorrendo nas posições preferenciais das fraturas.

A área de estudo compreende quatro sub-áreas: 1º – No distrito de Icoaraci em Belém onde foram amostrados 3 poços da SAAEB (Serviço Autônomo de Água e Esgoto de Belém), com poços de profundidade média de 150 a 270 metros, o qual corresponde ao sistema aquífero Pirabas, bem como 3 poços rasos, correspondentes ao sistema aquífero Barreiras; 2º – No município de Ananindeua, 3 poços profundos da COSANPA (Companhia de Saneamento do Pará), com poços de profundidade média similar aos poços da SAAEB (Aquífero Pirabas), mais 3 poços rasos nessa região, 3º – No município de Capanema, 2 poços rasos (15 a 40 metros), local de reconhecida recarga para o sistema aquífero Pirabas, 4º – No município de Benevides, em 1 poço raso de (25 metros), local de reconhecida recarga do aquífero Barreiras.

Dessa forma, foram realizados estudos da composição isotópica de estrôncio (Sr), bem como análises hidrogeoquímicas nas quatro sub-áreas citadas visando a caracterização dessas águas e eventuais misturas que nelas ocorram (Aquíferos Barreiras e Pirabas nas Sub-áreas de Belém (Icoaraci) e Ananindeua).

MATERIAIS E MÉTODOS As coletas de amostragens foram feitas em regime bimestral desde Julho-Agosto de 2010 a Maio-Junho de 2011 caracterizando um ciclo hidrológico completo contemplando os meses chuvosos e meses de estiagem. Considerando o referido período, totalizou-se até o momento 4 (quatro) campanhas de coleta (1º Campanha Julho-Agosto; 2º Campanha Setembro-Outubro; 3º Campanha Novembro-Dezembro; 4º Campanha Janeiro-Fevereiro). As

amostras foram coletadas em garrafas de polietileno de 1 L previamente limpas com ácido nítrico (HNO_3 50%), lavadas com água milli-Q e secas. As amostras destinadas para análise isotópica de Sr, cromatográfica e hidroquímicas foram filtradas em filtros de Marca Millipore de $0,45 \mu\text{m}$, acidificadas com HNO_3 -bidestilado a pH em torno de 2.

Para estudo isotópico e da química das águas do aquífero Barreiras e Pirabas, em Ananindeua e Icoaraci, foram escolhidos 3 poços em cada unidade aquífera: em Ananindeua foram utilizados 3 poços profundos da COSANPA e 3 poços rasos de particulares; em relação a Icoaraci, foram utilizados 3 poços profundos da SAAEB, bem como 3 poços rasos de particulares, totalizando 6 amostras em cada sub-área, 12 amostras no total em cada campanha de coleta. Também foram coletadas 2 amostras em poços rasos em Capanema (Aquífero Pirabas) e 1 poço raso de Benevides (Aquífero Barreiras) (Figuras 1 e 2).

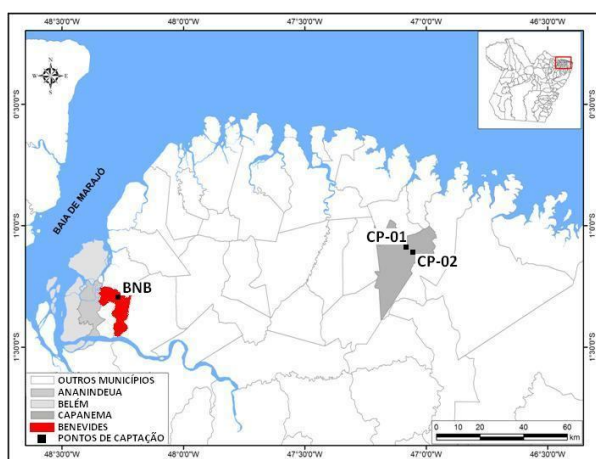


Figura 1- Mapa mostrando as 4 sub-áreas de estudo (Belém, Ananindeua, Benevides e Capanema), com seus respectivos pontos de amostragem de *background*. Modificado do IBGE (2000).

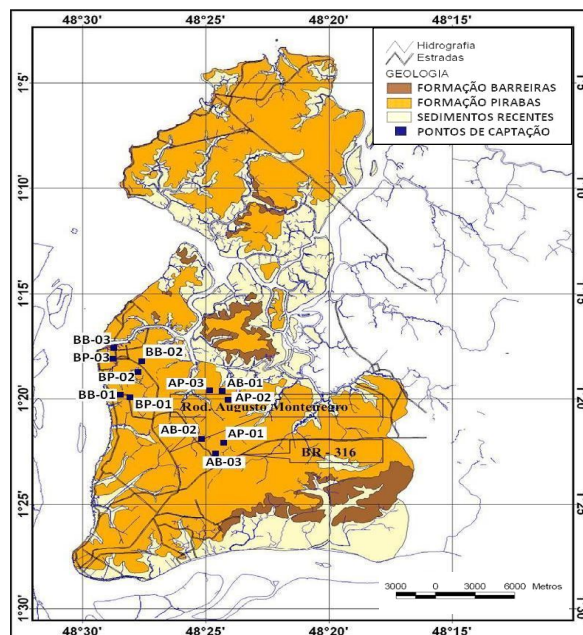


Figura 2- Mapa de amostragem nas sub-áreas de estudo Belém e Ananindeua. Modificado do IBGE (2000).

Realizou-se análise em campo de pH, Condutividade e Sólidos Totais Dissolvidos dos poços coletados. As amostras de águas foram analisadas no ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy*) para leituras das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baseando-se na metodologia de Bordalo et al. (2007). Análise de ânions e cátions maiores a partir da cromatografia líquida, bem como análises titulométricas (Bicarbonato) e espectrofotométricas (Sílica e Ferro Total). Todos os resultados analíticos foram obtidos nos laboratórios de Geologia Isotópica (PARÁ-ISO), Hidroquímica e de Cromatografia do Instituto de Geociências da UFPA.

RESULTADOS De acordo como os resultados obtidos nota-se que a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é mais radiogênica no aquífero Barreiras (média = 0,71362), concordando com valores reportados em (Bordalo et al. 2007), enquanto que os valores no aquífero Pirabas (média = 0,70977) é semelhante a razão isotópica em água do mar (0,70924) e precipitações próximas a litorais (Faure 1986, Woods et al. 2000, Négrel & Petelet-Giraud 2005) (Tabela 1).

Nas duas primeiras campanhas observa-se espaçamento maior das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das seções aquíferas estudadas, ocorrendo maior homogeneização dos dados a partir da 3ª Campanha (meados de dezembro, no qual é marcada pelo início das chuvas na região),

acentuando-se na 4º Campanha, com exceção dos pontos BB-02 e AB-01. Ressalta-se a variabilidade das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras do aquífero Barreiras, acentuado na 3º Campanha de Coletas, enquanto as amostras no aquífero Pirabas apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais estáveis (Tabela 1).

Tabela 1. Resultados da concentração Média e Razões Isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em águas das sub-áreas estudadas.

Amostra	Conc. (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ I	2 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ II	2 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ III	2 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ IV	2 σ
CP-01	0,99	0,709046	0,000005	0,710709	0,000003	0,708238	0,000005	0,708858	0,000004
CP-02	0,84	0,709573	0,000005	0,709452	0,000004	0,708585	0,000001	0,709320	0,000002
BNB	0,01	0,716579	0,000099	0,712604	0,000065	0,711396	0,000035	0,710189	0,000088
BB-01	0,07	0,711090	0,000077	0,710025	0,000029	0,705864	0,000008	0,708954	0,000031
BB-02	0,02	0,711210	0,000031	0,709677	0,000011	0,707746	0,000058	0,705815	0,000022
BB-03	0,23	0,710845	0,000019	0,707626	0,000035	0,708833	0,000010	0,709984	0,000004
AB-01	0,02	0,719799	0,000050	0,718607	0,000035	0,708016	0,000036	0,723300	0,000016
AB-02	0,02	0,716305	0,000046	0,711528	0,000046	0,711611	0,000034	0,711695	0,000014
AB-03	0,24	0,709508	0,000023	0,705911	0,000019	0,707578	0,000007	0,708539	0,000003
BP-01	0,85	0,709543	0,000005	0,708975	0,000024	0,708758	0,000002	0,709273	0,000004
BP-02	0,82	0,709642	0,000003	0,709481	0,000021	0,708757	0,000007	0,709257	0,000003
BP-03	0,48	0,709588	0,000004	0,709322	0,000006	0,708815	0,000002	0,709253	0,000002
AP-01	0,83	0,710939	0,000023	0,709458	0,000010	0,708944	0,000006	0,709447	0,000003
AP-02	0,73	0,709890	0,000023	0,709404	0,000011	0,708712	0,000002	0,709482	0,000003
AP-03	0,77	0,709961	0,000015	0,708571	0,000011	0,708778	0,000011	0,709471	0,000002

Legendas e Siglas: CP (Poços Capanema – Aquífero Pirabas), BNB (Poço Benevides - Aquífero Barreiras), BB (Poços Belém - Aquífero Barreiras), BP (Poços Belém - Aquífero Pirabas), AB (Poços Ananindeua - Aquífero Barreiras), AP (Poços Ananindeua - Aquífero Pirabas). I = 1º Campanha, II = 2º Campanha, III = 3º Campanha, IV = 4º Campanha. Erro Analítico = $2\sqrt{\square}$ Conc. (ppm) = Concentração em Partes por Milhão.

Avaliando as 4 campanhas, segundo o tratamento estatístico de correlação entre os diferentes parâmetros apresentaram características semelhantes para as quatro campanhas de coletas, com forte correlação entre Condutividade versus Sódio, Amônia, Potássio, Magnésio, Cálcio e Ferro ($r = 0,74; 0,77; 0,65; 0,80; 0,93; 0,83$, respectivamente), Sólidos Totais Dissolvidos possui forte correlação com a Condutividade ($r = 0,99$), como também, o STD possui correlação similar com os íons apresentados acima. O íon Cloreto mostra correlação expressiva com os elementos Sulfato ($r = 0,87$) e Sódio ($r = 0,70$). Destaca-se ainda o íon Magnésio com excelentes correlações com o Cálcio, Ferro, Sílica e Bicarbonato ($r = 0,92; 0,79; 0,74; 0,96$, respectivamente). Assim como o íon Cálcio que apresenta fortíssima correlação com o Bicarbonato ($r = 0,98$) e com o ferro ($r = 0,73$).

Tabela 2. Comparação dos resultados hidroquímicos entre o aquífero Barreiras e aquífero Pirabas.

Amostra	pH	Cloreto (ppm)	Nitrato (ppm)	Cálcio (ppm)	Bicarbonato (ppm)
BB-01	4,89	14,48	20,47	1,59	2,45
BB-02	5,05	5,93	12,42	0,08	0,00
AB-01	5,22	3,35	0,35	0,24	1,89
AB-03	5,40	14,12	17,30	2,57	9,80
BP-01	7,14	2,94	0,00	29,36	183,73
BP-02	7,16	2,65	0,00	29,84	186,18
AB-01	7,41	4,17	0,00	35,78	228,74
AB-03	7,30	3,17	0,00	28,14	124,94

DISCUSSÃO As tendências observadas nas razões isotópicas definem dois ambientes bem distintos, o aquífero Barreiras apresenta razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (média = 0,71362) mais radiogênicas que o aquífero Pirabas (média = 0,70977), porém, devido a *inputs* de águas meteóricas, é mais susceptível a variações na sua razão isotópica, conforme observado na Tabela 1. Já o aquífero Pirabas, mantém

em todas as coletas padrão estável de razão isotópica, sugerindo menor influência de recargas de chuvas. Observa-se ainda a homogeneização das razões isotópicas tanto no Sistema Aquífero Barreiras e Pirabas a partir do momento que as campanhas de coletas se aproximam do período chuvoso o que suscita processos de misturas e intercomunicação hidráulica entre os referidos sistemas.

A hidrogeoquímica aponta afinidade dos elementos dissolvidos em meio aquoso, refletindo na sua condutividade, é importante ressaltar que a alta condutividade no Aquífero Pirabas (média de 350 μS) é fruto da dissolução da rocha encaixante e do tempo de percolação dessa água no espaço temporal de milhões de anos, enquanto que o Aquífero Barreiras (média de 70 μS) têm sua contribuição direta da água da chuva, pobre em sua química, além do tempo curto do circuito da água envolvida, essas tendências podem ser evidenciadas na correlação condutividade com diversos elementos químicos presentes em subsuperfície.

A química das águas reflete a afinidade dos elementos maiores, no qual possuem proporcionalidade em seu processo de dissolução, refletindo boas correlações entre si. O nitrato apresenta-se em concentrações elevadas no Aquífero Barreiras devido a *inputs* antropogênicos, como descarga de esgotos, detergentes, entre outros Matta (2002). Pode-se notar altos valores de Cloreto e Sódio no referido aquífero, devido à contribuição direta da água da chuva, constituída basicamente destes elementos, refletindo nas características das águas subterrâneas Paranhos (2010).

CONCLUSÃO Conclusões preliminares sugerem variação da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre os aquíferos no verão, isto é, processo tímido de mistura de águas entre os aquíferos, acentuando-se no período chuvoso. A diferença de razão isotópica entre os dois aquíferos dá-se pelo tipo de ambiente deposicional, sendo o sistema Barreiras formado por sedimentação de origem continental com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais radiogênico. Enquanto que o Sistema Pirabas é formado por precipitação química apresentando razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menos radiogênicas, e sua razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ próximas a valores da água do mar e da água da chuva. O aquífero Barreiras possui estabilidade química menor que o aquífero Pirabas, fruto da exposição direta à recarga meteórica e fatores antropogênicos com a entrada de elementos químicos que alteram de forma sensível as concentrações dos elementos químicos considerando o aquífero raso. Através da hidrogeoquímica, também é possível avaliar linhas de misturas entre os sistemas aquíferos através de diversos elementos químicos apresentados no trabalho, sendo o Cloro a apresentação mais nítida desta mistura.

Agradecimentos Os autores agradecem ao IG-UFPA pela infra-estrutura laboratorial, ao PPGG pelo financiamento das campanhas de campo e a Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelas bolsas de Pesquisa (PQ) e de mestrado (segundo autor).

Referências Bibliográficas

- Bordalo A.O., Moura C.A.V., Scheller T. 2007. Determinação da Composição Isotópica de Estrôncio em Águas Naturais: Exemplos de sua aplicação em águas subsuperficiais da zona costeira na região Bragantina-PA. *Rev. Química Nova*, **30**: 821-827.
- Cabral N.M.T. 2004. Impacto da urbanização na qualidade das águas subterrâneas nos bairros do Reduto, Nazaré e Umarizal, PA. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 278 p.
- Costa F.R. 2004. Influência da Neotectônica sobre os arranjos geométricos dos Aquíferos na Região Metropolitana de Belém, PA. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 173p.
- Costa J.B.S., Borges M.S., Bemerguy R.L., Fernandes J.M.G., Costa Junior P.S., Costa M.L. 1993. Evolução Cenozóica da Região de Salinópolis, Nordeste do Estado do Pará. *Geociências*, Rio Claro, **12(2)**:373-396.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2º Eds. John Wiley & Son, New York, 589p.
- Matta M.A.S. 2002. Fundamentos Hidrogeológicos para a Gestão Integrada dos Recursos Hídricos da Região de Belém/Ananindeua, PA. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 292p.

- Négrel P. & Petelet-Giraud E. 2005. Strontium isotopes as tracers of groundwater-induced floods: the Somme case study (France). *Rev. Journal of Hydrology*, **305**: 99–119.
- Paranhos P.F. 2010. Caracterização Hidroquímica do Sistema Aquífero Pirabas em Icoaraci, Região Metropolitana de Belém, PA. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 94p.
- Woods T.L., Fullagar P.D., Spruill R.K., Sutton L.C. 2000. Strontium isotopes and major elements as tracers of groundwater evolution: examples from the Upper Castle Hayne Aquifer of North Carolina. *Rev. Ground Water*, **38**: 762–771.

Estudos Hidrogeológicos em Porto Velho – RO

Marcos Nóbrega II¹, Claudio Cesar de Aguiar Cajazeiras¹, Elvis Martins de Oliveira¹, Gerson Flôres Nascimento² & Mackson Ronny de Oliveira D'Anunciação³

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil/REPO, marcos.nobrega@cprm.gov.br, claudio.cajazeiras@cprm.gov.br e elvis.oliveira@cprm.gov.br;

² Departamento de Matemática da Universidade Federal de Rondônia – UNIR gersonfn@gmail.com;

³ Análises Químicas Ltda, eng.mackson@hotmail.com.

Resumo Este trabalho apresenta uma breve descrição do estudo hidrogeológico feito na Região Urbana de Porto Velho-RO, abordando: metodologia adotada, amostragem em campo, tipologia de meios e equipamentos empregados para efeito representativo das condições pesquisadas. No intuito de avaliar diversos parâmetros da água normalmente consumida pela população local o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) realizou um trabalho de coleta nos bairros da cidade. A amostragem de água alcançou o total de 109 poços distribuídos numa malha representativa de toda parte urbana mais densamente povoada. Fatores como a quase inexistência de saneamento básico aliada à falta de uma ampla rede de abastecimento de água tratada submetem os habitantes da cidade ao uso de água captadas em poços amazonas, poços tubulares e disposição de dejetos em fossas simples. Foi assim, dada uma pequena contribuição a um maior conhecimento da qualidade das águas subterrâneas.

Palavras-chave: Amostragem; Estudo Hidrogeológico; Porto Velho.

INTRODUÇÃO Devido a uma elevada demanda reprimida por abastecimento de água tratada, comum na Região Norte do país e a quase inexistência de serviço de saneamento, o presente estudo mostra-se relevante pelo preponderante consumo local de água de poços. O estado de Rondônia conta com um consumo médio per capita de água, proveniente dos prestadores de serviços, de 94 litros por habitante ao dia (cifra situada entre os três estados com menor uso de concessionários) e é ainda enquadrado, conjuntamente com Pará, Amapá e Piauí, entre os quatro estados com menor índice de atendimento (inferior a 10%) do total de coleta de esgotos, conforme constam os dados da publicação ‘Diagnóstico dos Serviços de Água e Esgotos’ do Ministério das Cidades (2009).

Esta realidade apresenta-se, por si própria, como uma justificativa de peso para um maior detalhamento da pesquisa sobre a qualidade d’água consumida na área investigada. Para tanto, foram feitas coletas nos poços existentes: do tipo amazonas (cacimbas escavadas e completadas com manilhas anelares ou alvenaria simples – 86 pontos amostrados); tipo tubular (geralmente sem a devida completação hidrosanitária - com 22 pontos amostrados); fonte natural (1 ponto amostrado); e piezômetro (1 ponto amostrado). Esta amostragem foi prevista inicialmente formando uma malha de pontos plotada sobre a parte mais densamente ocupada da cidade, que forma uma mancha urbana mais representativa do assentamento humano. No trabalho de escritório foram inicialmente concebidos 117 nós distribuídos nesta malha calculada de modo a cobrir a respectiva área pesquisada. Estes pontos projetados serviram como ‘guia’ para aproximação dos pontos onde era executado o real levantamento feito em campo nos poços existentes nos arredores. Estes poços que normalmente servem a população são utilizados para consumo diversificado, desde assepsia doméstica, lavagem de veículos, dessedentação de animais, feitiço de alimentos, irrigação e até, indiscriminadamente, como substituição da água potável.

METODOLOGIA Existem diversos modos para descrever as condições de qualidade d’água. De forma simplificada podemos adaptar uma metodologia ao tipo de estudo que queremos desenvolver. No presente estudo lançou se mão de uma série de parâmetros químicos, físicos e bacteriológicos, que auxiliam a qualificação e posterior enquadramento da material coletado em campo. Esta metodologia empregada pode ser dividida em três etapas distintas: coleta de campo, análise laboratorial e de escritório.

Para coleta foram utilizados amostradores cilíndricos de Bailer (nome do tubo de PVC) específicos para poços. Estes amostradores consistem em tubos plásticos de polegadas e de diâmetro compatível com a manobra de amostragem. Para os poços tubulares construídos com menor diâmetro (4 e até 3 polegadas) e de boca mais estreita são utilizados tubos coletores menores de 20 milímetros de diâmetro e para os de boca de passagem mais larga são preferidos os tubos coletores de 40 milímetros de diâmetro, que coletam 1000 mL e 500 mL respectivamente. Estes são lançados até o nível estático do poço, onde por efeito de capilaridade submergem até total imersão e retenção do líquido por uma esfera plástica que veda a saída de água no momento do soerguimento do conjunto, ou seja, a própria manobra de içar a linha de nylon e amostrador com a água retida no interior do tubo faz a esfera reter a água, funcionando como uma válvula (figura 1).

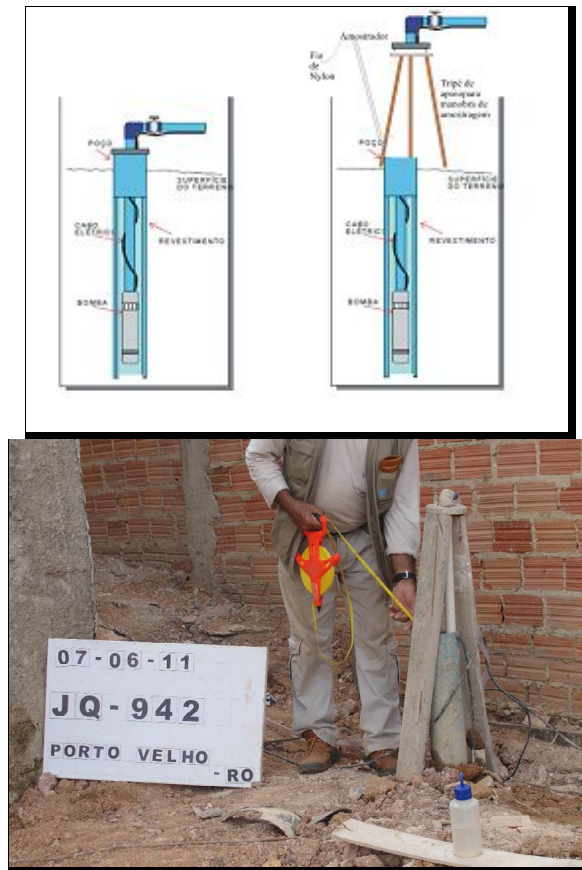


Figura 1- Detalhe do trabalho de coleta nos poços, à esquerda na figura mostra a situação normalmente encontrada na cidade nos poços tubulares que utilizam sistema de bombas submersas. À direita na figura temos a manobra de levante da 'cabeça do poço' para inserção dos amostradores tubulares de coleta. (adaptado de Feitosa & Costa Filho 1998).

As amostras de água coletadas foram transportadas ao laboratório no mesmo dia em que foram coletadas e devidamente acondicionadas em caixas de isopor, após a coleta as mesmas seguiram para análise no laboratório, conforme o esquema da figura 2. Foram realizadas medidas das variáveis físicas, químicas e organolépticas, levantadas *in situ*, medidos: a temperatura do ar (°C) com termômetro de mercúrio, a temperatura da água (°C) com termômetro acoplado ao oxímetro, o pH com pH-metro da marca WTW, condutividade elétrica

($\mu\text{s} / \text{cm}$) com condutivímetro (WTW) e o oxigênio dissolvido (mg/L) através de oxímetro (também da marca WTW), utilizou-se das canetas de potencial de óxido redução ORP e salinidade, modelo Tracer.

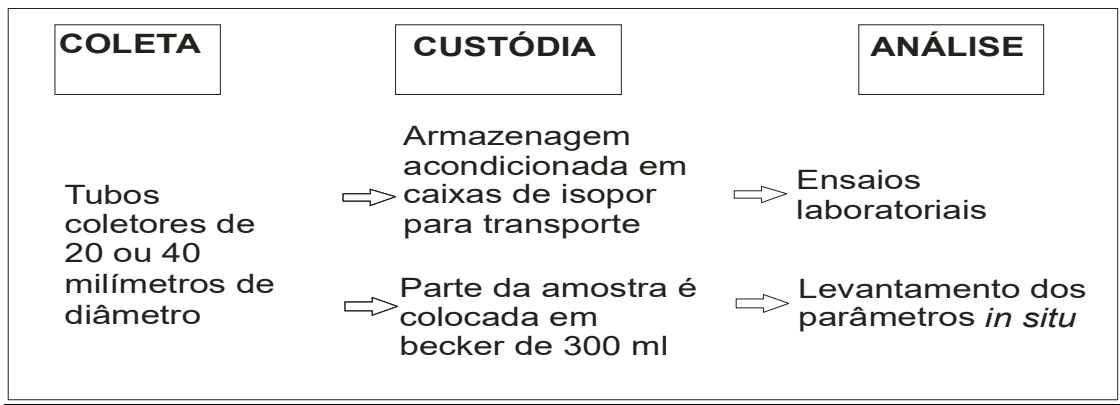


Figura 2- Sequenciamento das etapas de pesquisa.

Os diversos parâmetros levantados serviram à análise e comparação de com os fatores intervenientes. De um modo geral, temos os poços amazonas amplamente distribuídos por toda a área da cidade, sendo que a participação dos poços tubulares pesquisados tem presença mais expressiva mais ao centro do município. Outra relação que pode ser notada, no contexto geral, foi da elevação topográfica comparada ao nível estático e ao mapa de condutividade, esta última inversamente proporcional a qualidade d'água (figura 3).

CONCLUSÕES O presente estudo fundamenta uma série de ações aplicáveis de gestão pública da água subterrânea. Esta primeira campanha de levantamento amostral refletiu as condições momentâneas do período sazonal considerado, antes da estação seca do ano, fazendo necessário efetuar uma comparação temporal com as próximas campanhas amostrais. De um modo geral, temos que entre os vários parâmetros destacam os valores de pH, com média geral menor que 6, são levemente mais baixos nas áreas que sofrem influência de fontes locais de poluição, também a análise para a condutividade elétrica (figura 3) parece seguir bastante o comportamento constatado do pH com zonas de altos valores podendo estar associadas a modificações de características antrópicas.

De tudo, parece ser notória a necessidade de ampliar o estudo renovando os valores paramétricos de novas amostragens em futuras campanhas programadas para o monitoramento deste recurso natural tão importante na saúde pública da cidade.

