



NÚCLEO  
NORTE

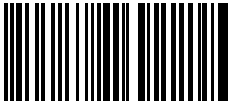


ANAI S

*RECURSOS MINERAIS DA AMAZÔNIA E  
SUAS IMPLICAÇÕES SOCIOECONÔMICAS*

27 DE SETEMBRO A 1º DE OUTUBRO DE 2015 | MARABÁ-PA

ISBN 978-85-88692-10-7



9 788588 692107

## ÍNDICE

### GEOLOGIA SEDIMENTAR

#### PALEOPROTEROZOIC INTERMEDIATE-FELSIC-SEDIMENTARY VOLCANICLASTIC ROCKS: THE ~ 1.99-1.85 GA SOUTHERN AMAZON CRATON

*Matteo Roverato, Caetano Juliani, Jeovaci Martins da Rocha Junior, Carlos Marcelo Dias Fernandes* ..... 12

#### EVIDÊNCIAS DE GLACIAÇÃO PLEISTOCÊNICA NA AMAZÔNIA BRASILEIRA

*Riker, S.R.L; Lima, F.J.C; Motta, M.B*..... 15

#### AS LATERITAS TERCIO-CRETÁCEAS DA ILHA DO MARANHÃO: OCORRÊNCIAS E EXPLORAÇÃO

*Ediléa Dutra Pereira; Silvia Helena de Souza Arcanjo; Hugo Fernando Rodrigues Castro* ..... 19

#### ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA PORÇÃO NOROESTE DA BACIA DO SOLIMÕES COM BASE EM FUROS DE SONDAJENS

*Stéfano de Mello Antonaccio Santos, Emilio Alberto Amaral Soares* ..... 23

#### GÊNESE E EVOLUÇÃO DE MESOCAVIDADES E FEIÇÕES BOTRIOIDAIAS NO TESTEMUNHO DE SONDAJEM N4WS-1495, FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS, SERRA NORTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PA

*Fernando Rodrigues Rios & Antônio Emídio Araújo Santos Júnior* ..... 27

#### PETROGRAFIA E ANÁLISE DE “FEIÇÕES BOTRIOIDAIAS” DO TESTEMUNHO DE SONDAJEM N4WS 1495, DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PA)

*Renato da Silva QUEIROZ ; Antônio Emídio de Araújo SANTOS JÚNIOR* ..... 32

#### PERFILAGEM GEOFÍSICA – MÉTODO RAIOS GAMA APLICADO EM POÇOS PETROLÍFEROS NA BACIA DO SOLIMÕES

*Cruz, J.P; Santos, D.O; Máximo, M.S* ..... 37

#### COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA E CLASSIFICAÇÃO MORFO-TEXTURAL DE SEDIMENTOS DA PRAIA DO JACARÉ, SANTARÉM-PA

*Cristiane P. Pedroso, Anderson C.Mendes, Livaldo Santos* ..... 41

#### CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA DE AMOSTRAS DE ROCHAS DA FORMAÇÃO PIMENTA BUENO, REGIÃO DE PIMENTA BUENO - RONDÔNIA

*Jéssica Melanya Sisti de Paiva, Danielli Miranda Marino, Gislaine Amorés Battilani, Rúbia Ribeiro Viana* ..... 45

#### DESCRIÇÕES FACIOLÓGICAS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO NA MARGEM DIREITA DO RIO TAPAJÓS, SANTARÉM-PA

*Eduardo Francisco da Silva, Fábio Góis da Mota, Arthur Iven Tavares Fonseca, Fábio Ferreira Dourado, Anderson Conceição Mendes* ..... 48

#### MINERAIS PESADOS DO PERFIL LATERITO-BAUXÍTICO DE RONDON DO PARÁ E SUA RELAÇÃO COM O GRUPO ITAPECURU

*Heliana M. Pantoja, Marcondes L. da Costa, e Hélcio J. dos Prazeres J* ..... 52

#### FORMAÇÃO SERRA DO TUCANO NO SUDOESTE DA BACIA DO TACUTU: CONSIDERAÇÕES SOBRE SEU AMBIENTE DEPOSICIONAL

*Fábio Luiz Wankler; Rômulo Silva Veloso* ..... 56

#### CONSIDERAÇÕES A RESPEITO DA GÊNESE DAS CAVERNAS SB-0065 E SB-0070 EM SERRA DA BOCAINA, CANAÃ DOS CARAJÁS-PA

*Airton Barata da Silva, Rafael dos Santos Scherer & Iuri Brandi* ..... 60

#### TRAÇOS FÓSSEIS DA FORMAÇÃO PITINGA, RIO TAPAJÓS-PA

*Meireanny A. Gonçalves, Joelson L. Soares, Hudson P. Santos, Raiza Renne L. dos Santos, Alexandre R. Cardoso* ..... 64

#### CLASSIFICAÇÃO SEMIQUANTITATIVA DE ICNOFÁBRICA DA FORMAÇÃO PIRABAS NA PORÇÃO NORDESTE DO PARÁ

*Ailton S. Brito1 & Joelson L. Soares* ..... 69

#### AValiação DA POROSIDADE E MICROFÁCIES DE ROCHAS CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO PIRABAS, REGIÃO DE PRIMAVERA, NE DO ESTADO DO PARÁ

*Fernando Andrade de Oliveira, Joelson Lima Soares, Isabella de Fátima Santos de Miranda* ..... 73

#### DEFINIÇÃO DE NOVOS LIMITES GEOLÓGICOS NA PORÇÃO OCIDENTAL DA FOLHA MARABÁ A PARTIR DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO INTEGRAD

*Denise Oliveira Souza, Antonio Emídio Santos Júnior, Jeovaci Martins da Rocha Júnior* ..... 77

## GEODINÂMICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL

CARACTERÍSTICAS DA SUBDUCÇÃO, PALEOCLIMA E EVENTOS EROSIVOS PALEOPROTEROZOICOS (2,1 - 1,88 GA) E SEUS EFEITOS NA ESTRUTURAÇÃO DA PARTE SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Caetano Juliani, Carlos Marcello Dias Fernandes; Lena Virginia Soares Monteiro</i> .....	81
EXTENSION OF THE TAPAJÓS DOMAINS TO THE ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE: EVIDENCE FROM U-PB SHRIMP AGES OF THE NHANDU INTRUSIVE SUITE AT 1962 AND 1967 MA <i>Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros, Antônio João Paes de Barros, João Orestes Schneider Santos, Mara Luiza Barros Pita Rocha</i> .....	86
SUÍTE RIO DO SANGUE, NORTE DO MATO GROSSO: UMA ASSOCIAÇÃO AMCG DE IDADE MESOPROTEROZOICA <i>Ana Cláudia Dantas da Costa, Carlos Humberto da Silva, Jayme Alfredo Dexheimer Leite</i> .....	89
DATAÇÃO DE TITANITA USANDO A RELAÇÃO $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ : CASO DO GNAISSE GAVIÃO, PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA <i>João Orestes Schneider Santos, Márcia Aparecida Barros, Antônio João Paes de Barros, Neal McNaughton</i> .....	92
INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS DO COMPLEXO ALCALINO APIAÚ, PRÓXIMO A REGIÃO DE CAMPOS NOVOS - RORAIMA <i>Raisa Fagundes de Figueiredo; Ticiano José Saraiva dos Santos</i> .....	96
LU-HF EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS NO LABORATÓRIO PARÁ-ISO/UFGA: METODOLOGIA E EXEMPLO DE APLICAÇÃO <i>João Marinho Milhomem Neto, Jean Michel Lafon, Marco Antonio Galarza</i> .....	100
GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE PLÚTONS GRANÍTICOS ISOTRÓPICOS DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS (PA), PROVÍNCIA CARAJÁS <i>Jully M. Lopes Afonso, Davis Carvalho de Oliveira</i> .....	104
PETROGRAFIA PRELIMINAR DOS PARAGNAISSES DO COMPLEXO METAMÓRFICO CHIQUITANIA-REGIÃO DA VILA PICADA-MT <i>Caroline Souza Reis; João Batista Matos; Amarildo Salina Ruiz</i> .....	107
INFLUÊNCIA TECTÔNICA DO LINEAMENTO TRANSBRASILIANO NAS BACIAS DO PARNAÍBA E DAS ALPERCATAS, REGIÃO DE BALSAS-CAROLINA <i>Mário Ivan Cardoso de Lima; Pedro Edson Leal Bezerra; Camila Farias Cardoso; Jéssica Sousa Alves</i> .....	110
DERRAMES KOMATIÍTICOS DO GREENSTONE BELT A SUL DA SERRA SUL, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ, BRASIL <i>Caroline Souza Reis; João Batista Matos; Amarildo Salina Ruiz</i> .....	114
ZONEAMENTO ESTRUTURAL DAS ROCHAS DO DEPÓSITO DE CACHOEIRA DO PIRIÁ, NORDESTE DO PARÁ <i>Rômulo Pinto Amaral, Reinaldo Fontoura de Melo Júnior, Roberto Vizeu Lima Pinheiro, Iara Maria dos Santos e Livia Beatriz Oliveira Ferreira</i> .....	118
ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS DO DEPÓSITO CACHOEIRA DO PIRIÁ - PARÁ <i>Reinaldo Fontoura de Melo Junior, Rômulo Pinto Amaral, Roberto Vizeu Lima Pinheiro e Iara Maria dos Santos, Livia Beatriz Oliveira Ferreira</i> .....	122
GEOLOGIA E ANÁLISE DEFORMACIONAL PRELIMINAR DO COMPLEXO PORTO MURTINHO, NA REGIÃO DO ENTROCAMENTO SETE PLACAS, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Bruna Coldebella, Isaac Siles Malta, Amarildo Salina Ruiz, Débora Almeida Faria</i> .....	126
GRANULITOS MÁFICOS ASSOCIADOS A ROCHAS DO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOÍCO DO TERRENO JAURU- SW DO CRATON AMAZÔNICO <i>Bárbara Nanda Tomaz Ferreira; Carlos Humberto da Silva; Ana Cláudia Dantas da Costa</i> .....	129
PETROGRAFIA E TIPOLOGIA DE ZIRCÕES DO GRANITO CERRO LEON DA FAIXA SUNSÁS - ORIENTE BOLIVIANO <i>Fabiele Dalmaso Spode, Amarildo Salina Ruiz, Cinthya de Deus Souza, Ramiro Matos Salinas, João Batista Matos, Maria Zélia Aguiar de Souza, Davi Brustolin Sperandio, Rafael Duarte Modesto, Kamila Gomes Fernandes, Iara Sena Rocha, Maurício Brito de Sousa</i> .....	133
ANÁLISE PRELIMINAR, TRATAMENTO DOS LINEAMENTOS INTERPRETADOS E ASPECTOS ESTRUTURAIIS DO GRANITO LAJINHA, NOROESTE DE BARRA DO GARÇAS- MT <i>Victor Hugo Guedes Silva Francisco Abel Pompeu de Campos, Endel Muller Dalat de Sousa, Amarildo Salina Ruiz</i> .....	137
GEOLOGIA E DEFORMAÇÃO DA ZONA DE CISALHAMENTO ARAGUAIA <i>Sousa, E.M.D.de.; Ruiz, A.S.; Vidotti, R.M.</i> .....	140

<b>MAPEAMENTO GEOLÓGICO UTILIZANDO DADOS GAMAESPECTOMÉTRICA DO EMBASAMENTO DO TERRENO JAURU</b> <i>Frankie James Serrano Fachetti1, Francisco Abel Pompeu de Campos, Ana Cláudia Dantas da Costa e Carlos Humberto da Silva</i> .....	145
<b>PETROGRAFIA E MORFOLOGIA DE ZIRCÕES DOS GRANITOS COLMENA E SAN RAMÓN, ORIENTE BOLÍVIANO</b> <i>Davi Brustolin Sperandio, Amarildo Salina Ruiz3,5,6, Ramiro Matos, Maria Zélia Aguiar de Sousa, Cinthya de Deus Souza, Fabiele Dalmaso Spode, Iara Sena Rocha, Kamila Gomes Fernandes, Mauricio Brito de Sousa, Rafael Duarte Modesto</i> .....	148
<b>PETROGRAFIA E TIPOLOGIA DE ZIRCÕES DO GRANITO TAPERITAS NA REGIÃO DE SAN JOSÉ DE CHIQUITOS - LESTE BOLIVIANO</b> <i>Iara Sena Rocha1,3,4,5; Amarildo Salina Ruiz; Rafael Duarte Modesto; Kamila Gomes Fernandes; Cinthya de Deus Souza; Davi Brustolin Sperandio; Fabiele Dalmaso Spode3,4,5; Mauricio Brito de Sousa</i> .....	152
<b>CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTUDO MORFOLÓGICO DOS ZIRCÕES DO GRANITO NÔMOCA, REGIÃO DE SÃO JOSÉ DE CHIQUITOS, DEPARTAMENTO DE SANTA CRUZ, BOLÍVIA</b> <i>Rafael Duarte Modesto; Amarildo Salina Ruiz; Kamila Gomes Fernandes; Davi Brustolin Sperandio; Iara Sena Rocha; Fabiele Dalmaso Spode; Mauricio Britode Sousa</i> .....	156
<b>PETROLOGIA ÍGNEA E METAMÓRFICA</b>	
<b>CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DAS ROCHAS METAMÁFICAS-METAULTRAMÁFICAS, DA REGIÃO DE XINGUARA, SUDESTE DO PARÁ, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS</b> <i>Sousa, S.D, Monteiro, L.V.S., Oliveira, D.C, Delinardo, M.A.S, Juliani, C. Instituto de Geociências - USP, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia</i> .....	160
<b>RIO MARIA GRANODIORITE AND ASSOCIATED ROCKS OF OURILÂNDIA DO NORTE, CARAJÁS PROVINCE: GEOLOGY AND PETROLOGICAL AFFINITIES</b> <i>Maria Nattânia Sampaio dos Santos, Davis Carvalho de Oliveira</i> .....	164
<b>BIMODAL MAGMATISM OF THE TUCUMÃ AREA, CARAJÁS PROVINCE: U-PB GEOCHRONOLOGY, CLASSIFICATION AND PROCESSES</b> <i>Fernando Fernandes da Silva, Davis Carvalho de Oliveira, Paul Y.J Antonio, Manoel S. D'AgrellaFilho, Claudio Nery Lamarão</i> .....	168
<b>GEOCRONOLOGIA E ASPECTOS ESTRUTURAIS DOS SANUKITOIDES MESOARQUEANOS DA ÁREA DE ÁGUA AZUL DO NORTE: IMPLICAÇÕES PARA A HISTÓRIA EVOLUTIVA DA PORÇÃO SUL DO DOMÍNIO CARAJÁS</b> <i>Eleilson Oliveira Gabriel, Davis Carvalho de Oliveira, Marco Antonio Galarza e Marcela Silva Santos</i> .....	172
<b>CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL E DA ALTERAÇÃO HIDROTÉRMICA DOS GRANITOIDES ARQUEANOS PRÓXIMOS DE VILA PLANALTO, MUNICÍPIO DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS</b> <i>Caio José Soares Mesquita, Gilmar Regina Lima Feio</i> .....	177
<b>ASPECTOS PETROLÓGICOS E GEOQUÍMICO DO GNAISSE TRIUNFO, EVIDÊNCIAS DE UM ARCO MAGMÁTICO NO TERRENO PARAGUÁ, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO</b> <i>Débora Almeida Faria; Moacir José Buenano Macambira; Amarildo Salina Ruiz, Maria Zélia Aguiar de Sousa; João Batista Matos; Newton Diego Couto do Nascimento</i> .....	181
<b>IDADE DAS ROCHAS DO EMBASAMENTO DO TERRENO JAURU, NO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO</b> <i>Flávia Regina Pereira Santos; Carlos Humberto da Silva; Ana Claudia D. Costa</i> .....	185
<b>CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO NO COMPLEXO COLORADO ATRAVÉS DE FEIÇÕES DE CAMPO E PETROGRAFIA MICROSCÓPICA</b> <i>Luciano Castro da Silva, Dalton Rosemberg Valentim da Silva, Caio Gurgel de Medeiros, Cassiano Costa e Castro, Jordan dos Santos Feijó</i> .....	189
<b>PETROLOGIA MAGNÉTICA E QUÍMICA MINERAL DOS GRANITOIDES SÓDICOS DA SUÍTE PEDRA BRANCA DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS</b> <i>João Paulo Silva Alves, Gilmar Regina Lima Feio</i> .....	193
<b>GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS GRANITOIDES DA REGIÃO DE SANTANINHA, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO</b> <i>Luisa Gomes Braga, Ronaldo Pierosan, Brunno Bollella, João Tarelou Neto, Diogo Isamu de Almeida Okuno</i> .....	196
<b>CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE GRANADA-GNAISSE E GRANULITOS MAFICOS DA ÁREA DE CRUZEIRO DO SUL, DOMÍNIO BACAJÁ, PROVÍNCIA TRANSAMAZONAS</b> <i>Anderlone Antônio Simoa Ribeiro Gilmar Regina Lima Feio</i> .....	200
<b>CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS CHARNOQUITOS DA PORÇÃO CENTRO-SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE NOVA MONTE VERDE, NORTE DO ESTADO DE MATO GROSSO</b> <i>Sergio Raffael Silva Iocca, Henrique de Oliveira Ramos, Alessandra Santana Corrêa; Carlos Humberto da Silva, Ana Cláudia Dantas da Costa</i> .....	204

REDEFINIÇÃO GEOLÓGICA, PETROGRÁFICA E O ESTUDO DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA EM ROCHAS DO COMPLEXO CAJAZEIRAS E GRANULITO NOVOLÂNDIA, VILA CRUZEIRO DO SUL, PORÇÃO ORIENTAL DO DOMÍNIO BACAJÁ <i>Ricardo Lima Figueira, José de Arimatéia de Costa de Almeida</i> .....	208
PETROGRAFIA DO GRANITO SÃO PEDRO, PROVÍNCIA RIO NEGRO – JURUENA, NORTE DO ESTADO DE MATO GROSSO <i>Henrique de Oliveira Ramos; Carlos Humberto da Silva; Ana Cláudia Dantas da Costa; Sergio Raffael da Silva Iocca</i> .....	212
PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DE GRANITOS E SIENITOS DO MACIÇO ALTO PARAÍSO, RONDÔNIA: RESULTADOS PRELIMINARES <i>Washington Barbosa Leite Júnior, Bruno Leonelo Payolla, Carlos Augusto Tavares Dias, Jorge Silva Bettencourt</i> .....	216
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DO GRANITO INDIAVAÍ, SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Danielle Cristine da Silva, Carlos Humberto da Silva, Ana Cláudia Dantas da Costa</i> .....	220
PETROGRAFIA E TIPOLOGIA DE ZIRCÕES DO COMPLEXO GNÁISSICO CHIQUITANIA NA REGIÃO DE DON MARIO - ORIENTE BOLIVIANO <i>Maurício Brito de Sousa; Amarildo Salina Ruiz; Fabiele Dalmaso Spode; Kamila Fernandes; Rafael Duarte Modesto; Iara Sena Rocha; Meice Mendes; Davi Brustolin Sperandio</i> .....	224
PETROGRAFIA VULCANO-PLUTONISMO PALEOPROTEROZOICO ASSOCIADO AO DEPÓSITO DE FOSFATO SERRA DA CAPIVARA, REGIÃO DE VILA MANDI (PA), SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Fernanda Tainá Oliveira da Cruz, Carlos Marcello Dias Fernandes, Bruno Lagler, Caetano Juliani, Danilo Amaral Strauss Vieira, Jeovaci Martins da Rocha Júnior, Victor Mattheus Lopes Gonçalves</i> .....	228
MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO EMBASAMENTO DO TERRENO JAURU, NA REGIÃO DE JAURU, SW DO ESTADO DE MATO GROSSO <i>Pollyne Rodrigues de Avelar, Carlos Humberto da Silva, Ana Cláudia Dantas da Costa, Fernanda Silva Santos, Elevelton Suhre</i> .....	232
PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO BETEL – SUÍTE INTRUSIVA PENSAMIENTO - TERRENO PARAGUÁ – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Meice Mendes; Maria Zélia Aguiar de Sousa; Amarildo Salina Ruiz; Newton Diego Couto do Nascimento; Débora Almeida Faria; Cinthya De Deus Souza</i> .....	235
CONTRIBUIÇÃO AO VULCANO-PLUTONISMO PALEOPROTEROZOICO ASSOCIADO AO DEPÓSITO DE FOSFATO SERRA DA CAPIVARA, REGIÃO DE VILA MANDI (PA), SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Danilo Amaral Strauss Vieira, Carlos Marcello Dias Fernandes, Bruno Lagler, Caetano Juliani, Fernanda Tainá Oliveira da Cruz, Jeovaci Martins da Rocha Júnior, Victor Mattheus Lopes Gonçalves</i> .....	239
GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GABRO-ANORTOSITO SERRA DA ALEGRIA – TERRENO RIO APA - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Cristian Luciano Andrade Borges, Maria Zélia Aguiar de Sousa, Amarildo Salina Ruiz, Maria Elisa Frões Batata, Shayenne Fontes Nogueira</i> .....	243
GEOLOGIA, PETROGRAFIA E LITOQUÍMICA DE ROCHAS DO EMBASAMENTO EM TESTEMUNHOS DE SONDAGEM DA REGIÃO DE PRIMAVERA (PARÁ) <i>Lidiane Medeiros Maciel Costa, Paulo Sergio de Sousa Gorayeb</i> .....	247
ASPECTOS PETROGRÁFICOS E MINERALÓGICOS DO MAGMATISMO PENATECAUA, REGIÃO DE RURÓPOLIS E ITAITUBA NO PARÁ, BACIA DO AMAZONAS <i>Rosemary da Silva Nascimento Ariel Souza Negri Pedro Augusto Santos da Silva</i> .....	251
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO DO COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE, SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS, AMAPÁ <i>Hanna Paula Sales Paiva, Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb, Lúcia Travassos da Rosa Costa, Jean-Michel Lafon</i> .....	255
GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GRANITO BARROLÂNDIA - CINTURÃO ARAGUAIA, BARROLÂNDIA/TO <i>Mayara Aline Santos Ribeiro, Clauzionor Lima da Silva, Noberto Morales</i> .....	259
<b>MINERALOGIA E APLICAÇÕES PETROLÓGICAS</b>	
AS CROSTAS LATERÍTICAS DO DOMÍNIO CANAÃ-PA, REGIÃO DE CARAJÁS <i>Elaine de Oliveira Menezes, Marcondes Lima da Costa</i> .....	264
AS CROSTAS LATERÍTICAS DO DOMÍNIO RIO MARIA, REGIÃO DE CARAJÁS <i>Rayara do Socorro Souza da Silva; Marcondes Lima da Costa</i> .....	268
ANÁLISE QUÍMICA EDS DE ZIRCÃO DE GRANITO TIPO-A APLICADA PARA PROSPECÇÃO DE ESTANHO NO DOMÍNIO TAPAJÓS <i>Marcelo L. Vasquez, Paulo G. M. Mileo, Leticia B. R. Arantes, Cesar L. Chaves</i> .....	272

QUANTIFICAÇÃO DAS SUBSTITUIÇÕES FE, AL EM GOETHITAS E HEMATITAS DE PERFIL LATERITO-BAUXÍTICO EM JURUTI, PARÁ <i>Leonardo Boiadeiro Ayres Negrão, Marcondes Lima da Costa, Herbert Pöllmann</i> .....	276
ESTUDO DE PETROTRAMAS MINERAIS NA FÁCIES ALBITA GRANITO DO PLUTON MADEIRA, PROVINCIA MINERAL DE PITINGA (AM) <i>Carlos Alejandro Salazar, Astrid Siachoque Velandia</i> .....	280
MINERAIS DIAGENÉTICOS IDENTIFICADOS EM FRAGMENTOS FÓSSEIS DE QUELÔNIO NO IGARAPÉ DIABINHO, ACRE <i>Maria do Perpetuo Socorro Progene Vilhena, Marcondes Lima da Costa</i> .....	284
ASPECTOS TEXTURAI E MINERALÓGICOS DE CROSTAS FERRUGINOSAS DE PERFIL LATERÍTICO IMATURO EM RONDON DO PARÁ <i>Daiveson Serrão Abreu; Marcondes Lima da Costa</i> .....	288
<b>GEOTECNOLOGIAS</b>	
DELIMITAÇÃO AUTOMÁTICA DAS ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMANENTE E CONFRONTO COM A OCUPAÇÃO DA ÁREA URBANA DO MUNICÍPIO DE SANTARÉM, ESTADO DO PARÁ, BRASIL <i>Simmon Viegas de Souza, Rodolfo Maduro Almeida</i> .....	292
INFERÊNCIA ESPACIAL APLICADA AO ESTUDO DA EXPANSÃO URBANA NO MUNICÍPIO DE SANTARÉM, ESTADO DO PARÁ, BRASIL <i>Felipe de Souza e Souza, Rodolfo Maduro Almeida</i> .....	296
GERAÇÃO DE MAPAS AUXILIARES AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO OBITIDOS A PARTIR DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO UTILIZANDO O SOFTWARE QUANTUM GIS <i>Sérgio Patrick Dias Queiroz Nunes, Felipe de Souza e Souza, Simmon Viegas de Souza, Rodolfo Maduro Almeida</i> .....	300
FOTOINTERPRETAÇÃO DO RELEVO DE BELTERRA/PA COM BASE EM SENSORES REMOTOS <i>Débora Almeida Faria, Amarildo Salina Ruiz, João Batista Matos, Newton Diego Couto do Nascimento, Laura S. Corrêa, Bruno C. Serrão, Anderson C. Mendes</i> .....	304
USO DE IMAGENS SRTM (SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION) COM RESOLUÇÃO DE 30 METROS PARA IDENTIFICAÇÃO DE RELEVO E EXTRAÇÃO DE DRENAGEM NA MICROREGIÃO DE BARÃO DO GRAJAÚ-MA <i>Bruno Eduardo Oliveira de Araújo Hugo de Souza Ferreira</i> .....	308
GEMORFOLOGIA DAS ILHAS GRANDE DE GURUPÁ, MUTUTI, URUTUÍ, ITUQUARA, QUEIMADA, PORCOS E PARÁ, BAIXO RIO AMAZONAS, NNE DO ESTADO DO PARÁ <i>Jéssica Sousa Alves; Larissa Mourão Pantoja; Camila Farias Cardoso; Mário Ivan Cardoso de Lima</i> .....	312
ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DO CINTURÃO GUIANA CENTRAL, PORÇÃO CENTRO-LESTE DE MUCAJÁI - RR <i>Fredrick Almeida do Nascimento; Stélio Soares Tavares Júnior; Luiza Câmara Beserra Neta</i> .....	316
FOTOMAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DO ENTORNO DA MARGEM ESQUERDA DO RIO AMAZONAS ATÉ A FOZ DO RIO MADEIRA <i>Paulo Sérgio de Rezende Nascimento; Mônica Cortêz Pinto</i> .....	320
MAPEAMENTO DE ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMAMENTE NA CARTA SB22-X-D-1 NA ESCALA DE 1:50.000 E IDENTIFICAÇÃO DO USO DA TERRA <i>Kesia Mayara Miranda Almeida, Hienne Danielle da Silva Gomes Leonardo Brasil Felipe</i> .....	324
ANÁLISE ESPECTRAL E TEXTURAL DAS VULCÂNICAS SURUMU, NORTE DE RORAIMA <i>Stélio Soares Tavares Júnior; Arycélia da Silva Vieira; Luiza Câmara Beserra Neta</i> .....	327
SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO NA INTERPRETAÇÃO PRÉVIA DE EFEITOS DA OCUPAÇÃO URBANA NO MEIO FÍSICO DA BACIA DO CÓRREGO DO BARBADO, CUIABÁ/MT <i>Rafael Duarte Modesto; Davi Brustolin Sperandio; César Augusto Rodrigues Fonseca; Thiago de Oliveira Faria</i> .....	331
USO INTEGRADO DE DADOS MULTIFONTES DE SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À CLASSIFICAÇÃO ORIENTADA A OBJETO NA REGIÃO DE VILA TANCREDO NEVES, NORTE DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA), PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>Jefferson Jesus de Souza; Arnaldo de Queiroz da Silva; Jaqueline Alcântara dos Santos</i> .....	334
USO DA ANÁLISE HIPSOMÉTRICA NA SUB-BACIA DO RIO PARAUAPEBAS A FIM DE CONSTATAÇÃO E VALIDAÇÃO PARA UTILIZAÇÃO DO ESTUDO GEOMORFOMÉTRICOS NA AMAZÔNIA <i>Alyson Elias Evangelista Nogueira; Arnaldo de Queiroz da Silva</i> .....	338
<b>RECURSOS HÍDRICOS</b>	
A PROBLEMÁTICA DO FERRO NAS ÁGUAS DE BELÉM <i>Sauma Filho, M.; Cardoso, A. R.; Ruivo, M. L. P.; Conceição, H. E. O.</i> .....	342

<b>FONTES POTENCIAIS DE POLUIÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM, PARÁ, BRASIL</b> <i>Milton Antônio da Silva Matta, Letícia Luz Assunção Moraes da Silva, Anderson Luís Alencar de Sá, Tissiana de Paula Pantoja de Moraes Franco, Ádria Lorena Galdino de Almeida Rocha, José Fernando Pina Assis</i> .....	345
<b>QUALIDADE DAS ÁGUAS DO RIO GUAMÁ NA ÁREA DE IMPLANTAÇÃO DO COMPLEXO ALÇA VIÁRIA, QUE LIGA O MUNICÍPIO DE BELÉM AO SUL-SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ</b> <i>Renata da Costa e Silva Crespim, Milton Antonio da Silva Matta, Gerson Flôres Nascimento, Danielle Fonseca de Matos Gonçalves, João Pedro Anaissi Teixeira, José Fernando Pina Assis</i> .....	348
<b>CAPTAÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS ATRAVÉS DE POÇOS TUBULARES NA REGIÃO DE BELÉM E ANANINDEUA, PARÁ, BRASIL</b> <i>Gerson Flôres Nascimento, Milton Antonio da Silva Matta, Renata da Costa e Silva Crespim, André Luis Fernandes, Letícia Luz Assunção Moraes da Silva, José Fernando Pina Assis</i> .....	350
<b>QUALIDADE DAS ÁGUAS DOS TRIBUTÁRIOS DO RIO AMAPARI NO ESTADO DO AMAPÁ, À LUZ DAS EFLUÊNCIAS DAS EMPRESAS DE MINERAÇÃO DE OURO (MPBA) E DE FERRO (MMX)</b> <i>Gerson Flôres Nascimento, Milton Antonio da Silva Matta, Renata da Costa e Silva Crespim, André Luis Fernandes, Letícia Luz Assunção Moraes da Silva, José Fernando Pina Assis</i> .....	354
<b>CARACTERIZAÇÃO DA ÁGUA NA COMUNIDADE DE SÃO JOSÉ SUAS POSSÍVEIS FONTES DE CONTAMINAÇÃO</b> <i>Camila da Costa Lopes I; Geovanna Renata Santos Moraes I; Anderson Conceição Mendes</i> .....	356
<b>QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO PARACURI, BELÉM-PA: UM CASO DE SAÚDE PÚBLICA</b> <i>Renata da Costa e Silva Crespim, Milton Antônio da Silva Matta<sup>2</sup>, Ricardo Cezar Takemura, Danielle Fonseca de Matos Gonçalves, Denison Lima Correa, José Fernando Pina Assis</i> .....	360
<b>QUALIDADE E CLASSIFICAÇÃO FÍSICO-QUÍMICA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO TUCUNDUBA EM BELÉM-PARÁ, BRASIL</b> <i>Gerson Flôres Nascimento, Milton Antonio da Silva Matta, Ádria Lorena Galdino de Almeida Rocha, Leila Maria Miranda Hanna, Ronaldo Pimentel Ribeiro, José Fernando Pina Assis</i> .....	364
<b>RESERVAS HÍDRICAS SUBTERRÂNEAS DOS SISTEMAS HIDRGEOLÓGICOS DA REGIÃO DE BELÉM E ANANINDEUA, PARÁ, BRASIL</b> <i>Milton Antônio da Silva Matta, Letícia Luz Assunção Moraes da Silva, Lucas Yan de Oliveira Pereira, Ismayla Maciel Carneiro, Ádria Lorena Galdino de Almeida Rocha, José Fernando Pina Assis</i> .....	368
<b>GÁS NÃO CONVENCIONAL NA REGIÃO NORTE: O CASO DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE (PA)</b> <i>Nery, P. H. S.; Sacramento, R. C. P.; Cardoso, A. R.; Luczynski, E</i> .....	371
<b>CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA DE SR E HIDROGEOQUÍMICA DOS SISTEMAS AQUÍFEROS BARREIRAS E PIRABAS SUPERIOR NOS MUNICÍPIOS DE CASTANHAL E SANTA MARIA DO PARÁ (PA)</b> <i>Igor Rafael Furtado da Silva; Marco Antonio Galarza</i> .....	374
<b>RECURSOS MINERAIS METÁLICOS E NÃO METÁLICOS</b>	
<b>ALKALINE PORPHYRY COPPER DEPOSITS AND IOCG – WHAT IS THE LINK?</b> <i>Noevaldo A. Teixeira; Carlos E. Ganade; Fernando M. V. Matos; Leandro Duarte Campos; Marco Tulio Naves de Carvalho</i> .....	378
<b>PORPHYRY OR NOT PORPHYRY: THAT’S NOT THE ONLY QUESTION</b> <i>Noevaldo A. Teixeira, Leandro D. Campos, Marco T. N. de Carvalho, Lys M. Cunha</i> .....	382
<b>MINERALIZAÇÕES HIGH- E LOW-SULFIDATION E DO TIPO PÓRFIRO NA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS</b> <i>Carlos Mario Echeverri-Misas, Caetano Juliani</i> .....	386
<b>CONSIDERAÇÕES GEOQUÍMICAS DE CROSTAS MANGANESÍFERAS DA REGIÃO DE APUÍ – SE AMAZONAS. POTENCIAL PARA PESQUISA DE MINERALIZAÇÃO DE COBRE NO GRUPO BENEFICENTE. SUL DO ESTADO DO AMAZONAS</b> <i>Sergio Roberto Bacelar Huhn; Carlos Augusto Medeiros Filho</i> .....	390
<b>MAGMATIC EVENTS AND TIMING OF GOLD METALLOGENY OF THE ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE, AMAZON CRATON (MT, BRAZIL): CONSTRAINTS ON THE NEW GEOCHRONOLOGICAL AND ISOTOPIC DATA</b> <i>Rafael Rodrigues de Assis; Roberto Perez Xavier; Verônica Godinho Trevisan; Maria José Maluf de Mesquita; Antônio João Paes de Barros</i> .....	394
<b>MINERALIZAÇÕES DE OURO E METAIS DE BASE HOSPEDADAS EM DOMOS DE RIOLITO NA REGIÃO DE NOVO PROGRESSO (PA)</b> <i>Cláudia do Couto Tokashiki, Caetano Juliani, Lena V. S. Monteiro, Carlos Mario Echeverri-Misas, Maria Alexandra Aguja-Bocanegra, Leonardo Brito Arrais</i> .....	399

CARAJÁS AND TAPAJÓS MINERAL PROVINCE: CRATONIC AND PERICRATONIC LITHOSPHERE KEEL METALLOGENY <i>Noivaldo A. Teixeira, Fernando M.V. Matos, Carlos E. Ganade, Evandro L. Klein, Ana M. Dheher, Felipe M. Tavares, Leandro D. Campos, Filipe Porto</i> .....	404
ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E FONTE DOS FLUIDOS MINERALIZANTES DO OURO NO GARIMPO DO PAPAGAIO, PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT) <i>Marcelo Garcia Galé, Paulo César Corrêa da Costa, Rafael Rodrigues de Assis, Caetano Juliani</i> .....	408
CONTROLES METALOGENÉTICOS DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS SECUNDÁRIAS (PLÁCERS) NA REGIÃO DE ALMAS/TO ASSOCIADAS AOS TERREÑOS GRANITO-GREENSTONE DE NATIVIDADE <i>Willi Jhon Santos Alves; Clayton Ricardo Janoni</i> .....	412
RONDONIAN DIAMOND DEPOSITS AND THE AZ 125, PRIMARY AND SECONDARY CONCENTRATIONS – CHANGE IN KIMBERLITE EXPLORATION STRATEGY <i>F.R.M. Pires; Sandra C. Miano</i> .....	416
SOBRE A ORIGEM DOS MINERAIS DE MANGANÊS NO MINÉRIO DE FERRO, NA MINA N5W EM CARAJÁS, PARÁ <i>Luiz C. G. da Costa, Marcondes Lima da Costa, Henry F. Galbiatti</i> .....	420
POTENCIAL METALOGENÉTICO DO VULCANO-PLUTONISMO PALEOPROTEROZOICO DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA), CRÁTON AMAZÔNICO <i>Raquel Souza da Cruz, Carlos Marcello Dias Fernandes, Raimundo Netuno Nobre Villas, Caetano Juliani, Lena Virginia Soares Monteiro, Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida, Bruno Lagler, Cleyton de Carvalho Carneiro, Carlos Mario Echeverri Misas</i> .....	425
HYDROTHERMAL ALTERATION AND GOLD MINERALIZATION OF THE PATROCÍNIO AREA - TAPAJÓS MINERAL PROVINCE <i>Lucas Villela Cassini, Caetano Juliani, Diego Felipe Gómez Gutierrez</i> .....	429
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, QUÍMICA E ESTRUTURAL DE VEIOS SULFETADOS HIDROTHERMAIS ASSOCIADOS A ROCHAS PALEOPROTEROZOICAS NA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO, AMAZONAS <i>Marion Freitas Neves, Carolina Michelin de Almeida</i> .....	433
PETROGRAFIA E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS DO DEPÓSITO ESTANÍFERO GROTA RICA, PLUTON ÁGUA BOA, PITINGA (AM) <i>Eliã Jéssica Oliveira da Silva, Régis Munhoz Krás Borges, Lidiane Medeiros Maciel Costa, José da Costa Moura Junior</i> .....	437
MINERAIS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL EM SISTEMAS EPITERMAIS ASSOCIADOS AO VULCANISMO PALEOPROTEROZOICO NA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS <i>Diego Felipe Gomez Gutierrez, Caetano Juliani</i> .....	441
PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS VULCÂNICAS FÉLSICAS NA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS (PA) <i>Diego Felipe Gómez Gutierrez, Caetano Juliani, Lucas</i> .....	445
ASPECTOS METALOGENÉTICOS DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NA REGIÃO DE NATIVIDADE/TO <i>Liomar Jesus dos Santos; Clayton Ricardo Janoni; Willi Jhon Santos Alves</i> .....	449
PERFIL GEOLÓGICO E METALOGENÉTICO DAS OCORRÊNCIAS DE NIÓBIO NO COMPLEXO CARBONATÍTICO SEIS LAGOS NA REGIÃO DE SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA/AM <i>Fábio Cândido da Silva; Clayton Ricardo Janoni; Liomar Jesus dos Santos</i> .....	453
SISTEMA EPITERMAL <i>LOW-SULFIDATION</i> E TIPO PÓRFIRO PALEOPROTEROZOICO NA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS (PMT) <i>Maria Alexandra Aguja-Bocanegra, Caetano Juliani, Cláudia do Couto Tokashiki, Carlos Mario Echeverri-Misas, Lena Virginia Soares Monteiro, Bruno Lagler</i> .....	457
CARACTERIZAÇÃO HIDROTHERMAL DO DEPÓSITO DE ÓXIDO DE FERROCOBRE-OURO DE BORRACHUDOS, PROVÍNCIA CARAJÁS, PARÁ <i>Mariângela Previato e Lena Virginia Soares Monteiro</i> .....	460
ASPECTOS DA MINERALIZAÇÃO DE Zn SUPERGÊNICA NÃO-SULFETADA DO DEPÓSITO DE FLORIDA CANYON, NA AMAZÔNIA PERUANA <i>Saulo Batista de Oliveira, Caetano Juliani</i> .....	465
LEVANTAMENTO E MAPEAMENTO GEOLÓGICO PARA MINERAIS NÃO METÁLICOS COM USO DIRETO PARA A CONSTRUÇÃO CIVIL, DO MUNICÍPIO DE SÃO MIGUEL DO GUAMÁ, NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ <i>Bruno Leal Gonçalves; Antonio Roberto Cardoso da Silva; Marcela Ramos Farias</i> .....	469
AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NO SUL DO TOCANTINS: CONTEXTUALIZAÇÃO HISTÓRICA E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS GARIMPOS NA REGIÃO DE ALMAS-TO <i>Willi Jhon Santos Alves; Clayton Ricardo Janoni</i> .....	471



## GEOQUÍMICA

### COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO SOLO DE FLORESTA TROPICAL SOB A INFLUÊNCIA DE DEPOSIÇÃO ATMOSFÉRICA

*Bernardino R. Figueiredo, Alfredo B. De Campos, Rodrigo da Silva, Rômulo S. Angélica, Nádia Hoffman*..... 475

### LITOQUÍMICA DOS GRANULITOS FÉLSICOS PALEOPROTEROZÓICOS DO CERRO UYARANI – TERRENO ANTOFALLA, FRONTEIRA BOLÍVIA-CHILE

*Juliana Rezende de Oliveira, Maria Zélia Aguiar Souza, Amarildo Salina Ruiz, Ramiro Matos Salinas, João Batista de Matos Ingrid Moerschberger Nedel*..... 478

### LIMITES DO BACKGROUND NATURAL PARA LATOSSOLOS DE VULCÂNICAS BÁSICAS DO GRUPO GRÃO PARÁ – CARAJÁS

*Carlos Augusto de Medeiros Filho, Denise Santos da Rocha* ..... 482

### CONSIDERAÇÕES GEOLÓGICAS E GEOQUÍMICAS SOBRE MINERALIZAÇÕES DE MN DA REGIÃO DO APUÍ – PROSPECTO BENEFICENTE

*Carlos Augusto Medeiros, Sergio Roberto Bacelar Huhn, Plinio Bemfica* ..... 486

### LEUCOGRANITOS ARQUEANOS DE ÁGUA AZUL DO NORTE – PROVÍNCIA CARAJÁS

*Pablo José Leite dos Santos, Davis Carvalho de Oliveira* ..... 490

### MERCÚRIO NA AMAZÔNIA OCIDENTAL

*Cyntia Beatriz da Costa Lima, Adriana Maria Coimbra Horbe* ..... 495

### CARACTERIZAÇÃO HIDROQUÍMICA DE LAGOS DE VÁRZEA DAS MARGENS DO RIO SOLIMÕES NO TRECHO ENTRE OS MUNICÍPIOS DE IRANDUBA E ANORI - AMAZONAS - BRASIL

*Siomara Dias da Rocha; Lorena Mota de Castro; Marcel Silva Passos; Luana Monteiro da Silva; Tereza Cristina Souza de Oliveira* ..... 498

### ESTUDO ISOTÓPICO Sr-Pb DA PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO GUIA EM TANGARÁ DA SERRA, GRUPO ARARAS, MT.