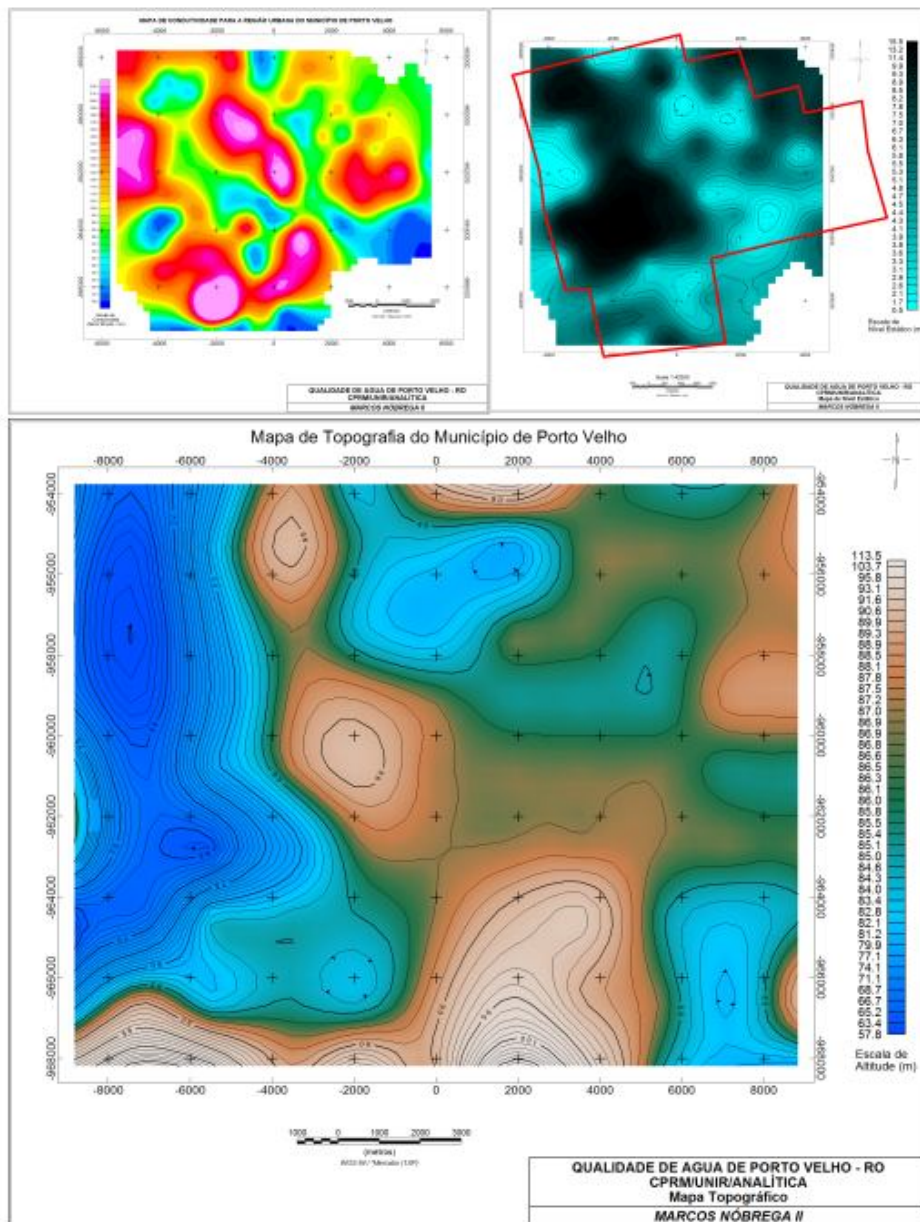


Figura 3- Mapa potenciométrico obtido na pesquisa (figura menor no canto superior esquerdo), Mapa mostrando o Nível Estático (figura menor no canto superior direito) e mapa topográfico (figura maior abaixo) da malha investigada.

Referências Bibliográficas

- BRASIL – MCIDADES SNIS. 2009. Diagnóstico dos Serviços de Água e Esgotos (2007) – Brasília, DF.
- Feitosa F. A.C., Costa Filho W. D.1998. Ações emergenciais de combate aos efeitos da seca. Execução de Testes de Bombeamento em Poços Tubulares: Manual Prático de Orientação. Programa de Perfuração, Instalação e Recuperação de Poços e Dessalinização de Água Subterrânea. Fortaleza: CPRM, Não paginado.
- Melo Júnior H. R., Silva M. L. A. L. Melo M. B., Silva R. F. 2006. Avaliação da qualidade das águas subterrâneas em uma zona urbana da Amazônia Brasileira: estudo de caso do bairro Eletronorte, Porto Velho (RO). *In: XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Curitiba.*

O comportamento hidrológico da Bacia do Rio Capim-Pará e sua influencia como condicionante da paisagem

Victor Hugo da Motta Paca¹, Aline Maria Meiguins de Lima² & Julio Domingos Nunes Fortes³

¹ CPRM/SUREG – Belém, victor.paca@cprm.gov.br;

² Secretaria de Estado de Meio Ambiente, Universidade do Estado do Pará, alinemeiguins@gmail.com;

³ Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ, jdnfortes@ig.com.br.

Resumo Este trabalho descreve a dinâmica da paisagem da bacia do rio Capim no Estado do Pará, com o objetivo de identificar quais são seus sistemas mais relevantes, considerando as formas de relevo presentes e seu comportamento hidrológico. A metodologia adotada constou basicamente do estudo das variáveis descritiva do relevo e das séries de vazões associadas. Os resultados obtidos mostram que a bacia do rio Capim pode ser subdividida em dois Sistemas de Terreno (Alto rio Capim e o Baixo-Médio rio Capim) e seis Unidades de Terreno (Palheta - Jari, Cajueiro - Pirajorara, Candiru - Açu, Carataua - Açu, Jamanxim - Itaquiteua Grande e Ararandeuá - Surubiju). Caracteriza-se por ser uma bacia de sexta ordem, de comportamento variável, associado às variações geológicas e de retrabalhamento superficial condicionado pelos processos fluviais e hidrológicos monitorados nas estações fluviométricas de Fazenda Maringá e Badajós.

Palavra-chaves: Rio Capim, paisagem, hidrologia.

INTRODUÇÃO O estudo e a caracterização da paisagem têm sido empregados para diversas finalidades, desde o planejamento territorial a temas mais voltados a avaliação de ecossistemas. A técnica passou a ser bastante usada como critério de entendimento da dinâmica das mudanças com o tempo. Esta resposta diferenciada está relacionada à diversidade dos ambientes que compõem uma paisagem, como por exemplo, a bacia hidrográfica, dotados de resistências próprias e relações sinérgicas, onde cada elemento componente passa a requerer estratégias individualizadas que sejam capazes de atender suas demandas e explorar de forma mais adequada suas potencialidades Uhlmann (2002).

Com o objetivo de avaliar a dinâmica da paisagem da bacia do rio Capim, foram analisados os principais condicionantes morfométricos da bacia, as formas de relevo presentes e suas características hidrológicas por meio do comportamento de sua série de vazões.

METODOLOGIA APLICADA A bacia do rio Capim, pertencente à bacia do rio Guamá, está localizada no nordeste do Estado do Pará, compondo o eixo de maior circulação econômica do Estado direcionado ao longo da Rodovia Belém-Brasília (BR 010); tendo concentrado esforços em diversos sentidos, como a hidrovía Guamá-Capim, a implementação de projetos industriais e mineiros e os decorrentes da expansão das atividades extrativista (madeireira) e agropecuária, nos municípios da região.

No desenvolvimento da base de informações foram empregados:

a) Base textual e passível de tabulação em planilhas:

- Levantamento bibliográfico: envolvendo a pesquisa e a coleta de material existente sobre a região de abrangência da bacia do rio Capim.
- Dados hidrológicos: disponibilizados pela Agência Nacional de Águas (ANA), no site <http://www.ana.gov.br>.

b) Base cartográfica:

- Mapeamento geológico do Brasil: realizado pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais – CPRM (2000).
- Base de informações hidroclimatológicas: presentes em (Lima *et al* 2005).

c) Cartas imagem:

- Imagens SRTM (Shuttle Radar Topography Mission): cartas de elevação do terreno (com dados topográficos), com resolução de 90m, produzidas a partir de imageamento de radar acoplado a um satélite, fornecidas pela National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) e pela

National Aeronautics and Space Administration (NASA), disponibilizadas a partir de junho de 2003. O documento base de referência para aplicação foi Valeriano (2004).

d) Programas de digitalização, armazenamento, processamento e análise:

▪ Programas de geoprocessamento e processamento digital de imagens: ArcGis, Global Mapper, Hidro 1.2 e HIDROCAL/CPRM.

As informações foram processadas e os modelos gerados foram descritos conforme a resposta das formas de relevo presentes às variações do comportamento hidrológico da bacia.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Sistema fluvial e topografia

A bacia hidrográfica do rio Capim localiza-se na região nordeste do estado do Pará, fazendo parte da Região Hidrográfica Costa Atlântica-Nordeste (Resolução nº 04/2008 do Conselho Estadual de Recursos Hídricos) e da Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia (Resolução nº 32/2003 do Conselho Nacional de Recursos Hídricos). Com uma área total de 37.485,75 km², desta 95,22 % estão no estado do Pará e 4,78% no estado do Maranhão.

O canal principal, o rio Capim, apresenta com aproximadamente 764, 820 km, considerando desde a sua foz com o rio Guamá, até a confluência com as bacias dos rios Surubiju e Ararandeuá. É navegável desde sua foz situada junto à cidade de São Domingos do Capim até a foz do rio Potiritá, próximo a Vila de Canaã, nascendo nas proximidades da Serra dos Coroados, no sudeste do estado do Pará. A hidrografia da bacia foi dividida em 25 sub-bacias considerando o sistema de ordem de canais definido por Strahler (1952) e o modelo funcional de Schumm (1973).

A bacia do rio Capim obteve segundo a rede traçada a 6ª Ordem. Schumm (1973) atribui uma funcionalidade a este ordenamento estabelecendo três zonas fundamentais: de produção, de transferência e de deposição. Para caracterizar estas zonas na bacia do rio Capim foram configurados dois setores distintos: o *Alto rio Capim* e o *Baixo - Médio rio Capim*; individualizados por formas de relevo e declividades diferenciadas. Assim as sub-bacias que indicam maior grau de retrabalhamento do relevo são consideradas produtoras; e as que apresentam um maior número de formas residuais, são ditas de transição e deposição.

Tem a forma de um retângulo alongado e rede de drenagem irregular, devido à declividade da região, com forte controle tectônico de seus tributários. No trecho superior, de planície, as larguras do rio variam entre 90 e 350 m, predominando, porém larguras da ordem de 200 m. No trecho mais baixo, as larguras variam de 150 a 1100 m, com largura média de 300 m. No trecho próximo a desembocadura no rio Guamá, as larguras atingem 2000 a 3000 m. Na caracterização da rede de drenagem foram empregados os conceitos definidos em Christofolletti (1970), Christofolletti (1999) e Guerra e Cunha (2001), relativos a modelos descrevendo processos em bacias hidrográficas.

A topografia da bacia indica a presença de 08 (oito) classes, que denotam compartimentações distintas, individualizadas em suas sub-bacias componentes, segundo 06 (seis) Unidades de Terreno (Lollo 1996): < 20 m (Classe 1), 20 - 30 m (Classe 2), 30 - 60 m (Classe 3), 60 - 80 m (Classe 4), 80 - 110 m (Classe 5), 110 - 140 m (Classe 6), 140 - 170 m (Classe 7), > 170 m (Classe 8).

Tabela 1- A caracterização morfológica da bacia do rio Capim apresentou a seguinte configuração:

Sub-bacia	Cod	A (km ²)	H (m)	Dd	Dh	Ir	Per (km)	Ic	Lb (km)	Lt (km)
Ig. Palheta	Sb 01	404,42	51,00	0,4 4	0,1 2	0,0 2	102,69	0,12 0	2,24	176,31
Ig. Jari	Sb 02	248,25	49,00	0,6 3	0,2 5	0,0 3	75,86	0,13 6	22,87	155,21
Ig. Juruará	Sb 03	197,38	27,00	0,5 5	0,1 8	0,0 1	66,74	0,13 9	19,74	107,58
Ig. Caratateuá	Sb 04	280,30	33,00	0,5 7	0,2 6	0,0 2	77,14	0,14 8	24,27	158,51
Ig. Jabutí Maior	sb 05	630,33	47,00	0,5 0	0,1 5	0,0 2	121,94	0,13 3	43,47	312,84
Ig. Cipoteuá	sb 06	235,00	61,00	0,6	0,3	0,0	92,05	0,08	11,16	152,63

				5	6	4		7		
Rio Candiru-Miri	sb 07	475,66	76,00	0,4 3	0,1 2	0,0 3	119,97	0,10 4	33,43	204,57
Rio Candiru-Açu	sb 08	1870,55	68,00	0,4 9	0,1 4	0,0 3	194,17	0,15 6	56,19	923,69
Ig. Tracajá	sb 09	399,04	84,00	0,4 1	0,1 4	0,0 3	118,33	0,09 0	33,35	163,33
Ig. Carrapatinho	sb 10	285,40	94,00	0,5 1	0,1 5	0,0 5	78,52	0,14 5	23,80	144,92
Rio Potiritá	sb 11	1834,25	136,0 0	0,4 6	0,1 4	0,0 6	189,09	0,16 1	55,28	834,79
Ig. Caetano	sb 12	298,40	98,00	0,3 9	0,1 1	0,0 4	120,51	0,06 5	13,28	116,10
Rio Jamanxim	sb 13	2263,35	121,0 0	0,3 6	0,0 9	0,0 4	216,19	0,15 2	65,19	811,83
Ig. Itaquiteua Grande	sb 14	2689,54	79,00	0,3 2	0,0 6	0,0 3	354,73	0,06 7	47,36	863,82
Rio Surubiju	sb 15	8426,34	101,0 0	0,3 3	0,0 8	0,0 3	456,88	0,12 7	177,72	2741,7 8
Rio Ararandeuá	sb 16	10742,6 2	164,0 0	0,3 1	0,0 6	0,0 5	567,13	0,10 5	215,94	3326,4 1
Ig. Rio Verde	sb 17	1178,05	92,00	0,4 8	0,1 6	0,0 4	157,57	0,14 9	46,77	562,13
Bacias primárias	sb 18	1215,88	83,00	0,2 5	0,0 5	0,0 2	393,56	0,02 5	14,70	302,22
Ig. Carataua-Açu	sb 19	1332,59	84,00	0,2 8	0,0 6	0,0 2	233,99	0,07 6	25,06	374,75
Ig. da Fz. Vargem Alegre	sb 20	286,47	80,00	0,4 3	0,1 0	0,0 3	84,64	0,12 6	31,56	121,94
Ig. Tracajá	sb 21	564,95	80,00	0,3 6	0,0 8	0,0 3	162,06	0,06 8	20,28	204,55
Ig. Maracaxi	sb 22	475,43	60,00	0,3 9	0,0 9	0,0 2	92,45	0,17 5	28,06	186,89
Ig. São Mateus	sb 23	281,43	40,00	0,3 5	0,1 2	0,0 1	104,98	0,08 0	12,74	99,68
Ig. Pirajóara	sb 24	498,53	51,00	0,5 0	0,1 4	0,0 3	102,29	0,15 0	36,75	250,06
Ig. do Porto Seguro	sb 25	371,60	44,00	0,4 4	0,1 2	0,0 2	95,52	0,12 8	14,80	164,39

Onde: Área (A); Amplitude altimétrica da bacia (H); Densidade de drenagem (Dd); Densidade de hidrográfica (Dh); Índice de rugosidade (Ir); Perímetro (Per); Índice de Forma (Ic); Comprimento da bacia (Lb) e Comprimento total dos canais da bacia (Lt).

Geomorfologia e unidades de terreno

As unidades de terreno da bacia do rio Capim foram descritas acoplando as características tipicamente morfológicas àquelas relacionadas à sua dinâmica. Desta forma, com base em Lollo (1996), tem-se como:

- *Sistemas de terreno*: os dois compartimentos estruturais diferenciados - o *Alto rio Capim* e o *Baixo – Médio rio Capim*; e
- *Unidades de terreno*: as caracterizações específicas em cada sistema, definidas pelas variações geológicas e topográficas locais (Palheta - Jari, Cajueiro - Pirajóara, Candiru - Açu, Carataua - Açu, Jamanxim - Itaquiteua Grande e Ararandeuá - Surubiju).

Em relação à classificação geomorfológica, representada pelos Domínios ou Unidades Morfoestruturais (RADAMBRASIL 1976; Ross 1992; IBGE 1997) que apresentam características geológicas prevaletentes como direções estruturais que refletem o comportamento geral do relevo ou o controle da drenagem principal, tanto o Alto quanto o Baixo – Médio Capim são formados por duas Unidades Morfoestruturais e Morfoclimáticas: o Planalto Rebaixado da Amazônia (PRA) e Planalto Setentrional Pará-Maranhão (PSPM); ambos pertencentes ao grande Domínio dos Planaltos Amazônicos Rebaixados e Dissecados.

O PRA predomina no trecho norte-sul da bacia no Baixo-Médio rio Capim, coincidindo com que IBGE (1997) denomina de Depressões do Meio-Norte.

O PSPM domina o trecho onde o rio se desloca para sudoeste no Alto rio Capim, sendo coincidente com o que IBGE (1997) denomina de Chapadas do Meio Norte.

De forma geral o PRA constitui uma extensa e rebaixada superfície pleistocênica, dissecada, seguindo um controle tectônico.

As formas de relevo predominantes são Superfícies Pediplanadas (Esp), que correspondem a áreas de topografia plana, vales abertos e rasos, com retomada de erosão recente.

O PSPM representa um conjunto de relevos tabulares, com cotas topográficas acima de 150 m, drenagem bem definida, com vales estreitos e profundos.

As formas mais características são as Superfícies Tabulares Erosivas (Estb), que constituem áreas aplainadas e topograficamente elevadas, com limites constituídos principalmente por escarpas e rebordos erosivos.

Comportamento hidrológico

As estações fluviométricas de Fazenda Maringá e Badajós estão distante aproximadamente 200 e 350 quilômetros de Belém. As mesmas apresentam uma série de vazões não homogênea em todo seu período e pouco estacionárias, com períodos de mínimas nos anos de 1983, 1992, 1993 e 1998. Para efeito de outorga no estudo da curva de permanência do uso da $Q_{95\%}$ de 202 m³/s e 282 m³/s.

Quanto a análise das seções, estas ficam situadas no trecho médio da bacia do rio Capim, sem influência de maré. A estação de Badajós tem extravasamento na margem direita na cota 650 cm, no ramo médio da curva-chave, já a estação de Fazenda Maringá na cota 850 cm, na transição do ramo médio ao superior, o que dificulta a extrapolação e determinação das vazões nestes trechos.

Na avaliação dos elementos da geometria da seção as duas estações apresentam comportamentos semelhantes.

CONCLUSÃO A bacia do rio Capim caracteriza-se por ser uma bacia de sexta ordem, de comportamento variável, onde as variações das formas de relevo associadas e a caracterização do seu sistema fluvial, por meio de seus parâmetros morfométricos e do seu comportamento hidrológico, permitem identificar tais heterogeneidades e as principais variações espaciais presentes. A resposta do sistema mostra-se em como esta responde as intervenções antrópicas que de forma contínua atuam na região, ocasionando mudanças na dinâmica do sistema fluvial presente.

Referências Bibliográficas

- Christofolletti A. 1970. Análise morfométrica das bacias hidrográficas do planalto de Poços de Caldas. Tese de Livre Docência, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Rio Claro, 215p.
- Christofolletti A. 1999. *Modelagem de sistemas ambientais*. São Paulo: Edgar Blücher, 235p.
- CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. 2000. *Mapeamento geológico do Brasil*. Carta ao milionésimo. Rio de Janeiro: CPRM, CD ROM.
- Guerra A. J. T., Cunha S.B. 2001. *Geomorfologia, uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 472 p.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. *Cartogramas do relevo*. 1997. Unidades de relevo. Rio de Janeiro: IBGE, 1997. Disponível em: <www.ibge.gov.br/home/geociencias>. Acesso em 09 jan. 2004.
- Lima R. J. S., Lima A.M.M., Araújo M.L. 2005. *Navegando sob o céu do Pará: hidroclimatologia e recursos hídricos do Estado*. Secretaria Executiva de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente. Belém: SECTAM, 129p.
- Lollo J. A. 1996. *O Uso da Técnica de Avaliação do Terreno no Processo de Elaboração de Mapeamento Geotécnico: Sistematização e Aplicação para a Quadrícula de Campinas (SP)*. Tese de Doutorado (Doutorado em Geotecnia), Escola de Engenharia de São Carlos (EESC – USP), São Carlos, 2v, 246p.
- Otoni M. V., Alvarez M. G. L. 2011. *Hidrocal, cálculo de variáveis hidrológicas e determinação de testes estatísticos para estudo de regionalização de vazões*. Rio de Janeiro: CPRM, CD ROM.
- RADAMBRASIL. 1976. *Levantamento de Recursos naturais*. Folha SA.23. Ministério das Minas e Energia DNPM, Rio de Janeiro.

- Ross J. L. S. 1992. Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. *Revista de Geografia*. São Paulo: IG-USP.
- Schumm S. A. 1973. Geomorphic thresholds and complex response drainage systems. *Fluvial geomorphology*. New York: Binghamton publications in Geomorphology.
- Strahler A. N. 1952. Dynamic Basis of Geomorphology. *Geological Society American Bulletin*, v. 63, p. 923-938.
- Uhlmann G. W. 2002. Teoria geral dos sistemas: do atomismo ao sistemismo, uma abordagem sintética das principais vertentes contemporâneas desta proto-teoria. Centro Interdisciplinar de Semiótica da Cultura e da Mídia. São Paulo: USP, 84p.
- Valeriano M. M. 2004. Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. São José dos Campos/SP: INPE, 72p.

O setor mineral e áreas de mineralnegócio

Antonio Fernando da Silva Rodrigues

Geól., MSc.- DNPM-AM, antonio.fernando@dnpm.gov.br

Resumo O Setor Mineral, sob a perspectiva da evolução semântica conceitual, envolve todas as atividades mínero-econômicas afins (interrelacionamento e/ou integração), formando elos das cadeias de produção e consumo que permeiam, invariavelmente, os três setores da economia do País: Primário (lavra/beneficiamento), Secundário (indústria/transformação) e Terciário (mercado). Reforça-se a convicção de que a ampliação das possibilidades de combinação de uso dos elementos constituinte da ‘tabela periódica de Medeleiev’, nas últimas décadas (’70-’90) — em função da mudança do perfil da demanda dos insumos minerais pela indústria eletroeletrônica, com destaque para os elementos *high-tech* — impõe uma análise econômica estratificada do Setor Mineral, na perspectiva de identificar vantagens comparativas, vulnerabilidades e oportunidades de mineralnegócios no País. Com efeito, este *paper* tem duplo objetivo: i) sistematizar informações por ‘áreas de mineralnegócio’; ii) e oferecer maior clareza na análise dos segmentos na composição do Valor da Produção Mineral Brasil (VPM).

Palavras-chaves: Mineralnegócio, Setor Mineral, VPM-Valor da Produção Mineral.

CONCEITOS SUBJACENTES E CARACTERIZAÇÃO Na crosta terrestre é rara a ocorrência de minerais metálicos isoladamente, sendo mais comum na forma combinada como outros elementos. O universo dos elementos metálicos é amplo, alcançando a ordem de 68 (sessenta e oito), com características físico-químicas bem definidas p.e.: o *mercúrio* (que é líquido), o *sódio* (que é leve), o cobre (que é condutor de eletricidade), o ferro-aço (que é resistente e tem funções infraestruturais) etc. Ocioso enfatizar que, nas últimas décadas (’70-’90), ocorreu significativa ampliação das possibilidades tecnológicas de combinação de uso dos elementos da ‘tabela periódica de Medeleiev’, em função da mudança do perfil da demanda dos insumos minerais pela indústria eletroeletrônica, destacando-se os elementos *high-tech*: *ETRs* e *PMGs*.

O Setor Mineral — que subtende todas as atividades mínero-econômicas interrelacionadas e/ou integradas, constituindo os elos da cadeia de produção/consumo, transversaliza os três setores da economia do País: Primário (lavra/beneficiamento mineral), Secundário (indústria/transformação mineral) e Terciário (comércio/mercado) — é formado por 8 (oito) ‘áreas de mineralnegócios’, assim segmentados:

Quadro 1 – Áreas de Mineralnegócio: Classes de Rochas e Minerais.

Área de Mineralnegócio	Classes de Rochas & Minerais
1. Metálicos Ferrosos	Minérios de Fe, Co, Nb, Mn e Mo
2. Metálicos Não-Ferrosos	Minérios de Al, Cu, Pb, Ni, Sn e Zn
3. Metálicos Preciosos & Gemas	Au, Ag e PGMs
4. Minerais Industriais	Caulim, Crisotila (Amianto), Grafita, Magnesita, Vermiculita etc.
5. Rochas & Agregados Minerais	Areia, Brita, Seixo e Rochas Ornamentais e de Revestimento
6. Agrominerais	Calcário (Ca), Dolomito (Mg), Carnalita/Silvinita (K) e Fosfato (P)
7. Águas Minerais	Água Mineral e Potável de Mesa
8. Energéticos Físseis & Fósseis	Carvão, Tório e Urânio

By RODRIGUES, A.F.S., junho-2011.

Área de Mineralnegócio do ‘Metais Ferrosos’ No extrativismo mineral, *commodities* metálicas se tornaram ‘preciosas’ pelo valor alcançado nos processos de desenvolvimento, como é o caso do ferro (considerado há pouco tempo um ‘*metal obsoleto*’), matéria-prima do aço, utilizado numa vasta cadeia de produtos – desde a construção pesada até eletrodomésticos da linha branca. Uma tonelada de minério de ferro, por exemplo, que em 2000 custava US\$ 19/t, hoje vale ao redor de US\$ 100 – uma valorização de quase 400%.

Área de Mineralnegócio dos ‘Metais Não-Ferrosos’ Admitindo-se que os metais podem ser separados em dois grandes grupos: os ferrosos (compostos por ferro) e os não-ferrosos, para efeitos deste estudo a área de mineralnegócio dos não-ferrosos agrupa aqueles com especificações de *commodities* negociados nas Bolsas de Mercadorias Internacionais como (LME e NYMEX): alumínio, cobre, chumbo, estanho e zinco.

Área de Mineralnegócio dos ‘Metais Preciosos & Gemas’ A Área de Mineralnegócio dos ‘Metais Preciosos’ reveste-se de singular importância, dadas suas retrospectivas históricas do Brasil Colônia e do desenvolvimento do capitalismo ocidental, mas fundamentalmente pelo potencial aurífero e gemológico associado à Geodiversidade do País. A propósito, a evolução dos preços do ‘*metal amarelo*’ (Fig. 02), na última década, associada às incertezas sobre a economia mundial e a condição inata de reserva de valor, apresentam-se como fortes fatores de indução a retomada da pesquisa mineral, permitindo a identificação e avaliação do potencial aurífero em diferentes ambientes metalogenéticos, com destaque para os depósitos de baixo grau epitermal, na borda do Pacífico, os *greenstone belt* da América do Sul, na África sub-saariana (especialmente Gana) e na ex-repúblicas soviéticas, como como o Cazaquistão e o Uzbequistão.

Área de Mineralnegócio dos ‘Agregados Mineraiis’ Conceitualmente os agregados são classificados levando-se em conta a origem (sedimentar ou ígnea), a densidade e o tamanho dos fragmentos. Portanto são matérias-primas granulares, naturais (areia e seixo) e artificiais (brita), com granulometria e propriedades físico-químicas adequadas para uso em obras de engenharia civil. Os agregados mineraiis para indústria da construção civil são os insumos mais consumidos no mundo, girando em torno de 20 bilhões de t/ano, estimando-se que ocupem as relevantes posições de 1º e 2º lugar em *quantum* produzido e valor monetário, respectivamente (Fig. 16) — concorrendo, em volume e valor, no *ranking* mundial com os minérios de ferro, alumínio e cobre — na medida em que, reconhecidamente contribuem para a melhoria das condições de acesso a moradia e qualidade de vida.

Área de Mineralnegócio dos Agromineraiis A ‘Área de Mineralnegócio dos Agromineraiis’ atém à mineração de rochas e mineraiis — calcário (Ca), dolomito (Mg), gipsita, rochas básicas e ultrabásicas ricas em potássio (K), silvinita/carnalita (K), apatita (P) etc. — caracterizados pela presença de elementos químicos fertilizantes, classificados como substâncias funcionais, demandados pela indústria de fertilizantes, cuja matéria-prima provém da mineração e da petroquímica (N e S).