*Nayra Michelly das Chagas Souza, Jean Michel Lafon, Joelson Lima Soares* ..... 503

### PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO PORTO GRANDE, SE DO ESCUDO DAS GUIANAS-AMAPÁ

*Dayane do Nascimento Coelho, Lúcia Travassos da Rosa-Costa, Jean Michel Lafon*..... 507

### PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO GRANITO SERRA VERDE - ARCO MAGMÁTICO AMOGUIJÁ - TERRENO RIO APA - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

*Jessica Torretti da Costa; Amarildo Salina Ruiz; Maria Zélia Aguiar de Sousa; Gabrielle Aparecida de Lima*..... 511

### GEOQUÍMICA DO PERFIL LATERÍTICO DA SERRA DO PIRIÁ

*Pablo Henrique Costa dos Santos, Marcondes Lima da Costa, Alessandro Sabá Leite* ..... 515

### CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE GUARANTÃ DO NORTE, MATUPÁ E PEIXOTO DE AZEVEDO-MT

*Primo, G.M.A1,4; Corrêa da Costa, P.C; Corrêa, A.S.; Soares, M. A; Silva, P.M, Escalante, R.M.M.*..... 519

### TAXA DE DEPOSIÇÃO DE PARTICULADOS ATMOSFÉRICOS NA AMAZÔNIA ORIENTAL

*Darilena M. Porfírio, Marcondes Lima da Costa Lais Santos Maciel*..... 523

### LATERITIZAÇÃO DE ROCHAS GRANÍTICAS DO NORTE-NORDESTE DE RONDÔNIA

*Rodrigo Tokuta Castro, Adriana Maria Coimbra Horbe* ..... 527

## GEODIVERSIDADE

### GEODIVERSIDADE NA AMAZÔNIA: GEOCONVERSAÇÃO EM CAVERNAS NÃO CARBONÁTICAS DO PARÁ

*Me. Luciana Martins Freire; Dr. Edson Vicente da Silva; Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo*..... 531

### CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DE CAVERNAS DESENVOLVIDAS COMO PRODUTOS DE ALTERAÇÃO DE ROCHAS MÁFICAS NA UNIDADE ESPELEOLÓGICA CARAJÁS – SUDESTE DO PARÁ

*Ana Karita da Cunha SOUSA; Daniele Freitas GONÇALVES; Joel Buenano MACAMBIRA*..... 535

### MINERALOGIA E PETROGRAFIA DE ESPELEOTEMAS EM CAVIDADES DESENVOLVIDAS EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS/LATERÍTICAS DA REGIÃO DE CARAJÁS

*Pinheiro, T.G.C.; Gonçalves, D.F.; Santos Junior; A.E.A*..... 539

### CONTRIBUIÇÃO HIDROGEOLOGICA NA FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO DAS CAVIDADES NATURAIS DA SERRA LESTE, CARAJÁS-PA

*Ana Nilza OLIVEIRA; Valéria dos Reis PINHEIRO* ..... 543

### GÊNESE E EVOLUÇÃO DE ESPELEOTEMAS EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS, CAVIDADE N4E-029, SERRA NORTE DE CARAJÁS-PA

*Isaque Conceição Rodrigues da Silva1 & Antônio Emídio de Araújo Santos Júnior* ..... 547

<b>PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE ESPELEOTEMAS DE CAVIDADES SUBTERRÂNEAS, ROCHAS FERRÍFERAS DE SERRA NORTE, CARAJÁS-PA</b> <i>Márcia Caroline Rodrigues Carneiro, Marta Edith Velásquez David, Carlos Alejandro Salazar</i> .....	551
<b>DAS ROCHAS PARA O NOTICIÁRIO: OS FÓSSEIS DA MINA B17 (SIGEP 121), CAPANEMA-PA</b> <i>Rayana Alexandra Sousa da Silva; Leonardo de Souza Silva; Dra. SueAnne Regina Ferreira da Costa</i> .....	555
<b>A PAISAGEM NO CONTEXTO GEOLÓGICO – GEOMORFOLÓGICO DO MUNICÍPIO DE MUCAJÁ E SEU POTENCIAL PARA GEOTURISMO</b> <i>Luiza Câmara Beserra Neta; Ana Sibelônia Saldanha Veras; Stélio Soares Tavares Júnior</i> .....	558
<b>O GEOTURISMO COMO FERRAMENTA AUXILIAR PARA O ESTUDO E PRESERVAÇÃO DAS ESTRUTURAS GEOLÓGICAS EXISTENTES NO MUNICÍPIO DE SÃO MIGUEL DO GUAMÁ NO ESTADO DO PARÁ</b> <i>Bruno Leal Gonçalves; Mayra Moura Moreira; Aneliza de Souza Vieira</i> .....	562
<b>NOVA OCORRÊNCIA DE DIPLODOCOIDEA NA BACIA DE SÃO LUÍS (CRETÁCEO, CENOMANIANO), NORTE DO MARANHÃO</b> <i>Manuel Alfredo Medeiros; Silvia Helena Arcaño; Ismar de Souza Carvalho; Agostinha Araujo Pereira; Rafael Matos Lindoso; Ighor Dienes Mendes; Eliane Pinheiro de Sousa; João Francisco Costa Filho; Wagner da Silva Siqueira</i> .....	565
<b>FÁCIES, ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DA CAVIDADE N4WS-15 NA UNIDADE ESPELEOLÓGICA DE CARAJÁS-PA, SERRA NORTE</b> <i>Rômulo Rodrigues Rosa; Antônio Emídio Araújo Santos Júnior</i> .....	569
<b>NEOTECTÔNICA E GEOMORFOLOGIA</b>	
<b>PROPOSTA METODOLÓGICA PARA ESTUDOS GEOESPELEOLÓGICOS NA UNIDADE ESPELEOLÓGICA DE CARAJÁS (UEC)-PA</b> <i>Joel Buenano Macambira; Daniele Freitas Gonçalves</i> .....	573
<b>ESTUDOS MORFOESTRUTURAIS EM ÁREAS COM OCORRÊNCIA DAS CAVIDADES NATURAIS EM SERRA SUL, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PA</b> <i>Sousa, Wilma; Pinheiro, Ana Valéria dos Reis</i> .....	577
<b>EXTRAÇÃO DE LINEAMENTOS EM DADOS SRTM VISANDO DEFINIR OS PRINCIPAIS TRENDS ESTRUTURAIS NEOTECTÔNICOS: ENTORNO DA MARGEM ESQUERDA DO RIO AMAZONAS ATÉ A FOZ DO RIO MADEIRA</b> <i>Paulo Sérgio de Rezende Nascimento; Mônica Cortêz Pinto</i> .....	581
<b>ANÁLISE DE FRATURAS NO ARENITO MANAUS (FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO) NO BAIXO CURSO DO RIO NEGRO, BACIA DO AMAZONAS</b> <i>Pedro Afonso C. Gaia Campos, Clauzior Lima da Silva, Norberto Morales</i> .....	585
<b>MEIO AMBIENTE E PLANEJAMENTO</b>	
<b>MINERALNEGÓCIO: SOBRE AS DISSIMETRIAS DA SUSTENTABILIDADE</b> <i>Antonio Fernando da S. Rodrigues</i> .....	588
<b>CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL DOS DEPÓSITOS DE SEIXO E AREIA NOS MUNICÍPIOS DE OURÉM E CAPITÃO POÇO – PA</b> <i>José Maria do Nascimento Pastana; Bruna Roberta Martins Guimarães; Alan Pércles Amaral; Wilton Marcello Santos Teixeira</i> ....	592
<b>POLUIÇÃO AMBIENTAL NA ILHA DE MOSQUEIRO, DISTRITO DO MUNICÍPIO DE BELÉM-PA: UM ESTUDO DE CASO NA PRAIA DO MURUBIRA</b> <i>Ádria Lorena Galdino de Almeida Rocha, José Fernando Pina Assis, Renata da Costa e Silva Crespim, Milton Antonio da Silva Matta, Larissa Silva e Silva, Mauricio Borges</i> .....	596
<b>A UTILIZAÇÃO DO MÉTODO ZOPP NA IDENTIFICAÇÃO DE SOLUÇÕES PARA MINIMIZAÇÃO DE ÁREAS DE ALAGAMENTOS URBANOS EM BELÉM-PA</b> <i>Bruna Larissa Rosendo Pereira, Rodrigo Araújo de Miranda; Yuri Rafael da Silva Rodrigues</i> .....	600
<b>A IMPORTÂNCIA DO CALCÁRIO PARA O MEIO AMBIENTE: O EXEMPLO DA MINERAÇÃO CALCÁRIO E BRITA DA AMAZÔNIA - CBA</b> <i>Michel Batista Pinto; Camila da Costa Lopes</i> .....	604
<b>ANÁLISE DE ÁREAS DE RISCO, CARACTERIZAÇÃO E AVALIAÇÃO DAS MUDANÇAS NA REDE DE DRENAGEM DO MUNICÍPIO DE PARAUPEBAS-PA</b> <i>Daniella Maria Ferreira Leite</i> .....	607
<b>CARACTERIZAÇÃO DOS PRINCIPAIS PROBLEMAS SOCIOAMBIENTAIS URBANOS DO MUNICÍPIO DE PARAUPEBAS – PA: EROÇÃO ACELERADA E DISPOSIÇÃO IRREGULAR DOS RESÍDUOS SÓLIDOS</b> <i>Silmara Ferreira Nascimento</i> .....	611
<b>INTERPRETAÇÃO PRÉVIA DOS EFEITOS DA OCUPAÇÃO URBANA EM ASPECTOS DO MEIO FÍSICO NAS MICROBACIAS DOS CÓRREGOS PRAINHA E DO GAMBÁ, CUIABÁ-MT</b> <i>Maurício Brito de Sousa; Flavio Rafael Cogo Ramos; Ms. Thiago de Oliveira Faria</i> .....	615

MAPEAMENTO, AVALIAÇÃO E QUANTIFICAÇÃO DOS PASSIVOS AMBIENTAIS ORIUNDOS DA EXTRAÇÃO DE ARGILA NO MUNICÍPIO DE SÃO MIGUEL DO GUAMÁ, NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ <i>Bruno Leal Gonçalves; Mayra Moura Moreira; Aneliza de Souza Vieira</i> .....	619
IMPACTOS NA PAISAGEM DA PROVÍNCIA ESPELEOLÓGICA ALTAMIRAITAITUBA (PA) DIANTE DA IMPLANTAÇÃO DA UHE BELO MONTE <i>Luciana Martins Freire; Roberto Vizeu Lima Pinheiro; César Ulisses Vieira Veríssimo; Edson Vicente da Silva; Joselito Santiago de Lima</i> .....	622
LICENCIAMENTO E ANÁLISE AMBIENTAL DA PRODUÇÃO CERÂMICA NO MUNICÍPIO DE ULIANÓPOLIS – PA <i>Evandro de Oliveira Brito<sup>1</sup>; Jeezequele Alves Moura, Suelen Carvalho de Oliveira, Felipe Bibiano Carvalho de Carvalho, Lucas Cauã Borges Brito, Aureliano da Silva Guedes</i> .....	626
ANÁLISE PRELIMINAR DA DEGRADAÇÃO AMBIENTAL NA CIDADE DE BOA VISTA – RORAIMA, POR MEIO DE SENSORIAMENTO REMOTO <i>Ana Paula Gauger; Lorena Malta Feitoza</i> .....	629
O USO DE ESTERÓIS COMO INDICADOR DE POLUIÇÃO HÍDRICA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO AURÁ (PA) <i>Maciel Martins da Silva; Jonathan José Oliveira da Silva; Norbert Fenzel; Vânia Eunice Bahia; Gundisalvo Piratoba Morales</i> .....	633
ELABORAÇÃO DE CARTAS DE SENSIBILIDADE AMBIENTAL AO DERRAMAMENTO DE ÓLEO (CARTAS SAO) PARA A BACIA DO PARÁ-MARANHÃO/ BARREIRINHAS, COM ENFOQUE NA CARTA ESTRATÉGICA PAMA-10 E O ESTUDO DO ÍNDICE DE SENSIBILIDADE DO LITORAL <i>Camila Santos Fonseca; Pedro Walfir Martins Souza Filho; João Paulo Lopes Nobre</i> .....	636
ANÁLISE DE RISCO E MUDANÇA DA PAISAGEM NOS MORROS APLAINADOS DE PARAUAPEBAS – PA; GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA <i>Agda Dayani Santos de Souza</i> .....	639
BIOMASSA COMO ALTERNATIVA PARA UMA INDÚSTRIA CERÂMICA EM ULIANÓPOLIS (PARÁ, BRASIL) <i>Evandro de Oliveira Brito<sup>1</sup>, Suelen Carvalho de Oliveira, Jeezequele Alves Moura, Felipe Bibiano Carvalho de Carvalho, Lucas Cauã Borges Brito, Aureliano da Silva Guedes</i> .....	643
<b>ENSINO DE GEOCIÊNCIAS NA AMAZÔNIA</b>	
CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL DE CROSTAS LATERÍTICAS PARA FINS DIDÁTICOS <i>Rosemery da Silva Nascimento; Marcondes Lima da Costa; Thamires Beatriz dos Santos Caitano</i> .....	646
DESCONSTRUINDO A SALA DE AULA: A ESTRATÉGIA DE ABORDAGEM DO SEXTETO COMO EXPERIÊNCIA DIDÁTICO-PEDAGÓGICA ALTERNATIVA NO PROCESSO ENSINO-APRENDIZAGEM DAS GEOLOGIAS INTRODUTÓRIA <i>Francisco de Assis Matos de Abreu, José Fernando Pina Assis, Rosemery Silva do Nascimento, Marcondes Lima da Costa, Milton Antonio da Silva Matta, Ádria Kanome Mori Soares, Leticia Luz Assunção Moraes da Silva</i> .....	650
TRABALHO DE CAMPO EM GEOLOGIA INTRODUTÓRIA: A EXPERIÊNCIA DA CONSTRUÇÃO DE UM ROTEIRO DE ATIVIDADES EM BASES DIDÁTICOPEDAGÓGICAS <i>Ádria Kanome Mori Soares, Leticia Luz Assunção Moraes da Silva, José Fernando Pina Assis, Francisco Assis Matos de Abreu</i> .....	658

# PALEOPROTEROZOIC INTERMEDIATE-FELSIC-SEDIMENTARY VOLCANICLASTIC ROCKS: THE ~1.99-1.85 Ga SOUTHERN AMAZON CRATON

Matteo Roverato<sup>1,2</sup>, Caetano Juliani<sup>1,3</sup>, Jeovaci Martins da Rocha Junior<sup>4</sup>, Carlos Marcelo  
Dias Fernandes<sup>2,4</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociências - USP; <sup>2</sup>INCT-Geociam; <sup>3</sup>PPG em Geoquímica e Geotectônica;  
<sup>4</sup>Instituto de Geociências - UFPA

[roteo@hotmail.com](mailto:roteo@hotmail.com)<sup>1,2</sup> [cjuliani@usp.br](mailto:cjuliani@usp.br)<sup>1,3</sup> [jeovacjr@gmail.com](mailto:jeovacjr@gmail.com)<sup>4</sup> [cmdf@ufpa.br](mailto:cmdf@ufpa.br)<sup>2,4</sup>

## INTRODUCTION

Paleoproterozoic Amazonian rocks record one of the best-preserved ancient magmatic episodes on Earth. All these volcanic/plutonic rocks are attributed to the Uatumã Supergroup that covers an area of more than 1,200,000 km<sup>2</sup> (Lamarão et al., 2002; Juliani and Fernandes, 2010; Fernandes et al., 2011). Recent studies evidenced that the Paleoproterozoic magmatism of the Southern Amazon Craton has a complex magmatic evolution. Calc-alkaline volcanic systems of 1.97 to 1.85 Ga and A-Type magmatism of 1.88-1.87 Ga characterize the volcano-plutonism of the region. Andesitic- basalt, andesite, dacite, rhyodacite and rhyolite and plutonism associated characterize the calc-alkaline volcanism. These geochemical signatures suggest an ocean-continent subduction with the consequent formation of volcanic continental arcs named “Tapajonic arcs” by Juliani et al., (2013). Two areas are considered here: a) the Southern part of the Tapajós Mineral Province (STMP) and the Xingu region. In the STMP our fieldwork founds that granitoid felsic bodies are the prevailing lithotypes, although several felsic volcanic and volcanoclastic deposits and intermediate effusive rocks occur. Some sedimentary rocks also outcrop in the region. Eastern to STMP, the Xingu region is divided into two distinct formations by previous authors (Juliani and Fernandes, 2010; Fernandes et al., 2011): the basal andesitic Sobreiro and the upper felsic Santa Rosa. The Sobreiro formation is composed of massive andesitic to dacitic flows and volcanoclastic deposits, while the Santa Rosa formation is composed of porphyritic felsic rocks, massive and bedded rhyolitic lava flows, low- to high-grade welded ignimbrites and rheo-ignimbrites and volcanoclastic deposits. Differentiate the origins and emplacement mechanisms of all these volcanoclastic deposits are difficult due to the lack of lateral correlation but in any case a strong description and differentiation is possible. The present contribution documents the extremely well preserved architecture of a series of felsic, intermediate and sedimentary volcanoclastic rocks found in these two regions.

## VOLCANICLASTIC ROCKS

We divide our volcanoclastic rocks in primary and secondary types. The first group include all those rocks related with a primary explosive or effusive volcanic activity (White and Houghton, 2006) such as lavic autobreccias, rheo-ignimbrite autobreccias, tuffaceous volcanic deposits; conduit breccias, welded ignimbrites etc. The secondary volcanoclastic rocks consist of those deposits that are formed by non-volcanic activity and rework processes such as debris flow deposits, conglomerates, sedimentary breccias, fluvial deposits, rock avalanches deposits, etc. and that are related to other sedimentary processes. Lavas, especially rhyolite flows, and Rheo-ignimbrites tend to form clastic volcanic rocks by process of autobrecciation (fig. 1a). This occurs when these thick, nearly solid bodies breaks up into blocks and these blocks are then reincorporated into the flow again and mixed in with the remaining liquid magma. Within the volcanic conduits of explosive volcanoes, volcanic breccias form when magmas store in the conduit during quiescent period and consequently shatter by new ensuing eruptions (Fig. 1e). Emission of fresh juvenile material during an explosive eruption produces pyroclastic material by fragmentation that deposits and forms a

pyroclastic deposit (Fig. 1c). If during the emplacement fresh glassy fragments deform and compact, the deposit displays the eutaxitic texture with different grade of welding (fig. 1f). Textural studies on felsic volcanoclastic rocks of STMP allowed to identify different facies of ignimbritic deposits ranging from chaotic (“breccia” group) to eutaxitic (“eutax” group) vitrophyric textures. The rocks are grouped based on their grade of welding which, given the superb preservation of our samples, allowed to recognize a wide variety of lithofacies ranging from very low-grade to high-grade ignimbrites. Rounded fragments matrix- and clast-supported conglomerate deposits (fig. 1d) as well as stream cross-bedded fluvial braidplain sediments (fig. 1b), as well as all those sedimentary processes that remobilize pre-existing material, give important information on the contribution of sedimentation that occurs in the system. As well as the presence of debris flows, and debris avalanches gives information about the water supply in the volcanic environment and the topography landscape. In fact slopes are necessary to permit the formation of these types of deposits. Finally we propose here a faciological nomenclature based on the nature and size of the grains that composed the deposits considered to differentiate both primary and secondary volcanoclastic rocks.

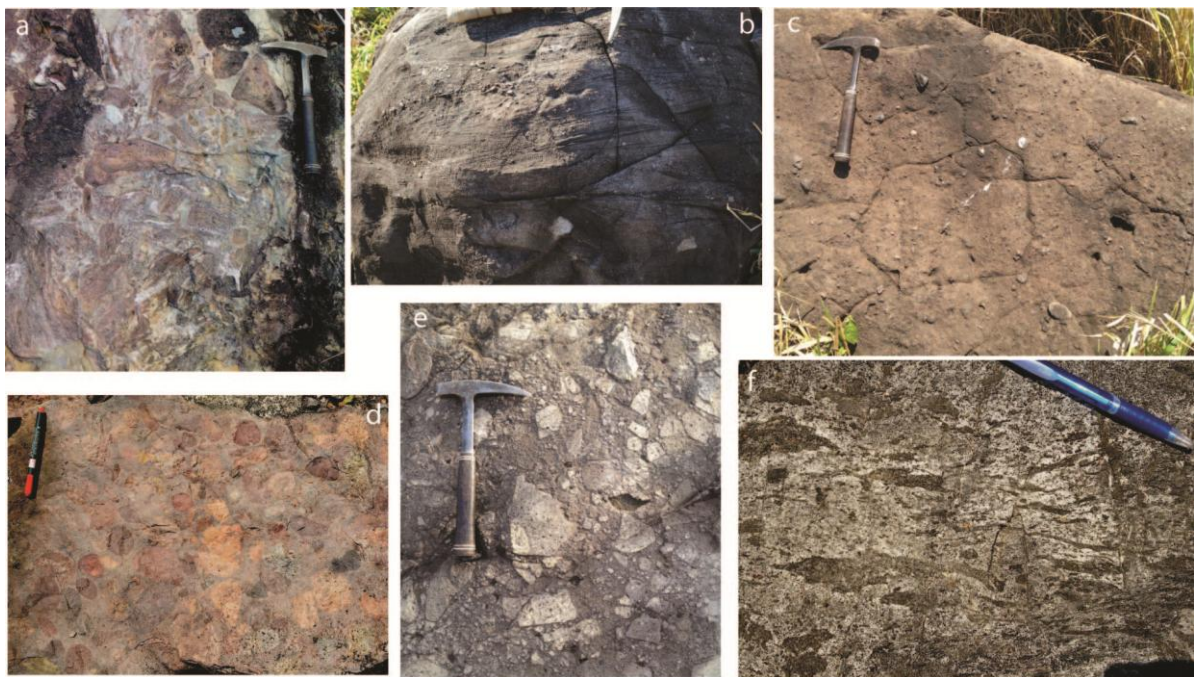


Figura 01: Different types of volcanoclastic rocks: a) felsic lava auto-breccia (Xingu); b) cross- bedding felsic fluvial sediments (Tapajos); c) intermediate lapilli flow-tuff (Xingu); d) polymictic felsic conglomerate Tapajos; e) basaltic-andesitic conduit-breccia (Xingu); f) eutaxitic texture of a felsic ignimbrite (Tapajos).

## DISCUSSION

The detailed description and classification of textural features that characterized the studied deposits allows us to distinguish between different transport and emplacement mechanisms associated to different effusive and explosive eruptive styles and sedimentary environment related. We highlight here the variability in textural facies of intermediate to felsic volcanoclastic deposits of the Tapajos province and the Santa Rosa and Sobreiro formation recognized in the Xingu Region. Primary volcanoclastic rocks give information on the magmatic evolution and the type of the volcanic activity that characterized the region. Important is the associated secondary sedimentation that could improve the knowledge of the

geodynamic context of the region. A regional active explosive volcanism, represented by emission of tuffaceous volcanic sediments supply loose material to be reworked in subaerial environments. Juliani et al., 2015 suggest for the Southern Amazon Craton that complex geodynamic systems see volcanic arcs forming, with associated regions of rifting in the back-arc that drove the opening of basins. Fluvial braidplain and alluvial fan or shallow marine settings probably resedimented into these local shallow- or deep-water basins as well described also by recent works on ancient volcanic-sedimentary environment (Cas et al., 2014). We limited here to give a clear and precise description sensitive to the need to distinguish deposits formed during volcanism from non-volcanic sediments, recognizes complexity in formation of primary volcanoclastic and associated secondary deposits. New petrological and geochronological data are also provided. U-Pb SHRIMP-II zircon data on felsic rocks show ages of ca. 1.99 Ga for the STMP and ca. 1.87 Ga for the Xingu region.

**Acknowledgments:** This work was supported by the project CAPES/CNPq 402564/2012-0 (Programa Ciências sem Fronteiras) to Caetano Juliani and Matteo Roverato. M. Roverato acknowledges the grant of the Brazilian CAPES/CNPq Programa Ciências sem Fronteiras, Atração de Jovem Talento 402564/2012-0. We also acknowledge CNPq/CT-Mineral (Proc. 550.342/2011-7) and INCT-Geociam (573733/2008-2) - CNPq/MCT/FAPESPA/PETROBRAS.

### References cited

- Cas R.A.F., Hayman P.H., Squire R.J., 2014. **Understanding the volcanological, paleoenvironmental and geodynamic controls on the evolution of an Archean ultramafic-mafic-felsic-sedimentary Large Igneous Province: the ~ 2.7 Ga Eastern Goldfields LIP, Western Australia.** 1st International Workshop on Volcano Geology, Madeira, Portugal, July 7-11, 2014.
- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E., 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 America Earth Science, 32 (4): 351–368.
- Juliani C. and Fernandes C.M.D., 2010. **Well-Preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Felix do Xingu region, Amazon Craton, Brazil.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, 191: 167-179.
- Juliani C., Fernandes D.C.M., Monteiro L., 2015. **Características de subducção, paleo clima e eventos erosivos paleoproterozoicos (2.1 – 1.88 Ga) e seus efeitos na estruturação da parte sul do Craton Amazônico.** 14º Simposio de Geologia da Amazônia. (present symposium)
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D., Echeverri-Missas C.M., Carneiro C.C., Lagler B., Aguja-Bocanegra M.A., Tokashiki C.C. 2013. **Controle tectônico e eventos magmáticos associados as mineralizações epitermais do tipo pórfiro e IOCG paleoproterozoicas na parte sul do Cratón Amazônico e seu potencial de prospectividade.** In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia [CD-ROM].
- Lamrão 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, Tapajos Gold Province, Amazon Craton, Brazil.** Precambrian Research, 119: 189-223.
- White J.D.L. and Houghton B.F., 2006. Primary volcanoclastic rocks. Geology, 34: 677-680

# EVIDÊNCIAS DE GLACIAÇÃO PLEISTOCÊNICA NA AMAZÔNIA BRASILEIRA

Riker, S.R.L.<sup>1</sup>; Lima, F.J.C.<sup>1</sup>; Motta, M.B.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>CPRM – Serviço Geológico do Brasil

## INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico ora efetuado pela CPRM – Superintendência Regional de Manaus na Região Metropolitana de Manaus permitiu identificar na Bacia do Amazonas, estado homônimo, rochas e sedimentos que indicam ambiente glacial e flúvio-glacial, correspondentes a dois ciclos glaciares pleistocênicos bem definidos, que se intercalam por um período interglacial. O primeiro ciclo aqui denominado de “Glaciar Tucunanduba” se caracteriza por apresentar pequenos depósitos e ampla distribuição areal. Engloba rochas e sedimentos caracterizados por tilitos e conglomerados aluviais/colúviais, típicos de clima seco, que fazem parte da denominada Formação Tucunanduba, se assentam discordantemente sobre a sequência Paleozoica, aflorante no município de Presidente Figueiredo, enquanto que nos demais municípios recobrem discordantemente a Formação Alter do Chão.

O segundo ciclo, denominado de “Glaciar Uatumã”, é formado por diamictitos, ortoconglomerados e *dropstones* que ocorrem na bacia hidrográfica do rio Uatumã e se assentam ora sobre a sequência paleozoica e, mais a jusante, sobre a Formação Alter do Chão. As rochas e sedimentos desse último ciclo fazem parte da unidade “Depósitos de Terraços Aluvionares” e se encontram distribuídas em parte dos municípios de Presidente Figueiredo, São Sebastião do Uatumã e Itapiranga.

## METODOLOGIA

Apresenta-se o estudo de dois afloramentos localizados no município de Presidente Figueiredo que caracterizam o “Glaciar Tucunanduba” (estações DP-26 e BM-139), enquanto que para o “Glaciar Uatumã” é apresentado o estudo de cinco (5) afloramentos, todos localizados na bacia hidrográfica do rio Uatumã: (1) no igarapé Jará (BM-185) e os demais situados no próprio rio Uatumã (estações BM-178, BM-191, BM-192 e BM-193). O estudo foi realizado em época de verão e para apoio aos trabalhos de campo foram usados veículos *mitsubishi* (L 200), barco motor de 315 HP e voadeiras com motores de popa de 15 e 25 HP. Os afloramentos foram locados com *GPSmap*, descritos e fotografados, conforme os procedimentos adotados pela CPRM.

## RESULTADOS

GLACIAR TUCUNANDUBA – A estação DP-26 está localizada no município de Presidente Figueiredo e apresenta coordenadas geográficas de 2° 05' 04,5" S e 59° 35' 50,4" W. Nela o Glaciar Tucunanduba está representado por 4,5 m de espessura de paraconglomerado polimítico formado na base por fragmentos de quartzo arenito esbranquiçado, fino, angulosos e coeso e por seixos de quartzo de até 2 cm, estando suportados por matriz arenosa grosseira e ferruginizada. O setor médio é constituído por blocos e matações de pelito creme avermelhado recobertos por fragmentos centimétricos e angulosos de quartzo arenito fino a médio, coesos, esbranquiçados, bem como por fragmentos de rocha afanítica (possivelmente vulcânica), suportados por matriz areno-argilosa. No topo, o paraconglomerado é formado por seixos de quartzo arenito fino a muito fino, arredondados, esbranquiçados e coeso, medindo até 3cm de comprimento, bem como por seixos de quartzo de veios (drusas) e seixos de quartzo arredondados, todos suportados por matriz areno-argilosa creme avermelhada. O pacote foi interpretado como um tilito. Nessa estação a Formação Tucunanduba se assenta discordantemente sobre arenitos paleozoicos da Formação Manacapuru (Figura 1A).

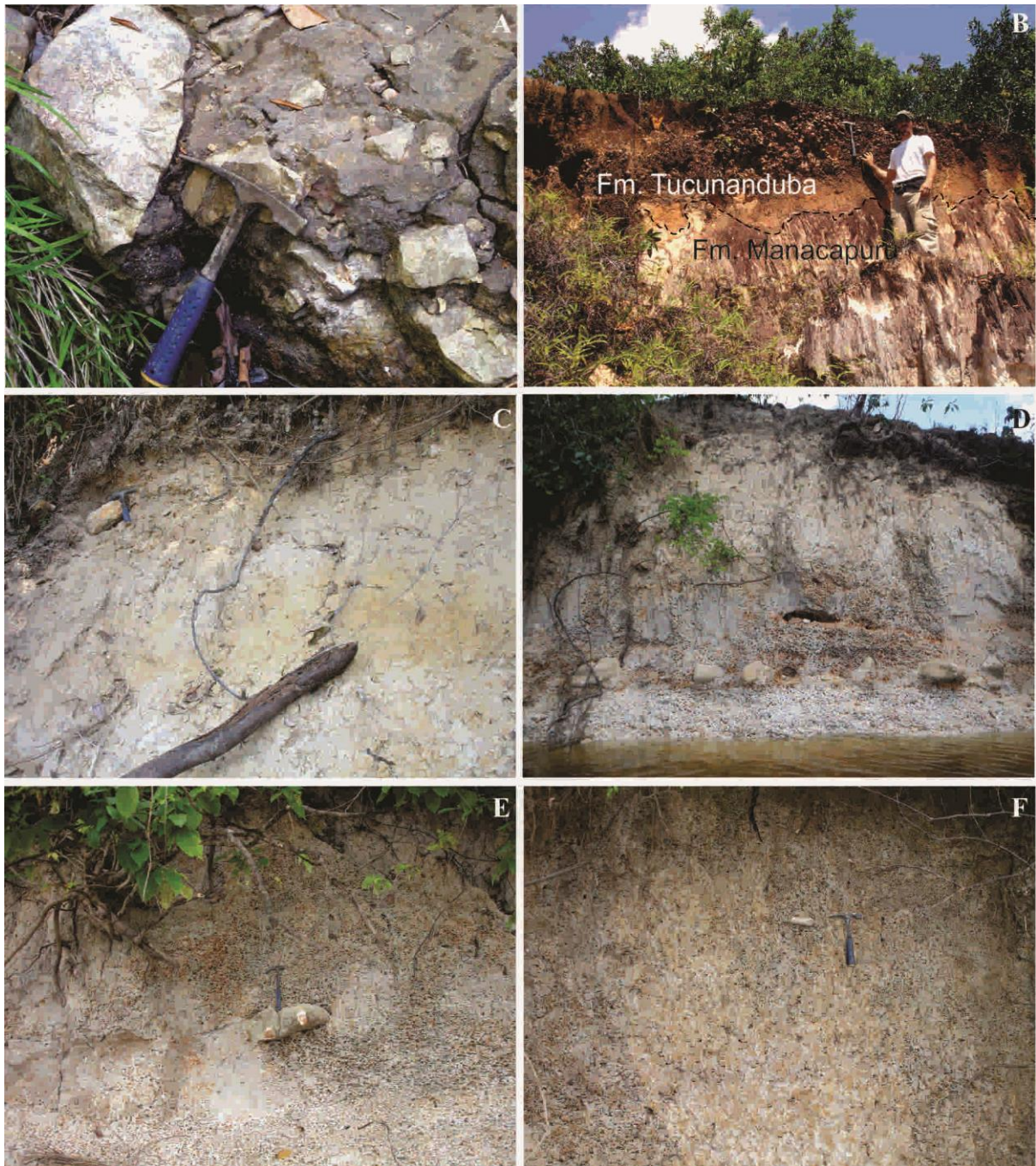


Figura 1- (A e B): Aspecto do Glaciar Tucunanduba nas estações DP-26 e BM-139, respectivamente; (C, D, E, F): Aspecto do Glaciar Uatumã nas estações BM-185, BM-178, BM-192 e BM-193, respectivamente. Observe-se *dropstone* em E e F.

O segundo afloramento representativo do Glaciar Tucunanduba (estação BM-139) tem coordenadas geográficas de  $01^{\circ} 56' 6,9''$  S e  $59^{\circ} 26' 43,5''$  W, está representado por um ciclo do tipo *coarsening upward*, que posteriormente evolui para *fining upward*, conforme a seguir: Na base se observa areia em associação com grânulos e seixos de quartzo subangulosos, cuja datação por LOE apresentou idade de  $41.850 \pm 6.380$  anos. Evolui para paraconglomerado polimítico (1m) formado por seixos e fragmentos de crosta laterítica ferruginosa, por fragmentos de *ironstone* e de pelitos, todos suportados por matriz de areia fina a argilosa, cor creme amarelada. O topo do pacote está representado por areia média a fina. Nesse local a Formação Tucunanduba se assenta discordantemente sobre arenitos paleozoicos da Formação



Manacapuru (Figura 1B). Sarges *et al.* (2009), registraram esse tipo de depósito no município de Presidente Figueiredo com idades de  $22.100 \pm 2.600$  anos e  $57.000 \pm 5.000$  anos (LOE), conquanto interpretaram-no como depósitos coluviais. Evidentemente que não se descarta a possibilidade de que alguns depósitos englobados na formação Tucunanduba possam ter sido formados em função da neotectônica.

GLACIAR UATUMÃ – A análise da imagem SRTM da bacia hidrográfica do rio Uatumã mostra a expressividade do *flat* do referido rio, cuja extensão até a confluência com o rio Jatapu alcança 130 km e sua largura chega até 17,5 km. Por outro lado, a imagem mostra também que o formato do *flat* do rio Uatumã muito se assemelha aos vales formados por geleiras alpinas, inclusive com paredes laterais verticais e presença de lagos que podem indicar recuo de geleira. Os trabalhos de campo mostraram que o *vale* do rio Uatumã foi entulhado em grande parte por rochas e sedimentos derivados da degradação da sequência paleozoica e da Formação Alter do Chão, além de contribuição do embasamento cristalino, haja vista a presença de grande quantidade de seixos de quartzo leitoso e hialinos presentes. A unidade geológica que engloba o Glaciar Uatumã foi definida como Terraço Aluvionar Pleistocênico. Na foz do igarapé Jará (estação BM-185 –  $02^{\circ} 10' 00,8''$  S e  $59^{\circ} 18' 23,8''$  W), o pacote aflorante tem 4,0m de espessura até o nível d'água e é formado por areia argilosa caulínica, granulação média a grossa com areia fina disseminada. Na parte superior do pacote esse material se associa com fragmentos centimétricos de quartzo arenito, muito fino, correspondente à unidade paleozoica retrabalhada, além de bloco subarredondado de quartzo arenito conglomerático, onde se observa a presença de fragmentos de rocha vulcânica alterada do Grupo Iricoumé associada (amostra BM-185B).

Em todo o perfil ocorrem seixos de quartzo leitoso (Figura 1C). No *flat* do rio Uatumã essa unidade geológica apresenta as seguintes características: A estação BM-178 ( $02^{\circ} 11' 40,9''$  S e  $59^{\circ} 10' 52,2''$  W) está representada por um pacote com 5,0m de espessura, onde o intervalo basal (1m) está constituído por paraconglomerado polimítico formado por seixos, blocos e matacões, suportados por matriz areno-siltica. Os seixos e blocos são subarredondados a arredondados, formados por quartzo hialino, quartzo leitoso, quartzo arenito e siltito/argilito, suportados pela matriz areno-siltica. Os seixos de quartzo hialino e leitoso medem até 5,5cm, alguns estão fraturados e alguns facetados, apresentam tons de cor rosa claro, creme, cinza, vermelho, alaranjado e branco. Os blocos de quartzo arenito e siltito/argilito medem até 15cm, apresentam tons de cor creme claro a escuro, alaranjado e branco; o quartzo arenito apresenta granulação fina a média, é subarredondado e a matriz é argilosa e caulínica; o siltito/argilito é maciço e raramente laminado. Os matacões são basicamente formados por arenito de granulação areia grossa a muito grossa, areia fina e matriz argilosa, com grânulos e seixos disseminados, friáveis e raramente coesos. Os grânulos e seixos são subarredondados a arredondados e formados por quartzo leitoso, quartzo hialino, quartzo em tons castanho claro a escuro e raramente por quartzo roxo (ametista). A matriz argilosa é branca e caulínica.

A sedimentação evolui para silte bege a creme claro com manchas avermelhadas, maciço e com areia fina a muito fina disseminada (Figura 1D). Na estação BM-191 ( $02^{\circ} 15' 14,7''$  S/ $59^{\circ} 02' 37,0''$  W) a exposição apresenta 6,5 m de espessura e todo o pacote se assenta discordantemente sobre arenitos da Formação Alter do Chão. Nos dois metros basais ocorre paraconglomerado polimítico, formado por seixos de quartzo leitoso e hialino, ametista, siltito, caulim *flint*, arenito médio, arenito fino, subarredondados e subangulares, estão suportados por matriz argilo-arenosa e correspondem ao produto da degradação da Formação Alter do Chão. A sedimentação evolui para areia fina, creme claro a branca e bem selecionada (1,5m de espessura). A parte superior do perfil (3,0 m) se caracteriza por areia fina e silte. A 200 m da estação BM-192 ( $02^{\circ} 16' 36,8''$  S/ $59^{\circ} 55' 54,2''$  W) ocorre isoladamente no meio do pacote argilo-siltico de 4 m de espessura até o nível d'água, bloco

de quartzo arenito arredondado da Formação Alter do Chão e que foi interpretado como *dropstone* (Figura 1E). Volta a ocorrer *dropstone* na estação BM-193 (02° 15' 23,9" S/58° 55' 31,2" W), o qual está caracterizado por bloco de arenito creme claro de granulação fina a grossa, subangular e representativo da degradação também da Formação Alter do Chão e se encontra no meio de um pacote argilo-siltico de 3,0m de espessura acima do nível d'água (Figura 1F).

## **DISCUSSÕES E CONCLUSÕES**

Dois ciclos glaciares pleistocênicos foram reconhecidos pela primeira vez na Amazônia Brasileira e aqui são apresentados como glaciares Tucunanduba e Uatumã. As relações de campo mostram que o “Glaciar Tucunanduba” é mais velho que o “Glaciar Uatumã”. Eles indicam a amplitude que a glaciação Wurm teve sob o ponto de vista global no Pleistoceno e, que até então, era reconhecida apenas na Europa, América do Norte e parte da América do Sul (Cordilheira dos Andes e Patagônia). Sabe-se, no entanto, que Agassiz em 1866, em suas pesquisas na Amazônia, reconheceu sedimentos glaciais pleistocênicos. No entanto, suas idéias foram bastante discutidas e, por fim, refutadas por geólogos das academias da Europa daquela época que, diga-se de passagem, nunca estiveram na Amazônia.

O Glaciar Tucunanduba ocorreu quando o clima era muito seco e quando o nível do mar deveria estar 100 a 120m abaixo do nível atual. A evaporação da água do mar possibilitou a formação de espessa capa de gelo na região andina, bem como no Escudo das Guianas. Posteriormente, o clima mudou para quente, iniciando assim o ciclo interglacial, que é marcado na Amazônia Brasileira como a fase de deposição das formações Içá e Belterra. Após a deposição da Formação Belterra o clima muda novamente para seco, ocasionando novo rebaixamento do nível do mar e criando novamente capa de gelo no Escudo das Guianas, dando origem ao Glaciar Uatumã. Após esse evento, a Amazônia Brasileira entra em um estágio interglacial no holoceno e que perdura até os dias de hoje. Uma prova disso é a subida paulatina do nível do mar que vem se processando.