Na agricultura moderna o uso dos agromineraiis (fertilizantes) é fundamental, na medida em que se promove o aumento da produtividade por hectare, inibe o avanço da fronteira agrícola indiscriminada, concorre e assegura as condições de sustentabilidade ambiental. Com efeito, há que se reconhecer uma profunda relação de dependência e sustentabilidade entre o Agronegócio e o Mineralnegócio, na medida em que este assegura a provisão dos insumos básicos para a produção de fertilizantes, fundamentais ao desenvolvimento da agricultura moderna: rochas e mineraiis fertilizantes (nitrogenados, fosfatados e potássicos), que constituem a trilogia NPK.

Área de Mineralnegócio dos ‘Energéticos Físseis e Fósseis’ A Área de Mineralnegócios ‘Energéticos Físseis e Fósseis’, envolve os recursos mínero-energéticos radiogênicos e hidrocarbonetos (carvão: antracito, linhito e turfa) — excluindo-se o petróleo e gás natura, assim como o reconhecido potencial hidroenergéticos das bacias hidrográficas brasileiras.

O destaque dessa área, a despeito do atual estágio de desenvolvimento, é perfeitamente justificável dada sua fundamental importância para o planejamento estratégico e tomada de decisão pública e privada sobre as melhores condições de assegurar a provisão da demanda de energia

Mineralnegócio, por excelência eletro-intensivo, tema estreitamente relacionado ao desenvolvimento da Nação.

Área de Mineralnegócio dos Agrominerais Os Agrominerais, enquanto segmento Mineralnegócio, compreende uma área especializada na lavra e beneficiamento rochas e insumos minerais demandados pela indústria de fertilizantes, importante elo de competitividade e sustentabilidade da cadeia do Agronegócio. As principais fontes primárias de agrominerais estão associadas às rochas sedimentares (fosforitos etc.), ígneas ou magmáticas (ultra-básicas, básicas, apatita etc.) e orgânicas (guano). Admite-se que cerca de 70% da oferta mundial de agrominerais são de origem sedimentar: fosforitos.

Área de Mineralnegócio das 'Águas Minerais' A área de mineral de águas minerais engloba aquelas objeto de concessão de lavra pelo DNPM, observando a classificação do Código de Águas, destinadas ao envasamento e comercialização, incluindo às classificadas como potável de mesa.

SOBRE O DESEMPENHO DAS ÁREAS DE MINERALNEGÓCIO NO PAÍS – 2010

A sistematização das informações por 'áreas de mineralnegócio' permite maior clareza na análise de desempenho e relevância dos segmentos na composição do Valor da Produção Mineral Brasil (VPM-Brasil 2010), na medida em que torna evidente e impressionante a projeção hegemônica do segmento dos 'Metals Ferrosos' (Fe, Cr, Co, Mn, Mo, Nb) — que tem como 'âncora' o minério de ferro — ofuscando o brilho das demais áreas, na medida de que responde por mais de 2/3 do VPM-Brasil 2010, estimado na ordem de US\$ 40 bilhões.

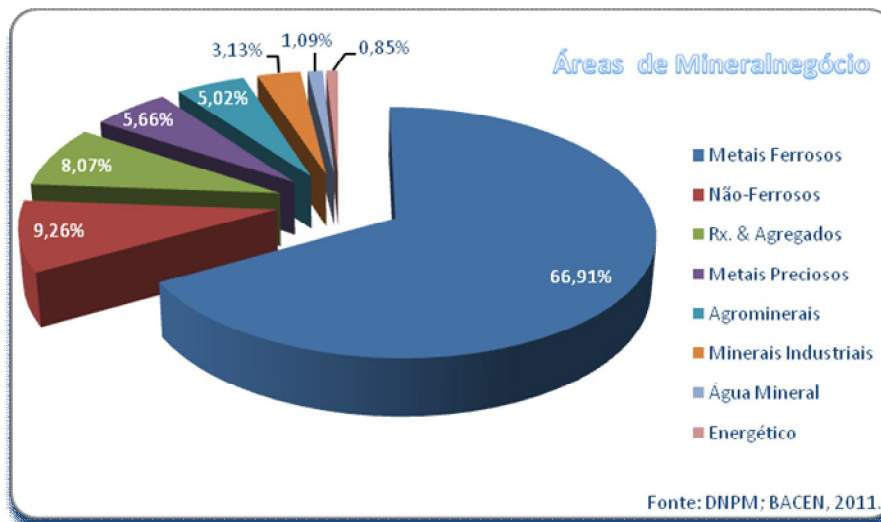


Fig. 01 – VPM-Brasil 2010 por Áreas de Mineralnegócio.

Na base do crescimento e contabilização na formação das riquezas nacionais pelo IBGE — onde a Indústria Extrativa Mineral apresenta o mais notável índice da história (15%) — encontram-se quatro fatores-chaves:

- a) a demanda por *commodities* minerais não arrefeceu, a despeito da latência da crise econômica internacional;
- b) os preços no atacado de produtos base-mineral mantiveram a tendência de valorização, iniciada em 2003;
- c) dada a prevalência de 'áreas de mineralnegócio' voltadas à exportação, como o de 'Metals Ferrosos' e 'Metals Não-Ferrosos', o impacto eventual da sobrevalorização do real em relação ao dólar (*volatilidade cambial*), foi compensado pelo aumento da pressão da demanda, capitaneada pela China, sobre as condições estruturais de oferta de matéria-prima mineral;

d) aqueles segmentos voltados para o abastecimento doméstico, como os ‘Agregados Minerais’ e ‘Agrominerais’, beneficiaram-se do bom momento que atravessa a economia nacional, respaldado no índice de crescimento de 7,5% do PIB, em 2010.

O binômio ‘rentabilidade e sustentabilidade’ é um atributo de competência da gestão míneroempresarial brasileira — na medida em que se observa maior eficiência na combinação das vantagens comparativas das minas (Quadro 2) ao *boom* dos preços das *commodities* minerais, a partir de 2003 — traduzidos pela progressiva valorização de ativos minerais e pela ampliação do *market value* no *ranking* internacional de empresas nacional de mineração.

Quadro 2 – Áreas de Mineralnegócio: Classes de Rochas e Minerais.

MINERALNEGÓCIO EM PERSPECTIVA	
Análise de SWOT*	
AMBIENTE INTERNO	
Pontos Fortes	Pontos Fracos
<ul style="list-style-type: none"> • Geodiversidade e Potencial Mineral • Geopolítica e Extensão territorial • Disponibilidade Primária de Minerais Estratégicos/Críticos • Jazidas de Classe Internacional: Vantagens Comparativas dos Recursos • Empreendedorismo Minerorextrativista (à jusante) • Proeminência do Setor Primário (extrativismo mineral) nas Exportações 	<ul style="list-style-type: none"> • Infraestrutura Geológica e Geofísica • Logística e Infraestrutura Pública e Privada • Difusão e Desenvolvimento de Tecnologia Mineral • Ações Limitadas de Incentivo à Agregação de Valor à Produção Primária • Limitada Capacidade Desenvolvimento Industrial (à montante) • Condição de Acesso à Áreas Potenciais Oneradas com fins Especulativos
AMBIENTE EXTERNO	
Oportunidades	Ameaças
<ul style="list-style-type: none"> • Economias Emergentes: mercados potenciais • Demanda Mineral Global Aquecida • Retomada da Trajetória Ascendente dos Preços dos Metais (<i>Boom</i>) • Ampliação do <i>market share</i> no Mineralnegócio Global • Alto Potencial de Investimentos em Distritos Mineiros na Amazônia • Novo Marco Legal: Modernização da Legislação Mineral 	<ul style="list-style-type: none"> • Acirramento da Concorrência de Países Entrantes • Incerteza sobre a Economia de Mercado Global • Volatilidade-Preço das <i>Commodities</i> Minerais • Barreiras Tarifárias e Não-Tarifárias • Burocracia e Exigências Crescente Conformidade Ambiental • Crédito Mineral Restrito e Baixa Capilaridade dos Agentes Financeiros
<p>Nota: *SWOT: S - Strengths; W - Weaknesses; O - Opportunities; T - Threats.</p>	
<p>By RODRIGUES, A.F.S., jul 2011.</p>	

O Setor Mineral, ainda que fortemente dependente do desempenho do comércio exterior apresentou um crescimento real da ordem 95,4% em 2010 (US\$35,4 bilhões), comparado ao anterior (US\$13,3 bilhões), contribuindo significativamente para o superávit da balança comercial brasileira. Com efeito, o resultado da soma desses fatores favoráveis é que condicionou a volta das atenções e assegurou a projeção do ‘cometa fulgurante’ da mineração na conformação das riquezas nacionais, contribuindo significativamente para a sustentabilidade do crescimento do PIB brasileiro em 2010. Enfim, a expectativa de analistas de mercado é que o País, mesmo admitindo-se um arrefecimento no ímpeto de crescimento do PIB, mantenha-se no patamar superior ao índice de 5,0% a.a. e que a economia mineral o acompanhe vigorosa em 2011.

A produção de Caulim na Amazônia e sua disponibilidade

Raimundo Augusto Correa Martires

Ministério de Minas e Energia - MME Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM

Resumo A Amazônia vem ocupando espaço a passos largos na atividade produtiva mineral no País tanto entre os bens metálicos como nos não metálicos, entretanto, ainda se ressentem de produtos de maior valor agregado gerando melhores níveis de desenvolvimento para a região. No presente trabalho será abordada a atividade mineral de bem mineral não metálico (caulim), na qual pode ser observado o potencial disponível quanto a quantidade e a qualidade das reservas e recursos de caulim, bem como da perspectiva de aumento de sua produção para atender a crescente demanda desse produto no mundo.

Palavras-Chave: Caulim, Amazônia, Reservas Minerais

INTRODUÇÃO O mundo dispõe de grandes reservas de caulim os quais são geologicamente classificados em depósitos primários que resultam da alteração hidrotermal ou intempérica de rochas cristalinas e os secundários que resultam dos processos de erosão e deposição. No Brasil existem reservas abundantes, sendo destaque a quantidade e qualidade do caulim encontrado na região amazônica, de pureza e alvura determinantes, cuja nobre aplicação se dá na indústria de papel especial. As reservas brasileiras (medidas + indicadas) somam 7,3 bilhões de toneladas, onde 97% estão localizadas naquela região. A produção mundial de caulim é concentrada e competitiva. Na figura 1, abaixo pode ser observado os principais países produtores no mundo. O Brasil responde por 7% da produção, porém sendo o maior produtor/exportador de caulim beneficiado para aplicação direta na indústria de papel.

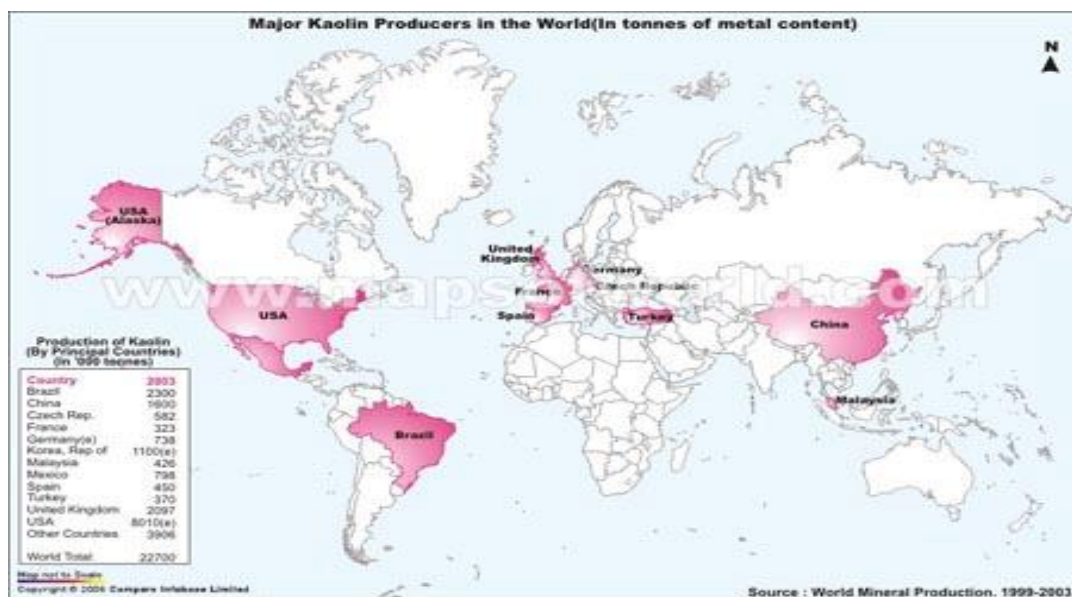


Figura 1 – Principais países produtores mundiais de caulim / Fonte: MAP OF WORD (2011)

MATERIAIS E MÉTODOS Para elaboração deste estudo, foram consultados trabalhos (pesquisa bibliográfica) sobre a temática, bem como visitas técnicas às empresas de mineração produtoras e beneficiadoras de caulim, priorizando a atividade mina/usina, onde foram obtidas as devidas informações utilizadas no presente trabalho.

RESULTADOS Os resultados obtidos mostraram que em 2010 mostram que a produção mundial de caulim (bruto+ beneficiado) foi de 30,5 milhões de t. Aparentemente a produção brasileira de caulim parece pequena em relação à produção mundial, entretanto, ressalta-se que a produção brasileira de caulim é de produto beneficiado, utilizado na área mais nobre da cadeia produtiva desse bem mineral que é na indústria de papel, segmento que requer maior valor agregado. A produção brasileira de

caulim beneficiado foi de 2,2 milhões de toneladas em 2010 (figura 2), desse total, 94% são produzidos na Amazônia, nos Estados do Pará (74%) e Amapá (20%).

PRODUÇÃO DE CAULIM (1.000 t)

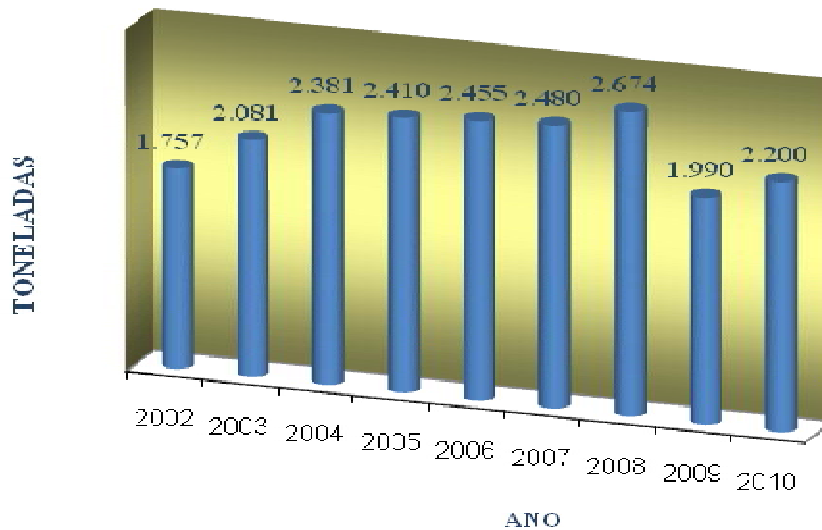


Figura 2 – Evolução da produção brasileira de caulim / Fonte: Sumário Mineral, DNPM (2003-2010)

As grandes empresas brasileiras produtoras de caulim são essencialmente exportadoras e atualmente se recuperam do abalo ocorrido na economia global ao longo de quase todo o ano de 2009 retomando os níveis de sua capacidade de produção gradativamente, tendo em vista o suprir o aquecimento da demanda mundial por esse produto. A Imerys Rio Capim Caulim S/A – IRCC manteve a liderança da produção nacional respondendo por 51%, sendo seguida pela empresa Caulim da Amazônia S/A (CADAM) com 20%, Pará Pigmentos S/A (PPSA) com 16%, CBE com 7%, HORII Ltda com 3% e outros com 1% (figura 3).

A exceção da CBE, que utiliza o caulim na indústria de cimento, as demais produzem caulim para abastecer o mercado interno (pequena parte) e o mercado externo para utilização na indústria de papel para revestimento e cobertura de papel. Outras empresas estão instaladas em São Paulo, Paraná, Bahia, Minas Gerais, Rio Grande do Sul e Santa Catarina e tem seus produtos utilizados, principalmente, no setor de cerâmicas brancas (vasos em geral, porcelanas, etc.) que abastecem o mercado interno.

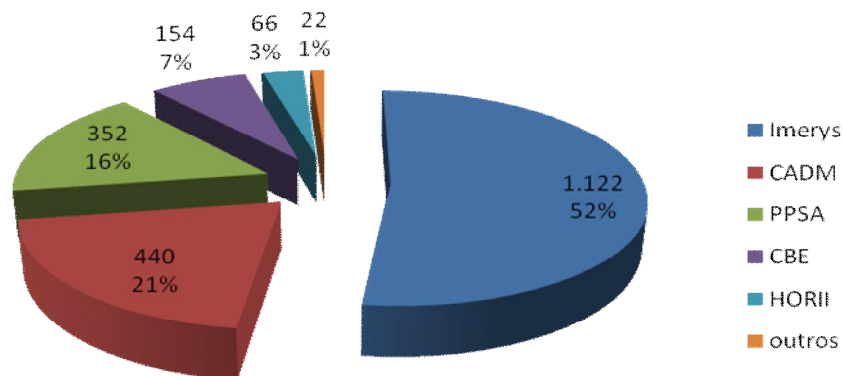


Figura 3 – Distribuição da produção de caulim no Brasil / Fonte: Sumário Mineral, DNPM (2003-2010)

DISCUSSÃO Continua sendo o mercado externo o principal consumidor do caulim produzido no País. As exportações de caulim beneficiado cresceram em relação a 2009 passando de 2,0 milhões para 2,2 milhões de t (15%), enquanto a aumentou 8,7% (US\$ 253 milhões em 2009 e US\$ 275 milhões em 2010). As exportações de produtos manufaturados a base de caulim são insignificantes frente ao minério produzido beneficiado de caulim. Esse panorama poderia ser alterado se o País tivesse mercado para consumir e transformar esses produtos internamente através de uma cadeia produtiva verticalizada.

Os Países de destino das exportações brasileiras de caulim beneficiado foram: Bélgica (36%), Estados Unidos (18%), Canadá (17%), Finlândia (12%), Japão (7%) e outros (10%). As três principais empresas produtoras IRCC, CADAM e PPSA, foram responsáveis por mais de 99% do total exportado. A exportação de produtos manufaturados à base de caulim em 2010 voltou a crescer juntamente com sua receita em 70%. Os Países de destino dos bens manufaturados foram: Paraguai (27%), Argentina (11%), EUA (11%), Bolívia (11%), Venezuela (9%) e outros (42%).

A retomada das exportações pressionou a redução do consumo aparente que caiu 66%. Grande parte do caulim consumido no mercado interno provém das minas existentes nos estados de São Paulo, Minas Gerais, Rio Grande do Sul e outros estados de menor produção. O caulim é utilizado em diversos setores industriais em todo o mundo, destacando-se o de papel (cobertura e enchimento), que consome 45%, cerâmica (porcelana, cerâmica branca e produtos refratários) 31% e o restante, 24% divididos entre tinta, borracha, plásticos e outros. O caulim tem, como principal competidor, no mercado de papel, o carbonato de cálcio.

CONCLUSÕES Amazônia detém grandes reservas e recursos de caulim e outros bens minerais característicos desse tipo de ambiente. Estamos na frente de um grande desafio quanto à questão de tecnologia de produzir para exportar e o paradigma de desenvolver ações visando criar mecanismos de agregar valores econômicos e tecnológicos para gerar produtos mais nobres os quais possamos consumir. Hoje exportamos caulim de alta qualidade para a indústria mundial de papel, entretanto, importamos o papel especial, que também poderia ser produzido na própria região, tendo em vista que no Estado de São Paulo, já tem instaladas indústrias de segmento.

Referências Bibliográficas

- Kulaif, Y. (2005) Sumário Mineral Brasileiro 2010 – Caulim. DNPM/MME. Disponível em <http://www.dnpm.gov.br/assets/galeriadocumento/sumariomineral2005/CAULIM%202005rev.doc>
- MAP OF WORD. 2011- Mapa de Produção de Caulim do Mundo -Disponível em <http://www.mapsofworld.com/minerals/maps/world-kaolin-producers.jpg> Acessado em 16 de junho de 2011.
- Mártires, R. A. C. 2010. Sumário Mineral Brasileiro 2003 : 2010 – Caulim. DNPM/ MME, p33-34. Disponível em http://www.dnpm.gov.br/mostra_arquivo.asp?IDBancoArquivoArquivo=1006
- Mártires, R. A. C. e SILVA, R.F. 2010. Sumário Mineral Brasileiro (2003: 2010)–Caulim. DNPM/ MME, p33-34. Disponível em: <http://www.dnpm.gov.br/conteudo.asp?IDSecao=68&IDPagina=1063>.
- SisMINE - Sistema de Gestão da Produção Mineral. 2011. Disponível em: <https://sistemas.dnpm.gov.br/sismineweb/Filtro.asp?Relatorio=Cadastro%20Simplificado%20de%20Produtos%20de%20Bens%20Minerais>.

Atividade erosiva local na cidade de Manaus: possíveis efeitos neotectônicos.

Alderlene Pimentel de Brito¹, Anna Beatriz Alves Gomes¹, Eliud Silva¹, Newton Cortez da Silva Filho¹, Karla Evenny Brito da Silva¹, Raimundo Humberto Cavalcante Lima², Marta Edith Velásquez David² & Carlos Alejandro Salazar²

¹ Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas; ² Prof. Dr. do Departamento de Geociências/ ICE/UFAM

Resumo O presente estudo é resultado da prática de campo da disciplina geologia ambiental, ministrada no curso de geologia da Universidade Federal do Amazonas, realizado em maio de 2011, a qual busca entender a gênese e evolução das incisões erosivas tipo voçorocas e relacioná-las a fatores geomorfológicos e controle estrutural regional. Foi realizada a análise morfológica - estrutural e da dinâmica de um processo erosivo no bairro Nova Vitória (Manaus). Os resultados sugerem condições naturais susceptíveis atividade erosiva por voçorocas unidas a controle estrutural neotectônica onde o fator iniciador é o uso de técnicas urbanísticas e de ocupação do solo inapropriadas.

Palavras chave: Voçoroca – Manaus/AM – Neotectônica.

INTRODUÇÃO O município de Manaus corresponde federativamente à capital do estado do Amazonas. Está localizado na zona de confluência entre o rio Negro e o Solimões, formando uma feição em V, determinada pelo controle tectônico da calha destes rios (Igreja *et al.* 1999). Este município corresponde a um importante pólo econômico da região Norte, atraindo empresas e trabalhadores de todas as partes do país e do mundo. Com o aumento demográfico houve uma expansão urbana não planejada, o que ocasionou ocupação do solo em áreas inapropriadas para este uso, estes fatores aliados à carência de técnicas construtivas adequadas as restrições naturais potencializaram processos erosivos, a degradação do meio e instabilidade de encostas urbanizadas.

No contexto geológico regional, na cidade de Manaus afloram camadas de arenitos com tamanho fino a médio e estratificação cruzada principalmente tabular, intercaladas com níveis argilosos, caulínticos, inconsolidados, contendo grânulos de seixos de quartzo esparsos, da formação Alter do Chão (Igreja *et al.* 1999). A alteração química destas rochas gera um latossolo de coloração amarelada devido à presença de alumínio, com dezenas de metros de espessura e textura argilosa ou muito argilosa com níveis lateríticos de até 1,5 m de espessura para o topo do regolito. Na região do baixo curso do Rio Negro, Franzinelli & Igreja (1990) propuseram um modelo neotectônico de *hemigraben*, explicado em parte por distensão oblíqua com eixo de estiramento máximo na direção N 50-55° E. Ressaltaram, no entanto, que parte dos dados estruturais pode ser explicada através de um sistema transcorrente dextral de direção E-W. (Fernandes Filho *et al.* 1995 e 1997) definiram a “Bacia de Manaus” como uma estrutura transtrativa decorrente da interação de dois feixes de falhas transcorrentes dextrais de direção E-W e NE-SW, que formam um ângulo de 45° entre si, desenvolvidas em rochas da Formação Alter do Chão, mas que afetam também o perfil laterítico superposto. A bacia evoluiu de SW para NE, onde se depositaram sedimentos argilosos quaternários em depressões tectônicas. Franzinelli & Igreja (1990) e Silva (2005) observaram em Manaus falhas normais NW-SE, associadas ao *Graben* do Rio Negro e falhas normais NE-SW que dão geometria de *horsts* e *grabens* nos sedimentos da Formação Alter do Chão. Orientações de estruturas NW-SE e NE-SW são significativas feições morfológicas observadas no relevo da cidade e controlam vales de córregos.

MATERIAIS E MÉTODOS Esta pesquisa objetiva a caracterização de processos erosivos ativos observados no bairro Nova Vitória e suas possíveis relações com feições estruturais presentes na região. Para alcançar este propósito foram analisadas informações geológicas e estruturais da bacia amazônica e com enfoque neotectônico, e do uso do solo na área de interesse dos últimos 20 anos mediante fotografias aéreas. Descrição do fenômeno erosivo, do perfil do solo e das feições estruturais em campo, assim como a identificação de fatores erosivos com o intuito de caracterizar a dinâmica erosiva na área de interes. O tratamento de dados, a integração e interpretação de informações, e a redação do artigo foram abordados na faz final que conclui com a apresentação dos resultados em evento de divulgação regional.

RESULTADOS Do ponto de vista geomorfológico a cidade de Manaus encontra-se na Porção do Planalto da Amazônia Oriental e, localmente, observam-se platôs que variam 200m a 1200m de comprimento. Esses platôs são dissecados por vales retos, entalhados por encostas íngremes, devido ao alto grau de susceptibilidade do solo à ação erosiva das águas de chuva que denudam a superfície de modo mais intenso e rápido do que os demais processos exógenos. A rede de drenagem localmente é retangular de baixa densidade para córregos permanentes e drenagens estacionárias que escoam em sentido contrario ao leito do córrego receptor.

A ocupação urbana de algumas áreas marginais na cidade de Manaus apresenta fatores comuns que iniciam e dinamizam processos erosivos que deterioram o entorno urbanizado e ameaçam a estabilidade da infra-estrutura tais como:

i) construção em áreas com morfologia de platôs dissecados por vales incisados com encostas íngremes de forma reta nas que aflora um solo de mais de 30m de espessura derivado de arenitos quartzosos mal selecionados susceptível à erosão;

ii) a cobertura vegetal geralmente de alto porte é retirada totalmente, seguida de explanação e nivelamento do terreno com disposição de rejeitos pétreos nas encostas o que facilita a erosão relacionada com a chuva e induz instabilidade do terreno,

iii) são urbanizados platôs e encostas com altas declividades mediante construções leves, carecem de rede de esgoto, todas as águas servidas não possuem tubulações, são despejadas nas ruas e direcionadas para as encostas, nas que também se dispõem resíduos sólidos.

No Bairro Nova Vitória, instalado em um platô há menos de 10 anos em uma área antes ocupada por vegetação selvática, o perfil de meteorização é de aproximadamente 30m de espessura, e está dividido em 3m de solo ocre no topo com textura argilosa arenosa que varia para um horizonte de uns 5m areia argilosa e areia deleznavel na base. Apresenta ainda dois conjuntos de fraturas verticais preenchidas por argila. O conjunto com maior densidade (três fraturas por m²) tem atitude 240-255/140-170/90 levemente oblíquo à orientação da drenagem principal no setor, o segundo sistema tem uma fratura por m² e se orienta /90.

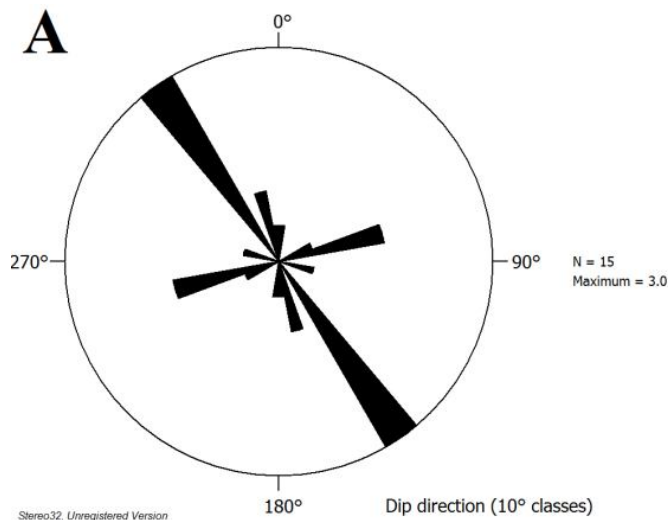


Figura 2 - Diagrama de roseta referente às principais de fraturas observadas.

Neste bairro ocorre erosão concentrada ativa nas encostas íngremes dos vales de igarapés. O processo erosivo se apresenta na forma de voçorocas com canais de 2 a 3 m de largura e profundidade similar com forma de U, o leito apresenta entre 3 e 5 degraus de até 2 m de altura espaçados entre 3 e 5 m e distribuídos ao longo do perfil hidráulico, constituído varias drenagens que estão dissecando o regolito. A disposição do vale erosivo das voçorocas é retilínea com mudanças angulares que coincidem com a orientação das fraturas presentes na rocha, nele se observa dinâmica que avança para a montante caracterizada pela presença permanente de águas residuais servidas com alta energia potencial devido aos degraus do fundo do vale.

DISCUSSÃO A ação erosiva das voçorocas no Bairro Nova vitória se deve a condições naturais e antrópicas que coincidem sinergicamente para a dinâmica do processo erosivo, entre as naturais estão: morfologia de vales com encostas com alta declividade onde águas concentradas escoam com alta energia, a presença de regolito profundo com espessos horizontes arenosos e friáveis apresentando duas orientações de fraturas verticais o gera condições de alta susceptibilidade à erosão por águas concentradas. Os fatores culturais estão associados ao uso urbano inapropriado de áreas com restrições naturais entre as que se contam: ocupação de encostas com alta declividade, retiro total da cobertura vegetal e explanação do terreno com técnicas inadequadas, disposição de águas residuais domésticas e resíduos sólidos nos vales erosivos ativos incrementam a vulnerabilidade erosiva natural do terreno.

CONCLUSÕES O fator iniciador da atividade erosiva no Bairro Nova Vitória foi a retirada da cobertura vegetal e a explanação do terreno com despejo de rejeitos sólidos em vertentes íngremes resultantes da ocupação urbana de vertentes com alta declividade. A erosão é dinamizada por condicionantes morfológicos naturais (declividade do terreno) e litológicos (presença de solos arenosos friáveis e fraturados). A dinâmica erosiva é agravada pela disposição dentro dos vales erosivos de águas residuais domésticas e resíduos sólidos.

A ocorrência de fraturas no regolito sugere atividade neotectônica local de alto ângulo, já reportada na literatura para a região. Este fator natural, embora difícil de ponderar quanto a sua importância na dinâmica erosiva, pode potencializar as restrições naturais locais para o uso urbano, o que parece estar acontecendo no Bairro Nova Vitória.

Referências Bibliográficas

- Fernandes Filho LA Costa M da L Costa JBS, 1997. Registros Neotectônicos nos lateritos de Manaus-Amazonas.
- Franzinelli E Igreja HL, 1990. Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do baixo Rio Negro e grande Manaus. *In: VI simpósio Brasileiro de Sensoriamento remoto, anais 3: 641-648.*
- Igreja HL Franzinelli E Repolho T, 1999. Neotectonic Influence on Fluvial Capture in the Amazon Basin, State of Amazonas, Brazil. *Science reports of Tohoku university, 7th (Science Geografy), vol. 49 (2): 197-206.*
- Silva CL. 2005. Análise da Tectônica Cenozóica da região de Manaus e Adjacências. Tese de Doutorado. Tese apresentada ao Programa de Pós- Graduação em Geociências-Área de Concentração em Geologia Regional pela Universidade Estadual Paulista (Unesp) –IGCE – Rio Claro/SP. 282p.

Fatores condicionantes do deslizamento no Porto Chibatão em 2010, Manaus/AM

Antonio Gilmar Honorato de Souza & Renê Luzardo

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, SUREG/MAO, gilmar.souza@cprm.gov.br,
rene.luzardo@cprm.gov.br

Resumo O Porto Chibatão está localizado na porção sul de Manaus, orla do rio Negro. O desmoronamento ocorreu em 17 de outubro de 2010, sem ocorrência de chuva. O método de trabalho baseou-se nas observações de fatores condicionantes, com o auxílio de fotografias aéreas de baixa altitude e imagens de satélites. Houve uma ruptura no talude artificial com área aterrada, ocasionando o soterramento e desaparecimento de duas pessoas, além de quedas de carretas, retro escavadeiras, embarcações e containeres. Os principais fatores condicionantes do acidente foram: aterro construído em solos “moles”; rápido rebaixamento do nível do rio e do lençol freático; aterro construído em regiões com nascentes, levando a erosão subterrânea; sobrecarga por conta das carretas e containeres e ainda pela vibração no terreno oriundo do trabalho da retro escavadeira. O acidente foi causado por fatores conjugados (naturais e antrópicos).

INTRODUÇÃO O porto do Chibatão é considerado o maior porto privado da Amazônia Ocidental, localiza-se no sopé de uma escarpa erosiva, com cerca de 50 metros de altura, da orla do Rio Negro, zona sul de Manaus em sua margem esquerda. Esta escarpa ou encosta é formada por camadas horizontais de arenitos, siltitos e argilitos da Formação Alter do Chão.

Na base da encosta, próximo ao rio, ocorrem depósitos aluvionares recentes e inconsolidados (areia fina, lama e entulho). Os aterros artificiais recobrem estas litologias no talude e também depósitos recentes inconsolidados.

No dia 17 de outubro de 2010, por volta de 11:40, em um dia ensolarado, sem registros de chuvas e o nível do rio Negro era de 14,71m, durante a vazante do rio Negro, houve um deslizamento de terra arrastando carretas, containeres, retro-escavadeiras e embarcações ancoradas nas proximidades (Figura 1).

Vale lembrar que em 08/10/2006, ocorreu um antigo deslizamento que naquela ocasião arrastou quatro containeres na área de cabotagem do Porto Chibatão, que estavam em construção na época (Jornal do Comércio, 2006).

Este trabalho relata uma vistoria técnica no Porto Chibatão, logo após o acidente e serve como estudo do caso para entender como se comporta os aterros artificiais sobre o efeito de variáveis como capacidade de carga, influência de fatores naturais em sua estabilidade, bem como os fatores antrópicos.



Figura 1- Mosaico da área atingida pelo deslizamento no Porto Chibatão, onde a esquerda é o Pátio ATR e a direita o Pátio Alfandegado.

Na área do Porto do Chibatão foram realizadas obras de corte e preenchimento para a construção dos pátios e vias de acesso. Em determinados locais a encosta foi escavada e em outros, vales de antigas drenagens foram preenchidos por aterro e nivelados. Obras de estabilização dos taludes e muros de contenção com estacas foram observados.

O pátio principal, assentado sobre material aterrado e solo natural, conhecido como ATR, possui área de aproximadamente 150 metros x 200 metros e constitui uma superfície praticamente plana, com suave inclinação para o rio. Próximo à margem do rio foi construído um muro de contenção, com cerca de 6 metros de altura, de concreto armado, “ancorado” com estacas de ferro espaçadas em 3 a 4 metros.

Outros pátios próximos ao local e que se encontram na mesma situação (aterro e muro de contenção) também sofreram deslizamentos, como o pátio alfandegado, ao lado do Porto Cajuí ou apresentam fissuras de tração, perpendiculares a inclinação da encosta, como no pátio de contêineres do porto flutuante.

MÉTODO DE TRABALHO Este trabalho constou basicamente de levantamento de campo com a finalidade de observação de fatores condicionantes do deslizamento com o auxílio de fotografias aéreas de baixa altitude em helicóptero, análise de mapas topográficos e imagens de satélite IKONOS e Landsat.

O ACIDENTE Houve uma ruptura de um talude artificial semi-circular (ruptura rotacional) com cerca de 200 metros de raio (figura 2A), mantido pelo um muro de contenção, com cerca de 6 metros de altura, que não suportou a carga e deslizou juntamente com o aterro, as carretas, contêineres, embarcações, concretos, retro-escavadeiras mecânicas e os depósitos aluvionares situados na base do aterro.



Figura 2- Fotografias das áreas afetadas pelo deslizamento. A) Vista aérea do pátio ATR, mostrando o arco de ruptura e a drenagem no eixo do arco; B) Detalhe da escarpa com manilha rompida em aterro; C) Vista da área do acidente do pátio alfandegado; D) Detalhe do pátio alfandegado com a rampa afetada pelo deslizamento.

O pátio principal (Pátio ATR) possui, na porção central, uma caixa de drenagem de onde, aparentemente (a caixa está coberta por um contêiner), sai uma manilha de concreto com cerca de 0,5m de diâmetro que prolonga-se, sob o terreno, em direção ao rio, e, que pode ser observado após a ruptura do aterro (figura 2B). A profundidade da base do arco de ruptura não foi observada, visto que grande parte desta ocorre recoberta por entulho ou submersa. O mesmo processo de ruptura circular ocorreu no pátio alfandegado (figuras 2C e 2D) ao lado do Porto Cajuí, totalizando cerca de 500m de extensão.

Ressalta-se que trincas de tração surgiram na rampa de acesso ao porto da balsa de carretas, entendendo para o pátio de desembarque dos containers do cais flutuante. A trinca principal tem direção paralela a linha de costa do rio Negro, comprimento de 250m, e provocou um abatimento de 40 cm do terreno. Não foi possível avaliar a profundidade e espaçamento das trincas, pois elas haviam sido tapadas por concreto e asfalto.

No momento do acidente, dois trabalhadores operavam escavadeiras mecânicas na base do talude e foram soterrados, sendo que até hoje não foram localizados.

FATORES CONDICIONANTES DO ACIDENTE

- Aterro construído na base da encosta, sobre depósitos “inconsolidados” de areia, lama e entulho ocorrentes na margem do Rio Negro
- O rápido rebaixamento do nível do rio e do lençol freático, por efeito da vazante, diminuiu o efeito do empuxo e da coesão do terreno (material do aterro e depósito aluvionar);
- A presença de fontes e vertentes d’água na base da encosta e dos aterros evidencia a ocorrência de erosão subterrânea retrogressiva (“piping”), levando a redução da resistência interna do maciço;
- O peso das carretas, contêineres e equipamentos geraria uma sobrecarga sobre o talude artificial, podendo causar a ruptura do talude;
- O trabalho realizado pela escavadeira na base da encosta pode ter contribuído, ao gerar vibrações no terreno, na desestabilização do talude.

CONCLUSÕES Depois de constatado risco muito alto nas regiões próximas as trincas no terreno, o mesmo foi parcialmente desocupado e suspenso as atividades em todas as áreas situadas abaixo das trincas de tração, caracterizadas como de muito alto risco e assinaladas em vermelho no Mapa de risco (Luzardo & Souza, 2010), até que estudos geotécnicos comprovassem a estabilidade do talude;

O acidente foi causado por fatores conjugados (naturais e antrópicos), como pelo rápido rebaixamento do nível do rio e do lençol freático e também por conta de fatores como o próprio método de construtivo inadequado em uma área de nascentes e aterro em solos “moles”, além de sobrecargas dos contêineres, carretas e retro-escavadeiras.

Referências Bibliográficas

- Jornal do Comércio. 2006. Tempestade causa danos ao porto Chibatão. Disponível em: http://www.newslog.com.br/site/default.asp?TroncoID=907492&SecaoID=508074&SubseciaoID=948063&Template=../artigosnoticias/user_exibir.asp&ID=500166&Titulo=Tempestade%20causa%20danos%20ao%20porto%20Chibat%3o. Acessado em 20 de outubro de 2010.
- Luzardo R. & Souza, A.G.H. 2010. Laudo de vistoria técnica do Porto do Chibatão, Manaus – AM. CPRM, SUREG-MA.
- Mesquita F. & Gregório, L. 2010. Deslizamento no Chibatão é o segundo registrado em Portos de Manaus. Disponível em <http://portalamazonia.globo.com/newstructure/view/scripts/noticias/noticia.php?id=113394>. Acessado em 17 de julho de 2011.

Recorrências de eventos de cheias do rio Branco, trecho urbano de Boa Vista, Roraima

Carlos Sander¹, Fábio Luiz Wankler², Renato Augusto de Oliveira Evangelista², Celso Henrique Moraga³ & José Francisco dos Santos Teixeira.³

¹Departamento de Geografia – UFRR – sandergeo@yahoo.com.br, ²Departamento de Geologia – UFRR – fwankler@dgl.ufr.br / renato_ufr@yahoo.com.br, ³Bacharel em Geografia – UFRR

Resumo Este trabalho discute as cheias do rio Branco que afetam a área urbana da cidade de Boa Vista, estado de Roraima. A metodologia envolveu a análise de 43 anos de série histórica da régua limnimétrica localizada na estação de captação de águas da Companhia de Águas de Roraima (CAER). Estes dados foram confrontados com dados altimétricos da porção urbana da cidade de Boa Vista. Os resultados mostram máximos anuais oscilando entre 4,25 m em 1999 e 10,28 m em junho de 2011, apresentando uma média histórica de cheias máximas anuais de 7,06 m, e um de um ciclo de cheias de 40 anos cuja cota alcança 10 m. Estes resultados são significativos para o planejamento urbano de monitoramento de área de risco geológico.

Palavras Chave:Boa Vista, Risco Geológico, Inundações

INTRODUÇÃO Cheias ou enchentes e inundações representam fenômenos comuns a todos os sistemas fluviais, correspondendo à resposta do sistema fluvial a um determinado volume de água ofertado a rede de drenagem. Contudo, o nível das cheias é variável e depende de diversos fatores como as características físicas da bacia hidrográfica, de ocupação antrópica, do volume de água ofertado pelas chuvas e da abertura de comportas e rompimento de reservatórios.

É necessário distinguir o fenômeno da cheia de eventos de inundação. A primeira representa um período natural de aumento do fluxo que pode ou não extravasar o limite do canal (nível de margens plenas). A inundação, por sua vez, equivale ao processo de extravasamento das águas do canal de drenagem para as áreas marginais (planície de inundação, várzea ou leito maior do rio) quando a enchente atinge cota acima do nível máximo da calha principal do rio. Além dos eventos citados acima (cheias e inundações) pode-se fazer referência ainda aos eventos de alagamentos. Estes equivalem ao acúmulo momentâneo de águas em uma dada área decorrente de deficiência do sistema de drenagem, muito comuns em áreas urbanas bastante impermeabilizadas.

O conhecimento dos leitos fluviais são extremamente necessários quanto à determinação das áreas de risco. A inundação ocorre somente quando a água atinge o leito maior, também denominado de leito maior periódico ou sazonal, tem como limite inferior o nível de margens plenas que estabelece o ponto onde uma cheia atinge o nível de inundação. Este representa o nível que conhecidamente é ocupado pelas inundações anuais ou periódicas. Contudo, as grandes cheias, que acontecem com uma recorrência menor, de várias décadas ou séculos, atingem uma área conhecida como leito maior excepcional (Cunha, 1995). Estas cheias são conhecidas pela sua capacidade catastrófica, causando grandes perdas financeiras, estruturais e humanas. Tais eventos se tornam ainda mais catastróficos quando da instalação de estruturas urbanas sobre tais ambientes, situação comum a diversas cidades Brasileiras (Tucci, 2003).

O presente trabalho tem como objetivo discutir recorrência de eventos de cheias do rio Branco, afetando a área urbana de Boa Vista.

ÁREA DE ESTUDO A área de estudo compreende a região do alto rio Branco nas adjacências da cidade de Boa Vista (Figura 01), localizado entre as coordenadas geográficas de 60° 32' 32,6 – 60° 46' 59,8" W de longitude e 2° 44' 45,3" – 2° 53' 11,9" N de latitude. A área de captação deste trecho do rio é de aproximadamente 95 mil km², estando 11,5 % em território guianense.

O clima da região (classificação de Köppen) abrange os tipos “Af” (Oeste da bacia), “Am” (Centro e Norte da bacia) e “Aw” (Leste da bacia). Segundo Evangelista et. al. (2008) o volume anual de chuvas na bacia varia entre 2400 mm na parte oeste da bacia e decresce em direção a leste apresentando chuvas perto de 1100 mm na fronteira entre Roraima e Guiana. Ainda segundo os mesmos autores, a concentração total de chuvas durante a estação úmida é próximo de 60 % na parcela oeste da bacia e chega a 89 % na parte leste, com maiores volumes precipitados nos meses de maio, junho e julho.

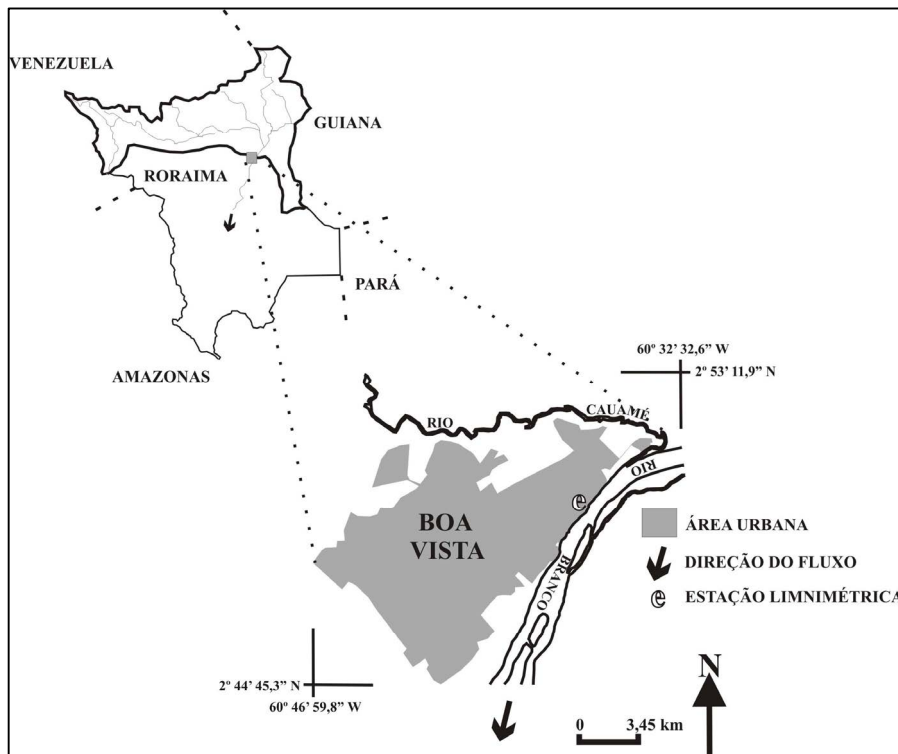


Figura 1. Localização da área de estudo.

METODOLOGIA A metodologia envolveu o levantamento de dados da série histórica de cotas do rio Branco mensuradas da régua limnimétrica localizada na estação de captação de águas da Companhia de Águas e Esgoto de Roraima (CAER). Os dados foram obtidos junto a ANA (2009), para a série 1968-2005, e a CAER, para a série histórica entre 2006-2011, totalizando 43 anos de monitoramento. A partir destes dados foram obtidos o máximo das cheias anuais, e utilizados na análise estatística onde foi empregado o modelo de Gumbel para cálculo de recorrência (Christofolletti, 1981).

RESULTADOS E DISCUSSÃO Os dados históricos de cheia mostram que os máximos anuais em Boa Vista oscilaram entre 4,25 m em 1999 e 10,28 m em junho de 2011, apresentando uma média histórica de cheias máximas anuais de 7,06 m e amplitude de 6,03 m (Figura 2).

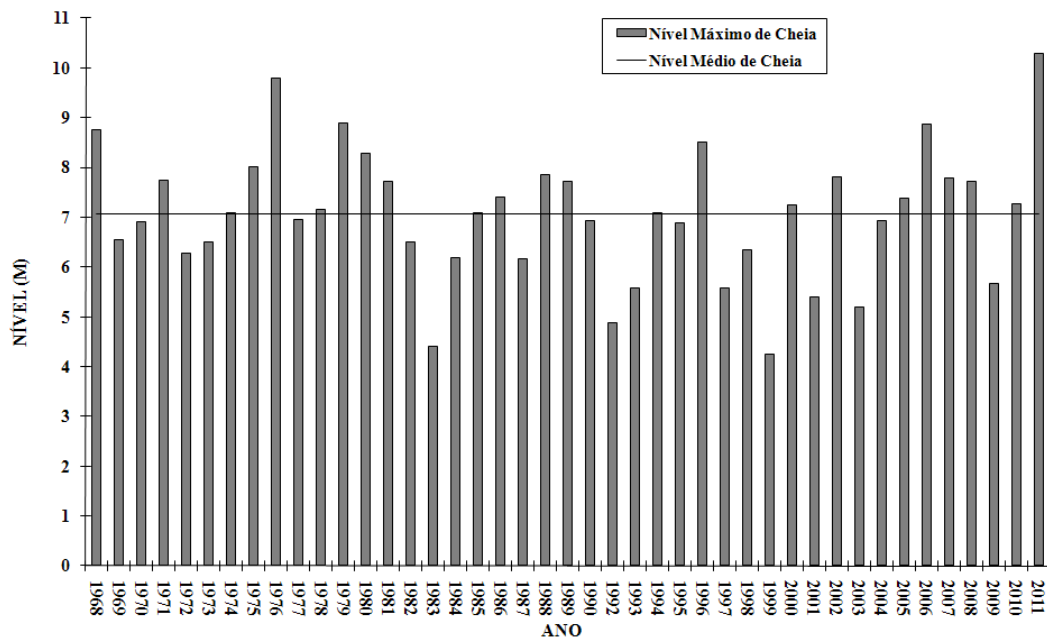


Figura 2. Nível de cheias máximas anuais do rio Branco levantados junto a sede da CAER, na cidade de Boa Vista.

Na tabela 1 observa-se o intervalo de recorrência dos eventos de cheias na cidade de Boa Vista. Verificou-se que entre os intervalos de recorrência de 1 e 2 anos, ocorre a maior variação de cota, chegando a 2,23 m, representando 37 % da amplitude total da série histórica. As cheias com tempo de recorrência igual ou maior que 2 anos passam então a ocupar parte importante da planície de inundação do rio Branco. Desse modo são exigidas maiores vazões para ocorra aumento significativo da cota.

Tabela 1: Recorrência de eventos de cheias do rio Branco e cotas atingidas em Boa Vista, utilizando o método de Gumbel.

Período de Recorrência (anos)	Cotas Limnimétricas (m)
1	4,87
2	7,10
3	7,72
4	7,80
5	8,02
6	8,28
7	8,50
10	8,88
14	8,90
21	9,80
42	10,28

A condição necessária para as grandes cheias na bacia do rio Branco é uma forte concentração de chuvas num intervalo de tempo curto (semanas), bem distribuídas na área de captação da bacia, que excedam a capacidade de armazenamento subterrâneo e superficial, resultando no aumento do volume escoado pela rede de drenagem.

Faz-se necessário também avaliar algumas questões tais como a obstrução do fluxo em sua área de passagem da enchente e a declividade da lâmina da água. A construção da ponte dos Macuxis limita a passagem do fluxo do rio branco ao limite do canal, resultando em um possível incremento da cota do rio Branco a montante deste ponto, tendo como consequência o aumento da área inundada nos trechos urbanizados de Boa Vista, assim como a interdição de vias de acessos locais e intermunicipais.

A declividade da lâmina da água deve ser considerada na avaliação da área afetada pelas cheias com vistas à produção de mapas e o zoneamento de áreas de risco de inundação. Pode-se dizer que o nivelamento das áreas afetadas pelas cheias a partir de um único ponto pode comprometer o mapeamento, reduzindo a mancha de inundação de pontos localizados a montante e ampliando pontos mapeados a jusante. Neste sentido, quanto maior for a diferença declividade do ponto de monitoramento em reação aos pontos a serem mapeados, maior será o erro de área no mapeamento definitivo tomando como um único nível.

CONCLUSÕES O estudo do histórico de cheias do rio Branco permitiu constatar que:

- Os dados utilizados correspondem a uma série histórica relativamente curta (43 anos), não abrangendo eventos de recorrência superior a 50 anos;
- O intervalo de recorrência dos eventos de cheias entre 1 e 2 anos apresenta maior variação de nível devido a transição do fluxo de canal ao fluxo de canal/planície de inundação;
- A construção da ponte dos Macuxis limita a passagem do fluxo do rio branco ao limite do canal, tendo como consequência o provável aumento da área inundada nos trechos urbanizados de Boa Vista;
- É imprescindível a delimitação de zonas de risco de inundação, a fim de regulamentar e orientar a ocupação do espaço urbano de Boa Vista.

Agradecimentos Ao Eng. Adelelmo da Silva Marques, diretor de engenharia e Gestão Ambiental da CAER pela sua colaboração, cedendo dos dados limnimétricos e aos revisores deste trabalho pelas contribuições.

Bibliografia

- ANA/Brasil.2009. dados fluviométricos da Agência Nacional de Águas. M.M.A. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br>. Acessado em 4 de setembro de 2009.
- Christofolletti, A.1981. *Geomorfologia fluvial* Edgard Blücher, São Paulo, 313 p.
- Cunha, S. B. da.1995. Geomorfologia Fluvial. *In: Guerra, A. J. T.; Cunha, S. B. da (Org.). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 2ª Ed. Bertrand Brasil, p. 375-401.
- Evangelista, R. A. O., Sander, C., Wankler, F. L.2008. Estudo Preliminar da distribuição pluviométrica e do regime fluvial da bacia do rio Branco, estado de Roraima. *In: Silva, P. R. de; Oliveira, R. da S. (Org.). Roraima 20 anos: as Geografias de um novo Estado*. 1ª ed. EdUFRR, p. 142-167.
- Tucci, C. E. M. 2003. Inundações e Drenagem Urbana. *In: Tucci, C. E. M. Bertoni, J. C. (Org.). Inundações Urbanas na América do Sul*. Associação Brasileira de Recursos Hídricos. p. 145-181.

Mapeamento geológico e geotécnico do trecho do gasoduto Juruá-Urucu, Estado do Amazonas

Lorena Malta Feitoza¹, Clauzionor Lima da Silva², Nilton de Souza Campelo³

¹ Universidade Federal de Roraima, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia; ² Universidade Federal do Amazonas, Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências; ³ Universidade Federal do Amazonas, Faculdade de Tecnologia, Departamento de Solos.