**PALAVRAS-CHAVE:** GLACIAÇÃO PLEISTOCÊNICA, GLACIAR TUCUNANDUBA, GLACIAR UATUMÃ

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Sarges R.R., Nogueira A.C.R., Riccomini C., 2009. **Sedimentação coluvial pleistocênica na região de Presidente Figueiredo, nordeste do estado do Amazonas.** *Revista Brasileira de Geociências* **39**: 350-359.

# AS LATERITAS TÉRCIO-CRETÁCEAS DA ILHA DO MARANHÃO: OCORRÊNCIAS E EXPLORAÇÃO.

*Ediléa Dutra Pereira<sup>1</sup>; Silvia Helena de Souza Arcanjo<sup>2</sup>;*

*Hugo Fernando Rodrigues Castro<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> UFMA, Dept<sup>o</sup> de Geociências, Campus do Bacanga, São Luís, MA,

<sup>2</sup> UFMA, Dept<sup>o</sup> de Oceanografia e Limnologia, Campus do Bacanga, São Luís, MA

<sup>3</sup> Geógrafo autônomo

[edilea.dp@ufma.br](mailto:edilea.dp@ufma.br)<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

A Ilha do Maranhão ocupa a parte setentrional do Golfão Maranhense, parte integrante da Bacia Costeira de São Luís (Figura 01). Trata-se de uma bacia marginal formada por rifteamentos durante o Cretáceo (Eocretáceo-Albiano) e implantada na porção setentrional da Sinéclise Paleozóica do Parnaíba, como resultado de Reativação Wealdeniana da Plataforma Brasileira (Almeida, 1967). Limita-se a norte por falhamentos da Plataforma Continental, a sul pelo Alto Estrutural Arco Ferrer - Urbano Santos, de orientação aproximada E-W, a leste pelo *Horst* de Rosário e a oeste pelo Arco do Tocantins que a separa da fossa do Marajó (Veiga Jr, 2000). O preenchimento sedimentar é caracterizado pelo Mesozoico (Formação Itapecuru), Cenozoico/Terciário Paleogeno que repousa em discordância angular sobre o Membro Alcântara da Formação Itapecuru, recoberta, discordantemente, por depósitos plio-pleistocênicos (Formação Barreiras) e sedimentos Quaternários (Formação Açuí). A ocorrência de depósitos intensamente laterizados está prioritariamente relacionada aos sedimentos do Terciário Paleogeno com espessuras de 15 a 20 metros, que ocorrem na porção setentrional da Ilha do Maranhão, nas falésias da ilha, e entre as Baías de Cumã e de São Marcos. Ocorrem amplamente também entre os sedimentos da Formação Barreiras, com espessura inferior a 30 metros, na base de encostas e topos dos tabuleiros e colinas como nódulos e blocos de concreções ferruginosas. Estas ocorrências se explicam pelo paleoambiente transicional marinho, de planície de maré que evoluiu sobre sedimentos de *shoreface* e plataforma rasa, demarcados por episódios de transgressão e regressão marinha (Rodrigues *et al.* 1994).

Os mapas geológicos disponíveis da região estão na escala 1:250.000, Folha São Luís SA.23-Z-A (Rodrigues *et al.*, 1994), e na escala de 1:100.000 (Maranhão, 1998), Pereira (2006). A exploração minerária de laterita ocorre geralmente na porção oeste e sul da Ilha do Maranhão com destinação prioritária para obras da construção civil, geralmente de forma manual ou mecanizada com utilização de trator pá carregadeira, resultando no final da exploração, um passivo ambiental elevado, principalmente, no solo e na água. Neste trabalho, destacam-se os principais estratos de ocorrências de lateritas, as formas de extração e os impactos socioambientais decorrentes dessas atividades.

## METODOLOGIA

O mapa de ocorrências de lateritas foi elaborado a partir de sucessivos trabalhos e integração das informações geológicas, geomorfológicas e de solos em um na escala de 1:20.000, utilizando-se como ferramenta principal uma fotointerpretação detalhada associada ao controle de campo. O levantamento de campo contou com a descrição, georeferenciamento e registro fotográfico de 81 pontos estudados e descritos utilizando-se o método tátil-visual. Buscou-se observar as formas de ocorrências, exploração e os impactos socioambientais advindos dessas atividades.

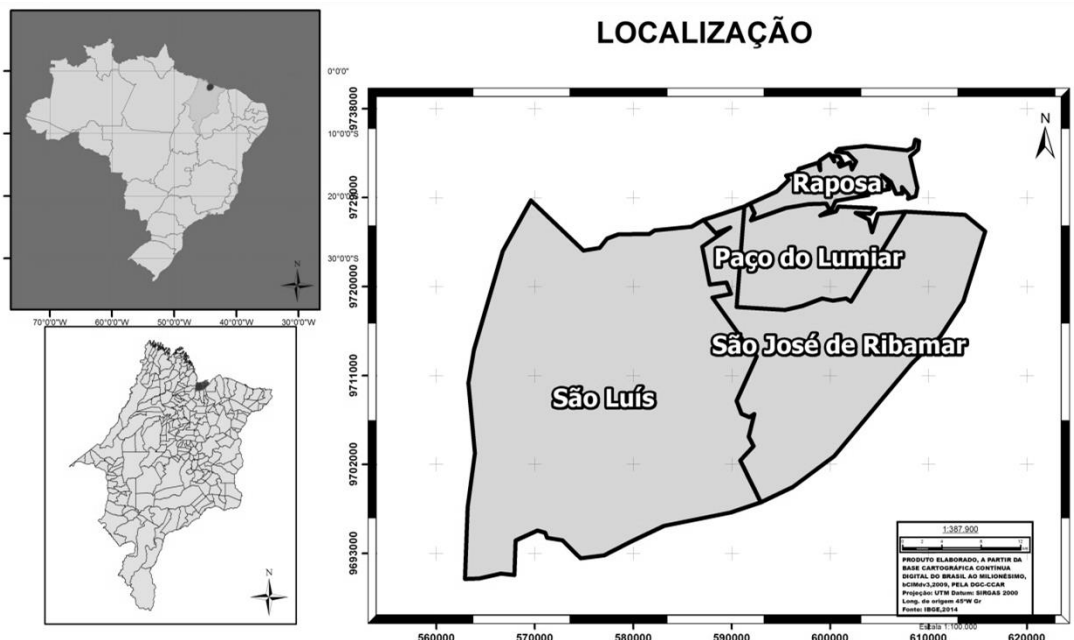


Figura 01: Localização da Ilha do Maranhão - MA.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

A sedimentação na Bacia de São Luís iniciou-se com os sedimentos no Cretáceo com as rochas arenosas da Formação Itapecuru, Formação Terciário-Paleogeno, Formação Barreiras e, finalmente, pelos sedimentos Quaternários da Formação Açuí (Figura 02). A estratigrafia é descrita conforme proposta de Rodrigues *et al.* (1994) e Pereira (2006).

ERA/ PERÍODO		Unidades estratigráficas		Litologia	Potencial Mineral
CENOZÓICO	Quaternário	Pleistoceno		Formação Açuí Areia fina a média, matura a submatura, com estratificação cruzada. Argila arenosa, maciça bioturbada	Areia Areia Argila
		Terciário	Meso- -Mioceno	Formação Barreiras Areia fina a média, com concentrações ferruginosas, imatura, intercalações argilosas cauliniticas.	Argila Laterita Água Subterrânea
	Mioceno		Terciário Paleogeno Areia fina a silte, com bolas de argilite, submatura, conglomerados, estratificação ondulada e cruzada.	Areia Argila Água Subterrânea	
MESOZÓICO	Cretáceo	Superior	Membro Alcântara Formação Itapecuru	Calcilitos, silte e areia muito fina, com argila, texturalmente imaturo, micáceo, estratificação plano-paralela	Calcário Argila
			Membro Psamítico	Arenito fino a médio, quartzo com feldspato, caulinizado, mica, nódulos ferruginizados, estratificação plano-paralela e cruzada.	Água subterrânea

Figura 02: Coluna estratigráfica da Bacia de São Luís (Rodrigues *et al.* 1994).

A Formação Barreiras, na Ilha do Maranhão, apresenta areia fina, areno-argilosa, areno-siltosa, creme a avermelhada-alaranjada e amarelada, bem selecionada, quartzosa, de consistência média a baixa (Figura 03). Apresenta intercalações de concreções lateríticas (formadas pelo intenso intemperismo tropical ricas em ferro e alumínio), em formas de *stone lines*, com espessuras centimétricas a métricas, em concentrações por vezes descontínuas no

topo, média e baixa encosta dos tabuleiros e colinas intensamente dissecadas. As *stone lines* exibem espessuras centimétricas a métricas, formas angulosas a subangulosas e por vezes placosas, em diferentes estágios de consistência (baixa, média e alta), com matriz areno-argilosa (Figura 04) e com dimensões centimétricas a métricas. Os solos presentes são os argissolos e neossolos.



Figura 03: Vista parcial da *Stone lines* no topo do tabuleiro da Formação Barreiras.



Figura 04: Lateritas exposta à venda.

A Formação Barreiras apresenta concentrações de lateritas nas porções oeste e sul da Ilha do Maranhão, frequentemente no topo dos tabuleiros e na base das colinas próximas às áreas de mangues (Figura 05).

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

A exploração na área conta com 78 processos ativos no DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral (base junho/2015), além das pequenas extrações ilegais. Essa atividade minerária promove severos impactos ambientais, considerando a formação de crateras de profundidades métricas, que após a retirada das lateritas, ficam expostas aos agentes intempéricos podendo desenvolver erosões e evoluir para voçorocas. Nas áreas com pequenas jazidas abandonadas, as crateras tornam-se verdadeiras “armadilhas” quando capeadas pela vegetação.

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

A Ilha do Maranhão apresenta alto potencial mineral para exploração das lateritas, que podem ser empregadas nas atividades da construção civil como mineral classe II. Este potencial supre o mercado da ilha, porém sua cubagem fica dificultada pela falta de continuidade da linha de pedra (*stone lines*) e de seu caráter errático nas Formações Itapecuru e Barreiras.

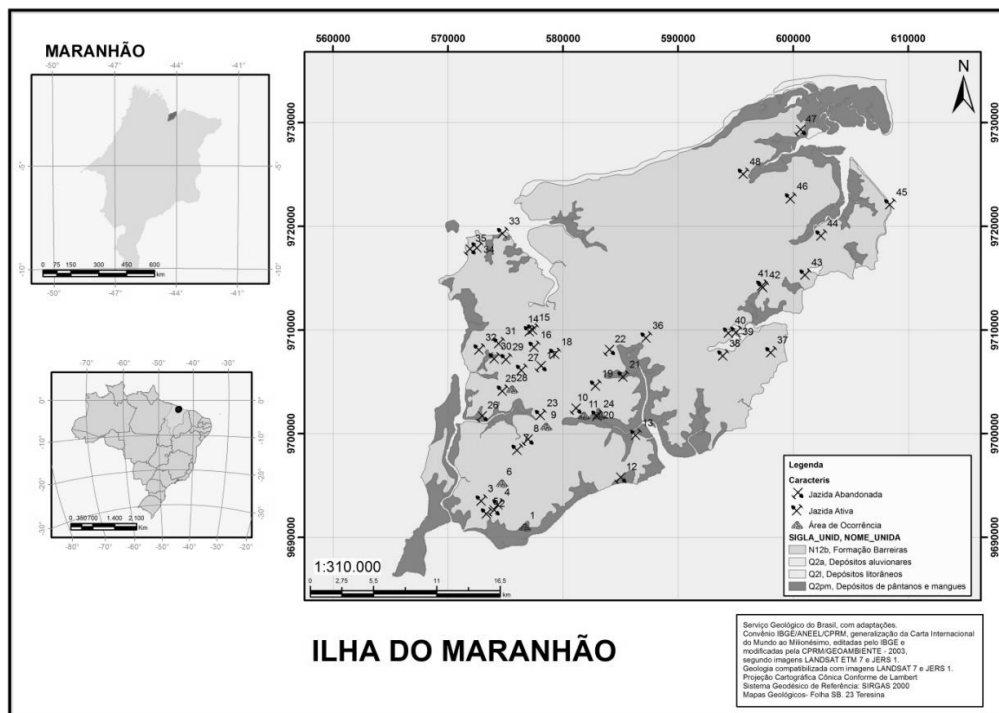


Figura 05: Mapa de Ocorrências de lateritas na Ilha do Maranhão.

## CONCLUSÕES

A laterita é uma rocha de coloração amarela avermelhada, rica em ferro e alumínio oriunda de enriquecimento supergênico, encontrada nas Formações Itapecuru e Barreiras, na Ilha do Maranhão. A exploração mineraria de laterita ocorre geralmente nas porções oeste e sul da Ilha do Maranhão com destinação prioritária como agregado para obras da construção civil, geralmente de forma manual, gerando no final da exploração, áreas degradadas com elevado passivo ambiental, principalmente, no solo e na água, pois promove assoreamento dos rios e igarapés, redução do *habitat* de variadas espécies, perda da vegetação e modificação das formas do relevo. Os impactos socioambientais estão relacionados à força de trabalho manual, desprovida de condições seguras de trabalho e com baixos pagamentos das horas trabalhadas geralmente em diárias. O preço dos agregados de lateritas é determinado pela demanda e oferta no mercado local.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. de. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro. DNPM/DGM, 36 p. (Boletim 241), 1967.
- Rodrigues, T. L. N. et al. (Org) **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: São Luís, Folha SA-23-2-A, Cururupu Folha SA-23-X-C**, escala 1: 250.000, Brasília: CPRM, 1994, 185 p.
- Pereira, E. D. **Avaliação da vulnerabilidade natural à contaminação do solo e do aquífero do Reservatório Batatã – São Luís (MA)**. Tese Doutorado, Rio Claro: UNESP. 2006.
- Veiga Júnior, J. P. et al. (Org.) **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Luís NE/SE, Folhas SA.23-X e SA.23-Z**. Estados do Maranhão e Piauí. Escala 1:500.000, Brasília: CPRM, 2000.

# ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA PORÇÃO NOROESTE DA BACIA DO SOLIMÕES COM BASE EM FUROS DE SONDAGENS

Stéfano de Mello Antonaccio Santos<sup>1</sup>, Emilio Alberto Amaral Soares<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Curso de Geologia, Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, UFAM antonaccioss@hotmail.com; <sup>2</sup>DEGEO/ICE/UFAM

## Introdução

A Bacia do Solimões constitui uma bacia sedimentar intracratônica, com aproximadamente 500.000 km<sup>2</sup> de área, quase toda inserida no Estado do Amazonas (Maia 2010). A bacia é limitada a oeste pelo Arco Iquitos, que a separa da Bacia do Acre, a leste pelo Arco Purus, que a separa da Bacia do Amazonas, ao norte e sul é bordejada, respectivamente, pelos escudos das Guianas e Brasil Central. Internamente, esta bacia é compartimentada em duas sub-bacias, Juruá e Jandiatuba. O detalhamento geológico de superfície desta bacia ainda é limitado, destacando-se os mapas do Projeto Carvão no Alto Solimões (Convenio CPRM/DNPM) e da CPRM (2010).

De acordo com o Mapa Geológico da CPRM (2010), que apresenta o maior detalhamento das unidades aflorantes na Bacia do Solimões, na parte mais superior desta bacia ocorrem rochas sedimentares das formações Solimões e Iça, sobrepostas discordantemente à Formação Alter do Chão, todas pertencentes ao Grupo Javari (Eiras *et al.* 1994).

Este trabalho de detalhamento geológico situado na porção noroeste da Bacia do Solimões, região entre Tabatinga e Santo Antônio do Iça, utilizando dados de furos de sondagens do Projeto Carvão no Alto Solimões. As interpretações sedimentológicas e estratigráficas foram obtidas a partir de 2 seções geológicas, confeccionadas com 10 logs de furos de sondagens, com profundidade de até 407 metros.

## Métodos Utilizados

A metodologia do trabalho consistiu em aquisição de dados obtidos a partir de mapas geológicos do estado do Amazonas (CPRM 2010) e a partir do Projeto Carvão no Alto Solimões (Convenio CPRM/DNPM). Neste trabalho foram utilizados logs 10 logs de furos de sondagens cujos principais dados e foram divididos em 2 seções geológicas, os quais contém dados geológicos e geofísicos, escolhidos de acordo com sua posição geográfica. Os furos georeferenciados foram plotados em imagens SRTM, de radar Landsat 5, obtidas no site da Embrapa (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/am/am.htm>) e imagem SRTM da América do Sul, obtidas no site da USGS, ([http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2\\_1/SRTM3/](http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/)).

Os furos estudados apresentam profundidade entre 50 e 407 metros e contém dados de Raios Gama (RG), Resistividade (RE) e Potencial Espontâneo (PE), além de dados litológicos de amostragem de calha. A seção geológica A-A', de direção geral SW-NE, estende-se por uma distância de aproximadamente 300 km e a seção geológica B-B', de direção geral S-N, apresenta extensão de aproximadamente 260 km.

Os perfis foram digitalizados no programa Corel DRAW (versão X6) para realçar as curvas dos parâmetros geofísicos e litológicos. A correlação diagráfica entre as unidades litoestratigráficas baseou-se no comportamento das diagrafias, pelo fato dos parâmetros geofísicos refletirem diferentes propriedades físicas e químicas das rochas, expressos pelo caráter das curvas registradas em respostas as suas variações litológicas. Os Raios Gama (RG) consistem em detectar e medir as radiações gama ( $\gamma$ ) dos elementos radioativos naturais contidos nas rochas. O potencial espontâneo (SP) consiste em medir em milivolt a diferença de potencial natural existente entre dois pontos. A resistividade (RE) mede a resistência elétrica da rocha em estudo.

## **Resultados e Discussões**

A área deste trabalho localiza-se na porção ocidental da Bacia do Solimões, em uma zona limítrofe entre Brasil Peru e Colômbia . Apesar da falta de estudos geológicos significativos nesta região, os dados disponíveis do Projeto Carvão no Alto Solimões permitiram a integralização dos dados de poços tubulares com perfilagens geofísicas (RG, RE e PE) e dados litológicos de amostras de calha, definindo as espessuras e os limites estratigráficos de três unidades sedimentares distintas, que pelos aspectos litológicos e posicionamento estratigráfico, foram associadas, da base para o topo, na seguinte ordem: Formações Solimões, (Mioceno Inferior-Plioceno), Formação Iça (Plioceno) e Depósitos Quaternários.

Com a interpretação geofísica dos perfis foram delimitados, em alguns casos, novos contatos geológicos entre as formações Solimões e Iça, em função da deflexão/quebra, positiva ou negativa observada nos perfis de RG, SP e RE.

A Formação Solimões é a mais expressiva em subsuperfície e, por vezes, aflora em diversos locais. Esta formação foi subdividida em 3 partes distintas, de acordo com as idades (Mioceno Inferior, Mioceno Superior e Plioceno) e, por vezes, exibe espessura uniforme que pode ultrapassar os 400 metros, é constituída principalmente por intercalações rítmicas de argilitos, siltitos e arenitos com fácies de linhitos e calcários subordinados. Na seção geológica A-A' a unidade intermediária desta formação (Mioceno Superior) exibe um espessamento de aproximadamente 100 metros, provavelmente associado a deslocamento por falhas regionais.

A Formação Iça é a segunda mais expressiva, ocorrendo principalmente em superfície e, em alguns locais, em subsuperfície. Esta unidade, de idade pliocena, apresenta espessura pouco variável, por vezes ultrapassando os 30 metros. Litologicamente, é constituída predominantemente por arenitos com raras intercalações de linhitos e argilitos.



Os depósitos quaternários são os menos expressivos e afloram em alguns locais da região, capeando as formações Solimões e Iça. Apresenta espessura variável, por vezes ultrapassando 40 metros. Litologicamente, esta unidade é constituída predominantemente de areias e argilas.

Na formação Solimões pode-se observar que a maior deflexão de raios Gama ocorre na mudança de litologia de argila/argilito para calcário com o valor de aproximadamente 7,5 cps (contagem por segundo) negativo e a menor ocorre em 5 cps positivo, ocorrendo na mudança de litologia de argila/argilito para silte/siltito. Os raios de potencial espontâneo exibem uma maior deflexão na litologia silte/siltito com o valor de aproximadamente 80 mV negativo e menor deflexão em 10 mV positivo que ocorre na mudança de litologia entre argila/argilito e linhito. Na Resistividade, a maior deflexão ocorrem na mudança de litologia da argila/argilito para areia/arenito com valor aproximado de 90 ohms positivo e, a menor, em 10 ohms negativo que ocorre mudança de litologia entre silte/siltito a argila/argilito.

Na formação Iça, os dados geofísicos disponíveis referem-se unicamente aos Raios Gamma, já os dados de Potencial Espontâneo e Resistividade não foram obtidos em função do revestimento do poço que alteram os dados. A maior deflexão dos Raios Gamma ocorre em valor aproximado de 10 cps positivo e o menor torno de 5 cps negativo, ambos na litologia de areia/arenito,

Nos terraços quaternários não se obteve dados relevantes que pudessem ser discutidos ou interpretados devido a reduzida espessura da unidade, que só foi identificada significativamente no furo P3 da seção B-B', onde exhibe cerca de 11 a 12 metros de espessura. Nesta parte superior, os dados de Raios Gama não exibem deflexões e os de Potencial Espontâneo e Resistividade foram alterados pelo revestimento do poço.

## **Conclusões**

Este estudo conseguiu atingir as metas previstas, aumentando o conhecimento geológico de subsuperfície da porção ocidental da Bacia do Solimões, por meio da correlação estratigráfica de 2 seções geológicas A-A' (direção SW-NE) e B-B' (direção N-S), em aproximadamente 300 e 260 km, respectivamente.

Os dados geofísicos (RG, RE e PE) e litológicos obtidos de 10 logs de furos de sondagens das seções A-A' e B-B' permitiu a individualização de 3 unidades geológicas distinta: Formação Solimões (Mioceno Inferior-Plioceno), Iça (Plioceno) e Depósitos Quaternários.

Nas seções geológicas estudadas foi possível definir os limites geológicos entre as formações Solimões e Iça e depósitos quaternários. A Formação Solimões é a mais expressiva, sendo constituída principalmente por intercalações rítmicas de argilitos, siltitos e arenitos com fácies de linhitos e calcários subordinados. A Formação Iça é a segunda mais expressiva, sendo constituída litologicamente por arenitos com raras intercalações de linhitos e argilitos. Os depósitos quaternários são os menos expressivos sendo constituído predominantemente de areias e argilas.

Os limites geológicos e unidades litoestratigráficas obtidas nas seções geológicas deste estudo são correlacionáveis com as informações geológicas obtidas do trabalho de Galvão (2012), numa área mais a leste.

## Referências

- CPRM. Mapa Geológico do Estado do Amazonas. 2010. 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. 2007. Bacia do Solimões. Boletim de Geociências da Petrobras.[Rio de Janeiro], v 15, n 2, p 217-226.
- EIRAS, J. F., BECKER, C. R.; SOUZA, E. M.; GONZAGA, J. E. F.; SILVA, L. M.; DANIEL, L. M. F.; MATSUDA, N. S.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Solimões. Boletim de Geociências de Petróleo Brasileiro S.A., Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 17-45.
- GALVÃO P. H. F., DEMÉTRIO, J. G. A., SOUZA, E. L., PINHEIRO, C. S. S., BESSA, M. P. M. 2012. Hidrogeologia e geometria dos aquíferos das formações cretáceas Içá e Solimões, Bacia Paleozoica do Solimões, na região de Urucu, Amazonas, Revista Brasileira de Geociências, nº42 p. 142-153.
- Léxico Estratigráfico do Brasil 1968 (<http://www.cprm.gov.br/bases/lexico/formpesq.php>). Acesso em 2 de dezembro de 2013.
- MAIA, M. A. M., MARMOS, J. L. 2010. Geodiversidade do estado do Amazonas [Manaus], CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- MAIA, R. G. N., GODOY, E. K., YAMAGUTI, H. S., MOURA, P.A., COSTA, F. S. F., HOLANDA, M. A., COSTA, J. A. 1977. Projeto Carvão no Alto Solimões [Tabatinga], Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) - Serviço Geológico do Brasil (CPRM),
- REIS J. N., ALMEIDA, M. E., RYKER, S. L., FERREIRA, A. L. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas [Manaus], CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- SANTOS, D.A. 1989. Regressão Múltipla de Perfilagem Geofísica Aplicada a Estimativa de Teor Mineral. Tese de Mestrado, Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará. p. 09-11.
- SERRA, T. S., 2010. Projeto Carvão no Alto Solimões: uma Experiência de Dados Analógicos de Sondagens Exploratórias Para Carvão em uma Base de Dados Digitais. Tese de Graduação, Instituto de Geociências - Universidade Federal da Bahia.

# GÊNESE E EVOLUÇÃO DE MESOCAVIDADES E FEIÇÕES BOTRIOIDAIS NO TESTEMUNHO DE SONDAGEM N4WS-1495, FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS, SERRA NORTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PA

Fernando Rodrigues Rios (1) & Antônio Emídio Araújo Santos Júnior (2)

(1) Geólogo, pela Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA).

(2) Geólogo, Professor Dr. Adjunto da UNIFESSPA.

Contatos: [fernandor.rios@hotmail.com](mailto:fernandor.rios@hotmail.com); [emidiosantos@unifesspa.edu.br](mailto:emidiosantos@unifesspa.edu.br)

## INTRODUÇÃO

As FFB da Província Mineral de Carajás detêm milhares de cavernas e variados espeleotemas (MACAMBIRA *et al.*, 1990). Recentemente, diversos trabalhos foram realizados em cavernas que afloram ao longo de jaspilitos e canga laterítica da Serra Norte de Carajás. Sua origem e evolução têm sido atribuídas a processos intempéricos de dissolução dos bandamentos composicionais de ferro e sílica, gerando microcavidades/ mesocavidades interconectadas, que por colapso desabam, aumentando seu volume e permitindo a percolação de fluidos responsáveis pela formação dos espeleotemas.

O registro de mesocavidades e feições borioidais tipo coraloides no furo de sondagem, N4WS-1495, levaram a suspeitar que parâmetros geológicos endógenos poderiam ter influenciado na formação destas feições cavernosas. Deste modo, este trabalho consistiu na caracterização petrográfica, mineralógica e textural dos espeleotemas em mesocavidades em profundidades superiores a 440 a fim de determinar os fatores geológicos responsáveis pela formação de mesocavidades e coraloides em subsuperfície.

O furo de sondagem N4WS-1495 localiza-se no município de Parauapebas, estado do Pará, situa-se na região de Carajás, Serra Norte, corpo N4, sul do Platô N4W, e insere-se no contexto da Bacia Carajás (Figura 1).

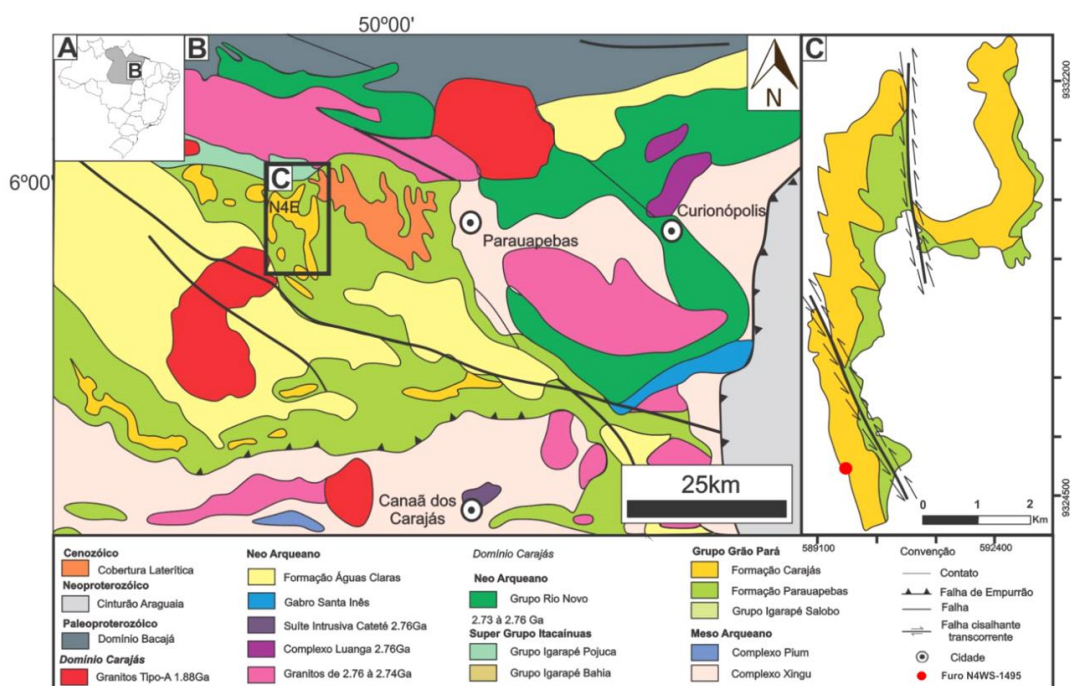


Figura 1: A - Mapa do Brasil; B - Mapa geológico do Domínio Carajás (Modificado de Vasquez *et al.*, 2008). C - Mapa Geológico do Platô N4 e a localização do furo de sondagem N4WS-1495.

## MÉTODOS

Este trabalho consistiu na análise petrográfica de catorze amostras de testemunho de sondagem N4WS-1495, no intervalo de 440 a 559,4 metros de profundidade. Previamente, as amostras de jaspilitos e feições botrioidais foram analisadas macroscopicamente verificando os aspectos texturais e suas relações cogenéticas. Estas amostras foram submetidas a análises petrográficas de Microscópio Convencional (MC) e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), associada a análises de Difrações de Raios-X (DRX).

## RESULTADOS

As feições botrioidais são caracterizadas em duas porções: base e espeleotema, apresentando contato abrupto e irregular. A base compreende jaspilitos pouco alterados a alterados e botrioides sobrepostos. Os borioides tipo coraloide são constituídos de goethita, ocorrem preenchendo microcavidades e falhas/fraturas de dissolução parcialmente ou totalmente. Demonstram hábito coliforme, coloração alaranjada a avermelhada, sob luz natural e nicóis cruzados. Sob luz refletida e natural a goethita possui coloração cinza-azulado, anisotropia cinza-azulada a cinza esbranquiçada. Por vezes ocorre substituição da goethita pela hematita. Os coraloides, sob luz natural e nicóis cruzados, exibem padrão concêntrico. Os Coraloides constituem-se essencialmente por goethita, contudo, cristais bem formados de hematita 3, finos a muito finos, com forma de cristais alongados de hábito placóide podem ocorrer.

Para os dados de MEV e EDS foram analisadas as porções das feições botrioidais com estrutura radial e placóide. A análise dos botrioides por DRX indicou a presença de goethita, sem alumínio em sua estrutura, e quartzo. Além de goethita, hematita e quartzo.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Análises petrográficas realizadas nos jaspilitos permitiram constatar que as micro/mesocavidades de dissolução se concentram preferencialmente nas bandas silicosas. Tal fato pode indicar que a sílica é a primeira a ser dissolvida. Entre as variedades de quartzo, *chert* e jaspe, presentes no jaspilito, as bandas de *chert* são dissolvidas com maior proporcionalidade quando comparadas. O processo de origem de cavidades dá-se em condições de temperatura e alcalinidade elevadas. Krauskopf (1956 e 1959) indica que a solubilidade do quartzo, à temperatura ambiente, é cerca de 6,5 mg/l e de outras formas de SiO<sub>2</sub> é de 115 mg/l. Alexander *et al.* (1954), Krauskopf (1972) e Martins (1985) citam que a forma de sílica mais solúvel é a sílica amorfa, com solubilidade de 100 a 140 ppm à 25°C e pressão ambiente em meio aquoso e pH entre 2,0 a 9,0.

O quartzo é a forma da sílica que apresenta a menor solubilidade. Todavia, a solubilidade das diferentes formas de sílica depende da presença ou não de diferentes eletrólitos em solução. Assim, a solubilidade da sílica pode diminuir proporcionalmente com o aumento na solução de Al<sup>+3</sup>, Fe<sup>+2</sup>, Ca e Mg. Por outro lado, a solubilidade da sílica pode aumentar com a presença de Na e K (OKAMOTO *et al.*, 1957; KELLER *et al.*, 1963). Sabe-se que as rochas da Bacia Carajás foram submetidas a uma alteração hidrotermal intensa, que modificou profundamente a composição química e mineralógica desses litotipos. O evento hidrotermal de alta temperatura, 650 a 550 °C (LINDENMAYER, 1994a), associado a intrusões de granitóides anorogênicos contemporâneos da bacia, fluidos subsaturados em Ca e saturados em Si, Na, K e Ba, ocasionaram a lixiviação de Ca e Sr, o que provocou uma albitização do plagioclásio cálcico e outras transformações mineralógicas (LINDENMAYER, 1995). Alterações hidrotermais semelhantes ocorrem nas rochas vulcânicas básicas dos grupos Grão Pará (Formações Parauapebas e Igarapé Cigarra) e Bahia, provocadas por soluções salinas compostas por H<sub>2</sub>O e NaCl (RIBEIRO; VILLAS, 1990; ZANG *et al.*, 1996) generalizadas na área. Desta maneira, a sílica passou a apresentar uma maior tendência à

solubilidade após estes intensos processos de atividades hidrotermais, os quais cederam às rochas da bacia eletrólitos de Na e K através da percolação generalizada de fluidos ricos em Na, K, Si, Ba, H<sub>2</sub>O e NaCl.

Em presença de oxigênio os íons ferro apresentam-se sob a forma férrica, insolúvel, mesmo quando a concentração de CO<sub>2</sub> é elevada. De uma maneira geral, a existência de ferro dissolvido pressupõe baixo teor de oxigênio e concentração elevada de dióxido de carbono, pH elevado, o que ocorrem freqüentemente em águas subterrâneas (MASON, 1966). Em Carajás, a dissolução das bandas de opacos pode também estar associada à formação da canga laterítica ocasionada por variações climáticas, processos de alteração “in situ” com redistribuição de Al e Fe e posterior retrabalhamento. O início da laterização da Amazônia deu-se entre Cretáceo Superior e Paleoceno (~65Ma), onde uma maior contribuição hidrológica superficial, associada à dissolução dos minerais opacos, só ocorreu a partir de mudanças climáticas globais e após a instalação de uma floresta tropical úmida durante o Terciário (~ 65Ma) (SHUSTER *et al.*, 2012). Haffer & Prance (2001) enfatizaram que áreas extensas de florestas tropicais úmidas persistiram durante os períodos secos do Terciário e Quaternário, especialmente aquelas localizadas próximas de relevos de superfícies nas periferias da Amazônia.

O processo de dissolução das bandas silicosas, proporcionou a geração de microcavidades ao longo dos planos dos acamamentos das FFB, interconectando, seja por solubilização e/ou por feições rúpteis, e passam a abrigar verdadeiros depósitos químicos – feições botrioidais. Em minério de ferro, as feições botrioidais são de pequeno porte e com mineralogia limitada a óxidos/hidróxidos de ferro, sulfatos, fosfatos e silicatos. A variedade tipológica não é extensa, estando em geral limitada a alguns poucos tipos (AULER *et al.*, 2011).

Os coraloides estudados neste trabalho são constituídos principalmente por goethita seguido de sílica e hematita. Apresentam hábito botrioidal e estruturas radiais. São caracterizados por estruturas concêntricas marcadas pela alternância de cores e concentração de ferro e sílica, podendo estar relacionada a uma variação do ambiente subterrâneo, elevação e rebaixamento do nível freático e/ou do ambiente superficial. O espeleotema constituído por hematita, de hábito botrioidal, estruturas fibrosas e placóides, pode estar relacionado à alteração da goethita.

Para que ocorra a precipitação da goethita é necessário estar sob condições alcalinas (11<pH<13,5), temperatura entre 30 e 70°C e possuir fonte de Fe<sup>3+</sup> (MONTES-HERNANDEZ *et al.*, 2011). Alguns autores explicam este procedimento de geração de coraloides de goethita pela presença de um gel de hidróxido de ferro (PERRY, 1927), no qual a sua gênese estaria relacionada à exsudação de um gel composto de água supersaturada em hidróxido de ferro que permeou através de fratura, falhas e cavidades interconectadas por microcanalículos, quem em condições favoráveis precipitou como coraloides. Sabe-se que, quanto maior a temperatura, maior o tamanho dos cristais formados por este processo de exsudação, e que, o comprimento e a largura destes dependem da fonte de Fe<sup>3+</sup> (MONTES-HERNANDEZ *et al.*, 2011).

Por se tratarem de feições botrioidais originados a profundidades maiores do que 440 metros não há incidência solar e percolação de ar, ausentando o material biológico, ocorrendo apenas precipitação química de material ferruginoso, logo, estes depósitos químicos são característicos de ambiente afótico (AULER *et al.*, 2011).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AULER, A.S. et. al, 2011. Espeleologia N4/N5/Pese/Pesl: Diagnóstico Geoespeleológico, Biológico e Análise de Relevância. Belo Horizonte, CARSTE-VALE, p. 47-119.

HAFER, J. & G.T. PRANCE. 2001. Climatic forcing of evolution in Amazonia during the Cenozoic: on the refuge theory of biotic differentiation. *Amazonia* 16: 579–607.

KELLER, W.D.; REESMAN, A. L.; BARGORD, W.D. – Dissolved Products of Artificially Pulverized Silicate Minerals and Rocks: Part 1. *J. Sediment. Petrol. Tulsa*, 33: 191 – 204, 1963.

KRAUSKOPF, K.B. – Dissolution and Precipitation of Sílica at Low Temperatures. *Geoch. Er Cosmoch. Acta. Oxford*, 10:1-26, 1956.

KRAUSKOPF, K.B. – The Geochemistry of Sílica in Sedimentary Environments. *Geoch. Er Cosmoch. Acta. Oxford*. 1959

KRAUSKOPF, K.B., 1972. Introdução a geoquímica. São Paulo, Polígono/EDUSP. 720p.

LINDENMAYER, Z.G., FYFE, W.S. & BOCALON, V.N.S. 1994a. Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geol. Leopold.*, 17(40): 153-184.

LINDENMAYER, Z.G., LAUX, J.H., VIERO, A.C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*.

MACAMBIRA J.B.; RAMOS J.F.F.; ASSIS J.F.P.; FIGUEIRAS A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte, Projeto Pojuca: relatório final. Belém, UFPA, DOCEGEO, SEPLAN, DNPM. 150p. Inédito.

MARTINS, S. B. M. P. - Levantamento dos Recursos Naturais do Distrito Espeleológico Arenítico de Altinópolis, SP. Relatório Final, FAPESP, 121 p., protocolo 83/2552-3, São Paulo, 1985.

MASON, B. Principles of Geochemistry. 3. Ed. New York:Wiley, 1966

MONTES-HERNANDEZ, G.; BECK, P.; RENARD, F.; QUIRICO, E.; LANSON, B.; CHIRIAC, R.; FINDLIN, N. Fast Precipitation of Acicular Goethite from Ferric Hydroxide Gel under Moderate Temperature (30 and 70°C). *CRISTAL GROWTH & DESIGN*. 2011.

OKAMOTO, G. OKURA, T.; GOTO, K. – Properties of Sílica in Water. *Geochim. et Cosmochim. Acta, Oxford*, 12:123 – 132, 1957

PERRY, J. H. The adsorption of vapors by ferric hydroxide gel. *Industrial and Engineering Chemistry* (1927), 19, 746-8 CODEN: IECHAD; ISSN: 0019-7866.

RIBEIRO, A.M.R., & VILLAS, R.N.N. 1990. Estudo microtermométrico em cristais de quartzo de veios hidrotermais da Sequência Bahia, Carajás, PA. Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Anais. Natal, SBG, 3: 1193-1204.

SHUSTER D. L., FARLEY K. A., VASCONCELOS P. M., BALCO G., MONTEIRO H. S., WALTENBERG K. AND STONE J. O. (2012) Cosmogenic  $^3\text{He}$  in hematite and goethite from Brazilian “canga” duricrust demonstrates the extreme stability of these surfaces. *Earth Planet. Sci. Lett.* 329–330, 41–50. SIEVER, R. - Silica Solubility, 0-200°C, and the Diagenesis of Siliceous Sediments. *The Journal of Geology* 70, 127-150, 1962.

ZANG, G.G., FYFE, W.S. & LINDENMAYER, Z.G. 1996. Saline fluid inclusions relates to the Igarapé Bahi a gold deposit, Carajás, Brazil. *Chem. Geol.*

# PETROGRAFIA E ANÁLISE DE “FEIÇÕES BOTRIOIDAIAS” DO TESTEMUNHO DE SONDAÇÃO N4WS 1495, DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PA)

*Renato da Silva QUEIROZ (1); Antônio Emídio de Araújo SANTOS JÚNIOR (2).*

(1) Geólogo, Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA, Marabá/PA).

(2) Geólogo, Professor Dr. Adjunto da Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA, Marabá/PA).

[renatowqueiroz@hotmail.com](mailto:renatowqueiroz@hotmail.com) - [emidiosantos@unifesspa.edu.br](mailto:emidiosantos@unifesspa.edu.br)

## INTRODUÇÃO

Formações Ferríferas Bandadas (FFB), distribuídas mundialmente nas Bacias Sedimentares Pré-cambrianas, são depósitos sedimentares peculiares caracterizados por bandas de minerais opacos e transparentes/translúcidos representados por óxidos/hidróxidos de ferro e quartzo microcristalino, respectivamente (HOLLAND 1973, DREVER 1974; GROSS 1973; EICHLER 1976, TRENDALL *et al.* 1998 e MACAMBIRA 2003). No Brasil, depósitos de FFB pré-cambrianas ocorrem sobre os crátons São Francisco e Amazônico, sendo caracterizados por elevados teores de ferro. No Cráton Amazônico, área de estudo, estes depósitos são representadas pela Formação Carajás, Bacia de Carajás, constituída por jaspelitos de idade entre 2.754 e 2.744 (MACAMBIRA 2003). Diversos trabalhos científicos realizados apresentam considerações sobre origem, evolução e ambientes deposicionais das FFB de Carajás, além do minério de ferro associado (BEUKES 1973, HOLLAND 1973, GOLE & KLEIN 1981, JAMES 1983, MAYNARD 1983, HOLLAND 1984, DYMEK & KLEIN 1988, ISLEY 1995, KLEIN 1992, ALIBERT & MCCULLOCH 1993, MANIKYAMBA *et al.* 1993, HORSTMANN & HÄLBICH 1995, SIMONSON & HASSLER 1996, BAU & DULSKI 1996, MACAMBIRA 2003, SOBRINHO 2012). Recentemente, estudos espeleológicos têm sido intensificados na Serra dos Carajás, principalmente nas FFB da Formação Carajás. Estes trabalhos demonstram que a formação das cavidades e depósitos químicos associados estão relacionados a processos de dissolução dos bandamentos composicionais de ferro e sílica, gerando assim as cavidades e espeleotemas. (ABREU 2014, CABRAL 2014, GOMES 2014, OLIVEIRA 2015, RIOS 2015, SILVA 2015 e PINHEIRO 2015).