Resumo Um estudo multidisciplinar, envolvendo dados geológicos, geotécnicos, estruturais, geofísicos e geoquímicos, foi desenvolvido para caracterizar o mapeamento geológico e geotécnico da região do gasoduto Juruá-Urucu (AM). A área de interesse envolve a Província Petrolífera do Urucu, interligando pontos produtores de gás natural e petróleo entre os municípios de Coari, Tefé e Carauari, compreendido na Bacia do Solimões. Para o desenvolvimento do estudo foi necessária a integração dos dados geológicos, geotécnicos, geofísicos e mineralógicos, analisando, identificando e interpretando a litologia, geomorfologia e estruturas, proporcionando um quadro geológico e geotécnico da área onde será construído o gasoduto e seus possíveis impactos ambientais. Desta forma, este estudo apresenta as condições de formação geológica, geomorfológica e as implicações geotécnicas que as camadas de solo podem influir na fase de implantação do gasoduto Juruá-Urucu. Palavras-chave: Gasoduto Juruá-Urucu, Província Petrolífera do Urucu, Bacia do Solimões.

INTRODUÇÃO Os dutos são obras de engenharia que, do ponto de vista do meio físico, são necessários estudos geológicos e geotécnicos do substrato rochoso e solo do local onde este será instalado. A principal característica de uma obra dutoviária é a linearidade, a extensão e onde serão construídos, cujos critérios devem ser balizados pelas análises geológicas e geotécnicas (Oliveira & Brito 1998).

Os efeitos da instalação desse tipo de obra, em particular na região Amazônica, ainda são incipientes, onde os primeiros estudos nessa linha de pesquisa estão ligados ao Gasoduto Coari-Manaus. Conforme Sousa (2007), os impactos ambientais associados à obra do Gasoduto Coari-Manaus devem ter ligação direta com o substrato rochoso/sedimentar onde este duto será instalado. Dos inúmeros problemas e a falta de conhecimento técnico do meio físico que ocorreram durante a instalação do referido gasoduto, envolvendo vários trechos entre a região entre Coari até Manaus, causou significativos prejuízos e atrasos na referida obra. Isso resultou, em estudos geotécnicos e geofísicos adicionais para o entendimento dos problemas e suas causas.

A partir da necessidade de construção de uma nova dutovia pela Petrobrás, gasoduto Juruá-Urucu, interligando vários poços produtores de gás natural e petróleo entre os municípios de Coari, Tefé e Carauari na Bacia do Solimões, tornou-se imprescindível os estudos geológico, geofísico e geotécnico específicos à obra. Com isso, a pesquisa realizada buscou dar suporte à instalação do duto.

MATERIAL E MÉTODOS A análise geológica e geomorfológica interpretativa foi baseada nos produtos de sensores remotos Landsat ETM+ e SRTM, para delimitação das unidades litológicas e estruturas ocorrentes, e descrição dos elementos morfológicos da paisagem. A etapa de campo constituiu-se de visitas à Base Petrolífera de Urucu, realizando mapeamento geológico em alguns pontos. As locações visitadas compreenderam o Pucá, Poço Juruá 3, Porto São Mateus, Jatobá e na margem direita no Rio Tefé. Nesses locais foram coletadas amostras, para análise sedimentológica e geotécnica, descrição das formações aflorantes, levantamento geofísico, registros fotográficos e eventualmente, dados de caráter estrutural.

Para fornecer informações sobre as camadas e estruturas em subsuperfície, foi empregado o método geofísico eletroresistividade (resistivímetro MEGGER). Os dados obtidos das características elétricas das camadas em subsuperfície são importantes para estudos ambientais, pois possibilita analisar indiretamente a natureza do material rochoso em profundidade, além de identificação zonas de aquíferos superficiais. O estudo geotécnico consistiu na retirada de amostras de solos deformadas por meio de sondagens com trado. Essas amostras foram coletadas em seis locações: Pucá, Juruá 3, Jatobá,

Porto São Matheus, Pólo Arara e Porto Evandro I. As amostras foram conduzidas ao Laboratório de Pavimentação da Faculdade de Tecnologia da UFAM, onde foram preparadas para demais análises.

RESULTADOS E DISCUSSÃO A área de implantação do gasoduto Juruá-Urucu situa-se na unidade geológica Formação Içá em depósitos aluvionares quaternários (Bizzi *et al.* 2001). A Formação Içá ocorre nas clareiras Juruá 3 e Jatobá, Porto Evandro I e Pólo Arara. Em todos esses pontos de estudo, predominou sedimentos argilosos variando de coloração cinza a esbranquiçada.

Na clareira Juruá 3 situa-se um poço surgente para óleo e gás, onde o solo é argiloso e altamente impermeável. Nessa locação foram realizadas três perfurações a trado, onde foi constatada a predominância das camadas argilosas de coloração cinza esbranquiçada (Figura 1). No Pólo Arara foi realizado um furo a trado, as camadas são predominantemente argilo-arenoso de coloração variando de marron a vermelha. Por vezes, as camadas mais argilosas possuem manchas de óxido de ferro com pequenas lentes de argilas de coloração cinza e amarela (Figura 1). No Porto Evandro I a investigação geológica foi realizada em um afloramento em corte de estrada e com furo a trado. Em um corte de estrada mostrou a ocorrência de alternância de material argiloso e arenoso fino com laminações planares e camadas milimétricas de *iron stones*, as cores são distintas variando de vermelha esbranquiçada a amarela. No furo a trado, o solo permanece o mesmo a do corte de estrada, porém, a argila tornou-se mais plástica e com coloração acinzentada (Figura 1). Na clareira Jatobá foram realizados dois furos a trado. Nessa locação predomina camadas argilosas de coloração avermelhada. Por vez, apresentando alto teor de matéria orgânica, identificado como carvão (Figura 1). Os depósitos aluvionares estão distribuídos restritamente nos canais dos principais rios da região, consistem de sedimentos arenosos e argilosos ocorrendo sob a forma de diques marginais, depósitos de barras em pontal, terraço fluvial e em planície de inundação. Nos pontos estudados, os depósitos são encontrados na Base Petrolífera de Urucu na margem esquerda do Igarapé da Onça, no Porto Evandro I na margem direita do Rio Urucu e no Porto São Matheus na margem do Rio Tefé. No Igarapé da Onça são encontradas ocorrências de sedimentos arenosos muito finos com ocorrência de argila intercalada, apresentando manchas de óxidos de ferro e a coloração variando de cinza esbranquiçada a laranja (Figura 1). No Porto Evandro I os depósitos são predominantemente arenosos de coloração esbranquiçada, porém apresentam lentes de argilas, laminação plano paralela e manchas amarelas e vermelhas decorrentes do óxido de ferro (Figura 1). No Porto São Matheus o tipo de sedimento quaternário corresponde o depósito de terraço aluvial. Nessa locação foi realizado um furo a trado, composto por sedimentos argilosos e arenosos com níveis de acumulações de óxido de ferro, composta por goethita, analisado por meio da difração de raios X. A cor varia de cinza a amarelo (Figura 1).

Para análise dos lineamentos adaptou-se o mapa geológico do Brasil de Bizzi *et al.* (2001). Esses dados foram comparados a partir do estudo com imagens de satélites. Os principais conjuntos de lineamentos que caracterizam a região do gasoduto dispõem-se nas direções preferenciais NE-SW e NW-SE e, secundariamente E-W. Esses lineamentos representam zonas de falhas ou de fraturas que cortam a região. Segundo o mapa geológico e estrutural (Figura 2), os principais lineamentos coincidem com os rios Tefé, Juruá e Urucu. Essas estruturas controlam principalmente o sistema de drenagem da região. No trecho do gasoduto Juruá-Urucu corresponde às mesmas direções, NE-SW, NW-SE e E-W. Essas principais feições estruturais são decorrentes das sub-bacias Juruá com direção NE-SW, Jandiatuba com orientação E-W e Carauari que possui orientação NW-SE.

A imagem SRTM (Figura 3) mostra uma área bastante plana, pouco dissecada, com grau fraco de aprofundamento de drenagem. A área do gasoduto compreende uma superfície topográfica da ordem de 100 m entre as bacias dos rios Purus, a sudeste, e Juruá a leste. Essa superfície de relevo se caracteriza por um relevo submetido ao processo de erosão remontante, onde o sistema de drenagem está em franco aprofundamento. A imagem mostra duas superfícies, onde a mais baixa, em tonalidade amarela, possui cerca de 80 m acima do nível do mar (Figura 3).

A partir dos dados coletados em campo foram calculados e confeccionados gráficos ilustrando o comportamento das camadas em subsuperfície, utilizando o método de resistividade elétrica. Para o arranjo Schlumberger foram realizados quatro levantamentos nas localidades do Pólo Arara, Porto Evandro I, Porto São Matheus e Jatobá, gerando assim, quatro curvas de resistividade para interpretação. Os valores da resistividade aparente apresentaram coerente aos resultados dos materiais.

Nos resultados obtidos com as análises geotécnicas há predominância do solo argiloso na região do gasoduto. Esse solo apresenta característica plástica e baixo grau de infiltração da água. Com isso, se faz necessário a estabilização do solo que consiste na implantação de materiais grosseiros, como britas e/ou seixos, fazendo com que a água infiltre sobre o mesmo.

A análise da integração geológica, geotécnica e geofísica caracterizou os tipos de materiais identificados como: na clareira Pucá foram identificados como areia silto-argilosa, na clareira Juruá 3 como silte argilo-arenoso, no Pólo Arara foram areia argilo-siltosa, no Porto Evandro I como areia silto-argilosa, no Porto São Matheus como argila silto-arenosa e na clareira Jatobá por argila silto-arenosa. Essa integração apresentou características de cada material encontrado no trecho do gasoduto Juruá-Urucu, objetivando o estudo em pauta permitindo a elaboração do quadro geológico-geotécnico do trecho do gasoduto Juruá-Urucu. Entretanto, no decorrer das obras de implantação do gasoduto, se faz necessário estabilizar o terreno, pois poderá ocasionar problemas futuros na obra, decorrente do material argiloso que dificulta a infiltração da água causando poças de água e depressões no terreno.

Para estabilização da área do gasoduto, os materiais que podem ser utilizados como de empréstimo envolve a planície aluvionar do rio Solimões. Os materiais encontrados nessa área compreendem depósitos de areia e argila fluviais, os quais são extraídos no leito do canal principal, bancos de areia ou ainda em zonas de terraços holocênicos. Por outro lado, a não realização da estabilização do solo poderá ocasionar transtornos durante a obra. Nessa área em particular, o terreno é predominantemente plano dificultando o escoamento da água e a alta densidade pluviométrica, permanecendo o solo saturado durante 3 ou 4 dias, ocasionando poças de água e conseqüentemente, depressões ocasionadas pelo tráfego de grandes máquinas em operação que poderão ficar atoladas ou quebradas. Com esses problemas, a obra poderá permanecer inativa durante dias ocasionando o desperdício de tempo e de recursos financeiros. Caso essa implantação não seja realizada, a outra opção seria a adaptação climática da Amazônia, ou seja, conduzir a obra de acordo com as condições naturais da Amazônia. Entretanto, o custo financeiro aumentará decorrente do tempo de duração.

Vale ressaltar, que o asfaltamento ou a colocação de calçadas não é realizado pela Petrobrás em obras situadas em grandes florestas em forma de clareiras, pois no termino de cada obra, as clareiras são desativadas onde haverá novo reflorestamento, visando o desenvolvimento sócio-ambiental ocorrente na região de exploração.

CONCLUSÃO Os resultados obtidos pelo estudo em pauta permitiram alguns avanços significativos no conhecimento geológico, geomorfológico e geotécnico para a instalação do gasoduto Juruá-Urucu. O substrato rochoso/sedimentar está representado fundamentalmente por siltitos e argilitos associados à Formação Içá, enquanto que os sedimentos arenosos são decorrentes de depósitos aluvionares quaternários. Essa constituição geológica não apresenta grandes implicações para a instalação de dutos, visto que os processos erosivos são pouco significativos.

Do ponto de vista geotécnico, houve predominância de materiais argilosos com propriedades plásticas e com baixo grau de infiltração para água. As análises em difração de raios X indicaram a predominância de quartzo e caulinita em todos os pontos estudados. Entretanto, no Porto São Matheus identificou-se goethita e halloisita, nas concreções ferruginosas, e argilominerais no restante do material, característicos de áreas aluvionares recentes. Nesse sentido, os principais minerais ocorrentes na fração argila (caulinita e a halloisita) são encontrados em quantidades consideráveis, confirmam o solo argiloso predominante na área. Tais características do solo da região permitem considerar a necessidade de estabilização da área quanto aos processos sazonais de inverno e verão. A dificuldade de infiltração da água, nesse substrato argiloso predominante, associada a retirada da vegetação podem ocasionar problemas durante a fase de instalação da obra, os quais devem ser solucionados com programas ambientais pertinentes.

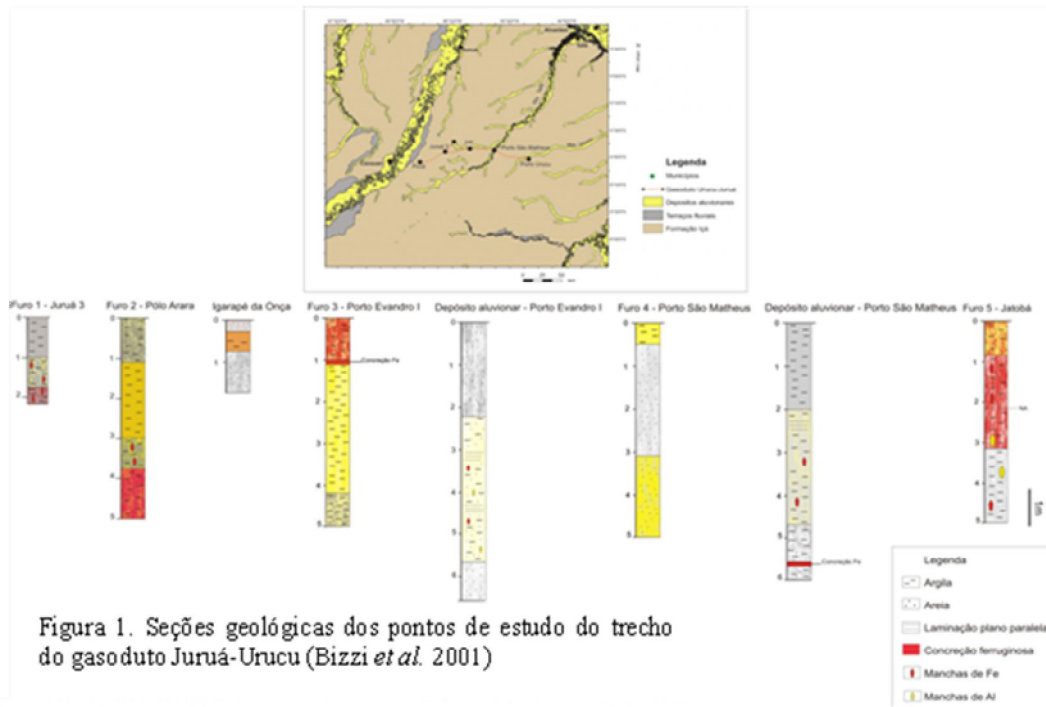


Figura 1. Seções geológicas dos pontos de estudo do trecho do gasoduto Juruá-Urucu (Bizzi *et al.* 2001)

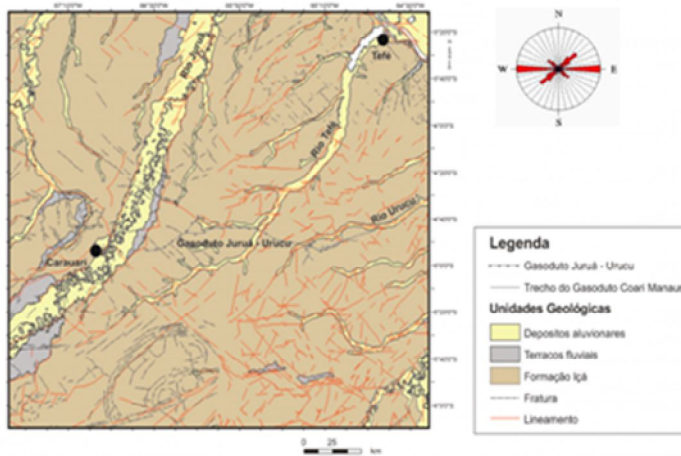


Figura 2. Mapa geológico e estrutural da área de estudo, baseado no Mapa Geológico do Brasil de Bizzi *et al.* (2001). As feições lineares representam a ocorrência de falhas e fraturas na área de estudo.

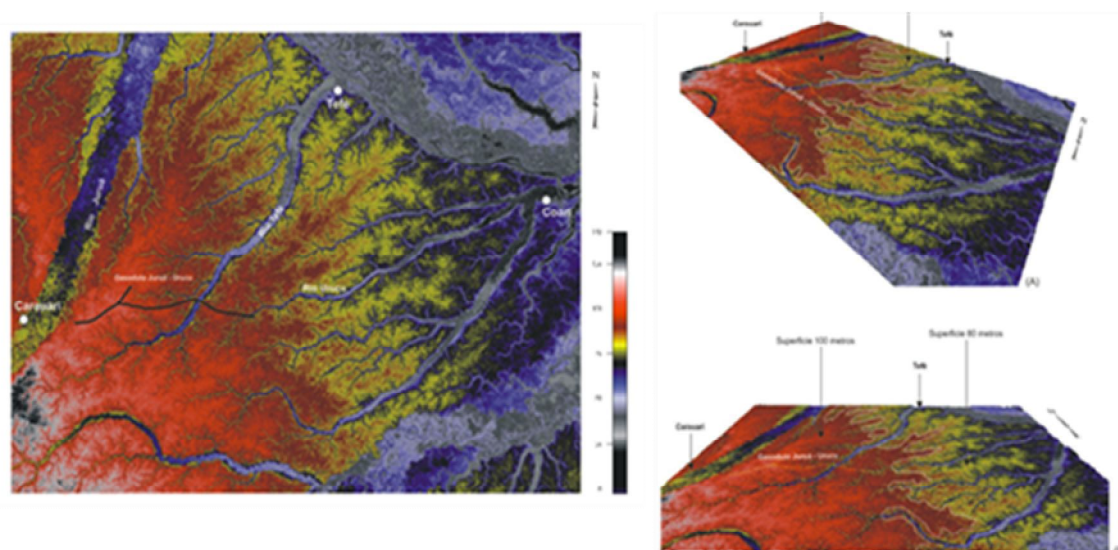


Figura 3. Modelo SRTM da área de estudo mostrando uma superfície plana, pouco dissecada e com drenagem com grau fraco de aprofundamento. No modelo 3-D SRTM (A,B), mostra a superfície topográfica pouco acima de 100m (vermelho) e a de 80m (amarelo). Essa separação está marcada pelas reentrâncias demarcada pela erosão remontante (linha branca).

Referências Bibliográficas

- Oliveira A.M.S. & Brito S.N.A. 1998. Geologia de Engenharia. Associação Brasileira de Geologia e Engenharia. São Paulo.
- Sousa I.S. 2007. Potenciais impactos do Gasoduto Coari-Manaus no Município de Manacapuru (Am). Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Santa Catarina.
- Bizzi L., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Baars F.J., Delgado I.M.O., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S. 2001. Mapa Geológico do Brasil. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: sistemas de informações geográficas-SIG, CPRM, escala 1:2.500.000.

Os impactos ambientais provocados pela exploração de substâncias minerais de emprego imediato na construção civil na área do Tarumã – Município De Manaus/Amazonas

Maria do Carmo Neves dos Santos

Resumo A exploração de substâncias minerais de emprego imediato na construção civil intensificou-se nas últimas décadas na cidade de Manaus, em função da expansão econômica ocorrida no Estado com a criação da Zona Franca de Manaus e mais recentemente com o aquecimento do setor imobiliário, a construção da ponte sobre o rio Negro e as obras para a Copa do Mundo de 2014. O crescimento dessa atividade acarretou sérios problemas ambientais, uma vez que a mineração produz impacto ao meio ambiente por possuir características bastante singulares em relação a outros empreendimentos. A mais importante delas é a rigidez locacional, pois não se pode alterar a localização de uma jazida, que muitas vezes pode encontrar-se em área especialmente protegida. A exploração de areia concentra-se ao longo das rodovias BR-174 e AM-010 e nos seus ramais de acesso e a de arenito na área de Tarumã. Esta localização justifica-se pela facilidade de transporte, que reduz os custos.

Palavras-chave: Substâncias minerais, construção civil, impacto ambiental, controle ambiental.

INTRODUÇÃO Nas últimas décadas, o grande surto econômico ocorrido no Estado do Amazonas, em função da criação da Zona Franca de Manaus, provocou um aumento significativo da população da cidade, que hoje concentra cerca de 90% da economia do Estado, intensificando a demanda por materiais para a construção civil e, mais recentemente, o crescimento do setor de construção civil com as obras para a Copa do Mundo de 2014 e a construção de casas e apartamentos alavancados entre outros, com recursos do Governo Federal por meio do programa “Minha casa, minha vida”. Ao se analisar a repercussão da mineração no Estado do Amazonas não se pode deixar de lado a questão ambiental. Em primeiro lugar porque a exploração de recursos minerais implica em potenciais impactos ao meio ambiente e, em segundo lugar, porque a Região Amazônica faz parte de um controvertido cenário, onde são travadas polêmicas entre os partidários do crescimento, de um lado e grupos preservacionistas de outro.

Os órgãos responsáveis pelo controle e fiscalização da utilização dos recursos minerais no município de Manaus são: o Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, o Instituto de Proteção Ambiental do Estado do Amazonas – IPAAM e Prefeitura, através da Secretaria Municipal de Meio Ambiente e Sustentabilidade– SEMMAS. Segundo a escala de competências, o DNPM (órgão do Ministério das Minas e Energia) é responsável pela outorga de áreas para pesquisa e lavra mineral, dentro do que estabelece o Código de Mineração; o IPAAM, que de acordo com o que estabelece a Legislação Ambiental Estadual, após análise da viabilidade ambiental dos projetos de mineração, concede a Licença Ambiental, sem a qual o empreendimento não pode operar; e finalmente a SEMMAS, que observa a adequabilidade do projeto com as normas e posturas do município. Em função das características geológicas da área estudada, as substâncias minerais exploradas são areia e arenito, cuja atividade se concentra predominantemente ao longo das rodovias BR-174 e AM-010 e nos ramais de acesso.

O presente trabalho tem por objetivo, descrever em nível macro os impactos ambientais provocados pela atividade de exploração de substâncias minerais de emprego imediato na construção civil no município de Manaus, na área do Tarumã, descrevendo: os procedimentos adotados pelos órgãos responsáveis por sua regularização; a situação dos empreendimentos em relação aos impactos ambientais provocados, cumprimento das exigências legais por parte dos mineradores e o controle ambiental por parte dos órgãos licenciadores.

MATERIAIS E MÉTODOS O estudo consistiu na identificação dos principais impactos ambientais provocados pela atividade de exploração de substâncias minerais de emprego imediato na construção civil, no Município de Manaus, notadamente na área do Tarumã. Seu desenvolvimento, inicialmente, compreendeu a obtenção de informações a partir de pesquisas bibliográficas, além do levantamento e análise das solicitações de licenciamento para a atividade de exploração de substâncias minerais junto à SEMMAS (Viabilidade Ambiental), ao IPAAM (Licença Ambiental) e ao DNPM (Título de Lavra). De posse de todas as informações, foi realizado um sobrevôo na área do Tarumã para o

reconhecimento e melhor visualização das áreas de mineração. Finalmente, foi realizada a avaliação e sistematização das informações coletadas.

RESULTADOS O município de Manaus, capital do Estado do Amazonas, possui atualmente uma população estimada em 1.802.014 de habitantes, (IBGE 2010), concentrando quase a totalidade da arrecadação e das atividades econômicas e, como consequência, uma série de problemas ambientais urbanos decorrentes dessa situação.

A cidade de Manaus encontra-se aproximadamente na latitude 03°08' S e longitude 60°00' W à altitude média de 21 m acima do nível do mar. O Município possui um sistema de rodovias onde se destaca: rumo norte BR-174 (Manaus – Boa Vista); rumo sudoeste BR-319 (Manaus – Porto Velho); rumo leste AM-010 (Manaus – Itacoatiara). Em relação à geologia, a área objeto deste estudo está situada sobre os sedimentos continentais da Formação Alter do Chão, oriundos da deposição destes sedimentos, em ambientes aquosos, predominantemente lacustres e fluviais (Caputo *et al.* 1972 *apud.* Bento 1998), conforme ilustrados na (figura 1).



Figura 1 – Aspecto dos depósitos quaternários de areias, mostrando as vegetações predominantes de campinas e campinaranas.

O clima do Amazonas é quente e úmido. A temperatura média é em torno de 33,1°C (setembro), chegando a 27,9°C na estação seca e 25,8°C durante as estações chuvosas. Embora a temperatura média anual seja elevada, as variações de máxima e mínima são geralmente inferiores a 5°C. (Prance & Lovejoy 1985 *apud.* Silva 1999). Na região de Manaus, predominam as tipologias vegetacionais tipicamente florestais, sobretudo florestas de terra-firme densas, com menor ou maior grau de antropismo (Nee 1995, Higuchi *et al.* 1991), embora sejam encontradas manchas frequentes de Campinas e Campinaranas, figura 1.

Na área estudada as substâncias minerais exploradas são areia e arenito (única rocha litificada encontrada na área), cuja localização concentra-se nas proximidades das rodovias BR-174 e AM-010 ou em ramais que convergem para estas estradas. Esta localização é justificada pelo fato dos extratores procurarem estar o mais próximo possível do centro consumidor, pois caso contrário, o custo final destes materiais poderia inviabilizar o seu aproveitamento, em função do valor do transporte.

As pedreiras situadas na área da Cachoeira Alta do Tarumã, que era um balneário público, começaram a ser exploradas na década de 70. No final da década de 80, a SEMMAS, proibiu a exploração mineral naquela área e cobrou dos responsáveis um Plano de Recuperação da Área Degradada – PRAD, determinando que, a partir de então, a proibição da atividade na área urbana. Entretanto, a referida área nunca foi inteiramente reabilitada. A exploração mineral provocou

desmatamentos e comprometeu a qualidade da água, deixando cavas profundas, decorrentes do processo de lavra (Figura 2).



Figura 2 – Área próxima à Cachoeira Alta do Tarumã, onde ocorreu a exploração de arenito e atualmente é utilizada como balneário.

Constatou-se a existência de inúmeras pedreiras abandonadas nas áreas próximas à área do Tarumã e à BR-174, onde não se consegue identificar o autor da exploração e, conseqüentemente, nem responsabilizá-lo pela reabilitação da área, figura 3.

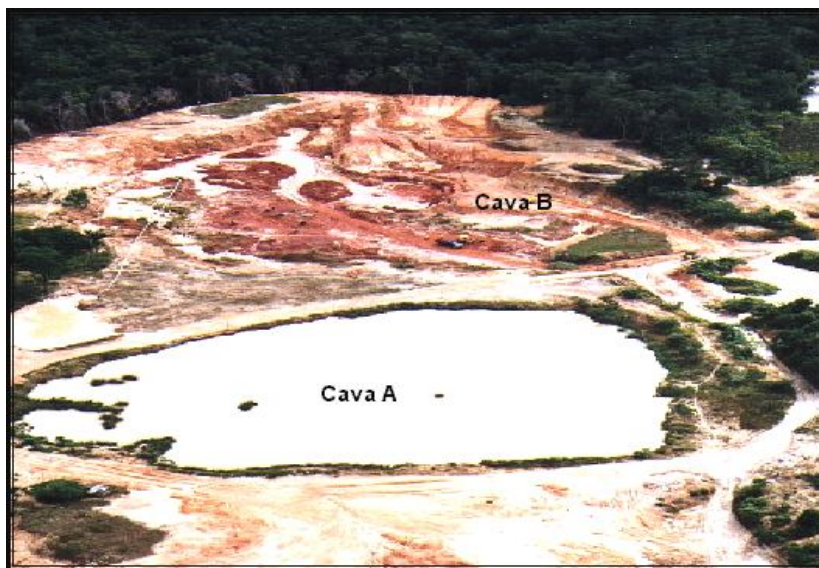


Figura 3 – Vista panorâmica das duas cavas formadas na área de uma pedreira que foi explorada e cuja área não foi reabilitada.