O presente trabalho realiza uma caracterização petrográfica do testemunho de sondagem na mina N4WS, em formações ferríferas bandadas, com o objetivo de abordar a respeito das condições paleoambientais sindeposicionais e pósdeposicionais que influenciaram na formação e evolução das cavidades e feições botrioidais similares a espeleotemas.

O testemunho de sondagem situa-se na mina N4WS, a área de estudo esta localizada no município de Parauapebas sudeste do Estado do Pará, inserida no Platô N4, Serra Norte de Carajás (Figura 1). O objeto de estudo desse trabalho corresponde à mina N4WS, o qual corresponde a Formação Carajás, Grupo Grão Pará, constituído essencialmente por Jaspilitos. O acesso pode ser feito por via aérea até o Aeroporto do Núcleo Urbano de Carajás, por trem, pela ferrovia Carajás até Parauapebas, ou saindo de Marabá pela rodovia pavimentada PA 150 até a cidade de Eldorado dos Carajás, de lá segue pela PA 275 para Parauapebas, em seguida para o núcleo urbano até as Minas de Ferro da VALE.



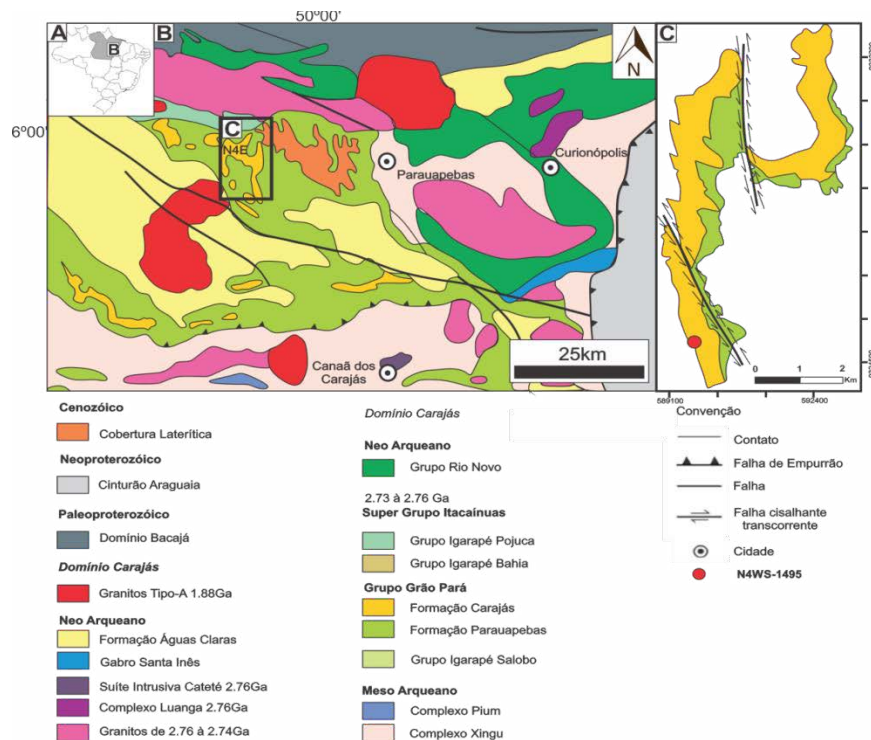


Figura 1: A\_ Mapa do Brasil, B\_ Mapa do Domínio Carajás (Modificado de VARQUEZ et al.2008). C\_ Mapa Geológico do Platô N4 e a Localização do furo de sondagem N4WS-1495.

## METODOLOGIA

Foram confeccionadas 43 seções polidas a partir de furo de sondagem N4WS 1495, com cerca de 560m de profundidade. Estas seções consistem de FFB e, subordinadamente, rochas ígneas (basaltos e diabásio). Analisou-se sob microscópio petrográfico de luz transmitida/refletida, onde a descrição das rochas consistiu na caracterização textura, estrutural e mineralógica dos jaspilitos. Estas análises foram realizadas no laboratório de mineralogia da Universidade do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA), utilizando o microscópio ótico Zeiss (modelo Axioskop 40).

## RESULTADOS

As FBB do furo de sondagem N4WS-1495 caracterizam-se pela alternância de bandas centimétricas irregulares, descontínuas e dobradas, de minerais opacos, compostas essencialmente por hematita, magnetita e maghemita; e bandas silicosas compostas por jaspe e *chert*.

Para a descrição petrográfica foi utilizada a classificação modificada de (SOBRINHO 2012), distinguindo fases mineralógicas e tipos de jaspelito quanto à alteração intempérica em: a) Jaspelito não alterado; b) Jaspelito pouco alterado; c) Jaspelito alterado e d) Minério de ferro. Neste trabalho, foram também definidos: e) Jaspelito brechado e f) Jaspelito hornfels. Duas fases mineralógicas principais foram descritas, hematita e quartzo.

### Jaspelito Não Alterado

Estas rochas não sofreram com processos intempéricos, preservando assim suas características originais de bandamento rítmico milimétrico-centimétrico composicional representado por bandas de minerais opacos intercalados com bandas de *chert* e jaspe, apresentando contato brusco, irregular ondulante e interpenetrativo.

A banda de minerais opacos possui coloração cinza escuro, composta mineralogicamente por magnetita, maghemita, Hm 1, 2 e 3; e goetita. A magnetita e maghemita ocorrem como cristais euédricos, bipiramidais com bordas alterando para Hm 2.

Internamente, as bandas de opacos ocorrem laminações de jaspe e quartzo criptocristalino, além de estrutura em pente nas bordas das magnetitas.

A banda avermelhada de jaspe é composta mineralogicamente por Qtz 1 e 2 impregnado por Hm 1, com cristais dispersos de pirita. Internamente ocorrem laminações de *chert* e opacos. O *chert* é constituídos de Qtz tipo 2 e os opacos representados por minerais magnetita, maghemita, hematita e goethita.

### **Jaspelito Pouco Alterado**

O bandamento composicional deste jaspelito é caracterizado por apresentar contato irregular e interpenetrativo, com sinais de alteração intempérica e hidrotermal, marcados por microcavidades e fendas de dissolução.

A banda de minerais opacos possui coloração cinza escuro, sendo composta mineralogicamente por Hm 1 e 2, magnetita, e goethita. A Hm 1 é caracterizada por massa criptocristalina contendo estrutura de sobrecarga. A magnetita é representada por cristais euédrais com bordas alteradas para hematita

A banda avermelhada de jaspe é composta mineralogicamente por Qtz 1 e 2, impregnada por Hm 1, lâminas de minerais opacos são representados por cristais euédricos a subédricos de magnetita, maghemita e hematita. Lateralmente estas bandas mostram um comportamento irregular, e em alguns locais são interrompidas e truncadas por minerais opacos.

### **Jaspelito Alterado**

As rochas deste grupo apresentam aspectos fortemente alterados, onde os bandamentos composicionais não estão nítidos. Há a presença de microcavidades de dissolução que ocorrem predominantemente na banda jaspe/*chert*, seguindo uma direção preferencial, que relaciona-se ao acamamento do jaspelito. Feições deformacionais como: dobras, truncamentos, falhas, fraturas e veios, além de estruturas *Pods*, deslocamento intrabandas, contatos interpenetrativos e laminação de *chert*, são comuns.

A banda de opacos mostra coloração cinza escuro e caracteriza-se por um adelgaçamento e rompimento regulares. Composta mineralogicamente por Hm 2, com cristais de magnetita, hematita, biotita e clorita. Ocorrem ainda, agregados de Qtz 1 e 3.

A banda de jaspe mostra coloração avermelhada e é composta mineralogicamente por biotita, clorita e quartzo impregnado por Hm1. Lateralmente esta banda possui comportamento irregular, interrompida e truncada.

### **Jaspelito Brechado**

Estas rochas são caracterizadas por conter fragmentos centímetros a decímetros com tamanhos variados, subangulosos a angulosos e mal selecionados. Apresentam aspecto brechado. Os clastos angulosos do jaspe estão imersos em uma massa composta por hematita e Qtz 1 e 2, impregnada por óxido de ferro. Fraturas, falhas, fendas e microcavidades de dissolução são comuns.

A banda de minerais opacos possui coloração cinza escuro sendo caracterizada por adelgaçamento e rompimento da banda. Mostra contato irregular e interpenetrativo, sendo composta mineralogicamente por hematita criptocristalina e microcristalina, associados a cristais de magnetita, pseudomagnetita, carbonato e goethita.

A banda esbranquiçada possui espessura de 0,5 à 10 mm, apresentando contato brusco com minerais opacos e carbonatos. Esta banda é composta mineralogicamente por quartzo granular à criptocristalino.

### **Jaspelito Hornfels**

Esta amostra possui coloração cinza escuro, é densa, e forma mosaicos de grânulos equidimensionais, sem orientação, apresentando textura hornfêlsica ou granoblástica,

caracterizada por granulação fina e estrutura maciça. A mesma exibem feições composta por blastos irregulares de jaspe, sendo estes inclusos em uma massa de coloração avermelhada de composição não definida. Não foi possível a identificação mineralógica de uma grande parte da rocha, entretanto, há porções que ainda preservam laminações dobradas e truncadas, compostas mineralogicamente por Hm 1. A rocha passou fortemente por processos deformacionais, pois, foram observadas bastante falhas e fraturas, sendo a última preenchida por quartzo microcristalino recristalizado. Notam-se porções brechadas constituídas por hematita e quartzo microcristalino recristalizado.

## DISCUSSÃO

As características petrográficas do testemunho de sondagem, N4WS 1405 ao longo da Formação Carajás, FFB e rochas associadas, podem estar relacionadas a bacias sedimentares hermeticamente fechadas e/ou semifechadas, o que poderia favorecer condições cíclicas na formação dos jaspelitos. O bandamento composicional indica um controle deposicional na precipitação química dos sedimentos, influenciadas por condições climáticas sazonais. Estas variações seriam responsáveis pelo bandamento composicional, bem como pela diferença de espessura entre as bandas e as variações mineralógicas.

A precipitação química continuada através do Cambriano proporcionou a geração de uma espessa unidade geológica de FFB ao longo do Cráton Amazônico. Entretanto, a exposição destes depósitos em condições intempéricas durante o Cenozoico, desestabilizou as bandas silicosas e férricas/ferrosas pré-cambrianas, gerando dissolução das bandas composicionais silicosas e ferrosas originando microcavidades nas FFB, possibilitando a precipitação de feições botrioidais similares a “espeleotemas”, através da solubilização e precipitação produtos hidrotermais e lixiviados.

As estruturas diagenéticas observadas nos jaspelitos ao longo do testemunho de sondagem N4WS-1495 permitem considerar a respeito da evolução do minério de ferro de Carajás. Um dos principais processos que determinaram esta evolução estão relacionados a desidratação e a litificação dos sedimentos. Os bandamentos saturados em águas sofreram gradativamente desidratação de seus estratos através de processos de sobrecarga de forma que as águas intersticiais que foram expelidas do bandamento composicional geraram estruturas de sobrecarga.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, S. S. **Petrografia de formações ferríferas associadas às cavernas da Serra Norte na Unidade Espeleológica de Carajás – PA.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Marabá, 2014.

CABRAL, E.S. **Petrografia de formações ferríferas (bif's) associadas a cavernas da Serra Sul (Serra dos Carajás – Pa).** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Marabá, 2014.

EICHLER, J. 1976. **Origin of the Precambrian banded iron formations.** In: K.H. Wolf (ed.) **Handbook of stratabound and stratiform ore deposits.** v. 7 Amsterdam, Elsevier, 157-201.

MACAMBIRA J.B. & SILVA V.F. 1995. **Estudo Petrológico, Mineralógico e Caracterização das Estruturas Sedimentares e Diagenéticas Preservadas na Formação Carajás, Estado do Pará.** Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra, 7:363-387.

MACAMBIRA J.B. 2003. **O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará.** 217 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

RIOS, F.R. **Gênese e evolução de mesocavidades e espeleotemas em testemunho de sondagem N4WS-1495 ao longo de formações ferríferas bandadas, Serra Norte, Província Mineral de Carajás-Pa.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade do Sul e Sudeste do Pará, Centro de Geociências, Marabá, 2015.

SANTOS J.O.S. Hartmann L. A., Gaudette H.E., GrovesD.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. **A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration.**

VASQUEZ, M.L. et al. 2008. **Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações Litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: Evolução crustal da porção Meridional da Província Maroni-Itacaiunas- Sudeste do Cráton Amazônico.** 2008, 193p. Tese de doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

# PERFILAGEM GEOFÍSICA – MÉTODO RAIOS GAMA APLICADO EM POÇOS PETROLÍFEROS NA BACIA DO SOLIMÕES

Cruz, J.P.<sup>1</sup>; Santos, D.O.<sup>1</sup>; Máximo, M.S.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centro Universitário do Norte – UNINORTE/LAUREATE; <sup>2</sup>Universidade Federal de Roraima – UFRR.

[danieleoliver.gas@gmail.com](mailto:danieleoliver.gas@gmail.com)<sup>1</sup> [jeessikabymakeup@gmail.com](mailto:jeessikabymakeup@gmail.com)<sup>1</sup> [moeme.maximo@ufr.br](mailto:moeme.maximo@ufr.br)<sup>2</sup>

## INTRODUÇÃO

O princípio do método raios gama é realizado em análises nos elementos radioativos que formam os minerais com urânio ( $U^{238}$ ), tório ( $Th^{232}$ ) e potássio ( $K^{40}$ ), e que são encontrados nas rochas sedimentares como folhelhos, argilitos e arenitos, por exemplo. Na natureza existem alguns isótopos que são instáveis. Esses elementos possuem em seus núcleos excesso de energia, cujo núcleo precisa emitir radiação para se estabilizar, denominado de decaimento radioativo ou desintegração. A ferramenta de raios gama pode ser executada de forma natural (raios gama convencional), que mede a radioatividade natural das rochas com base no decaimento radioativo, acompanhada por emissão de partículas alfa ( $\alpha$ ), beta ( $\beta$ ) e raio gama ( $\gamma$ ), ou de forma induzida (gama espectral), cuja finalidade é suprir a necessidade de informações não fornecidas pelo raios gama convencional (Campinho *et al.*, 2004) mede os elementos químicos radioativos de forma separada, utilizando raios gama artificial como por exemplo cobalto ( $Co^{60}$ ) e césio ( $Cs^{137}$ ). Os raios gama são detectados pelo equipamento chamado de cintilômetro, na qual, este instrumento mede a radiação dentro de uns poucos decímetros da parede de um poço. De acordo com Stevanato (2011), a radioatividade é expressa por °API. A perfilagem de raios gama é bastante recorrente em exploração petrolífera, pois auxilia na identificação litológica das rochas que estão sendo perfuradas. Portanto, o objetivo desta pesquisa é localizar zonas radioativas, identificar litologias, e quando possível, prováveis rochas pertencentes ao sistema petrolífero da bacia sedimentar do Solimões, localizada na região Norte do Brasil no Estado do Amazonas, sendo produtora de óleo, condensado e gás. Para a realização do estudo, foi utilizado duas curvas de perfilagem, a do cáliper e raios gama, especificamente da Formação Juruá, por ser de grande importância para o setor petrolífero, devido a quantidade de hidrocarbonetos presentes nessa Formação com cerca de 99,8% de acumulação comercial, e devido a alta qualidade da matéria orgânica presentes nas rochas reservatórios.

## GEOLOGIA REGIONAL – BACIA DO SOLIMÕES

Localizada na região norte do Brasil, no Estado do Amazonas, a bacia sedimentar do Solimões é uma bacia Paleozóica intracratônica, com cerca de 950.000 km<sup>2</sup> de área sedimentar total, dos quais 480.000 km<sup>2</sup> correspondem à área prospectável para petróleo (óleo, gás e condensado). Limita-se ao norte pelo Escudo das Guianas, ao sul pelo Escudo Brasileiro, a leste pelo Arco de Purus e a oeste pelo Arco de Iquitos. O Alto de Carauari divide a bacia em Sub-bacia do Juruá, a leste e Sub-bacia do Jandiatuba, a oeste, (Barata e Caputo, 2007) (figura 1).



Figura 1: Mapa geológico da bacia do Solimões, com as principais feições estruturais em superfície e subsuperfície (Eiras e Filho, 2006).

## METODOLOGIA

O levantamento bibliográfico foi realizado com o intuito de conhecer as diferentes contribuições científicas de vários autores relacionadas com o tema proposto, para posteriormente analisar e interpretar as curvas de perfilagens, bem como conhecer a geologia da referida bacia. A segunda parte contou com a interpretação de duas curvas de perfilagens, as de cáliper e raios gama, que foram cedidas por uma empresa de perfuração no Estado do Amazonas, referentes a uma parte da Formação Juruá, da profundidade 2952 metros até 3149 metros. Com a ajuda do programa CoreLDRAW X6, trabalhou-se na qualidade da imagem, facilitando assim a interpretação da mesma. As litologias foram desenhadas a mão, contribuindo assim com a identificação litológica nos mínimos detalhes.

## RESULTADOS

Com base no perfil da bacia do Solimões na Formação Juruá (figura 2), especificamente na zona de interesse (rocha reservatório), foi realizada a interpretação da curva de perfilagem dos raios gama, com o auxílio da curva do cáliper começando na profundidade de 2952 metros até 3149 metros, para obter o teor de radioatividade das litologias encontradas.

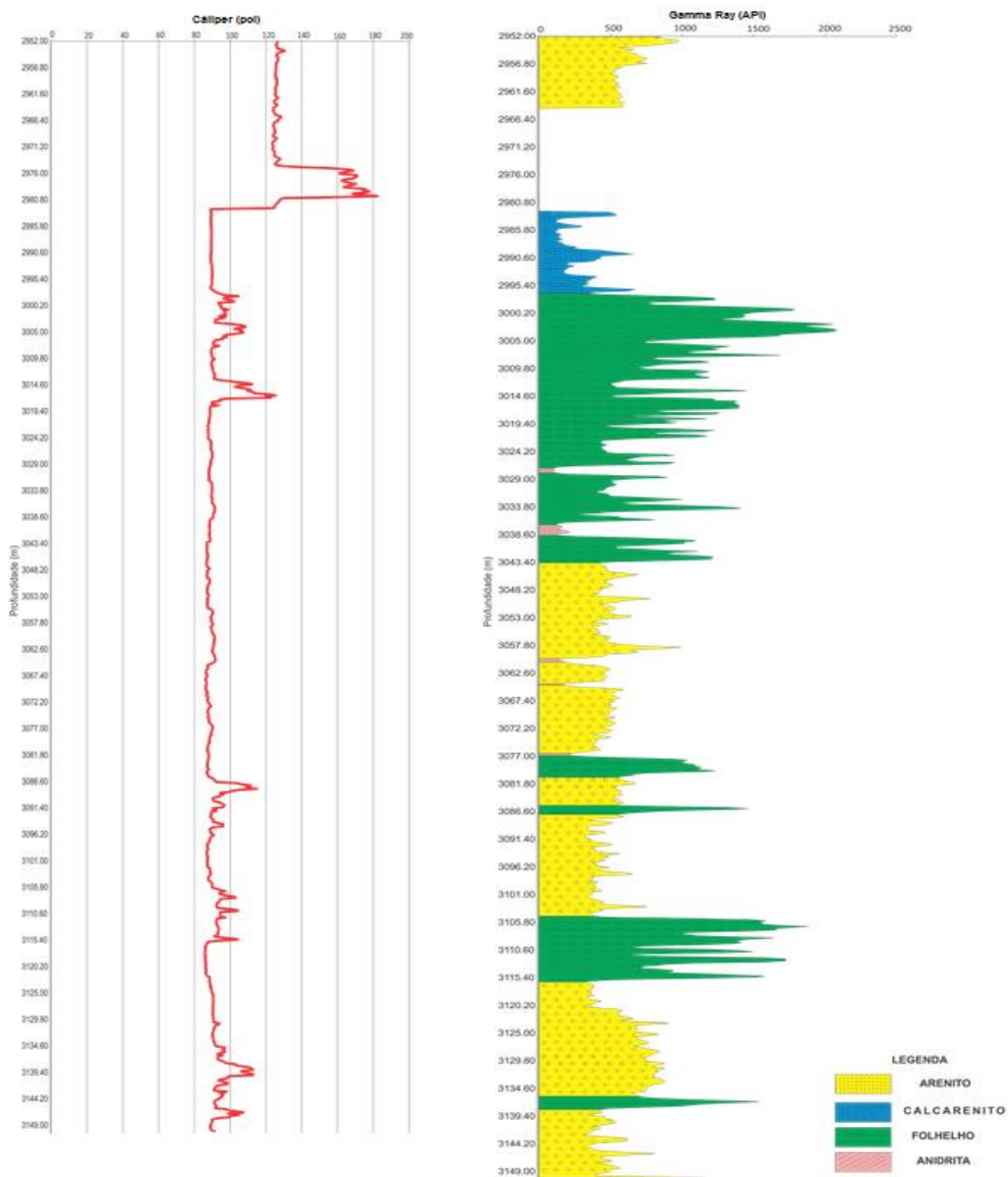


Figura 2: Perfil cáliper e raios gama, com as litologias interpretadas.

Foram encontrados arenito radioativo nas profundidades no intervalo de 2952 metros a 3135.80 metros, com variação de 390 a 1000 °API, além de arenitos de baixa radioatividade, a partir da profundidade de 3061.50 metros a 3139.00 metros, com o teor de radioatividade variando de 300 a 920 °API. No intervalo de 2964.11 metros a 2982.00 metros não houve leitura da curva de raios gama, devido a um arrombamento no poço afetando a qualidade da leitura da curva de raio gama, impossibilitando a interpretação da mesma nesse intervalo (tabela 1).

O calcário foi a segunda litologia interpretada na curva de raios gama, sendo encontrado a partir da profundidade de 2983.40 metros a 2996.70 metros, com 125 a 700 °API. O folhelho radioativo foi encontrado nos intervalos de 2997.20 metros a 3138.20 metros, com 750 a 2100 °API, e com baixa radioatividade encontram-se nos intervalos de 3008.20 metros a 3087.00 metros com 250 a 1470 °API. Ao longo da perfuração, além de rochas, também houve a identificação de intervalos de anidrita, localizando-se nas profundidades de 3026.61 metros a 3077.00 metros com 100 a 500 °API (tabela 1).

Tabela 1: Em termos de radioatividade as litologias foram identificadas em relação ao grau API.

<b>Litologia</b>	<b>Profundidade</b>	<b>°API</b>
<b>Arenito radioativo</b>	2952.00 metros a 2964.00 metros	499 a 988
	3043.42 metros a 3060.10 metros	400 a 1000
	3080.60 metros a 3085.40 metros	510 a 650
	3116.60 metros a 3135.80 metros	390 a 920
<b>Arenito baixa radioatividade</b>	3061.50 metros a 3063.80 metros	450 a 500
	3066.20 metros a 3075.80 metros	400 a 580
	3087.80 metros a 3104.60 metros	300 a 750
	3139.00 metros a 3149.00 metros	360 a 870
<b>Não houve leitura</b>	2964.11 metros a 2982.00 metros	-
<b>Calcarenito</b>	2983.40 metros a 2996.70 metros	125 a 700
<b>Folhelho radioativo</b>	2997.20 metros a 3007.40 metros	750 a 2100
	3105.80 metros a 3115.40 metros	470 a 1875
	3137.00 metros a 3138.20 metros	1550
<b>Folhelho baixa radioatividade</b>	3008.20 metros a 3026.60 metros	450 a 1450
	3029.00 metros a 3036.20 metros	250 a 1400
	3039.80 metros a 3043.40 metros	550 a 1240
	3078.20 metros a 3080.50 metros	1000 a 1250
	3086.00 metros a 3087.00 metros	1470
<b>Anidrita</b>	3026.61 metros a 3027.80 metros	100
	3037.00 metros a 3038.60 metros	100 a 200
	3060.20 metros a 3061.40 metros	180 a 280
	3064.60 metros a 3066.20 metros	180 a 500
	3075.90 metros a 3077.00 metros	220 a 280

## **DISCUSSÃO E CONCLUSÃO**

Com base nos dados litológicos interpretados no perfil, observou-se que na bacia do Solimões encontram-se diversas litologias dentro da zona de interesse, que é a Formação Juruá, sendo elas: arenito, calcário, folhelho e níveis com presença de minerais de anidrita.

Dentro dessas, o arenito chamou atenção devido aos valores de radioatividade, sendo os maiores teores relacionados com a concentração de  $K^{40}$  potássio 40 encontrado nessas rochas, devido o mesmo fazer parte da composição química da rocha, e por apresentar um volume expressivo de argila, pois quanto mais radioativo é a rocha, maior é o volume de argila da mesma. Se observarmos por outro lado, essas rochas com teores baixos em relação à radioatividade, demonstram que apresentam pouco volume de argila, logo seriam os chamados “arenitos limpos” devido à pequena concentração de argila encontrada, sendo classificadas em termos de sistemas petrolíferos, como rochas reservatórios.

Outra rocha que chamou a atenção na interpretação da curva foram os folhelhos, sendo os com alto teor de radioatividade relacionados com uma grande concentração de matéria orgânica, devido ao grande volume de sedimentos finos associados com esse material. Nesse caso, essas rochas se enquadrariam no sistema petrolífero como rocha geradora de hidrocarbonetos, e os folhelhos com teores mais baixos em relação à radioatividade só podem ser classificados como selante de hidrocarbonetos, pois não possuem matéria orgânica em concentração adequada para gerar óleo e gás, sendo necessário um estudo geoquímico de teores de carbono orgânico para classificá-las.

Os calcários e as anidritas foram encontrados apenas em níveis isolados, e que quando comparados com a literatura, ambas são encontradas na Formação Juruá ocorrendo de forma disseminada ao longo da Formação.

Portanto, é possível concluir que na perfuração de um poço de hidrocarbonetos, a curva de raios gama juntamente com o cáliber, são extremamente importantes para se caracterizar os tipos de rochas que são encontradas ao longo do poço, bem como avaliar a qualidade dessa perfuração, sendo que com a descrição de amostras de calhas, ajudaria no auxílio da confirmação de tais litologias, junto com as referidas curvas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barata C. F; Caputo M. V. 2007. **Geologia do Petróleo da Bacia do Solimões o “estado da arte”**. 4º PDPETRO, Campinas - São Paulo, 1p.

Eiras J. F; Filho J. R. W. 2006. **Bacias sedimentares brasileiras**. Artigo - Fundação paleontológica Phoenix – Sergipe, 1p.

Stevanato A. C. R. S. 2011. **Análise Petrofísica de reservatório**. Monografia - Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), 17p.

Campinho V. S; Flores A. C. C; Forbril C; Dupuy I. S. S. 2000. **Perfilagem conceitos e aplicações**, 47p.



# COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA E CLASSIFICAÇÃO MORFO-TEXTURAL DE SEDIMENTOS DA PRAIA DO JACARÉ, SANTARÉM-PA

*Cristiane P. Pedroso<sup>1</sup>, Anderson C. Mendes<sup>2</sup>, Livaldo Santos<sup>2</sup>*

1- Graduada em Geologia, IEG, UFOPA

2- IEG, UFOPA, Campus Tapajós.

[crispaz.geo@hotmail.com](mailto:crispaz.geo@hotmail.com)<sup>1</sup> [anderson.mendes@ufopa.edu.br](mailto:anderson.mendes@ufopa.edu.br)<sup>2</sup> [livaldo.santos@ufopa.edu.br](mailto:livaldo.santos@ufopa.edu.br)<sup>2</sup>

## INTRODUÇÃO

A região de Santarém apresenta grandes números de praia formada durante o chamado verão amazônico (julho-outubro). A praia mais famosa é a de Alter do Chão, localizada na vila homônima. Porém, muitas outras, de menor conhecimento e divulgação, também apresentam grande apelo turístico. Esse é o caso da praia do Jacaré localizada na margem direita do rio Tapajós, nas proximidades da Vila de Alter do Chão em Santarém-PA (Fig.1). A praia do Jacaré, apesar de bastante conhecida na região, não possui estudos sedimentológicos e nenhum tipo de caracterização. Buscando contribuir par ao conhecimento dessa região, este trabalho tem como objetivo principal determinar as características sedimentológicas (composição mineralógica e classificação morfo-textural) desta praia.



Figura 1. Indicação da área de estudo. A-B- Localização e acesso da área de estudo; C- Indicação dos pontos estudados.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Para o estudo foram definidos 2 perfis transversais e coletadas 11 amostras. Para coleta das amostras de sedimentos foi estabelecida distância de 3m entre as amostras e

profundidade de 20 cm para retirada (para não utilizar sedimentos recentes trazidos pelo rio e dispostos na superfície). Para a classificação granulométrica, foram coletados 100g das amostras e peneiradas em um agitador mecânico de peneiras durante aproximadamente 10 minutos com intervalos de  $\frac{1}{2} \phi$  seguindo classificação de Folk & Ward (1957). A análise das propriedades morfológicas e composição mineralógica dos sedimentos foi obtida a partir da seleção de aproximadamente 100 grãos da fração arenosa de tamanho  $710 \mu\text{m}$  e observados sob lupa binocular com luz transmitida e refletida.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

Os sedimentos analisados são constituídos essencialmente por grãos de quartzo e feldspato. Segundo Pettijohn *et al.* (1992 apud Suguio, 1980), qualquer sedimento com 5% ou mais de feldspato pode ser denominado feldspático. Com base nisso, os sedimentos encontrados na praia do Jacaré foram classificados como quartzo-feldspáticos (Fig. 2).

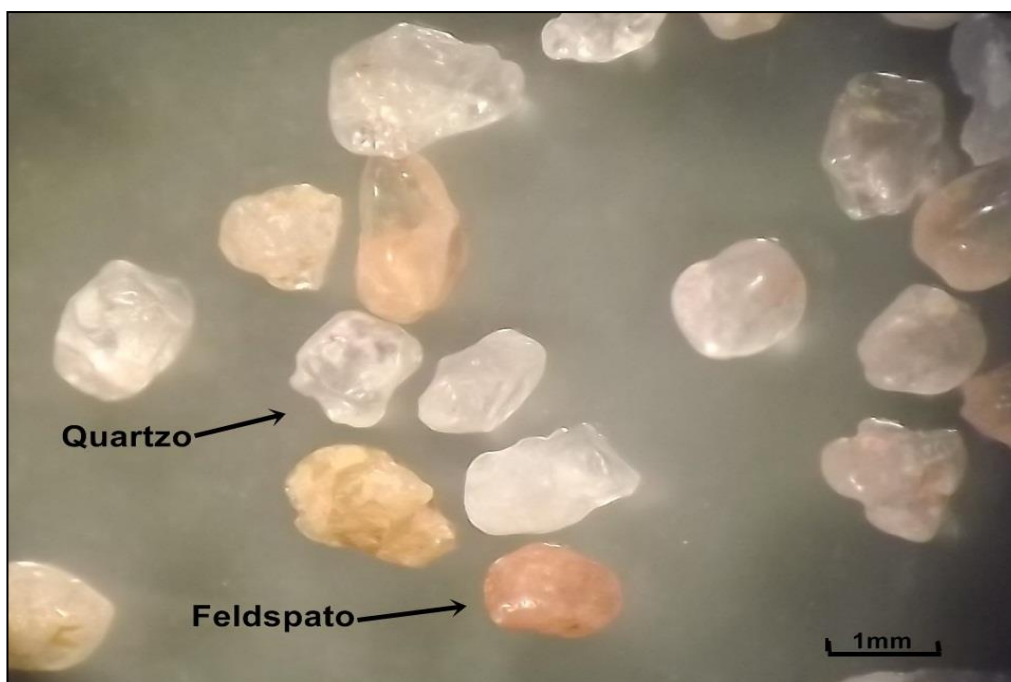


Figura 2. Fotomicrografia dos sedimentos da praia do Jacaré- Santarém-PA.

### ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

O resultado da análise granulométrica dos sedimentos da praia do Jacaré baseado na classificação Folk e Ward (1957), mostrou que o tamanho dos grãos varia de areia média à fina. As amostras apresentaram uma predominância de sedimentos moderadamente selecionados, com grau de assimetria de aproximadamente simétrico apresentando algumas variações de assimetria negativa a positiva, com curtose leptocúrtica e algumas variações para mesocúrtica (Tab.1).

As variações observadas na distribuição granulométrica ao longo dos perfis estudados indicam a influência do rio Tapajós na seleção dos grãos. Essas características são comuns em ambiente fluvial e ocorrem em função do comportamento hidrodinâmico (Braga *et al.* 2007), que na área de estudo é influenciada pelo processo de cheia e seca do rio Tapajós.

Tabela 1: Características granulométricas das 11 amostras coletadas nos perfis 1 e 3, Praia do Jacaré, segundo os parâmetros de Folk e Ward (1957).

Amostras	Média	Mediana	Seleção	Assimetria	Curtose	Classificação
1PJL1C1	1,597	1,578	0,8763	-0,05335	1,214	Arenito médio, moderadamente selecionado, aproximadamente simétrico e curtose leptocúrtica.
1PJL1C2	1,799	1,796	0,8203	-0,07835	0,9403	Arenito médio, moderadamente selecionado, aproximadamente simétrico e curtose mesocúrtica.
1PJL1C3	1,751	1,693	0,9087	-0,07561	1,481	Arenito médio, moderadamente selecionado, aproximadamente simétrico e curtose leptocúrtica.
1PJL1C4	2,072	1,954	0,5952	0,1808	0,9221	Arenito variando de médio a fino, moderadamente selecionado, com assimetria positiva e curtose mesocúrtica.
1PJL1C5	1,765	1,746	0,9238	-0,1651	1,458	Arenito fino, moderadamente selecionado, aproximadamente simétrico e curtose leptocúrtica.
1PJL1C6	1,868	1,825	0,8286	-0,1124	1,538	Arenito fino, moderadamente selecionado, aproximadamente simétrico e curtose muito leptocúrtica.
1PJL1C7	1,68	1,763	1,012	-0,2546	1,352	Arenito fino, moderadamente selecionado, com assimetria negativa e curtose leptocúrtica.
3PJL3C1	1,282	1,3	0,6566	0,005553	1,195	Arenito médio, moderadamente selecionado, aproximadamente simétrico e curtose leptocúrtica.
3PJL3C2	1,742	1,7	0,7296	0,001508	1,276	Arenito médio, moderadamente selecionado, aproximadamente simétrico e curtose leptocúrtica.
3PJL3C3	1,859	1,8	0,7153	0,05603	0,912	Arenito fino, moderadamente selecionado, aproximadamente simétrico e curtose mesocúrtica.
3PJL3C4	0,6627	0,5182	0,9754	0,1844	1,122	Arenito grosso, moderadamente selecionado, com simetria positiva e curtose leptocúrtica.

### ANÁLISE MORFOSCÓPICA

Em relação ao estudo da morfoscofia (esfericidade, arredondamento e textura superficial) os sedimentos da praia do Jacaré apresentaram baixa esfericidade com a predominância de grãos angulosos (Fig.3). Essa característica indica que os grãos da praia do Jacaré são principalmente imaturos. A baixa esfericidade é produto de grandes períodos de abrasão, onde ocorrem diferenças marcantes entre os graus de arredondamento das diferentes granulações (Suguio, 1980).

Quanto à textura superficial dos grãos de quartzo (Fig.4), ocorre variação de grãos foscos a mamelonados e alguns grãos apresentaram ainda transparência. Considerando a variação hidrodinâmica do rio Tapajós em relação às texturas superficiais note-se que, os sedimentos da praia do jacaré apresentam poucas modificações causadas pelo ambiente, pois os mesmos apresentam superfícies lisas e polidas em menor quantidade quando comparados com grãos de superfícies foscas e mamelonados.

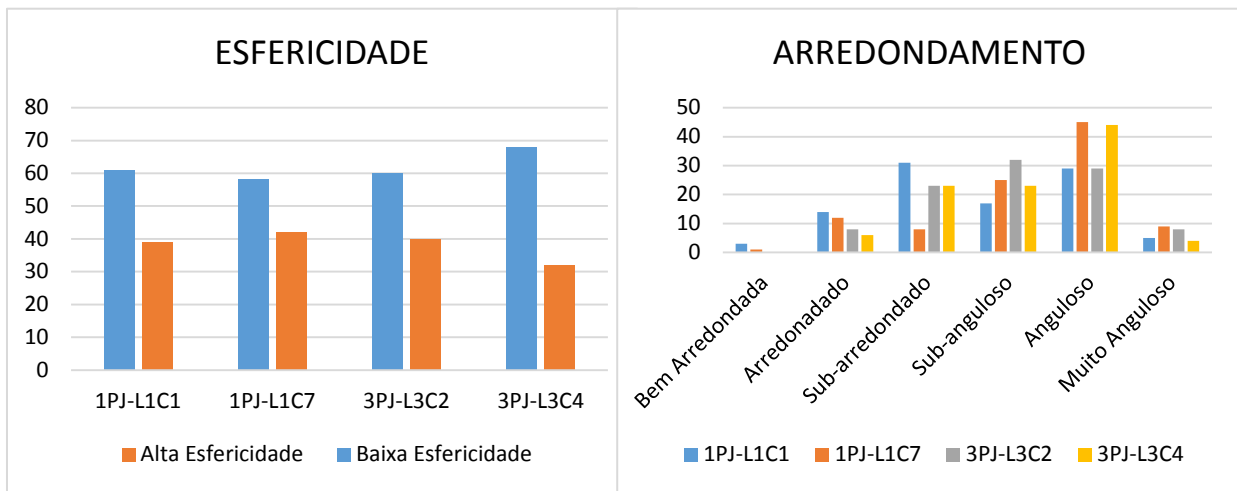


Figura 3: Classificação morfoscópica dos sedimentos da Praia do Jacaré. A) Classificação do grau de esfericidade dos grãos das amostras do perfil 1 e 3; B) Classificação do grau de arredondamento dos grãos das amostras do perfil 1 e 3.

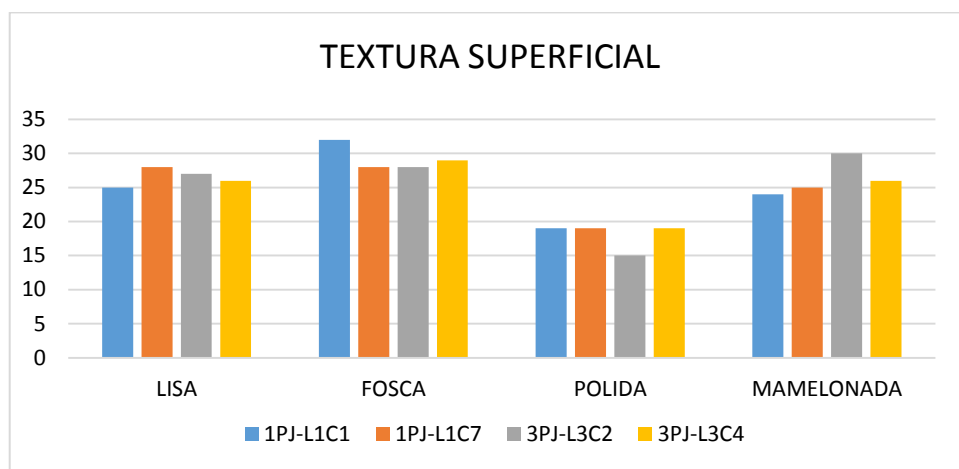


Figura 4. Classificação da textura superficial dos grãos de quartzo, perfis 1 e 3.

## CONCLUSÕES

Os sedimentos que compõem a praia do Jacaré são constituídos, predominantemente por quartzo e secundariamente por feldspatos, cujo tamanho varia de areia média a fina, moderadamente selecionada. As variações observadas são função do comportamento do rio Tapajós que, em período de verão está com um nível baixo (seca) e no inverno está em um nível alto (cheia), influenciando na seleção dos sedimentos e nas características granulométricas e morfoscópicas dos grãos.

## REFERÊNCIAS

- Braga, F.P. S.; Souza Filho, P.W.; Alves, M.A.M.S.; Pereira, L. C. C. 2007.; **Morfologia e sedimentologia da praia de macromaré de Ajuruteua, Amazônia, Norte do Brasil.** Boletim Paranaense de Geociências, n. 60-61, p. 11-30.
- Folk, R. L.; Ward, W. C.1957. **Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters.** Journal of Sedimentary Petrology, v. 2.
- Suguio, K. 1980. **Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica.** São Paulo: Edgard Blucher: Ed. da Universidade de São Paulo.

**CARACTERIZAÇÃO MACROSCÓPICA DE AMOSTRAS DE ROCHAS DA  
FORMAÇÃO PIMENTA BUENO, REGIÃO DE PIMENTA BUENO - RONDÔNIA**  
*Jéssica Melanya Sisti de Paiva<sup>1</sup>, Danielli Miranda Marino<sup>2</sup>, Gislaine Amorés Battilani<sup>3</sup>, Rúbia  
Ribeiro Viana<sup>4</sup>*

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências – PPGEC- Universidade Federal de Mato Grosso, <sup>2</sup>Universidade Federal de Mato Grosso, daniellimm@hotmail.com; <sup>3,4</sup>Departamento de Recursos Minerais – Universidade Federal de Mato Grosso.