Com relação ao controle ambiental e mineral da atividade pôde-se concluir que os órgãos reguladores/licenciadores não são articulados entre si, ou seja, todos exigem uma série de documentos em geral informações duplicadas, muitas vezes entram em conflito de competências, entretanto, de modo geral nem um faz o efetivo monitoramento ambiental da atividade. Tanto o Estado (IPAAM0 como município (SEMMAS) e união (DNPM) possuem demanda alta e pouca capacidade operacional,

porém, não há uma articulação para o estabelecimento de parcerias visando o melhor controle da atividade, o que resulta na facilitação da irregularidade. Atualmente, nenhum desses órgãos possui informações conclusivas em relação à recuperação da área degradada pela mineração que é uma exigência legal estabelecida na Constituição Federal.

Referências Bibliográficas

- Absy M. L., Assunção F. N. A., Faria S. C. de, Stroh P. Y. (cord.). 1995. Avaliação de Impacto Ambiental: Agentes Sociais, Procedimentos e Ferramentas. Brasília: IBAMA.
- Albagli S. 1998. Geopolítica da Biodiversidade. Brasília: MMA/ IBAMA.
- Alecrim J. D. 1995. Estratégia de Desenvolvimento da Amazônia Ocidental: Estudo de Competitividade da Zona Franca de Manaus: Interiorização do Desenvolvimento da Amazônia Ocidental – Alternativa Econômica – Exploração Mineral e sua Importância ao Desenvolvimento Regional. Relatório Parcial. Manaus. Instituto de Economia e Centro de Estudos de Desenvolvimento Econômico, Universidade Estadual de Campinas.
- Almeida H. M. de. 1999. Mineração e Meio Ambiente na Constituição Federal. São Paulo: LTr.
- Appy R. E. 1964. A Mineração como Processo de Desenvolvimento Econômico e Social. Ouro Preto. Universidade Federal de Ouro Preto.
- Bento A. H. 1988. Mapeamento Geotécnico da Área Urbana de Manaus. Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências do Ambiente, Universidade Federal do Amazonas.

Análise geomorfológica aplicada ao estudo de impactos ambientais do uso e ocupação de terras na região a Noroeste de Manaus (AM), Brasil.

Pedro Fonseca de Almeida e Val¹, James R. Kahn² & Clauzionor L. Silva³

¹ Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, pval_geo@yahoo.com.br; ² Department of Economics and Environmental Studies Program at Washington & Lee University, Lexington, VA 24450; ³ Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Setor Norte do Campus da Universidade Federal do Amazonas, Manaus-Amazonas.

Resumo A análise geomorfológica contribui com o entendimento dos processos superficiais que ocorrem na região. Muitas comunidades ribeirinhas não têm conhecimento das áreas de risco geológico, principalmente na Amazônia. A instalação de tais comunidades ocorre de forma desordenada e não planejada. O intuito deste trabalho é de aplicar o conhecimento da geomorfologia local no estudo dos impactos ambientais do uso e ocupação de terras. A análise de imagens de satélite Landsat ETM+ revelou a ocupação desordenada de terras em margens de rios, alguns meandros, e de vales sujeitos à inundação. A análise geomorfológica revelou níveis de altitude propícios para erosão através de geoprocessamento com Modelo Digital de Elevação – MDE (SRTM). Muitas comunidades se instalam nestas regiões e, portanto, devem ser conscientizadas disto. O estudo revelou a extrema importância de um estudo geomorfológico prévio à ocupação de terras na Amazônia.

Palavras-chave: Geomorfologia, áreas de risco, ocupação de terras, Amazônia

INTRODUÇÃO A partir do estudo geomorfológico é possível entender o sistema de relevo e drenagem e suas inter-relações geológicas para a formação na paisagem. Na região de Manaus (AM), onde os processos de ajustes da paisagem seguem a estruturação neotectônica, a análise desse importante fundamento científico favorece a aplicação para o estudo de áreas apropriadas ao uso e ocupação de terras, tendo em vista que os impactos ambientais devido às atividades antrópicas podem causar graves consequências ao ambiente. Atividades como desmatamento, remoção da vegetação (árvores e gramíneas), abertura de estradas, exposição do solo, agricultura, entre outros, não só causam variações ambientais, mas também mostram interferências nos padrões geomorfológicos locais, pois podem intensificar os processos erosivos já presentes naturalmente na região.

Nesse aspecto, é importante compreender a história geológica e tectônica local e a configuração da paisagem. Estudos indicam que a região de estudo passou por mudanças intensas nos padrões de drenagem e nas formas de relevo (Igreja & Franzinelli, 1990; Silva 2005; Silva et al., 2007; Amaral et al., 2009). Os controles tectônicos e estruturais causaram desníveis de base nos canais principais, desencadeando pulsos erosivos nas regiões de cabeceira de drenagem (Val 2009; Val & Silva 2011). Uma evidência de mudança na paisagem é a ocorrência do Paleocanal do Tarumã-Mirim a noroeste de Manaus, marcado por um extenso paleovale que caracteriza o antigo vale do rio Cuieiras, ligado ao rio Tarumã-Mirim no passado (Amaral et al., 2009). A ocupação e o uso de terras na região são facilmente identificados em imagens Landsat ETM+. A utilização de ferramentas de sensoriamento remoto se torna essencial para este tipo de estudo Sanchez-Azofeifa (1998). Em geral, na Amazônia, a ocupação de terra é marcada pela abertura de clareiras com intensa degradação de áreas, antes inteiramente cobertas, o que acarreta em aumento na possibilidade de inundações e intensificação da erosão em margens de rios (Lourenço et al., 1978). As características dos rios também mudam com a ocupação de terras adjacentes, especialmente em córregos, pois são menores em tamanho e têm uma resposta rápida a qualquer mudança nos padrões locais. Alguns estudos mostram que os padrões hidrológicos de uma bacia mudam após o início de atividades como a agricultura, por exemplo. As drenagens podem reagir de diversas maneiras, mudando a duração e a magnitude dos picos de enchentes, além de aumentar a frequência das mesmas, mudança da carga de sedimentos e taxas de sedimentação na planície de inundação (Macklin & Lewin, 1997). Estes

processos podem ocorrer, ainda, devido a mudanças climáticas (Hails, 1977). As áreas de solo exposto possuem maior escoamento, aumentando o grau de erosão. Assim, a natureza pode responder em médio e longo prazo perante estas atividades antrópicas.

A ocupação de terras na área de estudo, principalmente em áreas periféricas e afastadas da cidade de Manaus mostram um crescimento demasiado da população. Em geral, os vales e margens de igarapés são ocupados por pessoas simples, com pouca ou nenhuma renda familiar, e raramente estas famílias têm qualquer instrução sobre possibilidades de cheias mais intensas, enchentes e quais as suas próprias contribuições para tal. Comunidades nos rios Cuieiras e Tarumã-Mirim, área de estudo desta pesquisa, desenvolvem atividades agrícolas e, portanto, devem ter conhecimento dos riscos que tais atividades podem causar no meio ambiente e, como a resposta do mesmo pode afetá-los.

O intuito deste trabalho, portanto, é fazer uma aproximação científica geomorfológica e avaliar como esta informação pode auxiliar no estudo ambiental de ocupação e uso de terras. Mais especificamente, como o estudo geomorfológico contribui para obter informações sobre ocupação de áreas próprias e impróprias, lembrando também que a Amazônia é uma região com possibilidades de mudanças climáticas e intensas cheias e secas como vem ocorrendo nos últimos anos.

MÉTODOS Este estudo foi dividido nas seguintes etapas: 1) aquisição de imagens SRTM e Landsat ETM+ para geoprocessamento e sensoriamento remoto respectivamente. Ambas as imagens foram adquiridas gratuitamente no *website* da *Global Landcover Facility*; 2) processamento do modelo SRTM em ambiente SIG (Sistema de Informação Georreferenciada) com o uso do software ArcGIS, que envolve desenvolvimento de mapa de drenagem, curvas de nível, além da confecção de mapas de erodibilidade do relevo e sinuosidade de rios. Já para a imagem Landsat ETM+, foi feito tratamento de imagem e classificação não-supervisionada no software ER Mapper com o objetivo de identificar diferenças na vegetação e as áreas de intensa ocupação de terras; 3) análise geomorfológica visando encontrar feições indicativas de reorganização da paisagem Schumm (1986), o que auxilia no conhecimento do comportamento da drenagem, assim como na interpretação de áreas de maior erosão e sedimentação; 4) confecção de mapas geomorfológicos, de erodibilidade e de ocupação de terras; 5) contribuição dos resultados geomorfológicos para o estudo dos impactos ambientais causados por ocupação e uso de terras, assim como determinação de áreas próprias e impróprias para ocupação de terra.

RESULTADOS E DISCUSSÕES A área de estudo é caracterizada pelas altitudes de 20 m, nível mais baixo onde ocorre o Rio Negro; 50 m, representando um patamar nivelado com predominância regional; 100 m uma superfície de topo bastante dissecada, considerada na literatura como Planalto Rebaixado da Amazônia Ocidental ou Planalto Dissecado dos rios Negro-Uatumã, segundo (Nascimento et al. 1976) e IBGE (2006) respectivamente. Foram identificados padrões retilíneos de canais ao longo de toda a área de estudo. Na bacia do rio Cuieiras foram observadas curvas bruscas nos cursos dos rios Cuieiras e Igarapé Cachoeira. Além disto, a assimetria das bacias dos rios Cuieiras, Tarumã-Mirim e Tarumã-Açu são indicativos de adaptação da paisagem e presença de controles estruturais. No relevo, são observadas áreas intensamente dissecadas, como na região da escarpa de falha do Baependi onde ocorre incisão intensa dos canais tributários.

Particularmente, o processo de captura de drenagem foi descrito na margem esquerda do baixo Rio Negro, na região entre os rios Cuieiras e Tarumã-Mirim, o qual é considerado como um pulso de erosão remontante do rio Cuieiras que capturou a drenagem de cabeceira do rio Tarumã-Mirim. Tal processo é evidência de que esta região se trata de um ambiente ainda em adaptação a processos de modificação recentes. Entre os rios Cuieiras e Tarumã-Mirim o paleovale formado constitui uma área marcada por diferentes tipos de vegetação, outra evidência do processo de captura. Esta região constitui uma área baixa, em grande parte alagada, com intensa ocupação de terras.

No processamento do modelo SRTM, o rio Cuieiras foi identificado com rio mais sinuoso da região. Além disto, a análise de erosão realizada indicou que a borda do planalto a 100 m está sujeita a maior erosão, sendo a superfície do mesmo e as regiões das drenagens principais as de menor erosão. Esta análise não leva em consideração o padrão das drenagens, apenas a morfologia do relevo. Portanto, o relevo está sujeito a uma maior dissecação, principalmente da altitude de 100m no futuro. O tratamento e a classificação não supervisionada da imagem Landsat ETM+ revelou os locais onde há mudança na vegetação em decorrência das áreas alagadas no paleovale, áreas de solo e/ou terra expostos, campos desmatados cobertos por gramíneas, áreas urbanizadas, telhados de construções civis, dentre outros. Dentre os locais observados com ocupação de terra estão às margens do rio Cuieiras e do baixo rio Tarumã-Mirim. As comunidades existentes ocupam as margens do rio Cuieiras nas áreas onde o rio possui formas retilíneas e meandantes, com intenso processo de erosão. Este rio é caracterizado por uma planície de inundação de 200 m de extensão no menor trecho, a 1 km de largura na maior extensão. Em época de seca, as margens do rio chegam a formar paredões verticais a subverticais de 4 a 5 m de altura. No topo destes, estão situadas comunidades ribeirinhas e casas dos moradores locais. Não há uma margem de segurança na ocupação destas terras. Estes paredões constituem áreas de risco de desabamento em épocas de seca. Portanto, os moradores devem ser conscientizados de tal risco e de como eles contribuem para a aceleração deste processo.

CONCLUSÕES A partir das análises e resultados obtidos, acredita-se que a tendência para a área em questão é de vales cada vez mais profundos desde que haja um suave soerguimento regional. Do contrário, as drenagens irão erodir seus vales lentamente ou, possivelmente, depositar os sedimentos. Este processo pode ser afetado localmente pela ocupação de terra que ocorre na região dos rios Tarumã-Mirim e Cuieiras, a qual pode agravar os processos erosivos naturais dos igarapés da área. A região entre estes dois rios, alagada, é marcada por vegetação típica que, se afetada, dificilmente se reestabelece, podendo acarretar em aumento do nível do rio, com danos à fauna e flora local. Portanto, os moradores da área devem ser conscientizados dessa possibilidade.

Observou-se que o ambiente em questão se trata de uma paisagem ainda em adaptação aos processos superficiais que ocorreram no passado geológico, tais como captura de drenagem, migração de curso de rio, além de processos tectônicos. Esta característica da paisagem deve ser considerada para elaboração de um mapa de riscos de inundação, enchente, cheias intensas, erosão intensificada, dentre outros. Este processo de adaptação da paisagem caracteriza uma mudança em longo prazo, que pode ser acelerado com o avanço da ação antrópica.

As áreas de maior erodibilidade na área de estudo são às margens dos rios e igarapés sinuosos e à margem do planalto dissecado a 100 m de altitude. Ambas estas regiões são intensamente ocupadas por habitantes locais. Os mesmos devem ser conscientizados desse risco para que não haja perda de bens materiais, além de riscos de vida nas áreas mais críticas. Além da preservação do meio ambiente nas áreas de vegetação diferenciada, existe a necessidade da conscientização dos moradores locais para que os mesmos sejam notificados que suas atividades contribuem para o aumento do escoamento e erosão da área, contribuindo para cheias mais intensas, que podem prejudica-los no futuro. Assim, em casos críticos, devem ser sugeridas outras áreas para desenvolvimento.

Referências Bibliográficas

- Amaral F.R., Silva C.L., Maia T.A., Val P.F.A., Ribeiro O.L. Morales N. 2009. Controle neotectônico no paleocanal do Tarumã-Mirim, noroeste de Manaus (AM). *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 12, SBG, Ouro Preto (MG). Anais... SBG.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapa de unidades do relevo do Brasil. Escala 1: 5.000.000, 2ª edição, 2006.
- Igreja H.L.S., Franzinelli, E. 1990. Estudos neotectônicos na região do baixo Rio Negro – centro-nordeste do estado do Amazonas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, 1990. Natal. Anais... SBG/NE, v.5.

- Lourenço R.S., Montalvão., R.M.G., Pinheiro S.S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Fernandes C.A.C., Teixeira, W. 1978. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. *In*: BRASIL. Projeto RADAM. Geologia das Folhas SA.20 Manaus. Rio de Janeiro, DNPM, 19 -164.
- Macklin M.G., Lewin J. 1997. 'Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management' Chapter 2: Channel, floodplain and drainage basin response to environmental change. p. 15-45.
- Nascimento D.A., Mauro C.A., Garcia M.G.L. Geomorfologia da Folha SA.21-Santarém. 1976 *In*: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. Folha SA.22-Santarém. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro: MME/DNPM, v. 10, cap. 2, p. 131-98.
- Silva C.L. Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências. 2005. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 282p.
- Silva C.L., Morales N., Crósta A.P., Costa S.S., Jimenez-Rueda, J.R. 2007 Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.79, n. 4, p. 693-711.
- Sánchez-Azofeifa G.A. 1998. 'Use of Digital Elevation Models in Tropical Rain Forest Basins to Extract Basic Hydrologic and Land Use Information. Ch 8, p. 96-107.
- Hails J.R. 1997. 'Applied Geomorphology – A perspective of the Contribution of Geomorphology Studies and Environmental Management'. Chapter 2: The role of applied geomorphology in irrigation and groundwater studies. Pages 51-83.
- Schumm S.A. 1986. Alluvial river response to active tectonics. *Active tectonics, studies in geophysics*, National Academy Press, p. 80-94.
- Val P.F.A. 2009. Estudo Geomorfológico da região entre os Rios Cuieiras e Tarumã-Mirim: Baixo curso do Rio Negro (AM). *In*: XVIII Congresso de Iniciação Científica da UFAM. Relatório final de atividades, 17p.
- Val P. F. A., Silva C. L. 2011. Utilização de *knickpoints* como indicadores de atividade neotectônica na Amazônia. *In*: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VII International Symposium on Tectonics – Campinas, SP.

Uma abordagem da adversidade dos problemas ambientais da Floresta Amazônica:
algumas propostas para conter essa degradação.

Sueli de Oliveira Floriano¹, Luana Laiame de Oliveira²

¹Graduando do curso de Gestão Ambiental – UNOPAR; ²Graduando do curso de Geologia - UFMT

Resumo Há séculos os recursos naturais são utilizados pelos seres humanos, a Amazônia vem sentindo os efeitos drásticos da destruição. A agricultura e a pecuária acompanhadas do desmatamento ilegal derrubam árvores centenárias. Com o desmatamento a mata que armazena toneladas de carbono, pode devolver a atmosfera tudo o que guardou durante anos. A agricultura itinerante ou migratória tem piorado essas condições. O sistema Agrosilvopastoril e o Sistema de Plantio Direto (SPD), promovem a sustentabilidade agrícola. A Amazônia é a maior floresta tropical do mundo, desperta a cobiça de biopiratas, para o contrabando de animais e plantas. No Código Florestal Brasileiro existem normas e leis que regem parte das soluções dos problemas ambientais da Amazônia, o investimento na área científica pode ajudar pesquisadores e cientistas a encontrar alternativas para o menor impacto e a maior produção da agricultura e pecuária, e estimular cientistas a descobrirem a utilização de espécies da fauna e flora ainda desconhecida pelo homem.

Palavras Chaves: Amazônia, destruição, sustentabilidade, alternativas, produção.

INTRODUÇÃO Há séculos os recursos naturais são utilizados pelos seres humanos, os impactos eram imperceptíveis, pois sendo nômade o homem não fincava suas raízes em um único lugar, mas com o passar do tempo houve a necessidade de construir habitações. Com a revolução industrial veio o alto consumo de carvão, os impactos ambientais causados ao meio ambiente tornaram-se mais visíveis e intensos, assim todos os recursos naturais são afetados, sem as ações antrópicas o planeta possui um ciclo fechado e perfeito, onde tudo se recompõe nada é desperdiçado. A Amazônia vem sentindo os efeitos drásticos da destruição. A agricultura e a pecuária acompanhadas do desmatamento ilegal derrubam árvores centenárias, que em sua queda levam pelo menos mais vinte árvores menores, abrindo enormes clareiras. A floresta amazônica tornou-se alvo fácil, vítima de sua própria beleza e riqueza, animais e plantas são levados ilegalmente para fora do país por contrabandistas brasileiros e estrangeiros. Com o desmatamento a mata que armazena toneladas de carbono, pode devolver a atmosfera tudo o que guardou durante anos, e assim acelerar o processo do efeito estufa.

Desde 2005 o Brasil vem diminuindo os índices de desmatamento, (figura 1) estudos indicam que mais de 15% da floresta Amazônica já foi retirada, tendo em vista que árvores centenárias foram mortas por motosserras, correntões e pelo fogo, a mitigação desse impacto com a busca pela sustentabilidade do povo amazônico e povos indígenas, é a base para a preservação do que resta da floresta.



Figura 1 – Crescimento do desmatamento no Brasil entre 1996 e 2008, a meta é diminuir em até 75% o desmatamento ilegal até 2017. (Articulação Xingu Araguaia, 2009)

As causas do desmatamento e possíveis soluções Segundo o IBAMA a fertilidade do solo amazônico é baixa, esse é um dos motivos do desmatamento crescente, a agricultura itinerante ou migratória tem piorado essas condições, onde pequenos agricultores fazem o cultivo de produtos alimentícios, com o plantio intensivo nutrientes naturais importantes são extraídos do solo, após as queimadas a biomassa calcinada é devolvida ao solo com nitrogênio e fósforo em forma de cinzas, o terreno já desprotegido sem cobertura é erodido, após dois anos de cultivo com o solo infértil os agricultores abandonam essas terras, deixando em pousio por cerca de dez anos, durante esse tempo as ervas daninhas e a capoeira invade a área, esses produtores migram em busca de terras férteis. Apesar da importância desta agricultura primitiva, essa prática vem sendo questionada, através das leis e normas que regem o Código Florestal Brasileiro, novas formas de produção agrícola vem sendo estudadas, uma delas é o sistema Agrosilvopastoril que com ajuda tecnológica de governantes, a agricultura familiar pode combinar lavoura, pecuária e criações de ovelhas e cabras introduzidas nas florestas de suas propriedades, outra forma é o Sistema de Plantio Direto (SPD), baseado na produção agrícola com o mínimo de degradação possível. Para a implantação desse sistema é necessário treinamento de técnico responsável, levantamento da área que será cultivada, equipamentos adequados, manejo de plantas daninhas e rotação de culturas, esse processo se dá com a utilização das palhas e restos da colheita deixados sobre o terreno, mantendo os grãos do solo agregados, não permitindo que se separem com as gotas da chuva, que contribui para maior infiltração de água, diminuindo o carreamento de nutrientes e sedimentos para os corpos hídricos. A terra é revolvida apenas em sua superfície para depositar sementes e fertilizantes, que melhora a estrutura física do solo diminuindo a erosão, aumentando os nutrientes, a matéria orgânica e a água depositada no solo, também aumenta a quantidade de sequestro de carbono da atmosfera, diminui o uso de fertilizantes, o SPD promove a sustentabilidade agrícola aumentando a produção, diminui a utilização de combustíveis fósseis para a manutenção do plantio.

Desde 2001, o SPD brasileiro é indicado pela FAO (Fundo das Nações Unidas para a Agricultura) como modelo de agricultura. (Centro de Pesquisas e Desenvolvidos de Solos e Recursos Ambientais, 2005).

A agropecuária é considerada por muitos, como insignificante no âmbito de impacto ambiental, mas em larga escala vem a anos colaborando com o desmatamento do bioma Amazônico. Com a exportação de carne crescente no sul do Brasil, a Amazônia considerada livre da febre aftosa, vem aumentando sua produção e abastecendo o mercado interno.

Cerca de 25.480 quilômetros quadrados foram desmatados nos anos de 2001/2002, sendo o segundo maior desmatamento da história, representa uma área ligeiramente menor do que o Haiti. A alta no

desmatamento tem sido impulsionada pela criação de gado na Amazônia, devido ao aumento nas exportações brasileiras de carne e pela erradicação da febre aftosa disse David Kaimowitz. (Axel Bugge, 2004).



Figura 2 – Área desmatada, sendo preparada para o plantio (Marise Jalowitzki, 2011)

Com a retirada das imensas pilhas de madeira, o solo desnudado será preparado para a agricultura e pecuária (figura 2), em muitas áreas consideravelmente pequenas, a floresta é devastada por famílias assentadas pelo INCRA, mas pelo fato de não se sustentarem apenas pelo cultivo do solo, e por falta de políticas públicas, muitas destas terras são abandonadas.

Outros problemas da floresta A floresta tem vindo abaixo em nome do progresso, além de perdas de solo interferência no ciclo das águas e aquecimento global, ao derrubar a floresta os focos de pragas e insetos aumentam, ao entrar em contato com vírus até então desconhecidos, o homem se expõe a doenças como a malária e a dengue. A Amazônia é a maior floresta tropical do mundo, com cerca de 60% de área no Brasil, acumula cerca de 52 bilhões de toneladas de carbono, com beleza e riqueza de

fauna e flora incalculáveis, despertando a cobiça de biopiratas, que se aproveitam da imensa fronteira Amazônica e da fragilidade da fiscalização dos portos e aeroportos nacionais, que são porta de entrada para ações ilegais, como o contrabando de animais, plantas, essências e extratos, os dois últimos são a base para cosméticos e medicamentos, além de utilizar o conhecimento dos povos amazônicos e indígenas sobre os mistérios e benefícios da floresta.

CONCLUSÃO A degradação da Amazônia não deve ser tratada de maneira uniforme, pois são inúmeras as fontes causadoras dessa destruição, os assentamentos de sem-terra, a agricultura, a pecuária, a biopirataria entre outros, no Código Florestal Brasileiro existem normas e leis que regem parte das soluções dos problemas ambientais da Amazônia, entende-se que falta o cumprimento das leis e a fiscalização pelos órgãos competentes, a implantação de projetos como o agrosilvipastoril e o SPD também podem ajudar a utilização de áreas já desmatadas, já a fronteira brasileira, sabe-se que o Brasil é um país com dimensões grandiosas, mas que a fiscalização nessas áreas deve fazer parte do plano de política dos governos em todas as esferas; municipal, estadual e federal. O investimento na área científica pode ajudar pesquisadores e cientistas a encontrar alternativas para o menor impacto e a maior produção da agricultura e pecuária, e estimular cientistas a descobrirem a utilização de espécies da fauna e flora ainda desconhecida pelo homem.

Referências Bibliográficas

- AXA - Articulação Xingu Araguaia. 2009. MP 458, na contramão da história. Disponível em: <http://xingu-araguaia.blogspot.com/2009/06/reflexoes-sobre-mp-458.html>. Acessado em 18 jun 2011.
- Burgge Axel. 2004. CMI - Brasil (Centro de Mídia Independente), Criação de gado é a principal ameaça para a floresta amazônica. Disponível em: <http://prod.midiaindependente.org/pt/blue/2004/04/276944.shtm>. Acessado em 20 jun 2011.
- Centro de Comunicação e Transferência do conhecimento. 2005. Instituto Agrônomo. Disponível em: <http://www.iac.sp.gov.br/Tecnologias/PlantioDireto/PlantioDireto.htm>. Acessado em 20 jun 2011.
- Jalowitzki M. 2011. Compromisso Consciente. Dinheiro público financia o desmatamento da Amazônia -MPF- Ministério Público do Pará processa B. Brasil e Basa. Disponível em: <http://compromissoconsciente.blogspot.com/2011/04/mpf-do-para-processa-bbrasil-e-basa-por.html>. Acessado em 22 jun 2011.

Dinâmica morfológica da região de Mamirauá e Amanã com dados SRTM do projeto TOPODATA.

Andréa Vanessa Carvalho Leal Correa¹; Sérgio Roberto Bulcão Bringel²; Márcio Luís da Silva² & Clauzior Lima da Silva³

¹Graduando do curso de Geologia da Universidade Federal do Amazonas, andrea.carvalho4@hotmail.com; ²Coordenação de Pesquisas em Clima e Recursos Hídricos, INPA, marciols@inpa.gov.br; ³Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas, Setor Norte do Campus da Universidade Federal do Amazonas

Resumo A região de Mamirauá situa-se cerca de 600 km oeste da capital do estado do Amazonas, Manaus. Situada na região do médio Solimões, na confluência dos rios Solimões e Japurá, entre as bacias do Rio Solimões e Rio Negro. Os alagamentos sazonais do rio Solimões e do rio Japurá causam uma elevação do nível d'água de 10 a 12 metros da estação seca para a cheia anualmente. Esta particular dinâmica da água é causada pelas chuvas nas cabeceiras dos rios da região, associadas ao degelo anual do verão andino (Queiroz, 2005). Os métodos utilizados para o desenvolvimento deste trabalho foi a utilização dos softwares ArcGis 9.3[®] e Global Mapper 9.0 auxiliando no processamento das imagens. A região apresentou o predomínio de dois valores com aproximadamente 40m para região da planície e cerca de 75m para região de terra firme; o padrão de drenagem teve um predomínio subdentritico com uma tendência de direção (NE).