## **INTRODUÇÃO**

A Bacia dos Parecis é uma bacia intracratônica que se estende por aproximadamente 500 mil quilômetros quadrados, estendendo-se desde o sudeste do estado de Rondônia até as proximidades da fronteira entre os estados de Mato Grosso e Goiás, o que a torna uma das maiores bacias intracratônicas brasileiras. É constituída por cerca de 6 mil metros de sedimentos relacionados ao Paleozoico, Mesozoico e Cenozoicos, predominantemente siliciclásticos e, por rochas vulcânicas cretáceas, presentes na forma de diques e derrames (Siqueira 1989). A Bacia dos Parecis é subdividida em três sub-bacias, denominadas de Fossa Tectônica de Rondônia, Chapada dos Parecis ou Juruena e Depressão do Alto Xingu. A separação das sub-bacias ocorre pela presença dos altos paleogeográficos, havendo o Arco de Vilhena entre a primeira e a segunda e, o Arco de Serra Formosa entre a segunda e a terceira (Siqueira 1989).

Desde os anos de 1970 a bacia tem sido alvo de muitos estudos, como por exemplo, o Projeto de Prospecção de Carvão Energético realizado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Entre os anos de 1988-1989 a Petrobrás deu início às atividades exploratórias na bacia, promovendo levantamentos gravimétricos e aeromagnetométricos. Estudos recentes desenvolvidos nessa região, pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) e Petrobrás buscam encontrar reservas de gás.

O presente trabalho tem por objetivo analisar macroscopicamente amostras de rochas da Formação Pimenta Bueno coletadas em afloramentos nas imediações de Rolim de Moura e Pimenta Bueno - RO e do testemunho de sondagem PP 04-05 de coordenadas 762472.3/8689576 UTM, que apresenta 61,15 metros de profundidade dos quais apenas 24,43 metros foram recuperados, devido à inconsistência dos sedimentos no restante do furo e de afloramentos.

A Formação Pimenta Bueno pertence ao Grupo Primavera, sendo o contato inferior com a Formação Cacoal ou com o embasamento cristalino e o contato superior é discordante com a Formação Fazenda da Casa Branca (Dardene *et al.* 2006). Litologicamente é representada por lamitos, diamictitos, arcóseos conglomeráticos, arenitos, lentes de carvão, gipsita e carbonatos e sua deposição é inferida como sendo do Carbonífero (Siqueira 1989).

## **METODOLOGIA**

Foram descritos cerca de 20 afloramentos, nos quais foram considerados aspectos físicos das rochas, suas estruturas, grau de coesão das partículas e, quando possível, o posicionamento estratigráfico, nesta etapa foram coletadas cerca de vinte amostras. Em laboratório as amostras coletadas foram descritas juntamente com 24 amostras coletadas do testemunho de sondagem PP 04-05 entre as profundidades 36,72 a 61,15m, considerando aspectos físicos das rochas e estruturas presentes. O testemunho PP 04-05 foi cedido pela empresa *Vaaldian Resources Ltd.* e está sob custódia no Departamento de Recursos Minerais (DRM) da Universidade Federal de Mato Grosso.

## RESULTADOS

A maior parte dos afloramentos descritos aflora na forma de lajedo e blocos de pequeno porte não mostrando expressividade em perfil vertical, raramente apresentam-se escarpados. Um único afloramento apresentou expressividade vertical, é representado por calcários e aflora na área da usina de calcário CRM e apresenta aproximadamente 20 metros de espessura. O calcário é, principalmente, de composição dolomítica com poucas variações calcíticas, a cor varia de branca a vermelha e é comum a presença de intercalações com finos filmes de folhelho, o que permite observar quatro níveis deposicionais distintos. A distinção dos níveis deposicionais ocorre em função da granulometria e da cor. O primeiro nível apresenta recristalização de granulometria média, coloração rosa, a presença de estilólitos e *pockets* de calcita.

O segundo nível apresenta recristalização média, estratificação plano-paralela, estilólitos, coloração branca, percolação de fluídos ricos em ferro e manganês que geraram dendritos característicos, neste nível ocorrem intercalações com lâminas de até cinco centímetros de espessura de argilito vermelho. O terceiro nível mostra recristalização de granulometria fina, estratificação plano-paralela, coloração marrom e ocorre intercalado com lâminas centimétricas de argilitos. O quarto nível apresenta granulometria fina, coloração branca e vermelha, estrutura plano-paralela e mostram camadas rítmicas de calcário-argilito-folhelhos de até um centímetro de espessura. Sobreposto aos calcários afloram folhelhos, argilitos e siltitos. O contato dos calcários com os folhelhos é do tipo abrupto e é evidente apenas na usina de calcário CRM.

Os folhelhos, argilitos e siltitos apresentam coloração bege a marrom, estão dispostos em finas camadas que se sobrepõem e se repetem sucessivamente por cerca de aproximadamente 10 metros ou mais. Os folhelhos apresentam coloração marrom, desagregam facilmente e, localmente é possível observar marcas de onda. Os argilitos apresentam-se muito alterados, coloração vermelha, com estratificação plano-paralela e gretas de contração. As gretas de contração e as marcas de onda podem ser decorrentes de sedimentação influenciada por maré, no caso das gretas de contração elas podem ter se formado em virtude da oscilação da maré, que durante a maré alta deposita a argila e na maré baixa ocorre a exposição subárea desses sedimentos.

Os siltitos apresentam coloração bege, laminação plano-paralela, marcas de ondas e estruturas de sobrecarga. Estas sequências rítmicas (folhelho-argilito-silito) afloram em cortes de estrada e leitos de rio, além dos denominados "buracos da veia", que nada mais são do que voçorocas em diferentes estágios de evolução, sendo que nesses locais a rocha está bastante alterada. O contato superior ocorre com arenitos e é gradacional.

Em menor proporção na área de estudo afloram os arenitos na forma de lajedos e blocos, geralmente mostram avançado estágio de alteração e possuem granulometria fina à média. São constituídos essencialmente por grãos de quartzo e feldspato e por palhetas de muscovita, a coloração varia de marrom a bege, às vezes quase branco. Geralmente apresentam-se maciços, mas subordinadamente exibem laminação plano-paralela, estratificação cruzada de pequeno porte e baixo ângulo, marcas de onda e estruturas de sobrecarga. Foram descritos dois afloramentos de conglomerados, os quais apresentam coloração variando de vermelha a rosa claro, são polimíticos, suportados por matriz arenosa composta essencialmente por feldspatos e subordinadamente por quartzo e fragmentos de rocha. Estes conglomerados possuem clastos que variam de seixos a matacões de composição variada, como rochas básicas, ultrabásicas, gnaisses e granitos muito alterados, raramente são observados seixos estriados e facetados.

O testemunho é constituído da base para o topo, por arenito com granulometria fina, de cor cinza a marrom e intercalado com níveis milimétricos de argila. Este tipo de intercalação reflete que o acamamento teve a influência de marés, segundo Reineck & Singh

(1973). Nota-se uma granodecrescência ascendente à medida que diminui a profundidade formando as estratificações cruzadas de pequeno porte. Também são comuns estruturas do tipo *linsen*, *wavy*, *flaser* e laminação plano-paralela, marcada pela intercalação de areia-argila e/ou pela direção preferencial das ripas de biotita e estruturas de carga. De acordo com Della Fávera (2008) as características citadas acima sugerem que esses sedimentos foram depositados em um sistema marinho raso dominado por maré, especificamente um ambiente de planície de maré.

Há também a ocorrência de clastos caídos de composição carbonática com aproximadamente cinco centímetros de diâmetro que se destaca na matriz fina aos 58,08 metros, além de clastos menores de composição argilosa, imersos na matriz de forma aleatória, comuns na profundidade de 56 metros.

Na porção intermediária, localizada entre 54,10 metros a 46,80 metros, o testemunho é composto por arenito de granulometria fina à média, a coloração varia de rosa à marrom. As estruturas presentes são estratificação plano-paralela evidenciadas pela alternância de arenito e argila, por vezes descaracterizada por intensa bioturbação, estratificação cruzada tabular, *flaser* e estrutura de deformação plástica além de pequenas marcas onduladas. Segundo a sequência estratigráfica hipotética de Knight & Dalrymple (1975), essas características evidenciam um ambiente de intermaré.

O topo da seção é composto por arenito fino a médio, de coloração bege, subordinadamente intercalado com camadas de até 5 centímetros de argila. Os arenitos apresentam estratificação cruzada tabular, marcada por finas camadas de arenito médio. A estratificação cruzada tabular tende a plano-paralela em direção à base. Nesse intervalo é possível observar a presença de grãos de feldspatos e pequenos clastos de argila de até 0,5 centímetros imersos em uma matriz fina e estrutura de deformação plástica.

Outros estudos estão em desenvolvimento com o objetivo de se identificar e confirmar o ambiente sedimentar que deu origem às rochas da Formação Pimenta Bueno, bem como as quais processos estas rochas foram expostas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dardenne, M. A., Alvarenga, C. J. S., Oliveira, C. G., & Lenharo, S. L. R. (2006). **Geologia e metalogenia do depósito de cobre do Gráben do Colorado, Fossa Tectônica de Rondônia, Brasil. Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros brasileiros**, 1, 553-596.

Della Fávera, J.C. 2008. Ambientes Marinhos Rasos. In: Silva, A. J. C. L. P; Aragão, M. A. N. F.; Magalhães, A. J. C (eds.) **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. Beca, 224-240 p.

Knight, R. J. & Dalrymple, R.W. 1975. **Intertidal sediments from the South Shore of Cobequid Bay, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada. In: R.N. Ginsburg (eds.) Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts**. Nova York, p. 47-55.

Reineck, H.E. & Singh, I.B. (Eds.) 1973. **Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics**. Springer-Verlag, Berlin, 439 p.

Siqueira L.P. 1989. **Bacia dos Parecis**. Rio de Janeiro. Boletim de Geociências da Petrobras, 3(1/2):3-16.

# CONSIDERAÇÕES A RESPEITO DA GÊNESE DAS CAVERNAS SB-0065 E SB-0070 EM SERRA DA BOCAINA, CANAÃ DOS CARAJÁS-PA.

Airton Barata da Silva<sup>1</sup>, Rafael dos Santos Scherer<sup>2</sup> & Iuri Brandi<sup>3</sup>

Empresa Vale S/A.

<sup>1</sup>Geólogo/Espeleólogo - Vale S/A

<sup>2</sup>Engenheiro Agrônomo/Espeleólogo - Vale S/A

<sup>3</sup>Eng. de Minas/Espeleólogo – Vale S/A

[airton.barata@vale.com](mailto:airton.barata@vale.com)<sup>1</sup> [rafael.scherer@vale.com](mailto:rafael.scherer@vale.com)<sup>2</sup> [Iuri.brandi@vale.com](mailto:Iuri.brandi@vale.com)<sup>3</sup>

## INTRODUÇÃO

Os processos que controlam a gênese de cavidades em terrenos ferríferos, não foram totalmente elucidados, algumas publicações discutem o tema (Morris 1963; Tolbert *et al.* 1971; Pinheiro *et al.* 1985; Maurity & Kotschoubey 1992; 1994; 1995) e levantam hipóteses e questionamentos que até então, não eram vistos como importantes pela sociedade e entidades de pesquisa. Estudos científicos em cavernas desenvolvidas em rochas ferríferas têm utilizado, a descrição como principal ferramenta de apoio, de modo que a espeleogênese tem sido pouco abordada (Piló *et al.* 2005). Segundo Maurity & Kostshoubey (1995) o desenvolvimento de cavidades é controlado por fatores estruturais e pela existência de zonas de baixa densidade. As fraturas controlam as direções preferenciais das galerias e, por outro lado, a ampliação das cavernas e surgimento de feições doliniformes resulta, sobretudo, da individualização de zonas altamente porosas e permeáveis, situadas seja na interface crosta/saprólito, seja dentro da própria crosta. Callux (2013) sugere que, pelo menos a fase inicial ocorre em ambiente freático ou em ambiente transicional (freático/vadoso), na zona de oscilação do lençol, e ainda, que a duração desta etapa e sua dinâmica estejam diretamente relacionadas à variação do nível de base local, provavelmente durante longos períodos. Dutra (2013) atribui a ampliação das cavernas a processos erosivos, no qual fluxos subterrâneos em microcanais com diâmetro inferior a 1cm favorecem a erosão mecânica através da desagregação da rocha e ressalta que esta situação é acentuada no período chuvoso. O presente artigo discorre sobre alguns aspectos relacionados à gênese das cavidades SB-0065 e SB-0070 hospedadas, respectivamente, em formação ferrífera e rochas vulcânicas alteradas. A área de estudo, Serra da Bocaina, localiza-se entre os municípios de Parauapebas e Canaã dos Carajás, sudeste do estado do Pará (Figura 1).

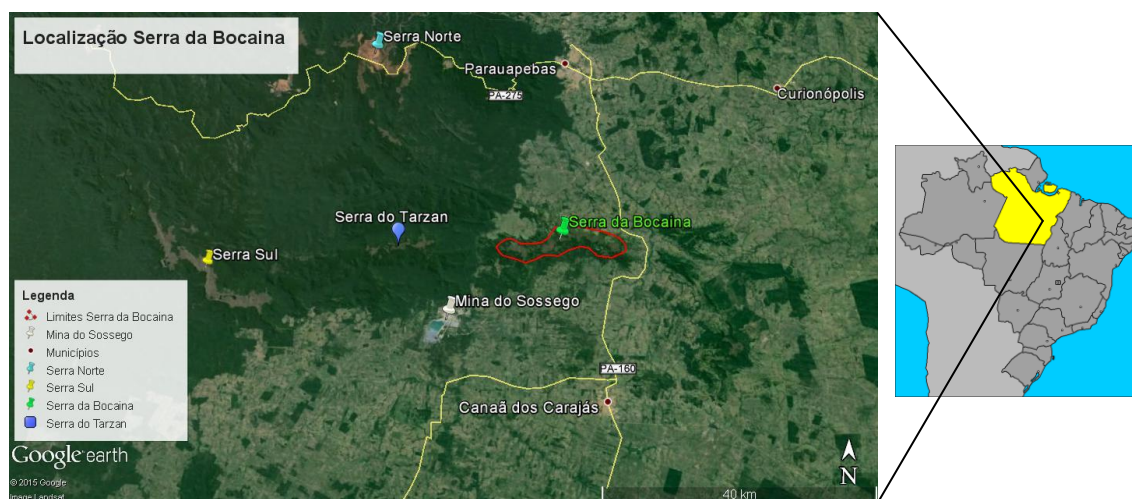


Figura 1: Mapa esquemático de localização e acesso a Serra da Bocaina, área de estudo.

Fonte: Google Earth, 2015 Imagem Landsat.



## **METODOLOGIA**

As pesquisas foram realizadas com base na bibliografia disponível, observações e coletas de dados diretos em campo, bem como, avaliação morfológica das plantas baixas das cavidades. O levantamento bibliográfico forneceu suporte para sustentar as discussões e hipóteses propostas, referentes aos aspectos genéticos das cavernas estudadas. A seguir contexto geológico resumido de onde as cavidades se inserem.

### **Contexto Geológico**

Afloram na Serra da Bocaina rochas pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988) que compreendem sequências arqueanas, dentre elas o Grupo Grão Pará, descrito por uma sequência vulcanosedimentar, composta na base pela Formação Parauapebas representada por basaltos com níveis de riolitos subordinados. Em seguida ocorrem os jaspilitos da Formação Carajás e, segundo Macambira *et al.* (1990), sobre os jaspilitos ocorrem rochas da Formação Igarapé Cigarra (basaltos com lentes de BIFs, *cherts*, siltitos e arenitos), assim como os siltitos carbonáticos da jazida de manganês do Azul (Formação Igarapé Boa Sorte). Nogueira *et al.* (1995) redefiniram a Formação Águas Claras (de Araújo *et al.* 1988) posicionando-a discordantemente sobre a Formação Carajás.

## **RESULTADOS**

### **Caracterização da cavidade SB-0065**

Cavidade com entrada principal ampla medindo 12m de largura por 11m de altura com muitos blocos e matacões abatidos. A morfologia é globular/retilínea no salão principal e retilínea no salão secundário, o teto é alto, escalonado a irregular e o piso é plano com leve inclinação para o interior da cavidade, exceto ao longo de escoamento intermitente com direção preferencial. Feições internas como pilares, canalículos, cúpula de teto e patamares foram observados no interior da cavidade. A rocha encaixante é formação ferrífera alterada (Canga hematítica) composta por clastos de hematita angulosos a subangulosos, com granulometria variada e presença moderada de matriz limonítica. Apresenta acamamento primário preservado podendo estar basculado ou horizontalizado em alguns pontos. Foram identificadas fraturas de atitude 281Az/SV, 290Az/73SW, 190Az/58SE, 290Az/61SW, 280Az/65SW e 300Az/SV, assim como, fraturas preenchidas por hematita/goethita, juntas, descontinuidades subhorizontais nas paredes e acamamento subverticalizado, localmente. Cavidade apresenta gotejamentos e surgência perene formando uma drenagem intermitente do fundo do salão principal até o meio externo. Há pouca diversidade de espeleotemas: crostas brancas e verdes localizadas no teto e parede e coralóides de cor branco-amarelado no salão principal.

### **Caracterização da cavidade SB-0070**

Cavidade com entrada principal em forma de dolina com muitos blocos abatidos e passagem estreita a seu interior. A morfologia é espongiiforme com salões e paredes irregulares conectados por condutos de pequena dimensão, teto baixo e piso irregular inclinado para o interior. Feições internas como canalículos, patamar e pendente foram observados. A litologia predominante é a formação ferrífera alterada (Canga hematítica) constituída por fragmentos de formação ferrífera, subangulosos e mal selecionados, por vezes, com muita matriz limonítica. Nas porções mais superiores a carapaça de canga (lateritização de rocha básica) apresenta textura pseudoesferulítica/brechóide com estrutura maciça, coloração vermelho-amarronzado, presença de alvéolos, e cavidades de dissolução evidentes em função da alta porosidade. Foram identificadas fraturas de atitude 250Az/82SE e 340Az/SV, bem como, fraturas preenchidas por goethita, juntas de alívio e descontinuidades subhorizontais no contato da parede com o teto. É ausente água de percolação ou condensação, por outro lado, gotejamentos localizados ocorrem associados a fraturas abertas.

Ocorrem espeleotemas do tipo estalactites, estalagmites, escorrimento, coraloides e crostas brancas. As estalactites são mais relevantes na zona de penumbra e afótica e quando associadas a fraturas abertas no teto, possuem forma cônica, crescimento concêntrico, dimensões que podem variar de < 1 cm até 13 cm e coloração cinza-esbranquiçado. Ocorrem duas estalagmites com características semelhantes às estalactites e dimensões um pouco menores 9 cm. Escorrimentos em blocos e na parede possuem forma irregular, e coloração cinza-esbranquiçada, às vezes, com coloide de goethita de coloração avermelhada. Coralóides e crostas brancas foram observadas nas paredes e teto da cavidade.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Modelos espeleogenéticos baseados em evolução endógena e posterior controle exógeno, combinado a fatores estruturais e hidrológicos são bastante aceitos. Segundo Pinheiro & Maurity (1988), às cavidades de Carajás, se desenvolveram sobre duas fases, na primeira, prevalecem na zona freática, processos de dissolução e carreamento de complexos alumino-ferrosos e argilominerais instáveis de Fe, Al e Si dispostos nos vazios da canga ferruginosa, o que favorece um aumento significativo da porosidade e surgimento de micro-meso orifícios irregulares; a segunda, envolve processos erosivos (*piping*) que, essencialmente, ampliam as cavidades geradas na primeira etapa. Piló & Auler (2005) corroboram com esta hipótese e consideram a existência de duas etapas distintas para geração de cavidades em litologias ferríferas. Início com predominância de processos dissolutivos e fase posterior dominada por ações erosivas. A primeira etapa, em ambiente endógeno, envolve reações químicas no interior do maciço, em meio freático, e como produto zonas de alta porosidade. Posteriormente, o material friável resultante é lixiviado para o exterior através de processos similares ao *piping*, descrito para cavidades em rochas siliciclásticas. Durante estudo em Minas Gerais, Simmons (1963) atribui a gênese de cavernas em minério de ferro e canga a processos de dissolução. Segundo ele, a dissolução do dolomito e, menos marcante do quartzo e hematita, leva à formação de uma zona de minério de ferro alterada de alta porosidade que pode reduzir em 50% do volume da rocha.

Os modelos espeleogenéticos apresentados por Pinheiro & Maurity (1988) e Piló & Auler (2005) possuem grande similaridade e foram denominados de modelo endógeno/exógeno do tipo dissolução/erosão. Em Serra da Bocaina, esse modelo pode ser aplicado à cavidade SB-0070 posicionada no topo do platô, em alta vertente, na ruptura de cobertura de relevo. Sua morfologia esponjiforme sugere predomínio de processos dissolutivo-erosivos. A entrada doliniforme submete proximidade com a superfície e avançado processo de dissolução/erosão internos, os quais podem acelerar colapsos de porções de teto em virtude do surgimento de fraturas e juntas de alívio, associadas a fenômenos físicos como dilatação térmica do maciço exposto a radiação solar ou ação de raízes. A competência distinta entre os tipos litológicos canga de rocha básica (teto da cavidade) e Canga hematítica (paredes e piso) foi fator preponderante durante o cavernamento, enquanto essa serviu de sustentação aquela foi sofrendo dissolução e lixiviação de forma que o ambiente cavernícola fora gerado.

Esse modelo também corrobora, em parte, com a evolução genética da cavidade SB-0065 posicionada em alta vertente, meia encosta e próxima a uma nascente com escoamento superficial de pequeno porte. No entanto, para o desenvolvimento desta, houve notório controle estrutural, marcados pela morfologia globular e retilínea dos dois salões que a compõe, somado a isto, o acamamento da rocha se mostra basculado e horizontalizado em alguns pontos, o que evidencia uma ampliação dos salões por abatimento de teto e paredes. O fator hidrológico, drenagem intermitente em seu interior, compõe mais um atributo que lhe fornece a capacidade de carreamento de material para o meio externo. Feições internas como pilar e patamar sugerem processos de erosão diferencial. A pouca diversidade de

espeleotemas pode estar ligado à indisponibilidade de elementos saturados nas soluções percolantes, ausência de depósitos de guano em decomposição e/ou pequena projeção horizontal o que não favorece, respectivamente, a precipitação e exsudação de compostos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., João X.S.J., Costa J.B.S. 1988. **A megaestrutura Arqueana da Folha Serra dos Carajás.** In: SBG, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, 324-338.
- Callux S. A. 2013. **Gênese e desenvolvimento de cavidades naturais subterrâneas em formação ferrífera no quadrilátero ferrífero, Minas Gerais.** Inst. de Geociências, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Tese de Mestrado. 218 p.
- Docegeo. 1988. **Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás.** In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, Anexo, 10-54.
- Dutra G. M. 2013. **Síntese dos processos de gênese de cavidades em litologias de ferro.** In: RASTEIRO, M.A.; MORATO, L. (orgs.) **CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 32, 2013. Barreiras. Anais...** Campinas: SBE. p.415-426.
- Macambira J.B., Ramos J.F.F., Assis J.F.P., Figueiras A.J.M. 1990. **Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca. Convênios Seplan/DOCEGEO/UFPa e DNPM/DOCEGEO/UFPa.** Relatório Final. 150p. Inédito.
- Maurity C.W. & Kotschoubey B. 1995. **Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 – Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas.** Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra, n 7, p. 331-362.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. **Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica.** *Bol. Museu Par. Emílio Goeldi*, 7: 177-197.
- Piló L. B.; Auler A. S. 2005. **Cavidades em minério de ferro e canga de Capão Xavier, Quadrilátero Ferrífero, MG.** *O Carste*, v.17, n.3, p.92-105.
- Pinheiro R.V.L. & Maurity C.W. 1988. **As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás (PA) – Brasil.** *Anais 1º Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe*, Belo Horizonte, pp. 179-186.
- Ribeiro D. T. 2003. **Enriquecimento supergênico de formações ferríferas bandadas: estruturas de colapso e desordem.** 123 p.
- Simmons G. C. 1963. **Canga Caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.** *O Carste*, v.17, n.3, p.74-77, 2005.
- Taylor D.; Dalstra H. J.; Harding A. E.; Broadbent G. C.; Barley M. E. 2001. **Genesis of High-Grade Hematite Orebodies of the Hamersley Province, Western Australia.** *Economic Geology*, July 2001, v. 96, p.837-873.
- Varajão C. A. C.; Colin F.; Vieillard P.; Melfi A. J. & Nahon D. 2000. **Early weathering of palladium gold under lateritic conditions, Maquiné Mine, Minas Gerais, Brazil.** *Applied Geochemistry*, 15: 245-263.

# MINERAIS PESADOS DO PERFIL LATERITO-BAUXÍTICO DE RONDON DO PARÁ E SUA RELAÇÃO COM O GRUPO ITAPECURU

Heliana M. Pantoja<sup>1</sup>, Marcondes L. da Costa<sup>1</sup>, e Hécio J. dos Prazeres Jr<sup>2</sup>.

1-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 2- Votorantim Metais.

[heliana.pantoja@ig.ufpa.br](mailto:heliana.pantoja@ig.ufpa.br)<sup>1</sup> [marcondeslc@gmail.com](mailto:marcondeslc@gmail.com)<sup>1</sup> [helcio.filho@vmetais.com.br](mailto:helcio.filho@vmetais.com.br)<sup>2</sup>

## INTRODUÇÃO

Os clássicos minerais pesados, embora sejam acessórios das rochas, incluindo as lateríticas podem auxiliar na identificação da proveniência e fonte dos sedimentos, e ainda contribuir para avaliar processos intempéricos. O perfil laterito-bauxítico de Rondon do Pará faz parte da Província bauxitífera de Paragominas a mais importante do Brasil. Esta se desenvolveu sobre rochas sedimentares siliciclásticas e aluminossilicatadas do Grupo Itapecuru de idade Cretácea como parte da Bacia do Grajaú (Rossetti, 2001). Os litotipos do Grupo Itapecuru consistem em arenitos caulíníticos, friáveis intercalados com argilitos e níveis de conglomerados, siltitos, argilitos avermelhados e brechas intraformacionais depositados em sistema estuarino-lagunar (Góes, 1981;1995; Kotschoubey et al., 2005). Os sedimentos destas rochas são considerados as principais fontes dos depósitos bauxíticos da Província de Paragominas e para mostrar a possível relação destas rochas com o perfil laterito-bauxítico desenvolveu-se o presente trabalho com base em minerais pesados, resistatos, portanto herdados das rochas geradoras. Para isto foram selecionadas amostras de siltitos e argilitos intemperizados do Grupo Itapecuru expostos na BR222 Km 130 e do perfil laterito-bauxítico de Rondon do Pará exposto em uma lavra piloto do Projeto Alumina Rondon (Figura 1) para confrontação.

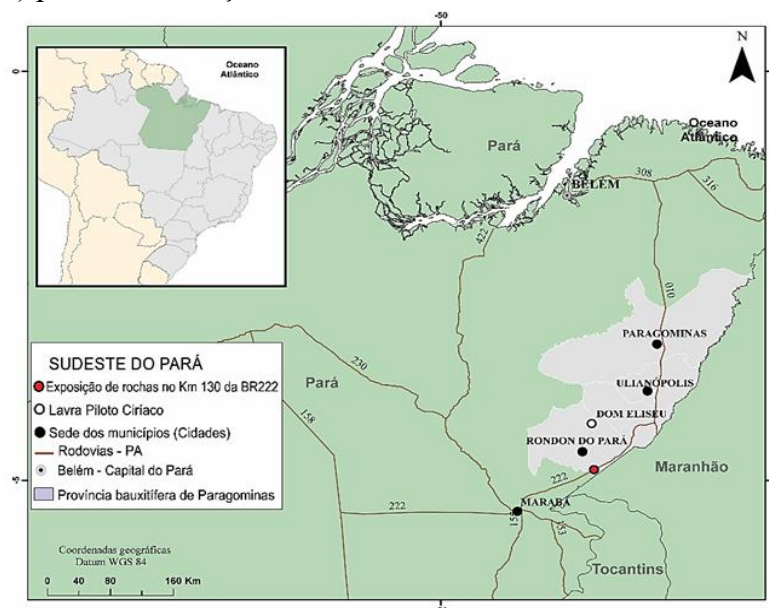


Figura 1: Mapa simplificado do nordeste do estado do Pará com a localização da área de estudo.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Foram selecionadas 8 amostras de siltito e argilitos do Grupo Itapecuru e do perfil laterito-bauxítico. Os minerais pesados foram extraídos da fração 0,062-0,125 mm com auxílio de bromofórmio. Do concentrado montou-se 10 lâminas e os minerais pesados transparentes foram avaliados de modo semiquantitativos por contagem de 100 a 150 grãos por lâmina. Aquelas com menos de 1% foram consideradas como traço. Para avaliação morfológica, textural e microquímica se utilizou microscópio eletrônico de varredura

(MEV/EDS) com montagem dos grãos em suporte com fita adesiva dupla face e metalização com ouro. Foram também confeccionadas secções polidas de zircões para verificação das feições interna com base em Corfu et al. (2003), enquanto a classificação da morfologia externa foi feita com base em Pupin, (1980).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os minerais pesados identificados nas rochas sedimentares e no perfil laterito-bauxítico estão representados por minerais ultraestáveis a processos intempéricos como: zircão, turmalina, rutilo e estaurolita (Figuras 2). Em termos de espécie mineral e mesmo de abundância não se identificou significativas diferenças entre as rochas do Grupo Itapecuru e o perfil laterito-bauxítico. Os zircões e as turmalinas são percentualmente majoritários em todas as amostras. Outros minerais, que ocorrem em menor frequência, ou como, traços são cianita e granada, presentes principalmente nas rochas sedimentares. Os opacos ocorrem em grandes quantidades em todas as amostras e são representados principalmente por magnetita, ilmenita e hematita. Os minerais identificados se apresentam sob ampla variedade de formas, cores e texturas superficiais. O zircão é o mineral mais abundante com uma frequência de (45 - 80 %). Varia de incolor, castanho, rosado ou amarelo, porém é mais comum como incolor. Exibe cristais prismáticos (curtos ou longos), euédricos a subédricos, com terminações bipiramidais simples ou complexas com arestas ligeiramente arredondadas e também ocorrem grãos subarredondados a arredondados, alguns são prismáticos com cavidades, marcas de impacto, fraturas conchoidais, zoneamentos e inclusões de opacos. A avaliação morfológica com base em Pupin, (1980) aplicada a grãos que apresentavam ao menos uma face distinguível proporcionou a identificação de 18 tipos. No geral os tipos “S e P” são os mais comuns tanto nas rochas do Grupo Itapecuru como no perfil laterito-bauxítico. O tipo “S” é o mais abundante (Figura 3 a e b), que indica granitos cálcico-alcalinos, enquanto, o tipo “P” (Figura 3 c) granitos alcalinos (Pupin, 1980).

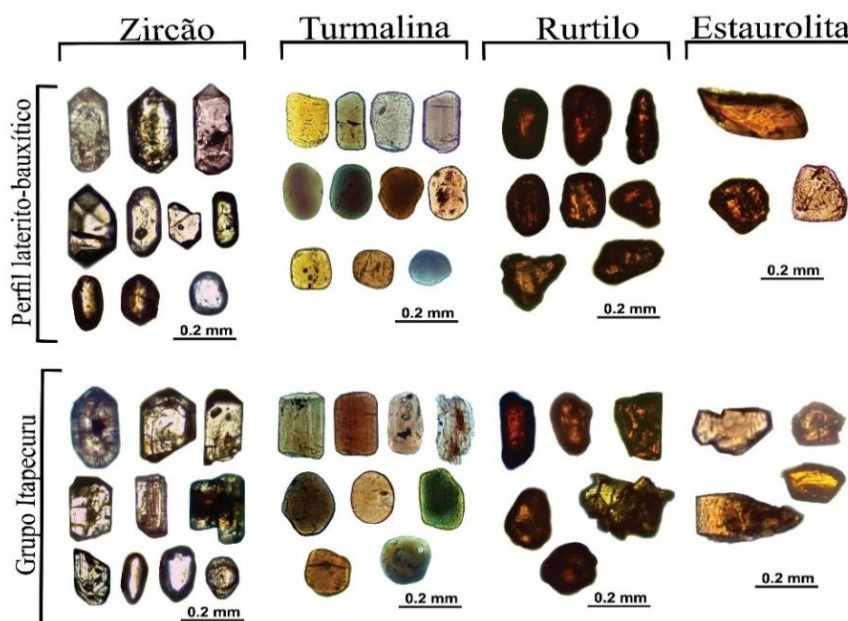


Figura 2: Principais minerais pesados identificados nas rochas intemperizadas do Grupo Itapecuru e perfil laterito-bauxítico.

Internamente os grãos de zircão apresentam zoneamento concêntrico, irregular ou são mais comumente homogêneos (Figura 3 d, e, f). A turmalina, assim como o zircão é abundante, corresponde a aproximadamente (15-35%). Esta é principalmente prismática, euédrica a subédrica (Figura 3 g e h), sendo restrita as formas arredondadas ou irregulares. A coloração varia de verde, que é a mais frequente, a amarelo amarronzado a marrom escuro que são as menos frequentes. As feições mais recorrentes são: presença de inclusões em forma de bolhas, microfraturas, estrias, arestas desgastadas, corrosão e sobrecrescimento. O rutilo é avermelhado a amarronzado, em formas prismáticas subédricas, subarredondados, arredondados e mais raramente irregulares. Grãos preservando a geminação em cotovelo são comuns, além de formas aciculares. Evidências de desgastes nas superfícies como sulcos e ranhuras em suas bordas (Figura 3 i) são também comuns e em termos percentuais seus teores estão na ordem de (1-7%).

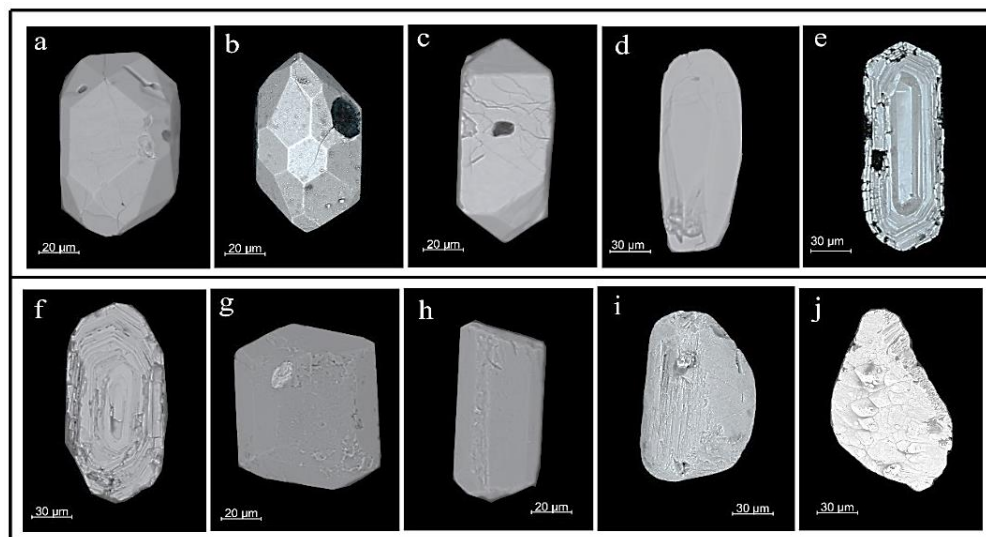


Figura 3: Morfologia mais frequente entre os minerais pesados das rochas do Grupo Itapecuru e perfil laterito-bauxítico. Em a, b zircões tipo ‘‘ S’’; c - zircão tipo ‘‘ P’’; d - zircão internamente homogêneo; e, f - zircão com zoneamento concêntrico; g, h – turmalinas prismáticas (formas curtas e longas); i – rutilo com marcas de ranhuras e j – feições mamilares em estaurolita.

O rutilo ocorre como mineral acessório frequentemente em rochas metamórficas principalmente em xistos, gnaisses e anfíbolitos, mas também ocorre em rochas ígneas, porém mais restrito. A estaurolita se apresenta principalmente como grãos irregulares, angulosos a subarredondados com fratura conchoidal e raramente prismática. A cor varia de amarelo pálido a amarelo avermelhado. Em detalhes (Figura 3 j) observa-se feições mamilares e cavidades orientadas em direção ao plano de clivagem. A estaurolita é um mineral típico de rochas metamórficas e ocorre comumente em micaxistos.

## CONCLUSÕES

Os minerais pesados identificados tanto no Grupo Itapecuru como no perfil laterito-bauxítico consistem de assembleia mineral ultraestável ao intemperismo formada essencialmente de zircão, turmalina e rutilo, e secundariamente de estaurolita e granada, e mais restritamente de cianita. Esta assembleia juntamente com os aspectos morfológicos é indicativa tanto de ígneas como metamórficas aluminossilicatadas como fonte das rochas sedimentares. A ausência de contrastes entre os minerais pesados das rochas sedimentares do Grupo Itapecuru e perfil laterito-bauxítico mostram que o perfil pode ter sido originado dessas rochas.

## REFERÊNCIAS

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. **Atlas of zircon textures**. In.: J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (Ed). *Reviews in mineralogy & geochemistry*, **53**, Min. Soc. of Am. and Geochemistry. Soc., p 469-500.

Góes A.M. 1981. **Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão**. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, UFPa, 55 p.

Góes, A.M. 1995. **A Formação Poti (Carbonífero inferior) da bacia do Parnaíba**. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, USP, 171p.

Kotschoubey, B., Calaf, M.J.C., Lobato, A.C.C., Leite, A.S., Azevedo, C.H. D. 2005. **Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da Província Bauxitífera de Paragominas, Noroeste da Bacia do Grajaú, Nordeste do Pará/Oeste do Maranhão**. In: O. J. Marini, E. T. Queiroz & B. W. Ramos (eds.) – Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. CT-MINERAL/FINEP, ADIMB. 2005. Brasília-DF. P: 691-782.

Pupin J.P. 1980. **Zircon and granite petrology**. *Contribution to mineralogy and petrology, Berlin /Heidelberg*, **73**. p. 207 - 220.

# FORMAÇÃO SERRA DO TUCANO NO SUDOESTE DA BACIA DO TACUTU: CONSIDERAÇÕES SOBRE SEU AMBIENTE DEPOSICIONAL

Fábio Luiz Wankler<sup>1</sup>; Rômulo Silva Veloso<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Pesquisador e Professor Doutor do Curso de Geologia da UFRR

<sup>2</sup> Bolsistas Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica (PIBIC) da UFRR.

fabio.wankler@ufr.br<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

O presente trabalho visa apresentar os resultados preliminares dos estudos sedimentológicos e estratigráficos de detalhe, em superfície, da sequência K40-K60 (porção superior da fase rift da bacia do Tacutu, (Vaz *et al.*, 2007) desenvolvidos pelo laboratório de Geologia Sedimentar da UFRR.

A Formação Serra do Tucano representa uma sucessão de idade Eo-Cretácica cuja deposição marca o encerramento da fase *rifte* da Bacia do Tacutu (seqüência K40-K60 - Vaz *et al.* 2007) e sua origem da bacia relaciona-se à formação de riftes na atual região do Caribe, cuja propagação e evolução resultou na formação do Atlântico Central.

Sua evolução paleoambiental é assunto complexo, em função da maioria dos dados serem originados de mapeamentos regionais ou levantamentos sísmicos realizados nas décadas de setenta e oitenta (Crawford *et al.* 1985; Reis *et al.* 1994; Eiras e Kiroshita 1990. , que não permitiram informações detalhadas sobre as faciologias presentes. Assim, a pesquisa busca aprimorar o conhecimento geológico da unidade, na porção centro sudoeste.

A área de estudo localiza-se na porção centro-sudoeste da Serra do Tucano – Roraima. Distrito de *Upper Takutu – Upper Essequibo* (Figura 1):

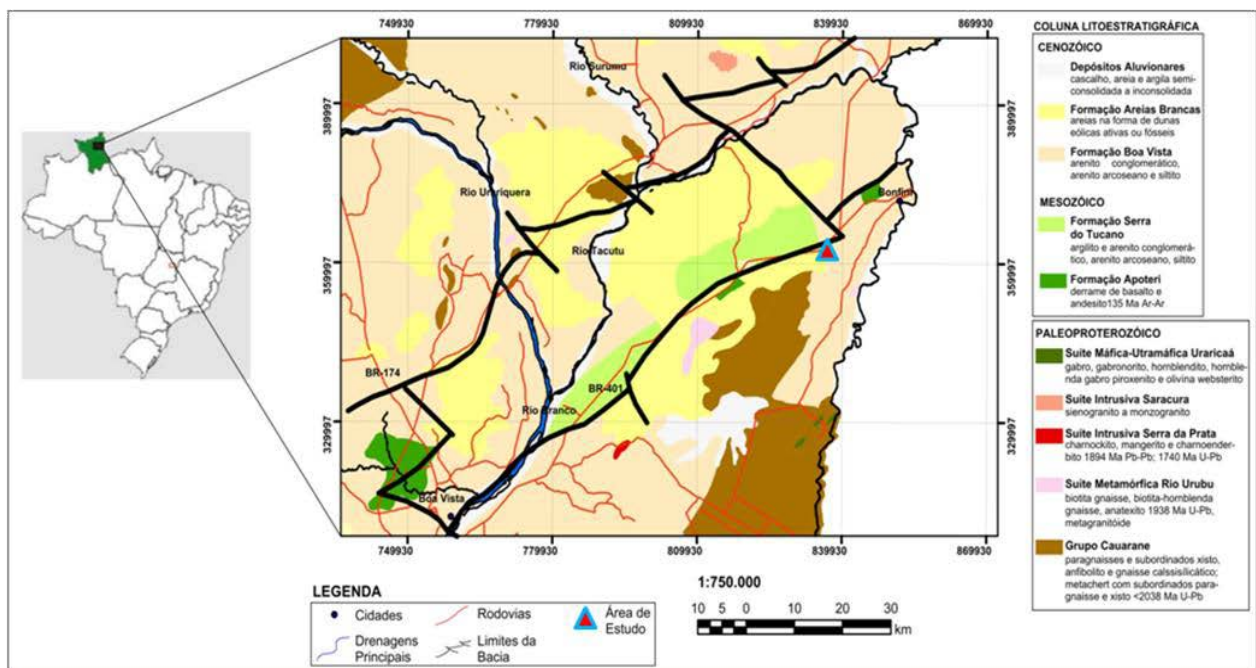


Figura 1: Localização da área de estudo (Triângulo de borda azul).