Palavras-chave: Reserva; Mamirauá; geomorfologia.

INTRODUÇÃO A geomorfologia característica de Mamirauá permite a ocorrência de um grande número de ambientes aquáticos dentro da reserva. Estes variam desde o hábitat de água aberta dos rios e braços de rios, dos canais e lagos, até outros ambientes não-perenes, como os baixios com campos alagados ou as florestas alagadas. As diferenças no tempo de alagamento, que são devidas às variações do relevo da várzea, levam a um longo prazo o desenvolvimento de tipos de vegetação florestal diferenciados, que ocorrem apenas neste de ecossistema de várzea, os quais possuem uma estrutura e uma composição bem distintas Ayres (1993). Fisiograficamente caracterizada, sobretudo por uma vasta planura situada próximo ao nível do oceano, esta é cortada de um extremo a outro pelo paralelo do equador, a região em estudo possui clima quente em praticamente toda sua extensão geográfica. As temperaturas anuais são superiores a 24°C, ultrapassando os 26°C.

O objetivo desse trabalho foi analisar a dinâmica morfológica da região através de dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) do projeto TOPODATA, estabelecendo dados cartográficos, descrição da drenagem, verificando comportamento morfodinâmico da região para que funcione como ferramenta de apoio, que possibilite complementar ações ambientais múltiplas a fim de tornar possível o manejo integrado dos recursos naturais.

MATERIAIS E MÉTODOS O projeto teve início com estabelecimento de imagens SRTM do Projeto Topodata, com o intuito de caracterizar a morfologia da região, através da extração de drenagens, mapa de hipsometria e curvas de nível. Posteriormente foram produzidas seções topográficas e modelo digital de elevação (MDE). Os softwares utilizados para o desenvolvimento deste trabalho foram o Global Mapper 9.0 e ArcGis 9.3[®]. Posteriormente foram descritos tais dados cartográficos digitais, fornecidos pelos dados SRTM, com o objetivo de determinar dinâmica morfológica de Mamirauá e Amanã.

RESULTADOS E DISCUSSÕES A partir da confecção do mapa de curva de nível (Figura 1), verificou-se um predomínio de dois valores, um de aproximadamente 40m para a região de planície e para a região de terra firme ocorreu um predomínio de valores próximos à 75m. O mapa de drenagem observado nessa figura mostrou que o padrão de drenagem na terra firme predomina o tipo subdentritico. Morfologicamente, uma peculiaridade foi notada no padrão de drenagem do rio Juruá que se comporta de forma meandrante. No software Global Mapper 9.0 foi possível confeccionar seções topográficas em que se analisou a atuação dos rios e o relevo. Nota-se um processo de aprofundamento (incisão) do sistema de drenagem da região, com desenvolvimento de erosão da superfície geomorfológica situada a 90 metros. As margens dos rios principais, principalmente a do rio

Solimões, mostra desnível, formando um segmento escarpado, com cerca de 20m de diferença topográfica. As zonas de cabeceira de drenagem, nessa porção da terra firme, apresentam a tendência a diminuir sua declividade, a qual deve decorrer desse processo de desgaste do relevo.

Foi possível notar o comportamento tanto do rio Solimões e Juruá com formas relativamente irregulares, mas não chegando, porém a constituir um padrão meândrico, foram ainda notados, os depósitos lineares fluviais recentes do rio Japurá, a particularidade do rio Juruá, que se deve ao seu curso atual meandrante, apresenta uma orientação geral de sudoeste para nordeste, sendo verificadas porções de segmentos de meandros abandonados.

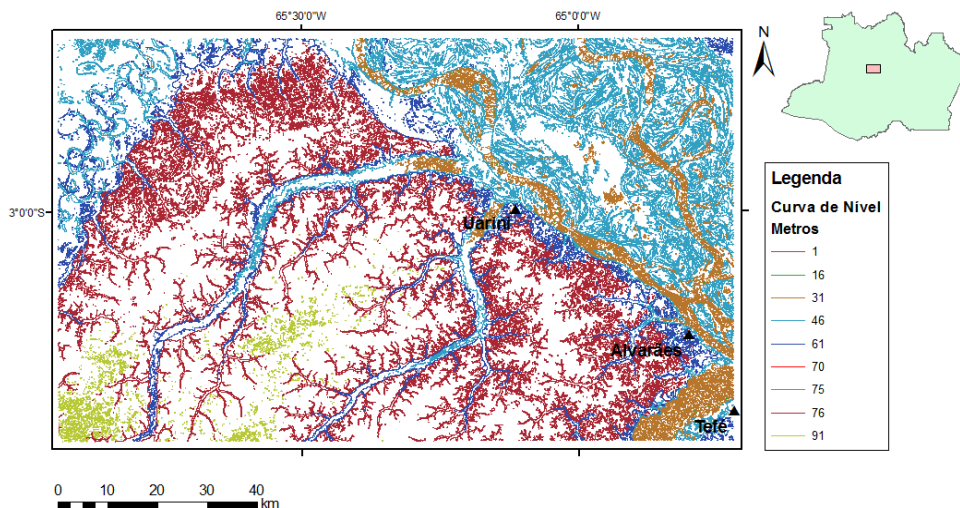


Figura 1- Mapa de curva de nível.

Ao longo da planície fluvial representada nesta região é a planície amazônica onde se destacam depósitos lineares recentes e lagos, verificou-se um comportamento de formas diferenciadas, refletindo assim, colmatagem diferenciada. E composta por depósitos que representam cursos diferenciados do que ocorre hoje; o que antigamente mostrava cursos meandrantes, hoje se tem cursos retilíneos, marcados pelo rio Solimões e rio Japurá presente na planície amazônica.

A topografia da planície predomina valores de no máximo 40m, por onde passam os rios Japurá e Solimões, este último apresenta um comportamento atual retilíneo, mostrando uma migração para sudoeste, onde sua margem direita apresenta escarpas de aproximadamente 40m. Esta planície ainda é composta por ilhas e terraços, os quais estão associados a barras de migração.

CONCLUSÃO A região que tem uma dinâmica fluvial particular apresentou sua drenagem predominantemente subdentrítica prevalecendo uma direção preferencial para nordeste (NE), se deve uma particularidade ao rio Juruá que apresentou o direcionamento assumido é de sudoeste para nordeste com padrão meandrante. A partir das curvas de nível analisadas pode se dividir a região em duas cotas predominantes, na região da Planície Amazônica e nas proximidades do rio Juruá ocorreu um predomínio de cotas de aproximadamente 40m e na região de terra firme verificou-se o predomínio de cotas próximas à 75m, as porções mais altas chegaram ao máximo a 91m, onde corresponde à região de cabeceira dos rios, ao longo de sua margem esquerda foi possível verificar de forma isolada, os terraços.

A partir dos dados obtidos nas seções topográficas, foi possível confirmar a atuação da drenagem de forma a desgastar o relevo à medida que se aproxima da planície amazônica, esta está composta pelos rios Solimões que tem seu direcionamento de noroeste para sudeste, e Japurá que apresentam um curso retilíneo, apesar de apresentar porções sinuosas.

Os depósitos que preservam os cursos dos rios antigos estão presentes na planície amazônica, que se apresentam de forma regular, algumas vezes apresentou fases de ilhas e deltas, por essas e outras características morfológicas, a região apresenta sua importância para o desenvolvimento de outras

pesquisas que sirvam como ferramentas para auxiliar no manejo dessa área, que se encontra dentro de uma reserva sustentável.

Referências Bibliográficas

- Ayres J.M.1993. As matas de várzea de Mamirauá, Médio Rio Solimões . CNPQ/PTU,SCM. Rio de Janeiro, RJ.120p.
- Queiroz H. L. 2005. A Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá: um modelo de alternativa viável para a proteção e conservação da biodiversidade na Amazônia. São Paulo: IEA/USP: Dossiê Amazônia II - Revista de Estudos Avançados. 29p.

Processo erosivo linear (voçorocas) na Serra Tepequém - RR: características morfométricas

Elizabete Cruz do Nascimento^{1,3}, Luiza Câmara Beserra Neta^{2,3} & Stélio Soares Tavares Júnior^{2,3}

¹Graduando de Geografia –UFRR, Bolsista PIBIC/CNPq; ²Professores do IGEO/UFRR; ³Grupo de Pesquisa da Paisagem de Roraima (GRUPPARR)-IGEO/UFRR.

Resumo A Serra Tepequém localiza-se no estado Roraima, apresenta variações altimétricas de 650 a 1100m. As feições erosivas foram classificadas quanto à rede de drenagem e a presença da cobertura vegetal no talude e fundo do canal. Os taludes das voçorocas foram descritos quanto à presença de dutos de origem biogênica e do escoamento subsuperficial; As feições estão concentradas nas planícies intermontanas; Os solos são arenosos recoberto parcialmente por savana arbustiva rasteira que favorece a erosão pluvial. A declividade da área é representada por valores que variam de $> 0,1^\circ$ a $< 4^\circ$. Foi possível verificar que 75% das erosões lineares já atingiram o lençol freático. No topo dos taludes foram observados dutos biogênicos. Na base dos taludes são encontrados dutos elaborados por erosões subsuperficiais com dimensões. Desmoronamentos demonstram acúmulo de sedimentos no fundo do canal, tornando possível prever que as erosões estão evoluindo. A rede de drenagem está predominantemente conectada e a cobertura vegetal desacelera o processo erosivo.

Palavras Chave: ravinas, voçorocas, paisagem, degradação.

INTRODUÇÃO A área do estudo localiza-se no município Amajari, no estado Roraima, denominada serra Tepequém, apresenta coordenadas $3^\circ 42'$ e $3^\circ 50'$ N e $61^\circ 40'$ e $61^\circ 48'$ W (Figura 1).

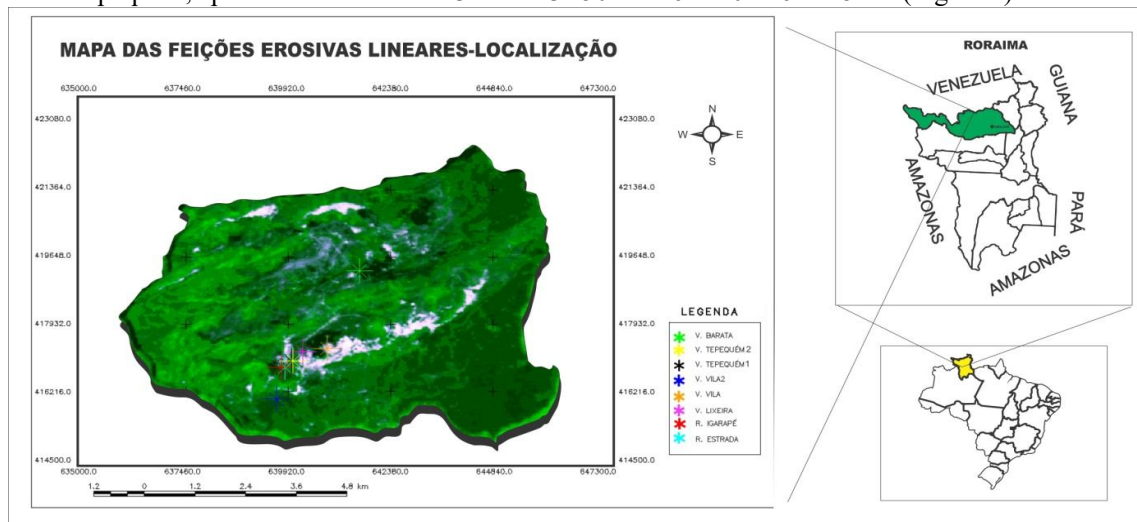


Figura1: Demonstra a localização da Serra do Tepequém, bem como seu respectivo município e país.

MATERIAIS E MÉTODOS As erosões lineares na serra do Tepequém tornaram-se palco de análises e estudos (Beserra Neta, Costa, Borges 2007; Beserra Neta 2008) visto que estas são visíveis e frequentes nas planícies intermontanas. O estudo sobre a ação erosiva linear na serra do Tepequém foi desenvolvido a partir das seguintes etapas:

- Foi realizado levantamento bibliográfico sobre a temática erosões lineares e da base cartográfica da serra do Tepequém. As imagens orbitais utilizadas no estudo foram retiradas do catálogo do CBERES, em 02/04/2007 com resolução de 20m.

- Foram realizadas duas etapas de campo (out. e dez/2010) que constaram das seguintes atividades: medições morfométricas das calhas de duas ravinas e seis voçorocas, considerando os seguintes aspectos: cabeceira, extensão, largura, profundidade, inclinação dos taludes e bifurcações. Os taludes das voçorocas foram descritos quanto à presença de dutos de origem biogênica e das águas subsuperficiais.

Na aquisição dos dados foram utilizados: inclinômetro, máquina digital Mitsuca, trena, e para obtenção das coordenadas Geográficas GPS tipo Garmim.

RESULTADOS E DISCUSSÕES As feições erosivas lineares estudadas na serra do Tepequém encontram-se concentradas nas planícies intermontanas, nas proximidades dos igarapés, por exemplo o igarapé Paiva, situado na porção sul da serra.

Na área onde se encontram as voçorocas os solos são arenosos recoberto por savana arbustiva rasteira que o recobre parcialmente e favorece ao processo de splash que por consequência favorece ao efeito de encrustamento do solo e dificultando a infiltração da água. A declividade dessa área é representada por valores que variam de $> 0,10^\circ$ e $< 4^\circ$. A partir de dados de campo foram observados as seguintes características morfológicas das voçorocas estudadas:

A voçoroca denominada vila1, atingiu o lençol freático apresentou canal em forma de U, na cabeceira apresentou 3 bifurcações e paredes íngremes; a voçoroca vila 2, na porção jusante atingiu a rocha o que formou um canal estreito, sendo o mesmo em forma de U; a voçoroca Tepequém 1, tem seu canal em formato de U que se alarga e se afunda em direção a jusante; a voçoroca Tepequém 2 apresentou seis bifurcações, há frente das mesmas encontram-se áreas de abatimentos em forma de dolinas em função da erosão subsuperficial, esta já atingiu o lençol freático com presença de térmitas o que deixa o solo instável; a voçoroca da Lixeira com canal raso e estreito, fundo em forma de U, foi observado acúmulo de lixo no seu canal junto a jusante; a voçoroca do Barata, apresenta canal em forma de V e já atingiu o lençol freático. Nas ravinas estudadas observou-se desmoronamentos recentes nas paredes e no fundo acúmulo de sedimentos, além de reentrâncias, demonstrando avanço no processo erosivo. Quanto a largura das feições erosivas estas variaram de 2,25m à 14,50m e comprimento de 6,08 m a 397m, a profundidade variou de 0,27 m a 12,30 m. Nos taludes das feições erosivas foram observados dutos biogênicos (formigueiros) os quais apresentavam as seguintes dimensões: largura variando de 0,7 a 0,33 cm e comprimento de 0,7 a 0,36 cm. Também foram observados erosões subsuperficiais na forma de dutos, os quais apresentaram as seguintes dimensões: largura variando de 0,12cm a 1,90m e comprimento de 0,14cm a 1,80m. Desmoronamentos recentes situados nas paredes das feições erosivas demonstram notavelmente acúmulo de sedimentos no fundo do canal, tornando possível prever que as erosões estão evoluindo. Quanto a rede de drenagem as voçorocas tiveram 75% conectadas e 25% desconectadas as redes de drenagem, já quanto a cobertura vegetal nos taludes e canal, as mesmas representam 75% parcialmente recoberta por samambaias (pteridófitas).

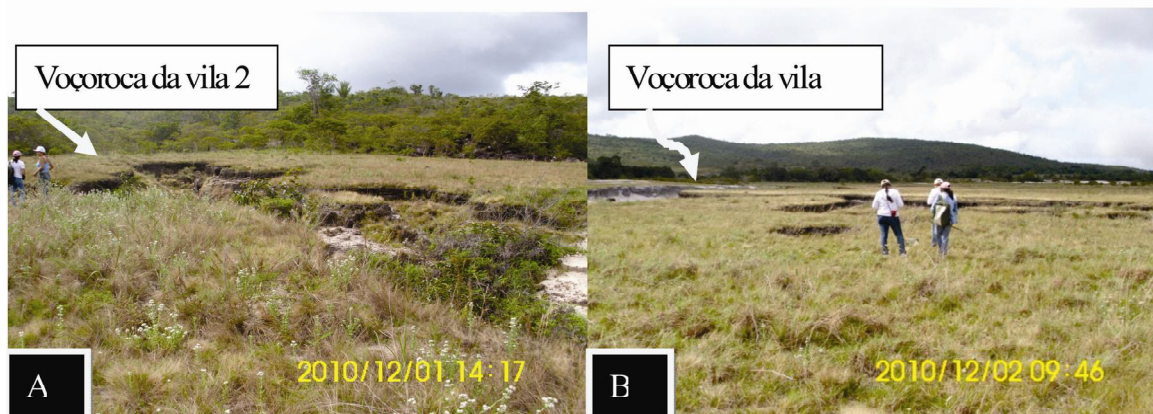


Figura 2: Ilustra a voçoroca da vila 2, em planície com aproximação em sopé de morros alinhados na figura A e na figura B a voçoroca da vila, se localiza à margem direita do igarapé do Paiva, sendo uma voçoroca conectada.

CONCLUSÕES Portanto, se observa que a ação erosiva linear na Serra do Tepequém promove mudanças significativas na paisagem, visto que canais de profundidades variadas denotam a paisagem. A atividade antrópica na década de 30 a exploração diamantífera na Serra do Tepequém também promoveu modificações expressivas na paisagem. E através de dados morfométricos foi possível verificar a dimensão da degradação do solo na Serra Tepequém, bem como sua dinâmica evolutiva, visto que em cada etapa da pesquisa foi possível observar que elas estão em constante evolução, tornando-nos possível prever que ao longo do tempo sua proporção será progressivamente continuada,

e que as mesmas se encontram instaladas na planície intermontana Tepequém. Estes processos de aceleração são causados não só por fatores naturais, mais também por intervenção humana.

Referências bibliográficas

- Beserra neta L.C.; C.; Costa, M. L.; Borges, M. S. 2007. A Planície Intermontana Tepequém, Roraima, e sua vulnerabilidade erosiva. *In: Rosa Costa, L. t.; Klein, E. L.; Viglio, E. P. (Eds.) Contribuições a Geologia da Amazônia. Belém: SGB – Núcleo Norte, v. 5, p.89-100.*
- Bertoni, J.; Lombardi Neto, F. *Conservação do solo*. Piracicaba: Livroceres, p.392,1985.
- Borges, F. R. e D'antona, F. J. G. 1988. Geologia e Mineralizações da Serra do Tepequém-RR. *In: Congresso Brasileiro de Geologia. 35., Belém, Anais..., v. 1. P. 155-163.*
- Brasil 1975. Projeto RADAMBRASIL folha NA-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NB-21; geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra, Ministério de Minas e Energia/DNPM, Rio de Janeiro.
- Coelho Netto, A.L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. *In. Guerra, A.J.T.;Cunha, S.B. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro:Ed.Bertrand, 1994.*
- Guerra, A. T.; Silva, A. S.; Botelho, R. G. M. *Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações.* Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999.
- Guerra, A. T. Anuário do Instituto de Geociências, UFRJ, 93-114 volume 20-*In ravinas processo de formação e desenvolvimento, v. 20 p.9-26, 2007.*
- Guerra, A.J.T. *O papel da matéria orgânica e dos agregados na erodibilidade dos solos.* Anuario do Instituto de Geociências da UFRJ, 13, p.43-52. 1990.
- Guerra, A.T., e Guerra, A.J.T. *Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico.* Editora Bertrand Brasil, Rio de Janeiro. 1997.
- Guerra, A.J.T., e Oliveira, M.C. *A influência dos diferentes tratamentos do solo, na seletividade do transporte de sedimentos: um estudo comparativo entre duas estações experimentais.* Anais do VI Simpósio de Geografia Física Aplicada. Goiânia, vol. I.1995.
- Tavares Junior, S. S. 2004. Utilização de Imagens de Sensoriamento Remoto, Dados Aerogeofísicos e de técnicas de integração digital para o estudo geológico do Norte do estado de Roraima Brasil. Tese de Doutorado. INPE, 226p.

Linhas de pedra na Serra do Tepequém - RR: morfologia e constituição mineralógica

Luiza Câmara Beserra Neta^{1,4}, Drielly da Costa Vilhena^{2,4} & Stélio Soares Tavares Júnior^{3,4}

¹Prof. do Departamento de Geografia-UFRR (luiza@dgr.ufr.br); ²Graduanda de Geografia-UFRR, Bolsista PIBIC/CNPq (drica_igeo@hotmail.com); ³Prof. do Departamento de Geologia-UFRR (stelio@dgl.ufr.br); ⁴Grupo de Pesquisa da Paisagem de Roraima-GRUPPARR.

Resumo A Serra do Tepequém localizada no município de Amajari, extremo norte do estado de Roraima, possui em seu pacote de pedimentos/solos linhas de pedras, distribuídas pontualmente nas planícies intermontanas presentes no topo da serra. Nestas planícies encontram-se feições erosivas nas quais são visíveis em seu talude paleopavimentos em diferentes níveis. Estes evidenciam paleoclimas que são preponderantes para o entendimento dos processos geradores da dinâmica evolutiva do relevo. Diante disso o presente estudo objetivou caracterizar os aspectos morfológicos e mineralógicos dos materiais constituintes da matriz das linhas de pedra, por meio da análise granulométrica (areia, silte e argila) e identificação por difração de raios-X.

INTRODUÇÃO Localizada na porção norte do Estado de Roraima, precisamente no município de Amajari (figura 1), a Serra do Tepequém reúne características ímpares em sua paisagem. Estas características, em especial, as geológicas e geomorfológicas, promovem uma relevante beleza cênica evidenciada por apresentar uma morfoestrutura irregular, com encostas de aproximadamente 1.100 m de altitude, morros e colinas alinhadas a NE-SW intercalados por superfícies aplainadas, denominadas por BESERRA NETA (2008) de planícies intermontanas.

Geologicamente a serra está elaborada em rochas sedimentares da Formação Tepequém de idade paleoproterozóica, cujo pacote sedimentar é representado por conglomerado, arenitos, siltitos, argilitos e níveis de rochas piroclástica. O seu substrato é formado por rochas do Grupo Surumu, constituído por riolito, dacito, andesito e rochas piroclástica ácidas (CPRM 2004).

No pacote de sedimentos/solos, que formam as planícies, encontram-se uma sucessão de linhas de pedras, também denominadas de paleopavimentos, visivelmente observadas nos taludes das feições erosivas lineares (voçorocas).

Dessa forma, objetivou-se caracterizar os aspectos morfológicos e mineralógicos dos materiais constituintes das linhas de pedra, a partir das análises granulométricas dos componentes da matriz (areia, silte e argila) e mineralógica por Difração de Raios X (DRX), na busca do entendimento dos processos geradores da dinâmica evolutiva do relevo. Por fim, mapas temáticos demonstram a localização e a distribuição espacial dessas linhas de pedra.

O estudo das linhas de pedra tem grande relevância para o entendimento da dinâmica evolutiva do relevo, pois imprimem na paisagem evidências de paleoclimas que deram origem a atual configuração do relevo.

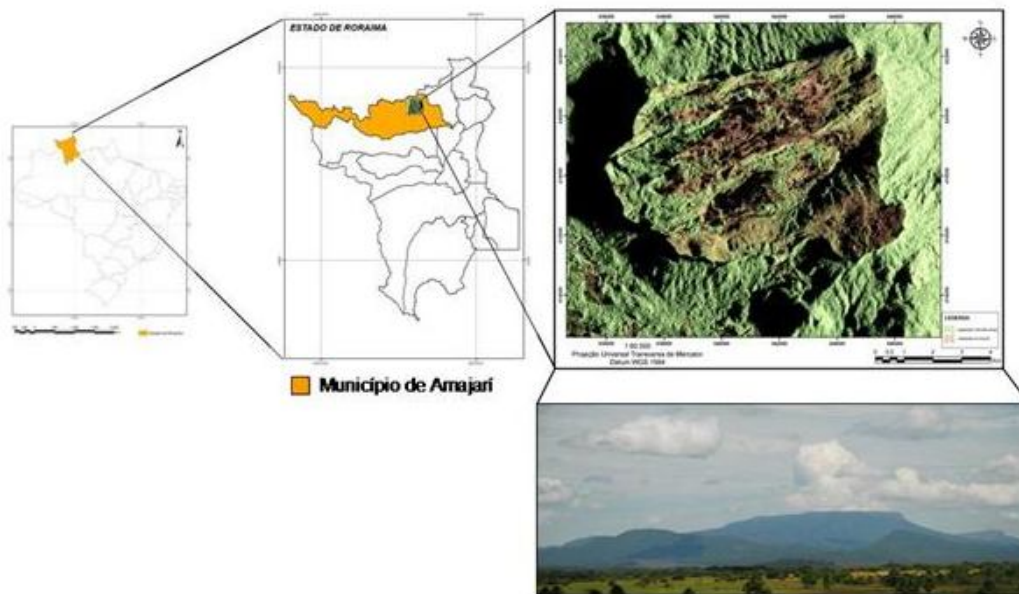


Figura 1: Produto integrado, via IHS, SAR/R999&CCD/CBERS, imagens adquiridas em 2007. Destacando a localização geográfica da serra do Tepequém.

REFERENCIAIS TEÓRICOS METODOLÓGICOS Segundo Hiruma (2007), o termo linha de seixos ou linha de pedras (stone-line) refere-se a um horizonte de fragmentos angulosos a subangulosos, às vezes arredondados, de veio de quartzo, quartzitos, couraças lateríticas, minerais pesados, ou de outros materiais resistentes à alteração química, presente no interior da cobertura pedológica em vastas áreas das zonas intertropicais. Sua distribuição no Brasil abrange uma grande diversidade de paisagem, desde as pradarias e baixos platôs do Rio Grande do Sul até as regiões florestais de Rondônia, Amapá e Roraima.

Dentro do contexto amazônico, as linhas de pedras consistem em um tema bastante discutido, autores como Costa et al. (1997); Hiruma (2007) e Horbe (2005), descrevem linhas de pedra em zonas intertropicais e enfatizam sua importância para o entendimento da gênese do relevo.

Em Roraima mais especificamente na Serra do Tepequém, encontram-se linhas de pedra pontualmente em todas as planícies intermontanas, configurando os paleopavimentos encontrados nas feições erosivas presentes no interior da estrutura da serra.

Indicativos da evolução da paisagem podem ser encontrados nos paleopavimentos marcados por longos períodos secos e curtos períodos úmidos, correspondendo muitas vezes a antigos depósitos de fragmentos grosseiros promovidos pelas oscilações climáticas.

Neste contexto, Hiruma (2007), afirma que, a concentração de fragmentos grossos que compõem uma linha de seixos e seu recobrimento podem ser resultado de um único ou diversos processos, atuantes sob condições ambientais específicas. Em concordância com Ab'Sáber (1968) apud Casseti (2005), descrevem as linhas de pedra (*stone-lines*) como depósitos de vertentes associados à morfogênese mecânica, constituindo sempre “o saldo detrítico mais grosso e pesado que estava em trânsito para os talwegues, e que foram interrompidos em sua marcha, vertente abaixo, pelo retorno das condições climáticas morfogenéticas ou pedológicas relacionadas a uma morfogênese química e biogênica.

Na busca deste entendimento, realizou-se procedimentos metodológicos que envolveram: levantamento bibliográfico e cartográfico de toda temática abordada na pesquisa, bem como, trabalhos de campo e laboratorial.

Os trabalhos de campo foram realizados em taludes (paredes) de cinco voçorocas presentes nas planícies intermontanas. Segundo o método da EMBRAPA (1997), adquiriu-se dados morfométricos das linhas de pedra considerando os seguintes parâmetros: largura, extensão, arranjo, forma, espessura, localização no perfil e tamanho dos fragmentos.

As amostras coletadas referem-se aos fragmentos de rochas (seixos e matriz), visíveis nos taludes das feições erosivas, no total de treze amostras, identificadas e acondicionadas em sacos plásticos, para posterior análise das características físicas e mineralógicas.

Para a identificação e localização dos pontos estudados, foram coletados pontos de controle no terreno (sistema UTM), por meio do auxílio do GPS, bem como, aquisição do registro fotográfico, correspondentes aos taludes.

A etapa seguinte consistiu no processamento de imagens SAR/R999 e CCD/CBERS, as quais serviram de base cartográfica para a elaboração do mapa temático referente à localização e a distribuição espacial das linhas de pedra.

A análise granulométrica dos materiais que formam as linhas de pedras (seixos e matriz) contou com os seguintes etapas, conforme (EMBRAPA 1997): Pesagem de 100g de solos/sedimentos dos materiais que compõem a matriz; desagregação da amostra no equipamento ultra-som, a fim de separar a areia do silte e a argila. Para a separação do silte e a argila, utilizou-se a centrífuga, cujo procedimento teve a duração de dois minutos no intervalo de 1000 rpm. As amostras devidamente separadas foram acondicionadas em Becker, para secagem e posterior pesagem na balança de precisão. Assim realizou-se gráficos de histograma da granulometria dos sedimentos que compõem a matriz das linhas de pedra.

A morfologia dos grãos (o tamanho e o grau de arredondamento dos seixos) seguiram os procedimentos de Folk e Ward (1957). A análise contou com a utilização do equipamento denominado de vídeo microscópio USB e da tabela de textura de grãos (esfericidade, arredondamento e grau de seleção).

Para a determinação da composição mineralógica dos materiais formadores das linhas de pedra (seixos e matriz), foram realizados os procedimentos de preparação das amostras, a fim de serem identificadas pelo equipamento de Difração de Raios-X (DRX), modelo LabX – XRD – 6000 Shimadzu, com varredura no intervalo de 5° a 70° 2 θ , em um total de quarenta minutos.

Os processamentos das imagens e as análises granulométricas foram executados nos laboratórios de Processamento de Imagens Digitais e de Sedimentologia do Núcleo de Pesquisas Energéticas (NUPENERG) respectivamente. As análises mineralógicas foram executadas no Laboratório de Difratometria de Raio de X, ambos pertencentes à Universidade Federal de Roraima.

RESULTADOS E CONCLUSÕES No geral, as linhas de pedra estão distribuídas pontualmente por todas as planícies intermontanas presentes no interior da estrutura da serra, e são freqüentes nos taludes das voçorocas em vários níveis contendo até mais de três paleopavimentos. Geralmente, as linhas de pedra encontram-se horizontalizadas à subhorizontalizadas próximas à superfície do terreno, com espessuras variando de 1 a 20 cm.

Quanto a morfologia dos grânulos e dos seixos que compõem as linhas de pedras foram identificados em sua maioria grãos subangulosos a subarredondados, envoltos sob matriz arenosa, com fragmentos de tamanho variando entre 0,2 a 6,2 cm de diâmetro, seguindo a escola de Wentorth. Parte destes fragmentos apresenta baixa a moderada esfericidade e pobreza de seleção, evidenciam fonte próxima e transporte sob alta energia. Conforme a granulometria dos sedimentos que formam a matriz, predomina a textura arenosa (75%), seguido de silte (13,51%) e argila (11,14%).

Os grânulos e os seixos, em grande porção, apresentam coloração esbranquiçada e marron-avermelhada, por serem constituídos principalmente de quartzo leitoso e fragmentos lateríticos. A mineralogia é representada por quartzo, predominantes nos materiais que compõem as linhas de pedra (seixo e matriz) além da presença de caulinita e muscovita na matriz, demonstrando a natureza sedimentar da serra. Os fragmentos de crostas lateríticas ferro-aluminosas são compostos de gibbsita, goethita e hematita. Os fragmentos lateríticos estão intercalados entre a rocha alterada (saprólito) e o material coluvial (transportado de morros e colinas) (figura 2).

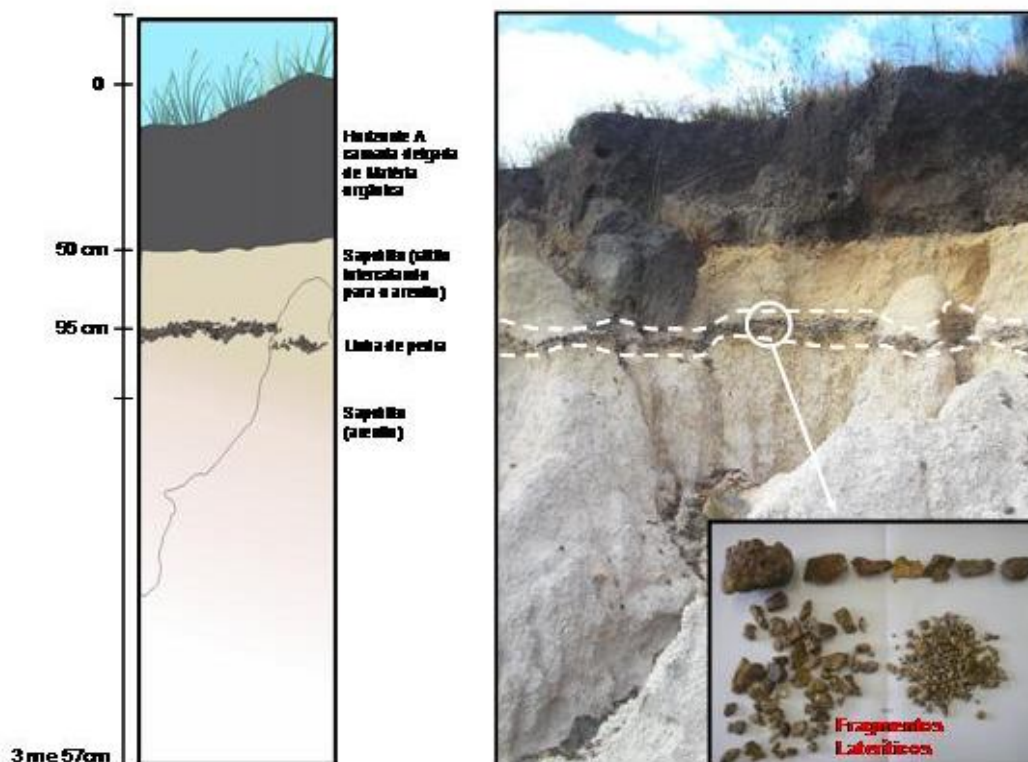


Figura 2: Fragmentos lateríticos localizados na voçoroca do Barata (Serra do Tepequém-RR).

Referências bibliográficas

- Beserra Neta, L. C.; **Análise Evolutiva da paisagem da serra do Tepequém- Roraima e o impacto da atividade antrópica**. Belém, 2008.190f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará.
- Cassetti, Valter. Geomorfologia. [S.l.]: [2005]. Disponível em: < <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 06/07/2010.
- Costa, M. L.; Horbe, A. M. C.; Morais, E. L. **Laterização imatura sobreposta a lateritos maduros em mãe do rio – Pará**. IN: Costa, M. L.; Angélica, R. S. Contribuições a geologia da amazônia. Belém, v.1, p. 339 – 357,1997.
- CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL 2004. Manaus (AM): Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. NA.20 e NB.20. Manaus, Mapa Geológico, escala 1:1.000.000.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análise de solos**. 2.ed., Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1997. 212 p.
- Folk, R. L.; Ward, W. C. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, n.27, p.3-27. 1957.
- Hiruma, S. T. Revisão dos conhecimentos sobre o significado das linhas de seixos. **Revista do Instituto Geológico**. São Paulo. p.53-64, 2007.
- Horbe, A. M. C.; Horbe, M. A.; Linhas de pedra na região nordeste do Amazonas. IN: Horbe, A. M. C.; Souza, S. V. **Contribuição à geologia da Amazônia**. Manaus, v. 4, p. 221 – 229, 2005.

Análise morfotectônica da região entre Tefé e Coari, Amazonas

Maria Rosária do Carmo & Clauzionor Lima da Silva

Universidade Federal do Amazonas. rosariacarmo@ufam.edu.br

Resumo A partir da análise morfoestrutural integrada às informações de produtos de sensores remotos, da geologia e da geomorfologia da região entre as cidades de Tefé e Coari, às margens do rio Solimões no estado do Amazonas, foi definida a estruturação neotectônica e sua influência na elaboração das formas de relevo e da rede de drenagem da área estudada. A caracterização das unidades geológicas, comparando-as com o sistema de drenagem e o sistema de relevo, a partir da análise em imagens de satélites (Landsat7 ETM+, e SRTM), nas quais foram descritas e evidenciadas as unidades aflorantes na região, contribuiu para o entendimento dos processos que controlam a evolução neotectônica da região estudada. O sistema de falhas normais NW-SE com mergulho para nordeste e sudoeste e, o sistema de falhas transcorrentes com direção preferencial ENE- WSW. A rede de drenagem evidencia uma compartimentação do relevo em sistemas de planícies, ligados à dinâmica fluvial atual.

Palavras-chave: Morfoestrutura, Neotectônica, rio Solimões

INTRODUÇÃO A partir da análise morfoestrutural e morfotectônica integrada aos dados obtidos com sensores remotos orbitais de alta qualidade é possível estabelecer a estruturação neotectônica e sua influência na elaboração das formas de relevo e da rede de drenagem da região. No contexto abordado, o estudo acerca da análise morfotectônica do trecho que compreende a região entre os municípios de Tefé e Coari (Figura 01), às margens do rio Solimões, pretende contribuir para o entendimento da dinâmica fluvial naquele setor. Especialmente devido ao fato dessa região ser um polo de interesse econômico devido à exploração e transporte de hidrocarbonetos vinculados à Bacia do Solimões. Estudos como este se justificam pelo fato de permitir o conhecimento da dinâmica fluvial e da formação da paisagem, cujos estudos servirão para análise futuras no ponto de vista ambiental.

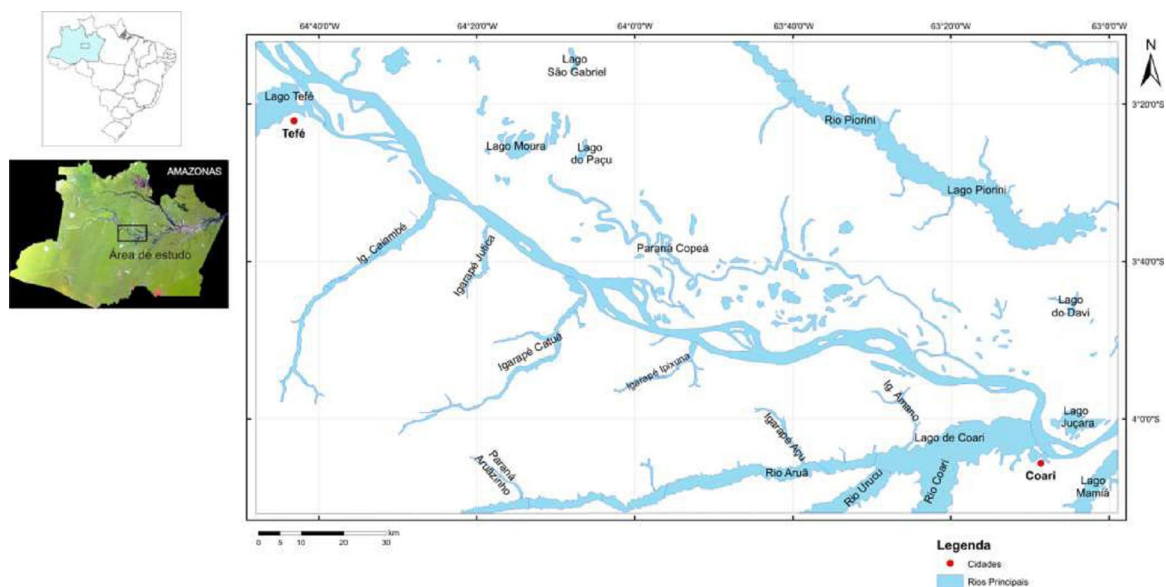


Figura 01 - Mapa de localização da área de estudo na porção da Amazônia Ocidental.

MATERIAL E MÉTODOS Análise em imagens de satélite, identificação e caracterização de elementos geomorfológicos na paisagem indicativos de deformações tectônicas recentes. Identificação de tipos morfológicos e de lineamentos de relevo: a identificação das unidades de relevo é realizada nos modelos SRTM, A elaboração do mapa de drenagem foi obtida a partir da extração automática tomando-se por base dados SRTM com a resolução de 90m. Por fim, os dados e as informações obtidas através das análises em imagens de satélite, modelos SRTM e os diversos mapas temáticos

gerados foram integradas em programas de sistemas de informações georeferenciadas – SIG para confecção do mapa geológico/estrutural e da compartimentação morfotectônica da região de estudo.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Caracterização das unidades geológicas - A partir da análise em imagens LANDSAT e dos modelos SRTM foi possível individualizar diversas unidades geológicas de acordo com as suas propriedades e características fotointerpretativas. Essas unidades foram correlacionadas às existentes no mapa geológico regional de (Bizzi *et al.* 2001), para essa região da Amazônia Ocidental, seus contatos re-interpretados e adaptado à escala do mapa pretendido. De acordo com o citado mapa geológico regional, apenas duas unidades são ocorrentes nessa área, compreendendo a Formação Içá e os depósitos quaternários associados à planície do rio Solimões, representados por um único polígono que não diferencia os diferentes tipos de depósitos. Nesse caso, envolvem os depósitos quaternários do complexo sistema fluvial, que inclui uma série de depósitos, tais como: os diques marginais, os depósitos de canais e de barras de meandros, as barras ativas, os depósitos de planície de inundação, os depósitos de rompimento de dique, os terraços aluviais, os depósitos em meandros abandonados e os depósitos em lagos, os quais foram cartografados por (Mauro *et al.* 1978), Iriondo (1982) e Latrubesse & Franzinelli (2002). A contribuição deste trabalho consiste na diferenciação desses diferentes depósitos ao longo da calha desse rio, nos moldes do representado por Ribeiro (2008) e (Ribeiro *et al.* 2009) para o trecho do rio Solimões entre as cidades de Coari até Anamá. Portanto, a individualização das unidades, principalmente na planície do rio Solimões, obedeceu a aspectos interpretativos obtidos com o auxílio das imagens analisadas, compreendendo a Formação Içá, os Depósitos de Aluviões Flúvio-Lacustres, os Terraços Holocênicos, os Depósitos em barras aluviais recentes e os Depósitos de Aluviões Recentes.

Análise da rede de drenagem - A análise do sistema de drenagem foi realizada visando a determinação dos padrões, identificação de feições anômalas, caracterização das bacias e sub-bacias de drenagem, determinação de feições alinhadas na drenagem, análise estatística dos lineamentos e análise morfoestrutural. Seguindo a classificação do padrão de drenagem de Howard (1967), as drenagens da região estudada mostram um padrão do tipo dendrítico modificado para o tipo subdendrítico. Tal classificação está em consonância com a pesquisa de Bezerra (2003) e (Silva *et al.* 2003) que apontam para um sistema subdendrítico em que a superfície plana na área do Planalto da Amazônia Ocidental justifica tal caracterização. Entretanto, observam-se certos condicionantes físicos que promovem uma padronagem particular na drenagem dessa área. Em ambas as margens do rio Solimões observam-se canais de primeira a terceira ordem orientados em uma dada direção. Quanto a classificação genética da drenagem os poucos estudos que abordam essa temática dificultam a análise. Considerando que os sedimentos da Formação Içá ou Solimões fluíram de oeste para leste, pode-se destacar que todos os rios dessa região não podem ser classificados como consequentes, mas sendo rios subseqüentes os quais provavelmente são adaptados à estruturação de falhas e fraturas existentes. Os principais tipos de anomalias verificadas na rede de drenagem são o paralelismo dos canais principais, os encurvamentos anômalos nos segmentos de primeira ordem, a presença de lagos, meandros, capturas e confluências de drenagem.

Análise do relevo - A Planície Amazônica representa planícies e terraços fluviais e flúvio-lacustres elaborados em sedimentos aluviais recentes e correspondem às várzeas permanentemente alagadas e/ou inundáveis nas cheias anuais, de acordo com Bezerra (2003), que define a disposição dessa unidade de relevo principalmente nas margens do rio Solimões e margens dos rios da porção sul e sudeste da área estudada. (Costa *et al.* 1978) caracterizou esta unidade por possuir uma colmatagem atual e ativa, onde se destacam lagos, furos, paranás e depósitos lineares recentes. O perfil topográfico (Figura 02 - Perfil A) na direção NW-SE mostra uma situação que configura a morfologia em falésias fluviais ou margens escarpadas, muito citado na literatura por (Costa *et al.* 1976), (Mauro *et al.* 1978) e Iriondo (1982). Na margem esquerda do rio Solimões os interflúvios tabulares apresentam topo plano e pouca dissecação com baixa densidade de drenagem e fraco aprofundamento mostrado no perfil topográfico (Figura 02 - Perfil B) SW-NE. O Perfil C (Figura 02), que secciona o rio Solimões, mostra um desnível topográfico significativo entre as margens esquerda e direita desse rio, destacando a diferença entre a área de terra-firme e a várzea. A margem direita, caracterizada pela Formação Içá, com relevo mais dissecado que a outra margem possui cotas topográficas que alcançam 90m, configurando zonas escarpadas nas margens do rio Solimões. Na margem esquerda o perfil mostra

menor dissecação do relevo com cotas topográficas não ultrapassando 40m na região da Planície Amazônica. Tal perfil mostra o caimento da margem esquerda do rio Solimões de nordeste para sudoeste, enquanto que na margem direita o caimento é pouco significativo de sudoeste para nordeste, evidenciando a grande escarpa de falha na margem do rio.

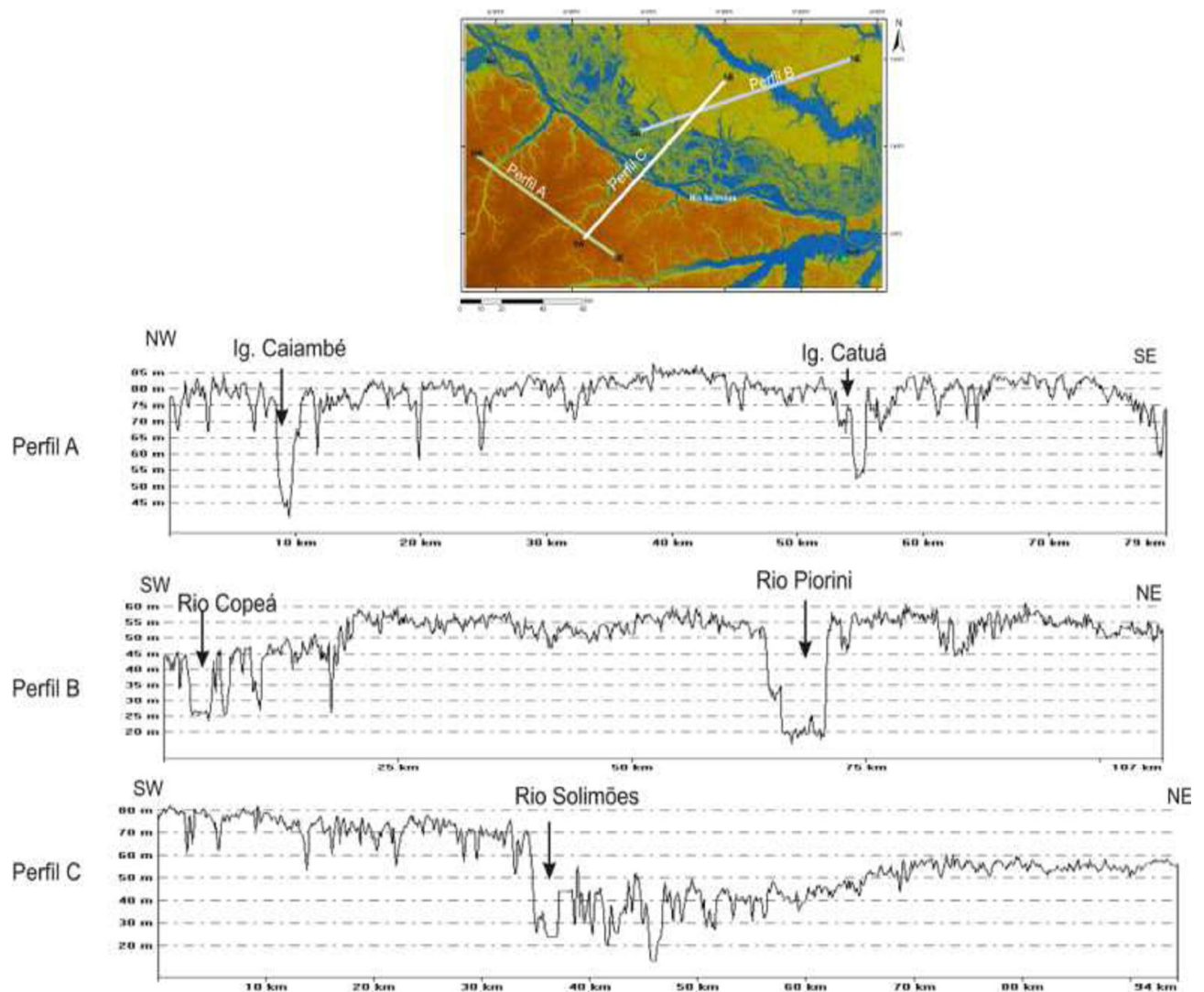


Figura 02 - Perfil topográfico NW-SE na margem direita do rio Solimões (Perfil A), SW-NE na margem esquerda (Perfil B) e outro seccionando o rio Solimões (Perfil C).

Análise morfotectônica - As análises na drenagem e no relevo da região proporcionaram a confecção de um mapa morfotectônico para área (Figura 03), permitindo a identificação de dois compartimentos morfotectônicos: um na margem direita do rio Solimões e outro na margem esquerda. Os lineamentos representam tanto feições lineares no relevo quanto na drenagem. Isso representa provavelmente que tais lineamentos são existentes e podem ser considerados como importantes elementos morfoestruturais.

O compartimento da margem direita do rio Solimões compreendido entre os rios Tefé e Coari e corresponde a unidade de relevo Depressão Purus-Juruá, desenvolvido sobre os sedimentos da Formação Içá, incluindo as planícies fluviais dos afluentes dessa margem do rio Solimões, que abrange as bacias do lago de Tefé, Caiambé, Jutica, Catuá, Ipixuna e Aruã. O relevo nessa área possui um grande lineamento com direção NE-SW, entre os rios Caiambé e Catuá, chegando à cabeceira do igarapé Jutica. Já a margem esquerda, denominado por Bezerra (2003) de *Compartimento Transtensivo Rio Negro-Rio Solimões*, abrange os interflúvios tabulares que constituem os sistemas de

relevo entre os rios Solimões e Piorini, incluindo a Planície Amazônica e a Depressão Solimões-Unini. As unidades geológicas em destaque na região são: Formação Içá e aluviões flúvio-lacustres. Neste domínio extensional estão as imensas áreas inundáveis (planície fluvial e flúvio-lacustre) do rio Solimões, que configuram lineamentos na direção N-S. Os processos erosivos nas margens do rio Solimões ao longo das falhas, provavelmente causaram a migração do curso do rio para sudoeste no trecho entre o lago de Tefé e o igarapé Ipixuna e para sul no trecho entre o igarapé Ipixuna e o lago de Coari.

CONCLUSÃO A partir da análise dessas imagens, foi possível caracterizar a drenagem da região, segundo sua forma, padrão, grau de assimetria, densidade de drenagem e individualizar as principais sub-bacias da área estudada. O quadro morfotectônico da região permitiu a identificação de um compartimento na margem direita do rio Solimões composto por uma superfície da ordem de 90 metros suavemente inclinada para nordeste, onde desenvolve-se uma drenagem subdendrítica orientada por lineamentos NE-SW com parte do relevo pouco dissecado e, outro compartimento na margem esquerda, onde o relevo possui cotas mais baixas, na ordem de 40m, na unidade flúvio-lacustre, cuja dissecação é oriunda do basculamento tectônico ocorrido ao longo da zona de falha no rio Solimões. Diante desse quadro foi possível identificar que as falhas normais de direção NW-SE são as mais antigas na região e que condicionam o trecho do rio Solimões em sua maior parte na área estudada. A maioria dos afluentes da margem direita do rio Solimões, como o rio Tefé, Caiambé, Jutica, Catuá e Ipixuna, é ajustada por falhas transcorrentes com direção NE-SW. A mudança do leito do rio Solimões ocorreu devido à falha transcorrente N-S, que possivelmente é posterior às falhas de direção NW-SE e E-W, promovendo a captura do rio Solimões para sul, em um trecho em que o canal principal abandona sua planície antiga, a qual descreve uma curvatura para norte.

Referências Bibliográficas

- Bezerra P. E. 2003. Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro. Tese Doutorado, Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 185p.
- Bizzi L., Schobbenhaus C., Gonçalves J. H., Baars F. J., Delgado I. M. O., Abram M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos J.O.S. 2001. Mapa geológico do Brasil. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: sistemas de informações geográficas - SIG, CPRM, Brasília.
- Iriondo M. H. 1982 Geomorfologia da planície Amazônica. *In*: Simpósio do Quaternário no Brasil, 4., Atas, Rio de Janeiro. : SBG/SE, p. 323-48.
- Latrubesse E.; Franzinelli E. 2002. The holocene alluvial plain of the middle Amazon river. *Geomorphology*, v. **44**: 241-57.
- Mauro C. A., Nunes B. T. A., Franco M. S. M. 1978. Geomorfologia da Folha SB.20-Purus. (MME/DNPM, Ed.) BRASIL, 17, p554.
- Ribeiro O. L. 2009. Análise morfotectônica do rio Solimões na região de Coari, Estado do Amazonas. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Amazonas, Geociências, Manaus, 104p.
- Ribeiro O. L., Silva C. L., Morales N., Miranda F. P., Almeida Filho R., Beisl, C. H., Filizolla Filho N. P. 2009. Controle tectônico na planície do rio Solimões, região de Coari (AM), a partir de análise em imagens ópticas e dados SRTM. Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (pp. 3301-3309.). São José dos Campos: SBG.
- Silva C. L., Horbe M. A., Horbe A. M. C., Morales N., Costa S. S., Rueda J. R. J., Borges M. S., Motta M., Silva Junior, J. B.; Aragao A. 2003. Bacias Quaternárias ao longo do Rio Solimões - Amazonas. Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus.



Realização



Patrocínio



Apoio