## METODOLOGIA

Seguiu as seguintes etapas: 1) reconhecimento das relações geológicas da área de estudo através da identificação e descrição de afloramentos; 2) análise dos dados de campo para identificação das associações de fácies e interpretação dos seus processos deposicionais;



3) aplicação do método de análise integrada dos dados, para interpretação do modelo deposicional descrita em Miall (1996) e Miall, A. D. & Tyler, N. (1992).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os perfis mostraram uma sucessão grano decrescente ascendente, em que base do perfil é formada por conglomerados polimíticos, formados por intraclastos de quartzo policristalinos (metamórficos), arenitos maciços (granulometria médio a fina) e de pelitos laminados. Na base, sucede-se camadas lenticulares, amalgamadas (padrão tipo festão) contêm este conglomerados cuja base, ondulada, reconhecem-se superfícies de truncamento ao longo da qual encontram-se restos de pequenas camadas de pelitos laminados deformados aparecem depositados nas camadas conglomeráticas sotopostas. Estas camadas pelíticas apresentam feições típicas de deformação de sobrecarga (*contorted lamination; loads*: Stow, 2006). Sotoposta a elas observa-se camadas areníticas cuja geometria é do tipo curva, não paralela (Stow, 2006) definindo um padrão festonado (Figura 2), Estas camadas são constituídas por arenitos médio a grosso, com intraclastos de quartzo policristalinos e arenitos maciços dispersos na camada.

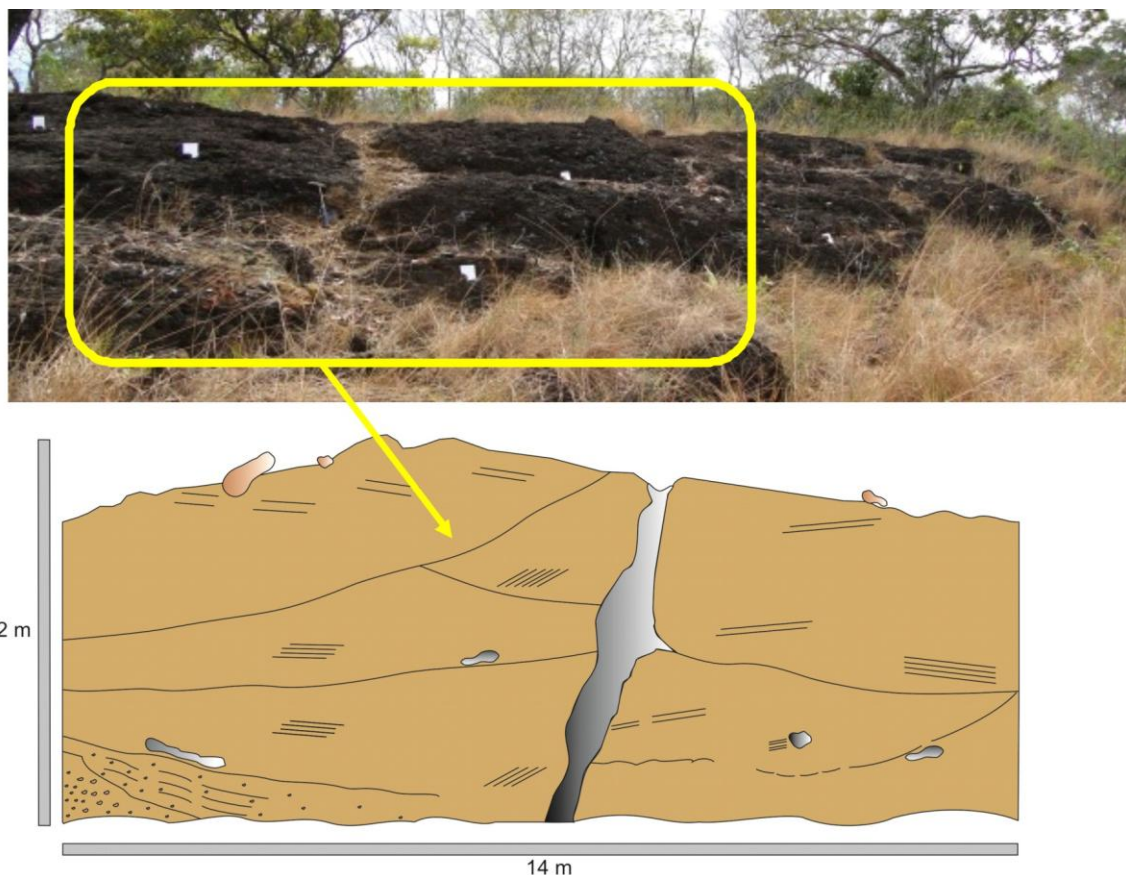


Figura 2: Afloramento da Aranha - Acima: foto geral do afloramento estudado; Abaixo: seção interpretada do afloramento.

Observou-se ainda que estas camadas apresentam estratificações cruzadas tabulares, com base curva. Tais aspectos sugerem que a deposição neste intervalo ocorreu em regime de fluxo inferior através de deposição de dunas subaquosas. No perfil estratigráfico granodrecrescente, predominância de conglomerados e arenitos conglomeráticos, sugerem um ambiente sedimentar próximo à área fonte. A elevada quantidade de fragmentos de rochas sedimentar, em especial fragmentos de pelitos, sugerem que a esta sedimentação é resultado da retrabalhamento de depósitos sedimentares anteriores. Os dados e paleofluxo coletados em campo permitiram confeccionar o diagrama de roseta cuja análise mostra que a direção preferencial do paleofluxo foi Norte (Figura 3). Esta dados, ao serem confrontados os dados de paleocorrente de *trend* SW dos afloramentos situados ao norte da serra do Tucano, identificados em Veloso & Wankler (2013) e Figueiredo (2011) sugerem que a sedimentação da área relaciona-se a formação de escarpas formadas durante a reativação da falha listrica de Lethem, durante a fase final da fase *rift* (Val *et al*, 2007) do do Graben do Tacutu.

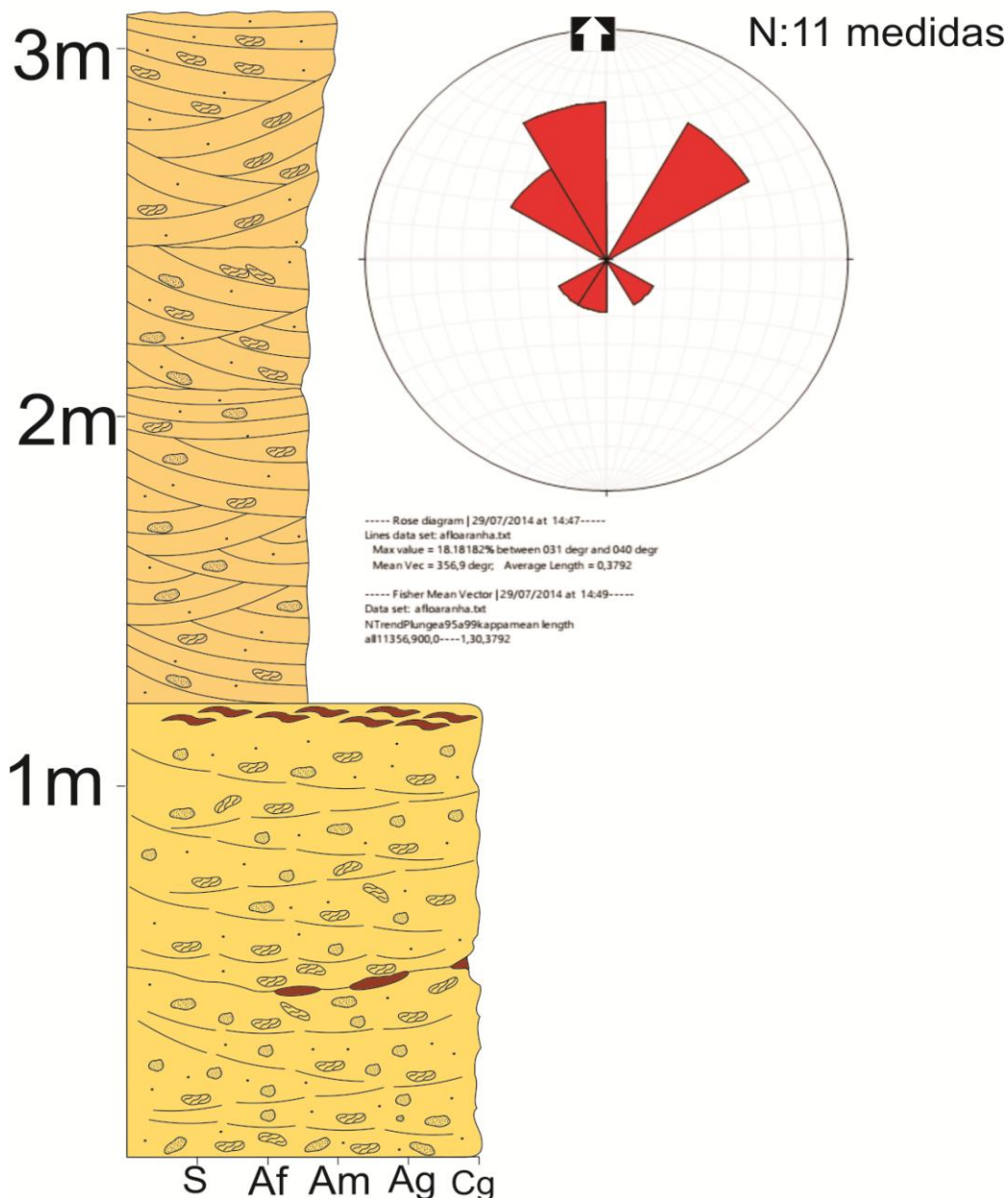


Figura 3: Perfil e diagrama roseta do afloramento da Aranha.

Tal hipótese, contudo, precisa corroborada por mais dados sedimentológicos, estratiográficos, de paleofluxo da área de estudo, bem como a associação de outros afloramento da zona da falha lístrica do Graben do Tacutu. Os dados dos perfis dos afloramentos sugerem que estes arenitos e conglomerados foram depositados no contexto de um canal de rio do tipo entrelaçado, e as associações de fácies (SB - Sandy bar, Miall, 1996) são coerentes com um estilo deposicional similar ao do "Scott-type de Boothyard & Ashley (1975; *apud* Miall 1996) definido a partir do rio Scott, localizado no estado do Alaska (EUA).

## CONCLUSÃO

- A Formação Serra do Tucano, na área de estudo constitui uma unidade sedimentar de caráter continental;
- As associações de fácies identificadas nos perfis sugerem que este arenito conglomerático foi depositado em um ambiente proximal da área fonte associados a um sistema de leques aluviais que formaram pela reativação da zona de falha de Lethem, borda sul da Bacia do Tacutu durante a fase rift da bacia.
- O modelo deposicional sugerido é de um rio entrelaçado da zona flexural do hemigraben, e com um estilo deposicional similar ao do "Scott-type de Boothyard & Ashley (1975; *apud* Miall 1996) definido a partir do rio Scott, localizado no estado do Alaska (EUA).

## AGRADECIMENTOS:

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), por conta do fomento a pesquisa, através de seu Programa de Iniciação Científica da (PIBIC) e pelo Edital Universal 2013.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Crawford, F. D.; Szelewski, C. E.; Alvey, G. D. 1985. **Geology and exploration in the Takutu Graben of Guyana.** *Oil & Gas Journal*, **82** (10): 122-139,
- Eiras, J. F.; Kinoshita, E. M. 1990. **Geologia e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Tacutu.** In: Gabaglia, G. P. R.; In: Milani, E. J. *Origem e evolução de bacias sedimentares.* Rio de Janeiro: Petrobrás, 1990, p. 197-220.
- Figueiredo, R. F. 2011. **Caracterização Faciológica de Três Unidades Litoestratigráficas do Graben do Tacutu – Roraima.** In: 10º Encontro de Pesquisa e Iniciação Científica, Resumos...(CD-ROM)
- Miall, A. 1996, *The Geology of Fluvial Deposits.* London, Springer, 582 pag.
- Miall, A. D. & Tyler, N. (eds.) 1992. *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery e Recovery.* Tulsa, Society for sedimentary Geology (Concepts in Sedimentology and Paleontology – vol. 3.)309 p.
- Reis, N. J.; N. S. V.; Pinheiro, S. S. 1994. **A cobertura Mesozoica do Hemigraben do Tacutu – estado de Roraima. Uma abordagem ao paleoambiente da Formação Serra do Tucano.** In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais...* p. 234-235.
- Stow, D. A. V. 2006. *Sedimentary Rocks in the Field: a Colour Guide*, New York, Manson Publish. 321 p.
- Vaz, P. T., Wanderley Filho, J. R., Bueno, G. V. 2007. **A Bacia do Tacutu.** *Bol. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro*, **15**:(2), p. 289-297, maio/nov. 2007.
- Veloso, R. S. ; Wankler, F. L. 2013. **Análise Estratigráfica da Porção Centro-Noroeste da Formação Serra do Tucano Bacia do Tacutu, Roraima.** In: 1ª Semana de Ciência e Tecnologia (SECT-ICE), *Resumos.* v. 1. p. 23.

# CONSIDERAÇÕES A RESPEITO DA GÊNESE DAS CAVERNAS SB-0065 E SB-0070 EM SERRA DA BOCAINA, CANAÃ DOS CARAJÁS-PA.

Airton Barata da Silva<sup>1</sup>, Rafael dos Santos Scherer<sup>2</sup> & Iuri Brandi<sup>3</sup>

Empresa Vale S/A.

<sup>1</sup>Geólogo/Espeleólogo - Vale S/A

<sup>2</sup>Engenheiro Agrônomo/Espeleólogo - Vale S/A

<sup>3</sup>Eng. de Minas/Espeleólogo – Vale S/A

[airton.barata@vale.com](mailto:airton.barata@vale.com)<sup>1</sup> [rafael.scherer@vale.com](mailto:rafael.scherer@vale.com)<sup>2</sup> [Iuri.brandi@vale.com](mailto:Iuri.brandi@vale.com)<sup>3</sup>

## INTRODUÇÃO

Os processos que controlam a gênese de cavidades em terrenos ferríferos, não foram totalmente elucidados, algumas publicações discutem o tema (Morris 1963; Tolbert *et al.* 1971; Pinheiro *et al.* 1985; Maurity & Kotschoubey 1992; 1994; 1995) e levantam hipóteses e questionamentos que até então, não eram vistos como importantes pela sociedade e entidades de pesquisa. Estudos científicos em cavernas desenvolvidas em rochas ferríferas têm utilizado, a descrição como principal ferramenta de apoio, de modo que a espeleogênese tem sido pouco abordada (Piló *et al.* 2005). Segundo Maurity & Kostshoubey (1995) o desenvolvimento de cavidades é controlado por fatores estruturais e pela existência de zonas de baixa densidade. As fraturas controlam as direções preferenciais das galerias e, por outro lado, a ampliação das cavernas e surgimento de feições doliniformes resulta, sobretudo, da individualização de zonas altamente porosas e permeáveis, situadas seja na interface crosta/saprólito, seja dentro da própria crosta. Callux (2013) sugere que, pelo menos a fase inicial ocorre em ambiente freático ou em ambiente transicional (freático/vadoso), na zona de oscilação do lençol, e ainda, que a duração desta etapa e sua dinâmica estejam diretamente relacionadas à variação do nível de base local, provavelmente durante longos períodos. Dutra (2013) atribui a ampliação das cavernas a processos erosivos, no qual fluxos subterrâneos em microcanais com diâmetro inferior a 1cm favorecem a erosão mecânica através da desagregação da rocha e ressalta que esta situação é acentuada no período chuvoso. O presente artigo discorre sobre alguns aspectos relacionados à gênese das cavidades SB-0065 e SB-0070 hospedadas, respectivamente, em formação ferrífera e rochas vulcânicas alteradas. A área de estudo, Serra da Bocaina, localiza-se entre os municípios de Parauapebas e Canaã dos Carajás, sudeste do estado do Pará (Figura 1).

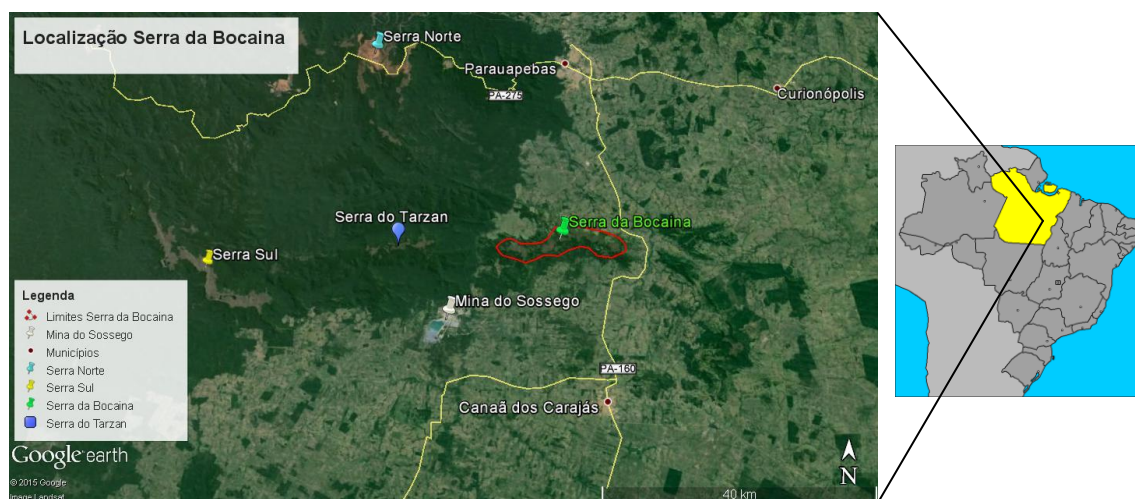


Figura 1: Mapa esquemático de localização e acesso a Serra da Bocaina, área de estudo.

Fonte: Google Earth, 2015 Imagem Landsat.

## **METODOLOGIA**

As pesquisas foram realizadas com base na bibliografia disponível, observações e coletas de dados diretos em campo, bem como, avaliação morfológica das plantas baixas das cavidades. O levantamento bibliográfico forneceu suporte para sustentar as discussões e hipóteses propostas, referentes aos aspectos genéticos das cavernas estudadas. A seguir contexto geológico resumido de onde as cavidades se inserem.

### **Contexto Geológico**

Afloram na Serra da Bocaina rochas pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988) que compreendem sequências arqueanas, dentre elas o Grupo Grão Pará, descrito por uma sequência vulcanosedimentar, composta na base pela Formação Parauapebas representada por basaltos com níveis de riolitos subordinados. Em seguida ocorrem os jaspilitos da Formação Carajás e, segundo Macambira *et al.* (1990), sobre os jaspilitos ocorrem rochas da Formação Igarapé Cigarra (basaltos com lentes de BIFs, *cherts*, siltitos e arenitos), assim como os siltitos carbonáticos da jazida de manganês do Azul (Formação Igarapé Boa Sorte). Nogueira *et al.* (1995) redefiniram a Formação Águas Claras (de Araújo *et al.* 1988) posicionando-a discordantemente sobre a Formação Carajás.

## **RESULTADOS**

### **Caracterização da cavidade SB-0065**

Cavidade com entrada principal ampla medindo 12m de largura por 11m de altura com muitos blocos e matacões abatidos. A morfologia é globular/retilínea no salão principal e retilínea no salão secundário, o teto é alto, escalonado a irregular e o piso é plano com leve inclinação para o interior da cavidade, exceto ao longo de escoamento intermitente com direção preferencial. Feições internas como pilares, canalículos, cúpula de teto e patamares foram observados no interior da cavidade. A rocha encaixante é formação ferrífera alterada (Canga hematítica) composta por clastos de hematita angulosos a subangulosos, com granulometria variada e presença moderada de matriz limonítica. Apresenta acamamento primário preservado podendo estar basculado ou horizontalizado em alguns pontos. Foram identificadas fraturas de atitude 281Az/SV, 290Az/73SW, 190Az/58SE, 290Az/61SW, 280Az/65SW e 300Az/SV, assim como, fraturas preenchidas por hematita/goethita, juntas, descontinuidades subhorizontais nas paredes e acamamento subverticalizado, localmente. Cavidade apresenta gotejamentos e surgência perene formando uma drenagem intermitente do fundo do salão principal até o meio externo. Há pouca diversidade de espeleotemas: crostas brancas e verdes localizadas no teto e parede e coralóides de cor branco-amarelado no salão principal.

### **Caracterização da cavidade SB-0070**

Cavidade com entrada principal em forma de dolina com muitos blocos abatidos e passagem estreita a seu interior. A morfologia é espongiiforme com salões e paredes irregulares conectados por condutos de pequena dimensão, teto baixo e piso irregular inclinado para o interior. Feições internas como canalículos, patamar e pendente foram observados. A litologia predominante é a formação ferrífera alterada (Canga hematítica) constituída por fragmentos de formação ferrífera, subangulosos e mal selecionados, por vezes, com muita matriz limonítica. Nas porções mais superiores a carapaça de canga (lateritização de rocha básica) apresenta textura pseudoesferulítica/brechóide com estrutura maciça, coloração vermelho-amarronzado, presença de alvéolos, e cavidades de dissolução evidentes em função da alta porosidade. Foram identificadas fraturas de atitude 250Az/82SE e 340Az/SV, bem como, fraturas preenchidas por goethita, juntas de alívio e descontinuidades subhorizontais no contato da parede com o teto. É ausente água de percolação ou condensação, por outro lado, gotejamentos localizados ocorrem associados a fraturas abertas.

Ocorrem espeleotemas do tipo estalactites, estalagmites, escorrimento, coraloides e crostas brancas. As estalactites são mais relevantes na zona de penumbra e afótica e quando associadas a fraturas abertas no teto, possuem forma cônica, crescimento concêntrico, dimensões que podem variar de < 1 cm até 13 cm e coloração cinza-esbranquiçado. Ocorrem duas estalagmites com características semelhantes às estalactites e dimensões um pouco menores 9 cm. Escorrimentos em blocos e na parede possuem forma irregular, e coloração cinza-esbranquiçada, às vezes, com coloide de goethita de coloração avermelhada. Coralóides e crostas brancas foram observadas nas paredes e teto da cavidade.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Modelos espeleogenéticos baseados em evolução endógena e posterior controle exógeno, combinado a fatores estruturais e hidrológicos são bastante aceitos. Segundo Pinheiro & Maurity (1988), às cavidades de Carajás, se desenvolveram sobre duas fases, na primeira, prevalecem na zona freática, processos de dissolução e carreamento de complexos alumino-ferrosos e argilominerais instáveis de Fe, Al e Si dispostos nos vazios da canga ferruginosa, o que favorece um aumento significativo da porosidade e surgimento de micro-meso orifícios irregulares; a segunda, envolve processos erosivos (*piping*) que, essencialmente, ampliam as cavidades geradas na primeira etapa. Piló & Auler (2005) corroboram com esta hipótese e consideram a existência de duas etapas distintas para geração de cavidades em litologias ferríferas. Início com predominância de processos dissolutivos e fase posterior dominada por ações erosivas. A primeira etapa, em ambiente endógeno, envolve reações químicas no interior do maciço, em meio freático, e como produto zonas de alta porosidade. Posteriormente, o material friável resultante é lixiviado para o exterior através de processos similares ao *piping*, descrito para cavidades em rochas siliciclásticas. Durante estudo em Minas Gerais, Simmons (1963) atribui a gênese de cavernas em minério de ferro e canga a processos de dissolução. Segundo ele, a dissolução do dolomito e, menos marcante do quartzo e hematita, leva à formação de uma zona de minério de ferro alterada de alta porosidade que pode reduzir em 50% do volume da rocha.

Os modelos espeleogenéticos apresentados por Pinheiro & Maurity (1988) e Piló & Auler (2005) possuem grande similaridade e foram denominados de modelo endógeno/exógeno do tipo dissolução/erosão. Em Serra da Bocaina, esse modelo pode ser aplicado à cavidade SB-0070 posicionada no topo do platô, em alta vertente, na ruptura de cobertura de relevo. Sua morfologia espongiiforme sugere predomínio de processos dissolutivo-erosivos. A entrada doliniforme submete proximidade com a superfície e avançado processo de dissolução/erosão internos, os quais podem acelerar colapsos de porções de teto em virtude do surgimento de fraturas e juntas de alívio, associadas a fenômenos físicos como dilatação térmica do maciço exposto a radiação solar ou ação de raízes. A competência distinta entre os tipos litológicos canga de rocha básica (teto da cavidade) e Canga hematítica (paredes e piso) foi fator preponderante durante o cavernamento, enquanto essa serviu de sustentação aquela foi sofrendo dissolução e lixiviação de forma que o ambiente cavernícola fora gerado.

Esse modelo também corrobora, em parte, com a evolução genética da cavidade SB-0065 posicionada em alta vertente, meia encosta e próxima a uma nascente com escoamento superficial de pequeno porte. No entanto, para o desenvolvimento desta, houve notório controle estrutural, marcados pela morfologia globular e retilínea dos dois salões que a compõe, somado a isto, o acamamento da rocha se mostra basculado e horizontalizado em alguns pontos, o que evidencia uma ampliação dos salões por abatimento de teto e paredes. O fator hidrológico, drenagem intermitente em seu interior, compõe mais um atributo que lhe fornece a capacidade de carreamento de material para o meio externo. Feições internas como pilar e patamar sugerem processos de erosão diferencial. A pouca diversidade de

espeleotemas pode estar ligado à indisponibilidade de elementos saturados nas soluções percolantes, ausência de depósitos de guano em decomposição e/ou pequena projeção horizontal o que não favorece, respectivamente, a precipitação e exsudação de compostos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., João X.S.J., Costa J.B.S. 1988. **A megaestrutura Arqueana da Folha Serra dos Carajás.** In: SBG, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, 324-338.
- Callux S. A. 2013. **Gênese e desenvolvimento de cavidades naturais subterrâneas em formação ferrífera no quadrilátero ferrífero, Minas Gerais.** Inst. de Geociências, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Tese de Mestrado. 218 p.
- Docegeo. 1988. **Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás.** In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, Anexo, 10-54.
- Dutra G. M. 2013. **Síntese dos processos de gênese de cavidades em litologias de ferro.** In: RASTEIRO, M.A.; MORATO, L. (orgs.) **CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 32, 2013. Barreiras.** *Anais...* Campinas: SBE. p.415-426.
- Macambira J.B., Ramos J.F.F., Assis J.F.P., Figueiras A.J.M. 1990. **Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca. Convênios Seplan/DOCEGEO/UFPa e DNPM/DOCEGEO/UFPa.** Relatório Final. 150p. Inédito.
- Maurity C.W. & Kotschoubey B. 1995. **Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 – Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas.** Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi. Série Ciências da Terra, n 7, p. 331-362.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. **Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica.** *Bol. Museu Par. Emilio Goeldi*, 7: 177-197.
- Piló L. B.; Auler A. S. 2005. **Cavidades em minério de ferro e canga de Capão Xavier, Quadrilátero Ferrífero, MG.** *O Carste*, v.17, n.3, p.92-105.
- Pinheiro R.V.L. & Maurity C.W. 1988. **As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás (PA) – Brasil.** *Anais 1º Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe*, Belo Horizonte, pp. 179-186.
- Ribeiro D. T. 2003. **Enriquecimento supergênico de formações ferríferas bandadas: estruturas de colapso e desordem.** 123 p.
- Simmons G. C. 1963. **Canga Caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.** *O Carste*, v.17, n.3, p.74-77, 2005.
- Taylor D.; Dalstra H. J.; Harding A. E.; Broadbent G. C.; Barley M. E. 2001. **Genesis of High-Grade Hematite Orebodies of the Hamersley Province, Western Australia.** *Economic Geology*, July 2001, v. 96, p.837-873.
- Varajão C. A. C.; Colin F.; Vieillard P.; Melfi A. J. & Nahon D. 2000. **Early weathering of palladium gold under lateritic conditions, Maquiné Mine, Minas Gerais, Brazil.** *Applied Geochemistry*, 15: 245-263.

## TRAÇOS FÓSSEIS DA FORMAÇÃO PITINGA, RIO TAPAJÓS-PA

Meireanny A. Gonçalves<sup>1</sup>, Joelson L. Soares<sup>1</sup>, Hudson P. Santos<sup>1</sup>, Raiza Renne L. dos Santos<sup>1</sup>, Alexandre R. Cardoso<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará

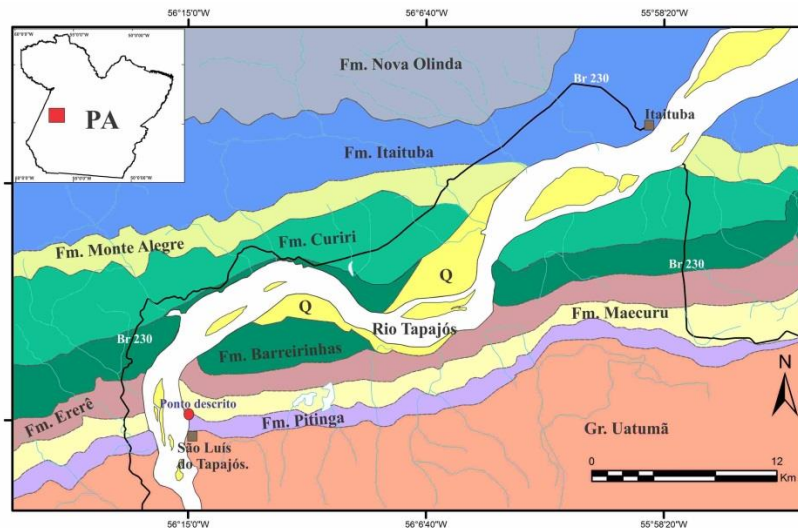
### INTRODUÇÃO

O Período Siluriano foi marcado na América do Sul por variações climáticas extremas relacionadas principalmente as variações glacioeustáticas do nível do mar (Caputo & Crowell 1985, Grahn & Caputo 1992). Durante este período os eventos de transgressão e regressão marinha condicionaram a ocupação do substrato por organismos endobentônicos e bentônicos que foram obrigados a se adaptar as oscilações provocadas pelo avanço e recuo das geleiras silurianas no supercontinente Oeste Gondwana (Soares & Nogueira 2006, Soares *et al.* Inédito). Com o término das glaciações no intervalo que abrange o final do Siluriano e início do Devoniano ocorre uma grande transgressão que cria novos nichos ecológicos e que causa uma modificação na distribuição e comportamento dos organismos marinhos (Boucot 2005). Estas mudanças são bem visíveis no conteúdo fossilífero e icnológico (traços fósseis) presente em rochas deste intervalo na Bacia do Amazonas. Estas rochas pertencem ao Grupo Trombetas que é composto por quatro formações: Autás-Mirim (não exposta), Nhamundá, Pitinga e Manacapuru. Traços fósseis são comuns em rochas siliciclásticas das formações Nhamundá (Siluriano Inferior) e Manacapuru (Siluriano Superior – Devoniano Inferior), porém na Formação Pitinga (Siluriano Superior) eles são relativamente raros. Até o momento o único traço fóssil descrito na Formação Pitinga foi o *Arthropycus* (Matsuda *et al.* 2010).

### CONTEXTO GEOLÓGICO

A Formação Pitinga compõe a Sequência Ordoviciano-Devoniana da Bacia do Amazonas que representa a primeira sequência transgressiva-regressiva da bacia, caracterizada pela alternância de depósitos glaciais e marinhos (Cunha *et al.* 2007). As formações Pitinga e Manacapuru representam a sucessão transgressiva relacionada a oscilações do nível do mar causadas por sucessivos avanços e recuos das geleiras silurianas que cobriam a América do Sul durante o Eopaleozóico (Caputo & Crowell 1985, Grahn & Caputo 1992). A Formação Pitinga ocorre principalmente em subsuperfície e suas raras exposições são encontradas exclusivamente nas bordas norte e sul da Bacia do Amazonas. Na borda norte da Bacia do Amazonas, principalmente na região de Presidente Figueiredo (AM), a sua ocorrência é duvidosa devido à semelhança litológica com a Formação Manacapuru (Souza & Nogueira 2009). Na borda sul da bacia, Matsuda *et al.* (2010) descrevem folhelhos intercalados com arenitos e que contém *Arthropycus* como pertencentes a Formação Pitinga. Estes afloramentos localizam-se nas margens do Rio Tapajós, expostos na forma de lajedos e paredões e são limitados na porção inferior por ignimbritos e riolitos do Grupo Uatumã, embasamento cristalino da bacia, e na porção superior em contato discordante com os arenitos fluviais da Formação Maecurú. O afloramento estudado corresponde às intercalações de arenitos finos a muito finos com siltitos que estão expostos na desembocadura do Furo Areião, a 1,5 km a jusante de São Luís do Tapajós (ponto 5 de Matsuda *et al.* 2010) e cerca de 70 km da cidade de Itaituba, sudoeste do Pará (Fig. 1). Em campanha de campo recente ao longo do Rio Tapajós foi descoberto neste afloramento um novo sítio icnológico composto por um variado e abundante conteúdo icnofossilífero de espécimes ainda não descritos para a Formação Pitinga. A descoberta destes traços fósseis representa uma excelente oportunidade de preencher uma lacuna que existia no registro icnofossilífero do Siluriano da bacia do Amazonas.





**Figura 1.** Mapa geológico da borda sul da Bacia do Amazonas na região sudoeste do Pará, com destaque para a faixa de ocorrência dos depósitos da Formação Pitinga (em lilás no mapa). Modificado de Matsuda *et al.* (2010).

## MÉTODOS

Na descrição dos traços fósseis foi realizada a comparação por meio de parâmetros morfométricos (diâmetro, comprimento e estruturas internas e externas) para identificação dos icnotáxons. Em seguida, os espécimes descritos foram correlacionados com os já descritos nas formações Nhamundá e Manacapuru com intuito de entender a distribuição estratigráfica destes traços fósseis e sua relação com as mudanças paleoclimáticas que ocorreram no intervalo Siluro-Devoniano da Bacia do Amazonas.

## DESCRIÇÃO DOS TRAÇOS FÓSSEIS

***Arthropycus alleghaniensis* Hall, 1852** – Rastros bilobados horizontais em seção longitudinal que variam de 18 a 20 cm de comprimento e de 1 a 2,2 cm de diâmetro em seção transversal. As estruturas em sulcos transversais estão dispostas em pelo menos 5 a cada 3 centímetros na porção externa dos rastros. Os traços são normalmente retilíneos, mas podem ocorrer formas mais curvadas e o ângulo entre as interseções dos traços é de aproximadamente 100°. Todos os traços apresentam hiporrelevo positivo convexo (hipicniais) preservados na base de camadas de arenitos que estão em contato com siltito (Fig. 2B).

***Arthropycus lateralis* Seilacher, 2000** – Rastros bilobados horizontais em seção longitudinal que variam de 20 a 22 cm de comprimento e 1,5 cm de diâmetro em seção transversal. Os sulcos apresentam-se dispostos transversalmente ao traço em pelo menos 6 a cada 3 centímetro na porção externa da amostra. Os traços apresentam-se em cachos retrusivos ou curvados para os lados e o ângulo de interseção entre eles está entre 30° e 45°. Assim como *A. alleghaniensis*, todos os traços estão representados em hiporrelevo convexo (hipicniais) no contato entre arenito e siltito (Fig. 2A).

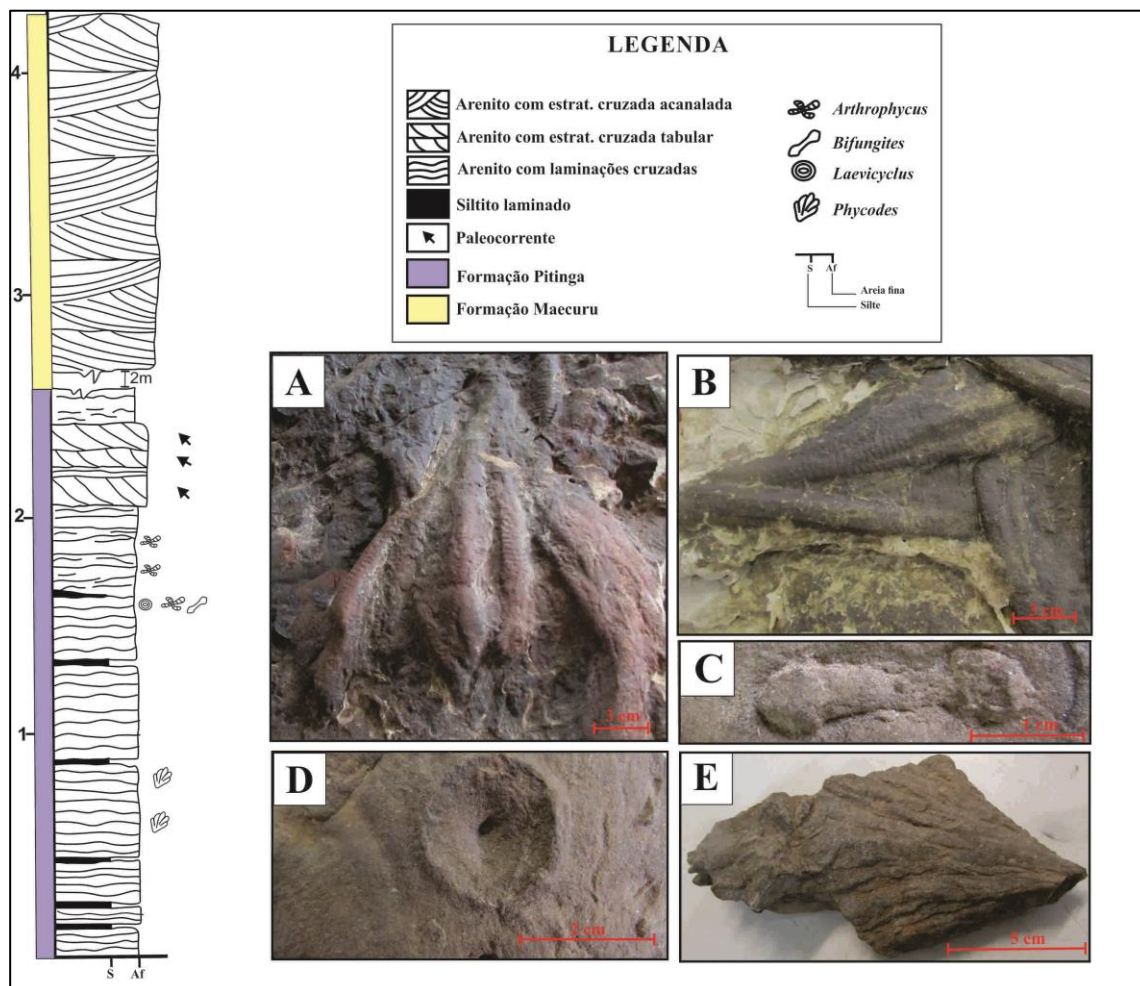
***Bifungites* Desio, 1940** – Foi encontrado apenas um exemplar deste traço que ocorre como um tubo retilíneo preservado em hiporrelevo positivo e sem ornamentações. Este traço possui forma de halteres com terminações triangulares interligadas por um eixo central cujo comprimento é de 2,3 cm (Fig. 2C). O diâmetro do eixo central possui 0,3 cm e nas extremidades apresenta 0,5 cm. As terminações triangulares apresentam formas arredondadas, possivelmente devido o desgaste ocasionado pela ação da erosiva da água.

***Laevicyclus* Quenstedt, 1879** – Foram encontrados vários traços que ocorrem em um único nível no afloramento estudado. Estes traços são caracterizados por formas circulares com um tubo central circundado por finas laminações concêntricas preservadas em epirelevo convexo com diâmetro total de 2 cm (Fig. 2D). As laminas concêntricas internas exibem espessuras de 0,3 cm. O tubo central é curto, retilíneo, perpendicular ao acamamento e apresenta 0,5 cm de diâmetro em média. Alguns poucos espécimes apresentam bordas mais elevadas em relação ao centro da estrutura exibindo uma feição semelhante a microcrateras.

***Phycodes* Richter, 1850** – Estes traços ocorrem principalmente na base do perfil estudado e são caracterizados por uma série de tubos em forma de feixes preservados em hiporrelevo convexo em seção longitudinal (Fig. 2E). Os tubos variam de retilíneos a levemente curvados e sem ornamentações. O preenchimento dos tubos é semelhante ao da rocha hospedeira. Os tubos tem até 9 cm de comprimento e o diâmetro médio dos tubos individuais é de 0,2 cm.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Os traços fósseis descritos exibem características da icnofácies *Cruziana* que agrupa traços predominantemente horizontais produzidos por organismos invertebrados que habitam ambientes costeiros rasos a profundos, porém de baixa energia. Estas condições possibilitam a proliferação de vida bentônica que rasteja e retrabalha os sedimentos do fundo marinho, geralmente em busca de alimento (Seilacher 1967, Pemberton *et al.* 1992). Tais características são comuns nas formações Nhamundá e Manacapuru, porém a primeira apresenta também icnofácies *Skolithos* que é típica de ambientes costeiros rasos de alta energia. A abundância e diversidade encontrada na Formação Pitinga é maior que as exibidas pela Formação Nhamundá e próxima a da Formação Manacapuru. Contudo, os espécimes são semelhantes em ambas às unidades. *Arthropycus* é encontrado comumente na Formação Nhamundá, enquanto que *Bifungites*, *Laevicyclus* e *Phycodes* ocorrem somente na Formação Manacapuru. A presença de uma icnoassembleia composta por espécimes tanto da Formação Nhamundá como da Formação Manacapuru sugere que os depósitos estudados podem representar uma unidade de transição entre diferentes icnocenoses (uma associação particular de traços fósseis interpretada como uma comunidade de traços fósseis que pode ou não refletir uma comunidade biótica). Esta relação também indica mudanças nas condições paleoambientais. A baixa diversidade de traços fósseis da Formação Nhamundá sugere estresse ambiental que é coincidente com as severas condições climáticas ocasionadas pela presença das geleiras silurianas que cobriam a América do Sul durante o Siluriano (Caputo & Crowell 1985, Soares *et al.* Inédito). A retirada gradua das geleiras silurianas na transição para o Devoniano é marcada pelo aumento do nível do mar e criação de novos nichos ecológicos (Boucot 2005). Na Bacia do Amazonas este evento transgressivo pós-glacial está registrado nos folhelhos e arenitos finos das formações Pitinga e Manacapuru. A Formação Manacapuru apresenta uma maior icnodiversidade o que pode estar relacionado com o estabelecimento de condições paleoambientais menos severas. Até o momento acreditava-se que a Formação Pitinga tinha uma assembleia icnofossilífera muito parecida com a da Formação Nhamundá, já que tinha sido descrito apenas *Arthropycus* (Matsuda *et al.* 2010). Esta nova descoberta sugere que a Formação Pitinga registra o gradual término de condições estressantes e o estabelecimento de uma fauna mais adaptada a ambientes rasos e relativamente calmos, com níveis de oxigenação e disponibilidade de alimento que são favoráveis à proliferação de organismos mais diversificados. Portanto, a icnofauna destas formações da Bacia do Amazonas sugere uma gradua adaptação comportamental dos organismos bentônicos as variações paleoambientais glaciais e pós-glaciais que ocorreram na América do Sul durante o Siluro-Devoniano.



**Figura 2.** Perfil estratigráfico da Formação Pitinga na área estudada destacando os traços fósseis descritos. (A) *Arthropycus lateralis* que exibe forma de cachos; (B) *A. alleghaniensis*; (C) *Bifungites* com suas terminações triangulares interligadas por um eixo central; (D) *Laevicyclus*, exibindo um tubo central circundado por laminações concêntricas e bordas elevadas; (E) *Phycodes*, em forma de feixes sem ornamentações.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao GSED e GEOCIAM pelo suporte e desenvolvimento da pesquisa.

## REFERÊNCIAS

Boucot A.J. 2005. Ecostratigraphy's basis, using Silurian and Devonian examples, with consideration of the biogeographic complication. In: Koutsoukos E.A.M. (ed.) *Applied Stratigraphy*, Springer, Netherlands, p. 55-71.

Caputo M.V. & Crowell J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, **96**:1020-1036.

Cunha P.R.C., Melo J.H.C., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrobras*, **15**:227-251.

Grahn Y. & Caputo M.V. 1992. Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**:9-15.

Matsuda N.S., Winter W.B., Wanderley Filho J.R., Cacela A.S.M. 2010. O Paleozoico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós – Estado do Pará. *Bol. Geoci. Petrobras*, **18**(1):123-152.

Pemberton S.G., MacEachern J.A., Frey R.W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. *In: Walker R.G. & James N.P. (eds.) Facies models: Response to sea level change.* Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 4, p. 47-72.

Seilacher A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, **5**:413-428.

Soares J.L. & Nogueira A.C.R. 2006. Traços Fósseis Siluro-Devonianos do Grupo Trombetas da Bacia do Amazonas na Região de Presidente Figueiredo - AM. *In: 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Resumo Expandido Digital.*

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**:16-29.

# CLASSIFICAÇÃO SEMIQUANTITATIVA DE ICNOFÁBRICA DA FORMAÇÃO PIRABAS NA PORÇÃO NORDESTE DO PARÁ

Ailton S. Brito<sup>1</sup> & Joelson L. Soares<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará

## INTRODUÇÃO

A Formação Pirabas é constituída por rochas carbonáticas ricamente fossilíferas que representa um dos melhores registros da sedimentação marinha do Cenozoico do Brasil. Essas rochas tem revelado a presença de uma abundante, porém pouco diversificada icnofauna de invertebrados que ainda é pouco estudada (Fernandes & Assis, 1980). A maioria dos trabalhos icnológicos está em notas ou resumos (Távora & Silva Jr., 2001) que em muitos casos somente citam a ocorrência de traços fósseis na Formação Pirabas e alguns artigos (Fernandes & Assis, 1980; Góes et al., 1990). Durante muito tempo os icnofósseis foram considerados como simples evidências indiretas de antigas formas de vida ou estruturas sedimentares secundárias. Atualmente demonstram extrema importância na interpretação do comportamento de vários organismos fósseis e das condições sedimentológicas de diversos ambientes. Este trabalho visa a compreensão da relação dos traços fósseis com as condições paleoambientais reinantes durante a formação dos depósitos da Formação Pirabas utilizando a análise semiquantitativa de icnofábrica.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A sucessão carbonática da Formação Pirabas foi depositada durante uma transgressão marinha no Oligoceno superior - Mioceno inferior (Fernandes, 1988; Rossetti, 2001) e consiste nos depósitos basais da Plataforma Bragantina (Góes, 1981; Rossetti, 2001). Seus depósitos afloram principalmente na região litorânea do nordeste do Pará e ocorre ao longo da costa norte-nordeste do Brasil entre os estados do Pará e Piauí. Esta formação é constituída por carbonatos intercalados com argilitos com ocorrências subordinadas de arenitos com laminação plano-paralela e onduladas tipo *linsen*, estratificação cruzada tabular e acamamentos heterolíticos. As microfácies são caracterizadas por *wackestones-packstones* fossilíferos, *rudstones-floatstones* e *mudstones* maciços. O conteúdo fossilífero desta formação é representado por vertebrados, macro e microinvertebrados, além de fragmentos de matéria orgânica vegetal (Leite et al., 1997; Távora et al., 2010). A deposição dos sedimentos ocorreu em plataforma carbonática marinha rasa, secundariamente, em uma variedade de subambientes deposicionais, que incluem plataforma externa, plataforma restrita e complexo de ilhas-barreira, incluindo-se canais, planícies e deltas de maré, além de laguna e mangues (Góes et al., 1990), sob clima temperado-úmido (Almaraz & Formoso, 1971).

## METODOLOGIA

A classificação semiquantitativa de icnofábrica de Droser & Bottjer (1986) e de Taylor & Goldring (1993) foram utilizadas para a avaliação dos icnofósseis com a finalidade de se estimar o grau de perturbação das camadas assim com a densidade de icnofósseis por unidade de área (Miller & Smail 1997). As limitações inerentes do uso do método semiquantitativo 'padrão de reconhecimento' de icnofábrica são transponíveis e bem compensados pelos benefícios do uso de índice de bioturbação. Para a apresentação dos dados neste trabalho foi utilizado o índice de bioturbação (BI = *Bioturbation Index*) de Taylor & Goldring (1993) que se baseia na quantidade da fábrica sedimentar retrabalhada em relação à fábrica original. Foi confeccionada uma representação gráfica para icnofábrica resultante baseada nos icnotáxons presentes, tipo, tamanho, densidade, diversidade e ordem de sucessão dos eventos.

## DESCRIÇÃO DAS ICNOFÁBRICAS

Os icnofósseis encontrados na Formação Pirabas são representados por *Gyrolithes*, *Palaeophycus*, *Thalassinoides*, *Sinusichnus* isp e Megatraço de Gastrópodes. Estes icnogêneros ocorrem geralmente em assembleias mono específicas, com pouco ou ausência de conexão entre si. No total foi descrito a ocorrência de cinco icnofábricas: 1) *Gyrolithes*, 2) *Thalassinoides-Palaeophycus*, 3) *Thalassinoides*, 4) *Sinusichnus* isp. e 5) Megatraços de Gastrópodes. A icnofábrica *Gyrolithes* é mono específica e ocorre na porção basal da sucessão sedimentar exposta na área da Mina B-17 no município de Capanema-PA por cerca de 2,0 m, representada por *wackestone/packstones* fossilíferos. O grau de bioturbação é baixo entre 10 a 15% da fábrica primária e os traços fósseis ocorrem geralmente isolados, sem conexões entre si (Figura 1). A icnofábrica *Thalassinoides-Palaeophycus* ocorre na porção superior dos *wackestone/packstones*, sobrepostos a icnofábrica *Gyrolithes*, por cerca de 1,4 m, mostrando uma possível e estreita conexão entre estas icnofábricas. O grau de bioturbação também é baixo, com as estruturas distintas (BI=2) e os traços fósseis são discretos e isolados. É representada por *Palaeophycus tubularis* e *Thalassinoides suevicus* (Figura 1).

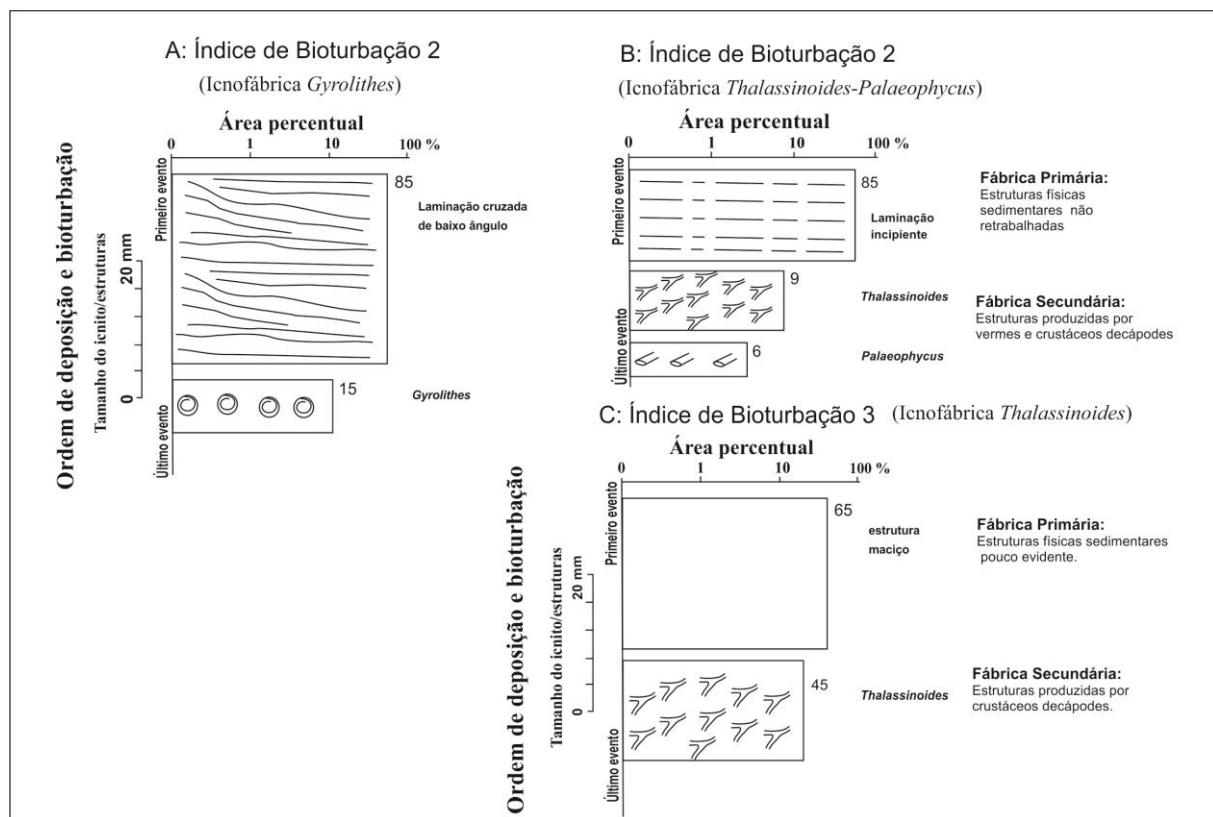


Figura 1: Diagrama dos constituintes das icnofábricas, ilustrando a relação entre o grau de bioturbação e os componentes usados na análise de icnofábrica, construído a partir da metodologia de Taylor & Golring (1993).

A icnofábrica *Thalassinoides* (Figura 1) ocorre na intercalação entre microfácies *rudstone* e *wackestone/packstone* sobrepostos a icnofábrica *Thalassinoides-Palaeophycus*. Apresenta icnofósseis com diâmetro variando de 5 a 18 mm sendo que cerca de 40% apresentam diâmetro entre 14 e 18 mm e 35% dos traços fósseis apresentam um diâmetro de 10 mm, aproximadamente. Esta icnofábrica ocorre em três intervalos distintos: Th1, entre 4,3 a 7,2 m; Th2, de 9,0 a 12,0 m e Th3 de 14,0 a 16,0 m no perfil estudado na região de Capanema. Em Th1 há um progressivo aumento em direção ao topo do grau de bioturbação, chegando até 10% e consiste em traços isolados e discretos (BI=2). Na Th2 a bioturbação ocorre de forma homogênea, com as bioturbações moderadas e limites das camadas definidos

com grau de bioturbação entre 40 a 50% (BI=3). A Th3 está localizada na porção superior do perfil que consiste na intercalação de *rudstone* e *wackestone* e compreende a icnofábrica com maior grau de bioturbação, entre 50 e 60% com um aumento progressivo em direção ao topo, que chega a 65% (BI=4).

A icnofábrica *Sinusichnus* ocorre em *mudstones* laminados a maciços na região de Aricuru, e os traços apresentam diâmetro que varia entre de 5 a 12 cm, porém com predominância de traços fósseis com 5, 8 e 10 cm. Os traços fósseis são predominantemente horizontais o que causa pouca bioturbação das camadas em profundidade. O grau de bioturbação fica entre 10 e 40% da fábrica original. *Sinusichnus* ocorrem em associação com raros tubos de *Palaeophycus*. A icnofábrica que comporta os megatraços de gastrópodes ocorre somente na praia do Atalaia, Salinópolis, próximo do topo da camada de *mudstone* cinza e maciço, rico em restos vegetais. São traços com diâmetro médio de 20 cm com alguns trechos dos icnitos podendo chegar a 29 cm, predominantemente horizontais e que pouco destrói a estrutura sedimentar original, com grau de bioturbação próximo de 10%.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Como as ocorrências de bioturbações nas localidades de Salinópolis e Aricuru são restritas a um único nível e microfácies fica difícil discutir as variações no índice de bioturbação e sua ocorrência pode estar relacionada a curtos intervalos de condições propícias a proliferação de organismos epi- e endobentônicos. Estes ambientes teriam baixas taxas de sedimentação, níveis moderados de oxigenação e salinidade, além de nutrientes em abundância no substrato, principalmente próximo da superfície. O índice médio de bioturbação obtido ao longo do perfil da Mina B-17 é BI=2. Em direção ao topo ocorre um aumento (BI=3), chegando a BI=4 em porções pontuais. Os índices de bioturbação muito baixos podem estar relacionados a algum estresse ambiental durante a ocupação do substrato como mudanças nos níveis de oxidação e salinidade próximos da interface água-sedimento. Condições disaeróbicas geralmente suportam comunidades de organismos com distribuição espaça e baixa diversidade (Ekdale et al., 1984). O aumento do BI em direção ao topo pode estar relacionado a um aumento dos níveis de oxigênio e nutrientes, concomitante com diminuição da lâmina d'água como evidenciadas pelas microfácies de águas rasas e agitadas em que ocorrem os traços fósseis.

Savrda & Botijer (1986) mostram que a variação no tamanho dos traços fósseis está intimamente ligada com a concentração de oxigênio dissolvido sobre o substrato. O tamanho dos traços fósseis encontrados na Mina B-17 em geral não apresentam anomalias ou diferenças de tamanho em relação aos seus equivalentes descritos em outros depósitos ou regiões o que sugere condições ambientais com predomínio de águas salobras, oxigenadas e pouco profundas (Savrda & Bottjer, 1986; Pemberton, 1992). Enquanto que o tamanho dos megatraços (incluindo *Sinusichnus*) encontrados nas localidades de Aricuru e Salinópolis pode estar associado a períodos de maior disponibilidade de alimento e oxigênio em ambientes de águas calmas. No caso dos megatraços de gastrópodes há uma associação com *rudstones* ricos em fósseis de gastrópodes *Turbinella* que, por sua vez, apresentam dimensões proporcionais aos megatraços, o que explicaria o seu diâmetro anormal. Os diâmetros dos *Sinusichnus* podem estar associados a construções de crustáceos decápodes como os *Mecochirus* em um sedimento anóxico, porém ainda próximo à superfície (Carvalho et al., 2007).

Os resultados paleoambientais obtidos a partir do estudo das icnofábricas permitiu interpretar que durante deposição dos sedimentos da Formação Pirabas houve flutuações de salinidade, com diminuição de suas taxas da base para o topo. Isso sugere uma predominância de águas salobras, oxigenadas e pouco profundas relacionadas com algum estresse ambiental

durante a ocupação do substrato. Curtos intervalos de variações de salinidade e oxigenação próximas do substrato governavam os períodos de ocupação do fundo marinho.

## REFERÊNCIAS

- Almaraz, J. S & Formoso, M. L. 1971. **Contribuição ao ambiente da Formação Pirabas – Mineralogia de argilas.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo 1971. Anais... São Paulo, SBG.
- Carvalho, C.N.; Viegas, P.A.; Cachão, M. 2007. **Thalassinoides and its producer: populations of Mecochirus buried within their burrow systems, Boca do Chapim Formation (Lower Cretaceous), Portugal.** *PALAIOS*, 22: 104–109.
- Droser, M.L. & Bottjer, D.J. 1986. **A semiquantitative field classification of ichnofabric.** *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 558-559.
- Ekdale, A.A.; Bromley, R.G.; Pemberton, S.G. 1984. **Icnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy.** Oklahoma, SEPM (Society for Sedimentary Geology). Short Course Note, 117p.
- Fernandes, A.C.S. & Assis, J.F.P. 1980. **Sobre a Ocorrência de Ichnofósseis na Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no Estado do Pará.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 52: 327-334.
- Fernandes, J.M.G. 1988. **Bioestratigrafia da Formação Pirabas, Estado do Pará.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, SBG, Anais, 6: 2376-2382.
- Góes, A.M. 1981. **Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão.** Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 55 p.
- Góes, A.M.; Rossetti, D.F.; Nogueira, A.C.R.; Toledo, P.M. 1990. **Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Pará.** *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 2: 3-15.
- Leite, F.P.R.; Oliveira, M.E.B.; Arai, M.; Truckenbrodt, W. 1997. **Palinoestratigrafia da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, Mioceno do nordeste do estado do Pará, Brasil.** *Revista da Universidade de Guarulhos (Geociências)*. 2: 141-147.
- Miller, M.F. & Smail, S.E. 1997. **A Semiquantitative Field Method for Evaluating Bioturbation on Bedding Planes.** *PALAIOS*, 12: 397-396.
- Pemberton, S.G. 1992. **Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, a core workshop: SEPM, Core Workshop 17, 429 p.**
- Rossetti, D.F. 2001. **Late Cenozoic Sedimentary Evolution in Northeastern Pará, Brasil within the context of sea level changes.** *Journal of South American Earth Science*, 14: 77-89.
- Savdra, C.E. & Bottjer, D.J. 1986. **Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters.** *Geology*, 14: 3-6.
- Távora, V.A.; Santos, A.A.; Araújo, R.N. 2010. **Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior).** *Bol. Mus. Parae. Emílio Goeldi*, 5(2): 207-224.
- Távora, V.A. & Silva Júnior, O.G. 2001. **Icnofósseis da Formação Pirabas (Eomioceno) na Baía de Inajá - Estado do Pará.** *Revista Brasileira de Geologia*, 2: 163.
- Taylor, A.M. & Goldring, R. 1993. **Description and analysis of bioturbation and ichnofabric; organisms and sediments; relationships and applications.** *Journal of the Geological Society, London*, 150: 141–148.



# AValiação DA POROSIDADE E MICROFÁCIES DE ROCHAS CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO PIRABAS, REGIÃO DE PRIMAVERA, NE DO ESTADO DO PARÁ

Fernando Andrade de Oliveira<sup>1</sup>, Joelson Lima Soares<sup>1</sup>, Isabella de Fátima Santos de Miranda<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará

## INTRODUÇÃO

A Formação Pirabas aflora principalmente, na região litorânea do nordeste do Estado do Pará e é constituída, em geral, por rochas carbonáticas depositadas durante o Oligoceno superior - Mioceno inferior (Fernandes 1988, Rossetti 2001). A maior parte dos estudos da Formação Pirabas enfocam essencialmente estudos paleontológicos e faciológicos, bem como interpretações paleoambientais. Trabalhos que envolvem a análise diagenética e de microfácies ainda são poucos o que torna esse estudo um campo a ser explorado, principalmente devido os calcários da Formação Pirabas serem importantes reservatórios de água no nordeste do Pará. Este trabalho apresenta a avaliação da porosidade com informações a respeito da classificação e interpretação da origem desses poros e sua relação com as diferentes microfácies carbonáticas. Além disso, foi realizada a descrição e interpretação dos tipos de porosidade segundo sua porcentagem, origem e evolução com a elaboração de um perfil que mostra a variação da porosidade e cimentação ao longo de um testemunho de sondagem de 43 m de espessura da região de Primavera.

## METODOLOGIA

As análises diagenéticas e de porosidade foram realizadas em amostras do testemunho de sondagem FPR-192, cedido pela empresa Votorantim CIMENTOS N/NE S/A, com profundidade de 43 m. Foram descritos parâmetros como cor, granulometria, estruturas sedimentares, feições biogênicas, conteúdo fossilífero, sendo elaborado ao final, perfil estratigráfico referente ao furo. Foram confeccionadas 17 lâminas delgadas, que foram descritas e classificadas de acordo com o conceito de microfácies carbonáticas seguindo a proposta de Dunham (1962) e Flügel (2004). A classificação e quantificação da porosidade foram baseadas na proposta de Choquette & Pray (1970).

## MICROFÁCIES E POROSIDADE

**Wackestone fossilífero:** A microfácies wackestone fossilífero é a mais comum ao longo da sucessão estudada e apresenta diferentes constituintes aloquímicos e poros. A matriz micrítica varia de 43 a 55%, enquanto que os grãos aloquímicos (bioclastos e intraclastos) constituem em torno de 10 e 35% e os outros constituintes como grãos terrígenos e cimentos de calcita variam entre 5 e 10% do arcabouço da rocha. Os bioclastos são conchas de bivalves, gastrópodes, foraminíferos, equinodermas, braquiópodes e fragmentos de briozoários e coral. Os bivalves apresentam conchas desarticuladas, porém poucas estão fragmentadas. As conchas de bivalves exibem comumente feições de substituição por calcita espática ou dissolução formando poros móldicos. Os briozoários de maneira geral estão mal preservados e parte deles apresenta zoécios preenchidos por calcita espática ou micrito, formando cristais subédricos de cerca de até 4µm ou quando não estão preenchidos os zoécios formam poros intrapartículas. Intraclastos ocorrem geralmente dispersos, sendo constituídos essencialmente por micrito (possivelmente *mudstone*). Grãos terrígenos estão presentes na forma de grãos de quartzo angulosos que ocorrem disseminados na rocha. Cimentação, quando presente é composta por cristais anedrais a subedrais de calcita espática que ocorrem de forma esparsa. A porosidade varia muito da base para o topo,

na qual a base apresenta uma porosidade em média de 25% e no topo entre 7 e 13%. Na base predominam poros móldicos que apresentam formas alongadas e curvadas semelhantes a conchas de moluscos bivalves. Cimento de calcita espática caracterizados por cristais anedrais grossos preenchem parcialmente estes poros e feições de dissolução como bordas de cristais de calcita espática corroída são comuns dentro destes poros. Poros vugs também são comuns na base, porém ocorrem ao longo de toda a sucessão. Os poros do tipo em canal são mais abundantes em uma lâmina e estão associados à intensa dissolução dos constituintes carbonáticos. Os poros *shrinkage* são bem representativos também em apenas uma lâmina e podem estar associados a intensos processos de contração e expansão do material micrítico. Enquanto que os poros intrapartícula são associados aos zoécios vazios de briozoários.

**Wackestone-packstone laminado:** Caracterizada pela alternância de laminações de wackestone e packstone. As laminações wackestone apresentam espessura variando de 21µm a 40µm e possui foraminíferos parcialmente preservados e bivalves desarticulados. Quartzo ocorre como grãos angulosos a subangulosos e disseminados na rocha, com tamanho de 1µm a 2µm. As laminações packstone apresentam espessura variando de 4µm a 24 µm, são mais ricas em foraminíferos, mas com seu arcabouço sustentado por grãos de quartzo angulosos a subangulosos. Localmente são encontrados gastrópodes substituídos por calcita ou dissolvidos formando poros móldicos. A matriz é de composição micrítica e representa 39,9% do arcabouço. Cimento de calcita espática, na forma de cristais anédricos, perfazem 36,7%. A porosidade está restrita as laminações wackestone, sendo, portanto, as laminações packstone estéreis de poros. Entretanto os poros praticamente se resumem aos do tipo *shrinkage* (11,6%). Localmente ocorrem poros do tipo canal e *vug*, ambos com cerca de 1%.

**Dolomudstone:** Caracterizada pela predominância de dolomita microcristalina, ausência de bioclastos e grande quantidade de grãos terrígenos. Possui matriz micrítica de composição predominantemente dolomítica (variando de 64,2% a 92,6%), na forma de cristais em geral subédricos de aspecto sujo. Entre os grãos terrígenos estão presentes predominantemente grãos de quartzo monocristalinos, angulosos a subangulosos, variando de 5,4% à 21% na rocha. Matéria orgânica amorfa está presente com cerca de 2% a 5%. Os poros se restringem a alguns poros do tipo *vug* que ocorrem randomicamente na rocha.

**Packstone fossilífero:** Caracterizada pela grande concentração de bioclastos e presença de calcita microcristalina nos interstícios. Possui matriz predominantemente micrítica (37,8%) com arcabouço sustentado por bioclastos e grãos terrígenos. Predominam entre os bioclastos os braquiópodes (4,3%), seguidos de briozoários (2,1 %), foraminíferos (0,9 %) e gastrópodes (0,2%). De forma localizada foram observadas conchas de bivalves fragmentadas e desarticuladas (menos que 1%) e oóides (0,3 %). Os briozoários ocorrem sempre como fragmentos maiores que 50 µm com os zoécios totalmente ou parcialmente preenchidos por micrito ou calcita espática. As conchas de gastrópodes ocorrem geralmente substituídas por calcita ou totalmente dissolvidas formando poros móldicos e as suas câmaras são preenchidas por micrito, grãos terrígenos e fragmentos de bioclastos. Intraclastos de mudstone perfazem cerca de 2%. Cimentação ocorre localmente na forma de calcita espática, com cristais anedrais (13,6%). Os grãos terrígenos estão presentes como grãos de quartzo angulosos a subangulosos que ocorrem disseminados na amostra e perfazendo 13,7 %. A porosidade total é de cerca de 25%, predominando poros do tipo *vug* (20%), além de móldico (5%), ocorrendo especialmente em gastrópodes e bivalves e são claramente processos de dissolução. Os poros *vugs* são comumente esféricos ou alongados com limites muito irregulares. Os poros intrapartícula são mais comuns nos briozoários na qual ocorrem como zoécios vazios. Os poros intracristalinos são mais visíveis em porções com cristais espáticos de calcita.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A análise de porosidade mostra uma tendência geral a diminuição da porosidade da base para o topo do perfil. As diferentes microfácies descritas também influenciam no tipo e quantidade de poro presente ao longo do perfil o que sugere que a distribuição da porosidade está condicionada a dois fatores principais: ao tipo de microfácies e a proximidade da superfície. A microfácies controlaria o tipo de material que seria dissolvido ou substituído para gerar a porosidade, enquanto que a profundidade controlaria a influência de fluidos meteóricos principalmente no processo de dissolução dos carbonatos. Baseando-se na proposta de Choquette & Pray (1970), foi possível distinguir poros de fábrica seletiva e não-seletiva nos calcários da Formação Pirabas no testemunho de sondagem FPR-192. Os poros de fábrica seletiva são os poros do tipo intrapartícula, intercrystal e móldico, que estão associados geralmente a diagênese rasa, mas que ainda podem ser influenciados pela diagênese de soterramento (Moore & Druckman 1981). Já os poros de fábrica não-seletiva são registrados pelas frequentes feições de dissolução como poros *vug*, *shrinkage* e em canais, predominantes principalmente na porção superior do perfil, com exceção dos poros *vugs* que ocorrem em quase todas as microfácies e ao longo de topo o perfil. A microfácies dolomudstone apresenta as menores percentagens de porosidade (4% a 9%). A passagem dos dolomudstones para os wackestones e wackestone-packstones na base do perfil exhibe um significativo aumento na quantidade de porosidade que pode chegar a 26%. Na porção intermediária da sucessão ocorre uma espessa camada de packstone que apresenta espaços porosos entre 26 e 35%, a maior encontrada no testemunho. Acima do packstone voltam as microfácies wackestones e wackestone-packstones e a porosidade tem uma redução gradua com diminuição de menos de 10%. Conclui-se que ao longo do perfil a geração de porosidade está condicionada essencialmente a mudança de microfácies. Esta mudança condiciona o percentual de matriz e cimento, além de processos de dissolução e substituição, que controlam o tipo e o percentual da porosidade gerada.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao programa Produtor/UFPA e ao GEOCIAM, pelo apoio financeiro essencial à realização deste trabalho.

## BIBLIOGRAFIA

- Choquette P.W. & Pray L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, **54**: 207-250.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*: Ham W.E. (Ed) *Classification of carbonate rocks*. Am. Asso. Petrol. Geol. Mem. V.1, p. 21-108.
- Fernandes J.M.G. 1988. Bioestratigrafia da Formação Pirabas, Estado do Pará. *In*: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, , Belém, Anais, 6:2376-2382.
- Flügel E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis: Interpretation and Application*. Springer Berlin Heidelberg, New York, 976 pp.
- Moore C.H. & Druckman Y. 1981. Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. *AAPG Bulletin*, **65**:597-628.
- Rossetti, D.F. 2001. Late Cenozoic Sedimentary Evolution in Northeastern Pará, Brasil within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Science*, **14**:77-89.

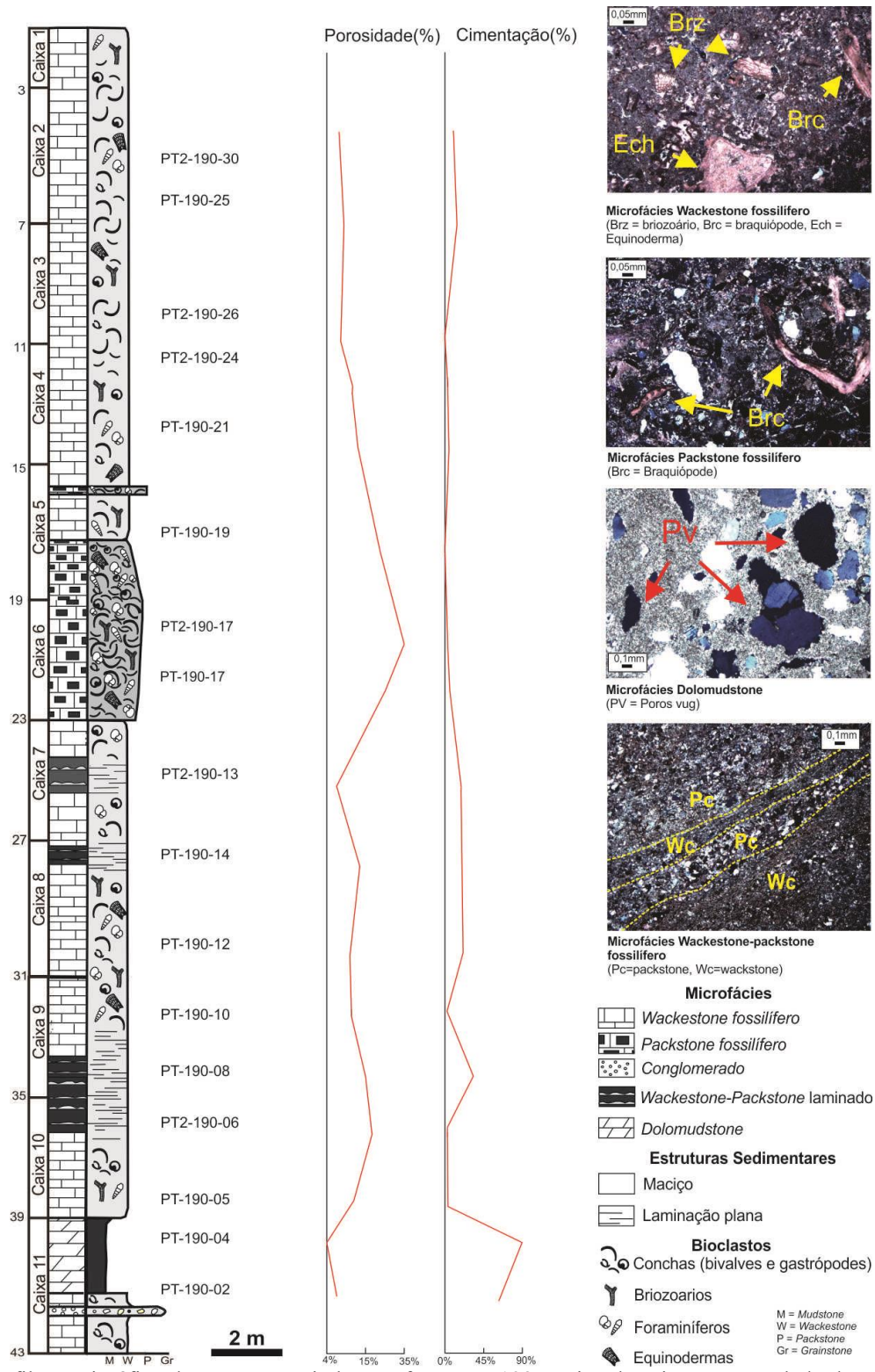


Figura 1. Perfil estratigráfico da Formação Pirabas no furo FPR-192, região de Primavera. Ao lado do perfil estão os gráficos com as porcentagens de porosidade e cimentação obtidas a partir da descrição das lâminas delgadas PT. Note a diminuição da porosidade em direção ao topo e a sua relação com as microfácies. Nas microfotográficas as microfácies descritas neste trabalho. (Brz = briozoário, Ech = equinoderma, Brc = Braquiopode, Pc = packstone, Wc = Wackestone, Pv = poro vug).

# DEFINIÇÃO DE NOVOS LIMITES GEOLÓGICOS NA PORÇÃO OCIDENTAL DA FOLHA MARABÁ A PARTIR DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO INTEGRADO.

Denise Oliveira Souza<sup>1</sup>, Antonio Emídio Santos Júnior<sup>1</sup>, Jeovaci Martins da Rocha Júnior<sup>1</sup>,  
Rafael Cesár Araújo<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

[denda\\_22@hotmail.com](mailto:denda_22@hotmail.com)<sup>1</sup> [emidiosantos@unifesspa.edu.br](mailto:emidiosantos@unifesspa.edu.br)<sup>1</sup> [jeovacijr@gmail.com](mailto:jeovacijr@gmail.com)<sup>1</sup>  
[geo\\_cesar@hotmail.com](mailto:geo_cesar@hotmail.com)<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

A área de estudo compreende as quadriculas da porção ocidental da Folha Marabá (SB-22-X-I-1 e SB-22-X-I-3), localizada entre os Municípios de Marabá e Itupiranga. A área esta inserida em três províncias geotectônicas distintas: Domínio Bacajá, Faixa Araguaia, Sub-bacia de Mocajuba. Trabalhos de mapeamento geológico na escala de 1: 1.000.000 (Vasquez *et al.*, 2008) e 1:250.000 (Almeida *et al.*, 2001) foram realizados na Folha Marabá, no entanto estes trabalhos são de cunho regional e necessitam de averiguação para uma melhor caracterização da área. ARAÚJO (2012), DIAS (2013), ROCHA JR (2014) realizaram trabalhos de mapeamento geológico na escala de 1: 25.000 e adquiriram um maior número de dados. Embora isso tenha sido realizado, os dados não haviam sido integralizados, o que impediu uma análise mais consistente dos processos geológicos que ocorreram na área de estudo.

Além disso, ocorrem coberturas sedimentares de idades distintas que foram classificadas como: Coberturas Sedimentares Pré-Cambrianas, Rochas Sedimentares Terciárias e Depósitos Sedimentares do Quaternário. As Coberturas Sedimentares Pré-cambrianas ocorrem de forma restrita sobre o Cráton Amazônico, as rochas sedimentares do Terciário representam depósitos das formações Ipixuna, Barreiras e Pós-Barreiras onde sua origem esta relacionada à abertura do oceano Atlântico Equatorial, no Eocretáceo e os depósitos do Quaternário representam a sedimentação atual que ocorre nos rios da região. Deste modo, este trabalho visa à integração dos dados de mapeamento geológico a partir das informações já obtidos através de trabalhos anteriores, bem como o ajuste do limite das unidades geológicas e confecção de um novo mapa geológico da porção ocidental da Folha Marabá.

## METODOLOGIA

Na fase pré-campo foi realizado a pesquisa bibliográfica, em seguida foram confeccionados os mapas de logística, drenagem, de alinhamentos estruturais de drenagem e relevo e fotogeológico, utilizando imagens de satélite Land Remote Sensing Satellite (Landsat 7 TM) e imagens de radar Shuttle Topography Mission (SRTM) associados a consulta de imagens do Google Earth. A fotointerpretação foi feito de acordo com Soares e Fiori (1976). A fase de campo corresponde à etapa de mapeamento geológico. Na fase pós-campo foi confeccionado este trabalho, além da finalização de mapas geológicos, de drenagem e lineamentos, bem como a confecção de uma síntese da geologia local a partir da base de dados disponíveis.

## RESULTADOS

Trabalhos de mapeamento geológicos têm sido realizados na Folha Marabá, da qual a área de estudo esta inserida, destacando-se os trabalhos realizados pelo Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, nas escalas de 1: 250.000 – 1: 100.000 – 1: 50.000 (Almeida *et al.*; 2001), executado pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil), na escala de 1: 1.000.000 pelo Programa Geologia do Brasil, Geologia de depósitos minerais do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG, (VASQUEZ *et al.*; 2008) e por projetos menores vinculados a Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA), respectivamente.

Esses trabalhos mostram uma evolução dos conhecimentos quanto à classificação e individualização das unidades geotectônicas que ocorrem na área. Almeida *et al*, (2001) individualizaram a Folha Marabá em três províncias tecto-estruturais distintas: Cinturão Itacaiúnas, Cinturão Araguaia e a Bacia do Parnaíba. Vasquez *et al* (2008) atualiza os dados de mapeamento geológico propondo uma nova classificação para as rochas da área de estudo: Complexo Cajazeiras, Província Tranzamazônica, depósitos do Grupo Itapecuru da Bacia do Marajó, Formação Couto Magalhães, Cinturão Araguaia e os sedimentos aluvionares do Quaternário (Figura 28 – A). No Projeto mapeamento Geológico da Folha Marabá, coordenado pela Faculdade de Geologia da UNIFESSPA, a Folha Marabá foi dividida nas quadriculas SB.22-X-D-I-1 e SB.22-X-D-I-3, através de trabalhos de conclusão de curso, muitos dados geológicos foram gerados, o que resultou numa nova configuração do mapa nesta porção da folha (Figura 28 – B). As principais mudanças foram na porção centro-sul, em que a unidade representante da Formação Couto Magalhães ampliou-se para norte. Além deste, novas unidades foram individualizadas como a Unidade IV correspondente a depósitos vulcanoclásticos, Unidade V representada por talco xistos e silexitos, e Unidade VI, representados por rochas gabroicas.

Neste trabalho foi realizado a integralização dos dados obtidos de Araújo (2012), Dias (2013), Rocha Jr (2014), do Projeto Mapeamento Geológico da Folha Marabá. A integralização dos dados geológicos e confecção do mapa da subárea estudada permitiram a checagem, comparação e coleta de novos dados, bem como novas delimitações das unidades. Em que a principal mudança foi à inserção da Unidade II, na porção nordeste da área, e recuo dos limites oeste das rochas do Complexo Cajazeiras da Unidade I (Figura 28 - C). Estas mudanças ocorreram em decorrência do mapeamento de afloramentos expressivos de quartzitos e xistos, da Formação Couto Magalhães, da Faixa Araguaia.

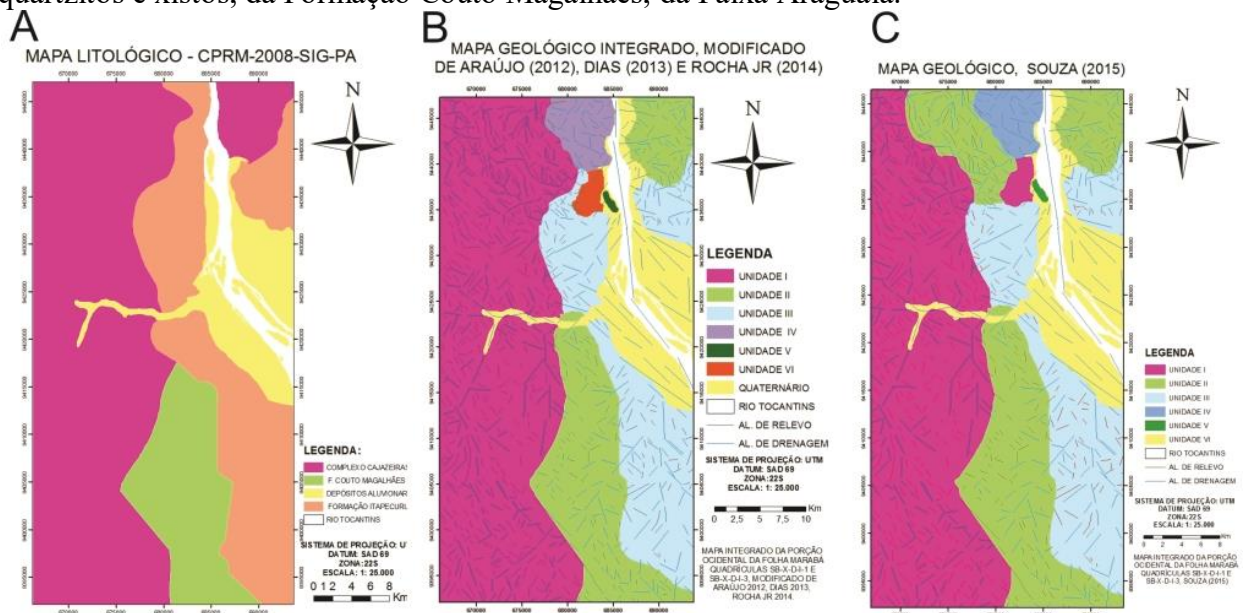


Figura 01: A - Proposta do mapeamento geológico de Vasquez, (2008) para a área de estudo; B - Mapa integrado da porção da folha Marabá, modificado de Araújo (2012), Dias (2013), Rocha Jr (2014), com a individualização de novas unidades e C – Mapa final integralizado e atualizado.

A Unidade I, representada por quartzo-biotita xistos, biotita gnaisses, gnaisses quartzo feldspáticos, muscovita-granada gnaiss, apresentam moderado grau metamórfico foram correlacionadas aos litotipos do Domínio Bacajá. Nesta mesma unidade ocorrem biotita-monzogranitos não deformados que podem ser associados a Suíte Plutônica Pós – orogênica do Domínio Bacajá definida por Vasquez (2008). Ainda na Unidade I ocorrem rochas gabroicas que foram individualizadas por Rocha Jr (2014) e associados à unidade

Rochas Gabróicas Toleíticas Mesozóicas, que ocorrem na porção ocidental do Domínio Bacajá, como diques máficos de orientação NE-SW, provavelmente relacionados ao magmatismo toleítico jurássico (VASQUEZ, 2008). Diferentemente de Rocha Jr (2014), que individualizou em mapa a ocorrência desses corpos, neste trabalho optou-se por inclui-las na Unidade I.

As coberturas sedimentares pré-cabrianas se caracterizam por apresentar delgados afloramentos que ocorrem sobre o Cráton Amazônico, porém apesar de restritos, são um registro de que havia um transporte de sedimentos no regime aquoso sobre o cráton. Para a área de estudo não foi possível discutir os princípios básicos de sedimentologia e estratigrafia, devido à inexistência de grandes afloramentos, impossibilitando a visualização das relações laterais e verticais, perfis estratigráficos e geometria do corpo. No entanto, nestas coberturas são apenas reconhecidos os litotipos e algumas estruturas sedimentares. Os afloramentos de arenito com estratificação cruzada acanalada e arenito com intercalação de argilas indicam variação de fluxo com abandono de canal. Já os conglomerados representam um ambiente de sedimentação de leques aluviais e canais entrelaçados associados com baixo grau de retrabalhamento dos sedimentos, com a formação de conglomerados pouco selecionados formados por uma grande variedade de fragmentos.

Estas rochas não haviam sido descritas na área de estudo até o momento, sua ocorrência restrita e isolada impede que se faça uma discussão detalhada a respeito de seu posicionamento estratigráfico. Porém, sua ocorrência sobre o Domínio Bacajá permitiu sugerir a estas rochas idade acima de 2,21 Ga, portanto, foi descartada qualquer correlação com rochas sedimentares mais antigas que 2,21 Ga, como por exemplo, rochas da Formação Águas Claras que ocorrem no Domínio Carajás. Também é descartada a possibilidade de que essas rochas sejam sedimentos das Formações Barreiras e Pós-Barreiras devido à forma de ocorrência de seus afloramentos, bastante delgados diferentemente dos depósitos Terciários. Além disso, é improvável que os sedimentos da Formação Barreiras e Pós Barreiras tenham transposto a Faixa Araguaia e se depositado na borda do Cráton Amazônico.

Na estratigrafia da Província Carajás, localizada a sul da área de estudo, são descritos depósitos sedimentares de idade 2,03 Ga pertencentes a Formação Gorotire, que se depositaram durante um estágio avançado de cratonização, durante o Riáciano-orosiriano. Em contrapartida, durante o Riáciano, os orógenos da Província Tranzamazônica, que se estabeleceram nas margens do núcleo Arqueano da Província Carajás e serviram de área fonte para os sedimentos dessas coberturas que se depositaram em regiões de antepaís retroarco (VASQUEZ *et al*; 2008). Não haveria a possibilidade dos órogenos serem a fonte para a deposição dos sedimentos em áreas mais distantes da região central dos cinturões de montanhas, porém ainda nos limites da Província Tranzamazônica. No entanto, não se pode descartar a possibilidade desses depósitos sedimentares serem de idade Paleozóica, com uma deposição posterior a instalação da Faixa Araguaia, pois não há indícios de metamorfismo nessas rochas.

A Unidade II é caracterizada por ardósias contendo argilominerais, clorita e sericita, filitos de granulação bastante fina, formando uma foliação bastante característica, xistos bastante friáveis e quartzitos de coloração avermelhada, correlacionáveis aos litotipos da Formação Couto Magalhães, Cinturão Araguaia. Esta unidade foi ampliada no mapa, graças ao reconhecimento de quartzitos e xistos no noroeste da área.

As coberturas sedimentares Terciárias são representadas pela Unidade III, associadas aos depósitos da Formação Ipixuna, Formação Barreiras e Pós- Barreiras. Estes pacotes sedimentares são pertencentes ao extremo sul da Sub-bacia de Mocajuba, Sistema de Gráben do Marajó e sua origem está relacionada à abertura do oceano Atlântico Equatorial, no Eocretáceo. As análises dos arenitos da Formação Barreiras em lâmina delgada permitiu caracterizá-los como arenitos ferrificados, moderadamente selecionado, composto

principalmente por grãos de quartzo, e preenchidos totalmente por cimento de óxido de ferro. Uma característica importante da deposição destes sedimentos é a ocorrência da laterita colunar que serve com um marcador estratigráfico do topo da sequência Terciária. A Unidade IV foi definida por Rocha Jr (2014) como rochas vulcanoclásticas félsicas, tufo e lapili-tufo associadas ao vulcanismo Uatumã. No entanto, em afloramentos visitados durante a fase de campo deste trabalho, foram encontrados ao longo do rio Tocantins metarenitos com estratificação cruzada tabular. Não há descrições de metarenitos na região o que dificultou sua correlação com outras unidades, porém optou-se por inseri-los nesta unidade.

A Unidade V é representada por clorita-talco xistos e silexitos definida por Rocha Jr (2014) como uma sequência tipo *greenstone belts*, correlacionáveis às sequências Greenstone Belts Arqueana/paleoproterozóica do Domínio Bacajá, que estão inclusos rochas do Grupo Vila União, Sequências Rochas Supracrustais I e Sequência Três Palmeiras. Segundo Vasquez (2008) o Grupo Vila União tem como embasamento o Complexo Cajazeiras e esta localizado na região sudeste do Domínio Bacajá. Os depósitos sedimentares do Quaternário são representados pela Unidade VI, foram associados às areias inconsolidadas e argilas que se depositam ao longo das margens dos rios Tocantins e Igarapé Lagoa Vermelha individualizados por Vasquez *et al.* (2008). Na imagem SRTM é possível observar as diferenças de textura que ajudam a delimitar esta unidade. Além disso, em campo também é notável a ocorrência de um desnível abrupto ao longo das margens do rio Tocantins.

## CONCLUSÃO

A Unidade I representada por rochas ígneas, metamórficas e coberturas sedimentares Pré-Cambrianas está associada aos litotipos do Domínio Bacajá. A Unidade II representada por rochas metassedimentares associadas a Faixa Araguaia. A Unidade III representada por rochas sedimentares associadas aos depósitos das formações Ipixuna, Barreiras e Pós-Barreiras, pertencentes a Sub-bacia de Mocajuba, Sistema Gráben do Marajó. A Unidade IV é caracterizada por rochas vulcanoclásticas félsicas e metassedimentares associadas ao magmatismo Uatumã que ocorreu na porção central do Cráton Amazônico. A Unidade V foi interpretada com sequências tipo *greenstone belts* associadas às Sequências Greenstone Belts Arqueana/Paleoproterozóica do Domínio Bacajá. A Unidade VI é representada sedimentos inconsolidados e foi associada aos Depósitos aluvionares de Quaternário.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, H.G.; MARINHO P.A.C.; MARTINS, R.C. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Marabá – Folha SB.22-X-D, Estado do Pará, Maranhão e Tocantins.** Escala 1:250.000 – Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001.
- ARAÚJO, R.C; 2012. **Análise Morfoestrutural de Parte da Folha Marabá, Cartas SB-22-X-D-I-3-SW e SB-22-X-D-I-3-SE, Sudeste do Estado do Pará.** Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pará, Marabá, 2012.
- DIAS, S.L.P; 2013. **Mapeamento Geológico das Quadrículas SB-22-X-I-1-SW e SB-22-X-I-1-SE da Folha Marabá, Município de Itupiranga, Pará.** Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pará, Marabá, 2013.
- ROCHA JÚNIOR, J. M; 2014. **Mapeamento Geológico da Subárea SB.22-X- D- I-1 NO E SB-22- X- D- I-1-NE, Na Folha Marabá SB.22-X-D, Pará.** Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade do Sul e Sudeste do Pará, 2014.
- VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T.; **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará.** Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008.



# CARACTERÍSTICAS DA SUBDUÇÃO, PALEOCLIMA E EVENTOS EROSIVOS PALEOPROTEROZOICOS (2,1 - 1,88 Ga) E SEUS EFEITOS NA ESTRUTURAÇÃO DA PARTE SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Caetano Juliani<sup>1,2,3</sup> (*cjuliani@usp.br*), Carlos Marcello Dias Fernandes<sup>3,4</sup> (*cmdf@ufpa.br*);  
Lena Virgínia Soares Monteiro<sup>1,4</sup> (*lena.monteiro@usp.br*)

<sup>1</sup> Instituto de Geociências - USP, PPG em Recursos Minerais e Hidrogeologia; <sup>2</sup> PPG em Geoquímica e Geotectônica; <sup>3</sup> Instituto de Geociências - UFPA; <sup>4</sup> INCT-Geociam

## INTRODUÇÃO

O extenso vulcanismo félsico a intermediário comumente explosivo que recobre grandes áreas no Cráton Amazônico foi originalmente considerado como do tipo A, produto do magmatismo intraplaca, ocorrido em *ca.* 1,88 Ga, apesar da dificuldade de entendimento de que um processo geológico explosivo possa afetar áreas de dimensões quase continentais em apenas 1 a 2 Ma. Posteriormente, foram reconhecidas na Província Mineral do Tapajós, vulcânicas cálcio-alcalinas de alto potássio de idades semelhantes às das vulcânicas alcalinas do tipo A, assim como vulcânicas cálcio-alcalinas de *ca.* 2,0 Ga, levando à interpretação de que o vulcanismo félsico teria ocorrido exclusivamente nessas duas épocas. Entretanto, estudos recentes tem demonstrado a existência de sistemas vulcânicos cálcio-alcalinos com idades de *ca.* 1,97 a 1,95, de 1,90 a 1,89 e de 1,87 a 1,85 Ga, além do magmatismo do tipo A de *ca.* 1,88-1,87 Ga, o que evidencia uma evolução complexa do magmatismo paleoproterozoico, ainda que em fase inicial de melhoria da compreensão. As sequências de vulcânicas cálcio-alcalinas incluem basalto andesítico, andesito, dacito, riocacito e riolito de diferentes idades, com predominância de riolitos, com as quais se associam granitos, granodioritos, tonalitos e quartzo-dioritos, além de diversas gerações de pórfiros riocacíticos a riolíticos. Suas características geoquímicas indicam afinidades com rochas geradas em eventos de subducção de placa oceânica sob uma placa continental (Juliani *et al.* 2013), diferentemente do sistema acrescionário com subducção do Tipo B até então admitido (*e.g.* Cordani 2006). Suas composições químicas são semelhantes às das rochas meso-cenozoicas dos Andes, do oeste dos EUA e do México.

Entretanto, algumas características geológicas e geomorfológicas no Cráton Amazônico são muito distintas daquelas observadas em orógenos meso-cenozoicos, como os citados acima. Em relação à geologia, não se observam dobramentos intensos (com vergências bem definidas), zonas de empurrão e rochas metamórficas de alta pressão e barrowianas típicas desses orógenos. De fato, ocorre apenas metamorfismo na fácies prehnita-pumpellyita (típico de campos geotermiais) e algumas rochas de fácies xistos verdes, além de deformação rúptil em zonas de falhas, com raras falhas inversas ou de empurrão. Notam-se, entretanto, sistemas de *rifts* orientados segundo ~EW e basculamentos em blocos. A geomorfologia define um mar de morros e terrenos de relevo relativamente suave, sem cadeias de montanhas. Esses aspectos são aparentemente contraditórios com o ambiente tectônico indicado pela geoquímica das rochas e dos isótopos radiogênicos e, portanto, merecem uma avaliação mais detalhada, à luz de conceitos tectônicos mais atuais.

## SISTEMAS DE SUBDUÇÃO MODERNOS: DEFORMAÇÃO E MAGMATISMO

Os processos de subducção nas margens continentais ativas do tipo Andino ou do oeste dos EUA apresentam características muito distintas em diferentes segmentos, tais como: o ângulo mais ou menos acentuado do mergulho da placa oceânica, chegando até a valores muito baixos, caracterizando zonas de *flat subduction*; arcos magmáticos muito volumosos ou não, forte deformação, com *fold-* e *thrust-belts*, ou deformação e tectônica extensional no intra- e, principalmente no retro-arco; vulcanismo tendendo a bimodal ou definindo séries

cálcio-alcálinas estendidas e forte elevação de cadeias de montanhas ou não. Essas características podem ser explicadas segundo os seguintes *end-members* de margens continentais ativas (Ramos 2010), bem como pelas transições entre eles, quais sejam:

a) Zonas com um prisma acrescionário muito volumoso, formado por rochas predominantemente oceânicas, com arcos magmáticos cálcio-alcálinos extensos e muito diferenciados, com forte encurtamento crustal e cinturões de dobramento e de cavalgamentos importantes e metamorfismo de alta pressão (xistos azuis) e barrowiano.

b) Zonas com forte erosão subcrustal, com *forearc* composto por rochas continentais intensamente fraturadas que se incorporam na zona de subducção, o que resulta em subsidência e esforços extensionais. Nesse caso, o arco magmático se associa a zonas de *rifts*, com vulcânicas pouco evoluídas, predominando composições básicas ou sequências bimodais, com bacias tafrogênicas bem desenvolvidas no retro-arco.

Essas características são controladas pelo ângulo de mergulho da placa em subducção, pela taxa relativa de convergência, pela movimentação absoluta da placa cavalgante, pela obliquidade da convergência, pelas zonas de fraqueza na crosta continental, pelo tipo da crosta oceânica em subducção, pelo fluxo mantélico (e a eventual ascensão de plumas mantélicas sob o continente) e pelo clima. Adicionalmente, a retomada do mergulho da placa em subducção após um período de *flat subduction*, causado pela ultrapassagem do alto mantélico anômalo e pelo adensamento causado pela sua desidratação metamórfica e formação de eclogitos, resulta em esforços extensionais no *foreland*, no colapso extensional no orógeno e em mudanças no magmatismo.

Já há algum tempo, diversos estudos têm demonstrado que o clima tem um importante papel na exumação dos terrenos metamórficos do orógeno. Entretanto, mais recentemente, tem sido discutido o papel do clima na elevação das cadeias de montanhas. De fato, um importante processo geológico que resulta na elevação das cadeias de montanhas é o cisalhamento que ocorre no acoplamento das placas cavalgante com a em subducção. É nesse canal de subducção que se concentra o atrito que transfere as deformações para a placa superior e esse atrito está diretamente relacionado com a quantidade de sedimentos, e conseqüentemente de água nas rochas em subducção na trincheira. Em clima úmido, a trincheira é preenchida, resultando em menores taxas de atrito e menor alçamento das montanhas, enquanto que, em clima árido, o cisalhamento no acoplamento das placas é significativo, resultando no inverso.

## DISCUSSÃO

A correlação de processos de subducção fanerozoicos com terrenos precambrianos é muito dificultada pela falta de muitos registros geológicos, além de prováveis diferenças nos regimes tectônicos. Entretanto, a semelhança do quimismo das rochas magmáticas cálcio-alcálinas estudadas, notadamente as filiações geoquímicas e os isótopos radiogênicos, com rochas formadas em orógenos paleozoicos a quaternários sugere que eventos de subducção paleoproterozoicos foram responsáveis pela formação dessas rochas na parte sul do Cráton Amazônico. A quase inexistência de estruturas compressivas, como dobras e falhas de empurrão, juntamente com a formação de *rifts* e basculamentos no intra- (sul do Tapajós) e no retro-arco (São Félix do Xingu), sugere que o regime de subducção predominante foi neutro a levemente compressivo, na concepção de Jarrard (1986). Nesse regime, o magmatismo deveria ser predominantemente basáltico a bimodal (Murphy *et al.* 2009, Ramos 2010). Entretanto, na região em estudo, observam-se rochas intrusivas e vulcânicas orogênicas cálcio-alcálinas de séries estendidas, típicas de regimes compressivos, ainda que o magmatismo andesítico-dacítico seja relativamente menos abundante que o riolítico. Nesse caso, a crosta relativamente espessa no Tapajós e a ausência de vulcanismo basáltico importante no retro-arco a norte, exclui a possibilidade de um sistema de convergência com

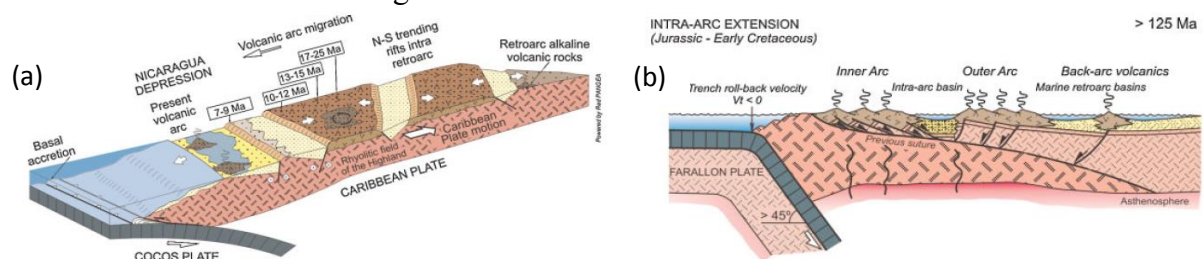
forte componente extensional (como exemplificado na Fig. 1a), sugerindo um regime tectônico fracamente extensional a fracamente compressivo, o que não resultaria em deformações intensas e grande elevações de cadeias de montanhas. Um aspecto significativo é a ausência de rochas representativas do prisma acrecionário oceânico no Tapajós. Isso pode ser explicado por um regime tectônico tendendo a extensional, resultando em forte erosão subcrustal, o que pode ter provocado um recuo significativo da margem continental, com a remoção dos terrenos mais deformados, que deveriam registrar o evento metamórfico associado com a subducção.

Nota-se também que o preenchimento das bacias de *rift* foram contemporâneas ao vulcanismo continental, com sistemas lacustres intra-lobos de leques aluviais, com abundante contribuição de piroclásticas e vulcanoclásticas epiclásticas associadas a depósitos de sistemas fluviais entrelaçados que gradam para sedimentos marinhos com estruturas de correntes bidirecionais (incluindo calci-arenitos com leitos de lamitos carbonáticos com evaporitos), tanto no intra- como no retro-arco. Essas sequências gradam para o topo para arenitos arcoseanos e, posteriormente, para *red beds*. Esse ambiente seria comparável com o que se verifica no arco vulcânico de Cascadia, onde uma placa oceânica jovem mergulha sob o continente. Considerando que estima-se que no Paleoproterozoico a geração de crosta oceânica foi mais eficiente e que ela se mantinha mais aquecida (de 150 a 300 °C), o contexto geológico para construção dos arcos magmáticos no sul do Cráton Amazônico poderia ser comparado com o Jurássico no Chile Central, que é entendido por Ramos (2010) como um estágio que precederia o arco compressivo do tipo Chileno. Os dados de isótopos estáveis indicam que a água meteórica que se misturou à fluidos magmáticos para a formação de mineralizações magmáticas-hidrotermais no Tapajós (Juliani *et al.* 2005) são típicas de regiões equatoriais com fortes taxas de evaporação, além de contribuição de águas marinhas, o que pode caracterizar um ambiente tectônico semelhante ao observado nos Andes em *ca.* 125 Ma (Fig. 1b). A paleogeografia do Cráton Amazônico nas proximidades do Equador e a velocidade absoluta da placa cavalgante pode ter mantido a subducção neutra por um longo período, resultando em fraco alçamento orogenético, fazendo com que o estágio da tectônica e da orogenia do tipo que ocorre nos Andes Chilenos (fortemente compressiva, com grande encurtamento crustal e com o desenvolvimento de *fold-* e *thrust-belts*) não pudesse ser alcançada. Contribui para isso forte erosão 2,1 e 1,97 Ga na parte sul do Tapajós, com remoção de 3 a 5 km de rochas, o que pode ter suprido sedimentos à trincheira. Complementarmente, o clima relativamente seco no arco, como atestado pelos depósitos de arenitos arcoseanos e arcóseos, pode ter resultado em períodos de trincheira faminta e de acentuada erosão subcrustal.

As estruturas profundas EW da crosta continental no Tapajós identificadas pelos dados geofísicos são contínuas às zonas de cisalhamento arqueanas de Carajás, indicando existência de um embasamento arqueano para as rochas sedimentares e vulcânicas dos arcos magmáticos paleoproterozoicos. Essas estruturas devem ter tido um importante papel na distribuição dos esforços no arco, além de também servirem de conduto para ascensão do magma e para formação das caldeiras vulcânicas (Juliani *et al.* 2005, 2013). Intenso metassomatismo potássico afeta grande volumes de rochas no Tapajós e esse tipo de alteração é inicial nas mineralizações do tipo pórfiro, formando sistemas quase explosivos (Cathles & Shannon 2007), o que implica em grande volume de água no magma e em vulcanismo explosivo, o que, por sua vez, pode ser associado com a subducção de placa oceânica, com estágios de ângulos de mergulho relativamente baixos. Murphy *et al.* (2009) verificaram que, na *Taupo Volcanic Zone* (Nova Zelândia), o magmatismo é influenciado pela ascensão do manto aquecido sob uma crosta atenuada, resultando em predominância de andesitos onde o regime compressivo é intenso, e em predominância de riolitos e caldeiras com até 50 km controladas pelas estrutural onde o regime é extensional. Mecanismo semelhante pode ser interpretado, à

luz dos dados discutidos anteriormente, para parte sul do Cráton Amazônico, reforçando a interpretação do regime extensional a levemente compressivo. De modo geral, pode ser notado que as rochas ígneas cálcio-alcálicas do período considerado da parte sul do Cráton Amazônico são relativamente ricas em ferro, o que muitas vezes faz com que as mesmas sejam consideradas como do tipo A. Reddy *et al.* (2009) indicam que as águas marinhas entre 2,0 e 1,8 Ga foram relativamente ricas em óxidos de ferro e, sendo essas águas incorporadas à crosta oceânica alterada no assoalho oceânico, o ferro pode ter sido adicionado aos magmas na zona de MASH. Esse enriquecimento em ferro é uma característica das rochas ígneas e do metassomatismo potássico nos sistemas do tipo pórfiro da Amazônia, pois resulta na cristalização de feldspato potássico de cor vermelha, por vezes forte, ao invés do típico feldspato rosado observado em sistemas pórfiro do tipo Andino. Com o detalhamento dos estudos, a identificação de variações na filiação do magmatismo ao longo do tempo seria esperável, assim como diferentes tipos, mais ou menos menos significativos, de regimes de subducção no período entre 2,1 e 1,85 Ga.

Adicionalmente, a amalgamação do Terreno Juruena ao Cráton Amazônico por volta de 1,78 Ga, ocorreu provavelmente com uma subducção para sul, com componente lateral importante, ainda em regime tectônico neutro a levemente compressivo, evidenciado pela erosão do prisma acrescionário e pelo extenso e intenso cinturão de transcorrência WNW, que deforma as rochas do arco magmático.



**Figura 1.** Regimes: (a) francamente extensional na Nicarágua; (b) com extensão intra-arco no Chile Central (ca. 125 Ma), prévio à orogenia que resultou na elevação dos Andes (Ramos 2010), comparável ao modelo interpretado para a parte sul do Cráton Amazônico.

## AGRADECIMENTOS

CT-Mineral/MCT/CNPq (Proc.: 550.342/2011-7), INCT- Geociam (Proc.: 573.733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Cordani U.G. 2006. Neodymium isotopes, accretionary belts, and their bearing on the crustal evolution of South America. In: V South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers p. 80-83.
- Cathles L.M. & Shannon R. 2007. How potassium silicate alteration suggests the formation of porphyry ore deposits begins with the nearly explosive but barren expulsion of large volumes of magmatic water. *Earth and Planetary Science Letters*, 262: 92-108.
- Jarrard R.D. 1986. Relations among subduction parameters. *Review of Geophysics*, 24: 217-284.
- Juliani C., Rye O.R., Nunes C.M.D., Snee L.W., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chem. Geol.*, 215: 95-125.
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D., Echeverri-Missas C.M., Carneiro C.C., Lagler B., Aguja-Bocanegra M.A., Tokashiki C.C. 2013. Controle tectônico e eventos magmáticos associados as mineralizações epitermais do tipo pórfiro e IOCG

- paleoproterozoicas na parte sul do Cratón Amazônico e seu potencial de prospectividade. In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia [CD-ROM].
- Reddy S.M., Mazumder R., Evans D.A.D., Collins A.S. 2009. (Eds) Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution. Geological Society of London, Special Publications, 323: 1-26.
- Ramos V. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. Geol. Jour. 45: 2-25.
- Murphy J.B., Keppie J.D., Hynes A.J. (Eds) 2009. Ancient orogens and modern analogues. Geological Society of London, Special Publications, 327: 1-8.

**EXTENSION OF THE TAPAJÓS DOMAINS TO THE ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE: EVIDENCE FROM U-Pb SHRIMP AGES OF THE NHANDU INTRUSIVE SUITE AT 1962 AND 1967 Ma**

*Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros<sup>1</sup>, Antônio João Paes de Barros<sup>2</sup>, João Orestes Schneider Santos<sup>3</sup>, Mara Luiza Barros Pita Rocha<sup>4</sup>*

<sup>1</sup> Universidade Federal de Mato Grosso, <sup>2</sup> Companhia Matogrossense de Mineração, <sup>3</sup> University Western of Australia, <sup>4</sup> Universidade de Brasília

**SUMMARY**

The stratigraphy of the north Mato Grosso region (Rondônia-Juruena Province, Amazon Craton) is marked by a series of conflicts of geologic units and their ages, which have hampered the understanding of the evolution of that region and the relationship of the granite rocks with the gold deposits spatially associated with it. One of the drives that has caused controversy in the scientific community is the definition of Nhandu granite. Who first proposed this name was Souza et al. (1979). In the original description the author referred to granite Nhandu as a porphyroblastic granite, phaneritic, with composition ranging from granodiorite to tonalite, light gray color pseudo-rapakivi texture, isotropic, which springs in the middle course of the Nhandu River as circular bodies of large size (around 300 km<sup>2</sup> of area) (Fig. 1). Souza et al. (2005) included as part of this unit several other granites found in the region with similar character: shallow intrusions, high potassium calcalkaline to shoshonitic composition, subvolcanic aspects which occurs in the form of dikes, sills, and batholiths. A serious mistake that this author have made was describing the Nhandu Granite as intrusive into the Colíder Group and Juruena Suite (Silva et al., 1974). Barros (2007), realizing the discrepancies of ideas that were emerging on the granite in question revisited the outcrops described by Souza (1979) and re-described the Nhandu Granite as follows:

*“Granite Nhandu is a ligh brown, neutre to pink in color, isotropic, equigranular to porphiritic, metaluminous to peraluminous in the affinity of potassium enriched which zircon Pb-Pb evaporation age is 1956 ± 12 Ma.”*

In this work, using U-Pb SHRIMP data we present new determined age for the body cropping out in the middle course of the Nhandu River. The authors observed in the field two petrographic facies. The prevalent and coarser grained rock is a porphyritic monzogranite, light pink in color, which makes sharp contact with a gray, fine grained facies. The ages of the two facies are within error corresponding to 1953 ± 6 Ma and 1962 ± 7 Ma (Fig. 2a,b). Previous ages attributed to the Nhandu Granite were obtained to the northwest of the type-area and shall be reinterpreted. Equivalent ages have also been observed in the regions of Trairão (Barros, et al 2014), Peixoto de Azevedo (Silva et al., 2013), Aragão (Miguel Jr, 2011) and Novo Mundo (Barros, 2007). This fact shows that the Nhandu Granite is part of a large intrusive suite here named as the Nhandu Intrusive Suite. The bodies of this suite are present from the eastern part to the western portion of the Alta Floresta Province. They are spatially associated with gold deposits, but their genetic relationship to mineralization is yet to be determined. The Nhandu Intrusive Suite is much older than the oldest rocks present in the Juruena Domain (about 1820 Ma) and it correlates to the Creporizão Intrusive Suite of the Tapajós Orogen (SW Pará State). The presence of extensive suite of granites contemporaneous to the Creporizão Arc indicates that the Tapajós Domain extends to the SW (under Cachimbo Basin) and that the limit between the Tapajós and Juruena Domains should be revised.

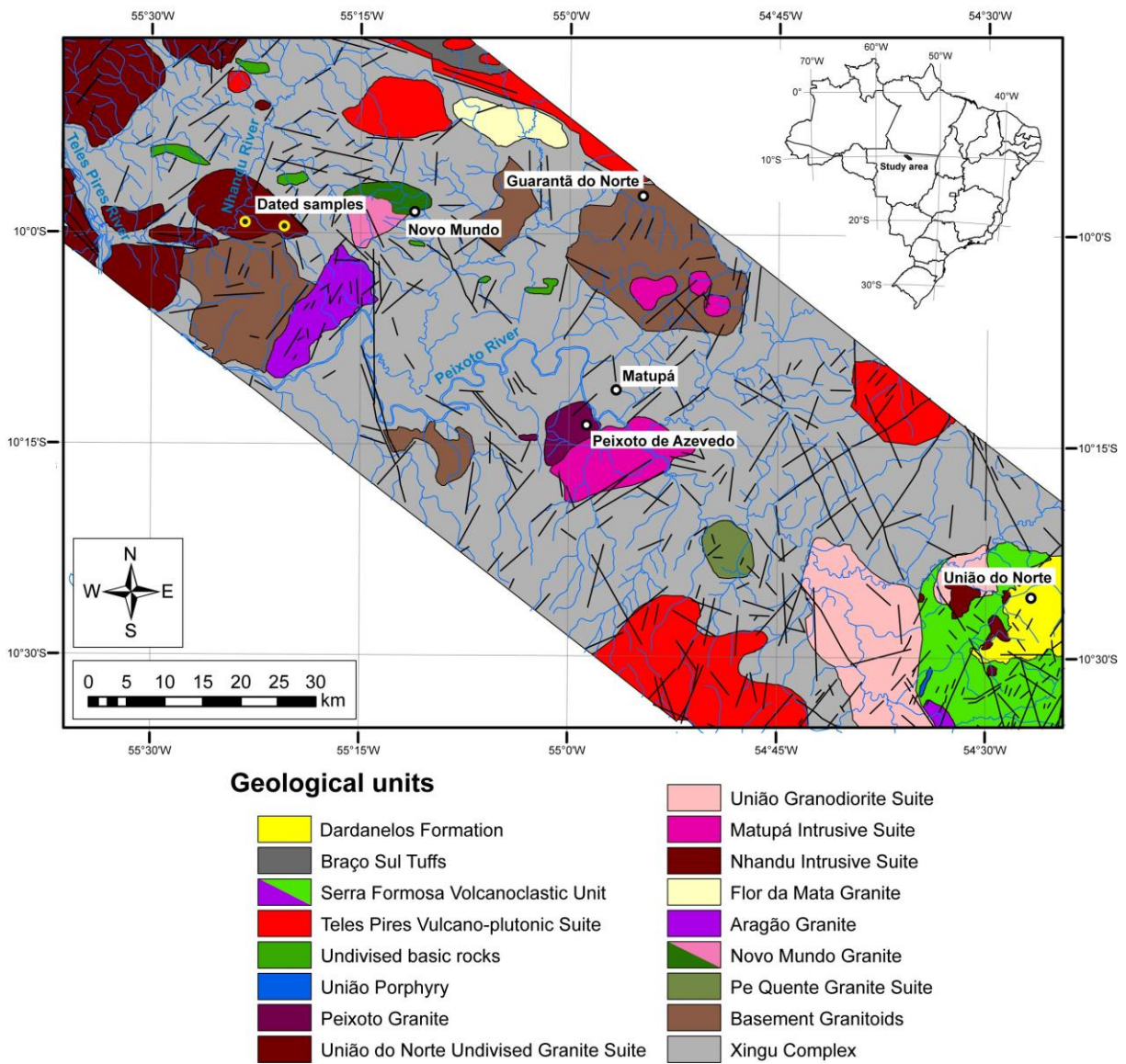


Figure 1 – Geological map of the Nhandu Intrusive Suite area (modified from Miguel Jr., 2011).

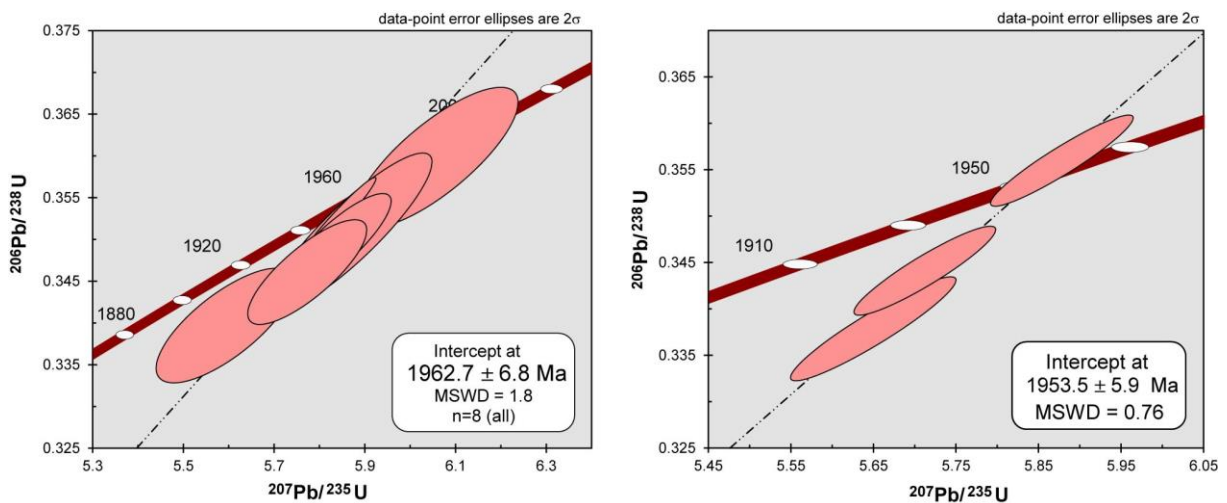


Figure 2 – Concordia diagrams of dated samples of Nhandu Intrusive Suite.

**Acknowledge:**The authors thank CNPq for PDE scholarship and INCT-GEOCIAM for the financial support. Thanks to staff of CMCA (UWA) and John de Laeter Centre for Isotopic Research (Curtin University).

## REFERENCES

Barros A.J.P. 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. 154p.

Barros, M.A.S ; Pinho, F. E. C. ; Rocha, P. B. L, Mara ; Silva, F. R. ; Barbosa, E. S. ; Costa, P. C. C. ; Pierosan, R. ; Santos, J. O. S ; Gale, M. G. (2014) New Results Of U-Pb Age In Granites From The Alta Floresta Gold Province. In: 9 South American Symposium On Isotope Geology, 2014, São Paulo - Brazil. 9 South American Symposium On Isotope Geology, 2014.

Miguel Jr. E. 2011. Mineralizações auríferas do lineamento Peru-Trairão, Província Aurífera Alta Floresta-MT: controle estrutural e idade U-Pb das rochas hospedeiras. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 66p.

Silva, F.R., Miguel Jr., E., Barros, M.A.S., Pierosan, R., Pinho, F.E.C., Rocha, M.L.B.P., Vasconcelos, B.R., Dezula, S.E.M., Rocha, J. 2013. Datação U-Pb (SHRIMP) da rocha hospedeira da mineralização de Au do Garimpo Buriti – região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera Alta Floresta – MT. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 13. Cuiabá. SBG-Núcleo Centro-Oeste Brasília. CD-ROM.

Souza, A. M. M.; Faria, C. A. S.; Landim, J. P. P.; Leal, J. W. L.; Reconhecimento geológico no limite Pará-Mato Grosso, Projeto São Manuel – Brasília, DNPM-CPRM, 1979. 27p. il. mapas.

Souza, J.O., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C. (orgs) 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. 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. escala 1:250.000. CPRM. Brasília. CR-ROM.



# SUÍTE RIO DO SANGUE, NORTE DO MATO GROSSO: UMA ASSOCIAÇÃO AMCG DE IDADE MESOPROTEROZOICA.

Ana Cláudia Dantas da Costa<sup>1</sup>, Carlos Humberto da Silva<sup>2</sup>, Jayme Alfredo Dexheimer Leite<sup>1</sup>

1. Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra – (ICET), Universidade Federal de Mato Grosso – (UFMT). E-mail: [acdcosta@ufmt.br](mailto:acdcosta@ufmt.br); [chsilva@ufmt.br](mailto:chsilva@ufmt.br);
2. Departamento de Recursos Minerais, ICET, UFMT.

## INTRODUÇÃO

Granitos rapakivi de presumivelmente representam o magmatismo silícico mais volumoso na Terra (Rämö e Haapala, 1995). Eles são intrudidos em um ambiente tectônico extensional não diretamente relacionado a convergência litosférica (Anderson e Bender, 1989). Granitos rapakivi de Idade Proterozoica formar uma associação bimodal em conjunto com grandes volumes de rochas básicas contemporâneas. Essas rochas são principalmente anortositos e gabros, que são interpretados por muitos autores como gerados a partir de um modelo de underplating ou pela anatexia das rochas granulíticas da crosta inferior (Heinonen et al., 2010). Na parte norte do estado foi descrita uma sequência do tipo AMCG, ou seja, Anortosito-Mangerito-Charnockito-Granito, tipicamente encontrada no mundo como uma associação que marca a formação do supercontinente Columbia, com idades de 1,8 a 1,3Ga (Zhao *et al.*, 2004). Esta suíte de rochas denominada foi denominada por Leite *et al.* (2005) e Batata *et al.* (2007) de Suíte Rio do Sangue. Este trabalho tem o intuito de contribuir para o conhecimento geológico da Suíte Rio do Sangue através de dados de campo, petrográficos e geocronológicos provindos das regiões de Juína, Castanheira e Juara, no norte do Mato Grosso.

Na região de Juara e Juína a Suíte Rio do Sangue é representada por rochas graníticas, de composição sienogranítica e monzogranítica além de rochas anortosíticas e charnockíticas. Nestes locais as rochas da suíte afloram em forma de blocos e matacões, em um batólito de extensão superior a 300 km, desde a cidade de Aripuanã até Tabaporã. Constitui-se por rochas de coloração rósea, inequigranulares a porfíricas, de granulação média a grossa, em geral, exibem porfiroclastos de K-feldspato de até 10 cm. Também apresenta porções em que ocorrem pórfiros de K-feldspato manteados por plagioclásios, conferindo uma textura *rapakivi*. Os monzogranitos são inequigranulares a porfíricos, mostrando variações no tamanho (média a grossa) e forma dos grãos (anédricos a subédricos). Constitui-se essencialmente por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, anfibólio, biotita, titanita, ocorrem apatita, opacos, zircão e allanita como acessórios. Dados isotópicos U-Pb utilizando o método LA-ICP-MS revelam que essas rochas apresentam idade de cristalização de  $1537 \pm 21$  Ma.

As rochas charnockíticas encontradas num batólito próximo a Castanheira apresentam uma coloração característica caramelo, textura grossa, e são constituídas predominantemente por fenocristais de feldspato alcalino, além de plagioclásio e piroxênio (hiperstênio). Na maioria dos afloramentos essas rochas apresentam-se isotrópicas, aspecto incomum aos granitos da Suíte Rio do Sangue, que apresentam zonas com altas taxas de deformação. Petrograficamente são rochas porfiroclásticas, inequigranulares, granulação média a grossa. Os pórfiros são constituídos por plagioclásio e feldspato alcalino sendo que este último ocorre quase que predominantemente, possuindo dimensões variando entre 4,0 a 6,0mm. A matriz é composta por grãos inequigranulares, anédricos, granulação média variando entre 0,5 a 2,5 mm.

O termo anortosítico da associação AMCG foi descrito por Silva e Arruda (2006) nas proximidades de Castanheira. No campo essas rochas foram descritas como metatonalitos com granada, porém, com um detalhado estudo petrográfico com base na moda, revelou que essas rochas na realidade eram anortositos (Batata *et al.*, 2007), com baixo teor de quartzo. Petrograficamente é uma rocha melanocrática, de granulação grossa, com cristais de granada destacando da matriz a base de anfibólio e plagioclásio. Apresenta textura granonematoblástica, onde o plagioclásio perfaz 95% da rocha, sendo que este, com base em teor de anortita, foi definido como oligoclásio ( $An_{12}$ ). A maioria dos cristais da rocha ocorre muito alterada, com bordas corroídas por saussuritização e sericitização e com formação de lamelas de muscovita.

Nas proximidades de Juara são encontradas rochas quartzo-dioríticas, que afloram às margens do Rio Arinos. Essas rochas são melanocráticas e possuem granulação média. Ao microscópio, os quartzo-dioritos apresentam texturas granonematoblásticas, inequigranulares, mostrando variações no tamanho, desde fina até média, e nas formas dos grãos (anédricos a subédricos). Constituem-se essencialmente por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, clino e ortopiroxênio, anfibólio (hornblenda), biotita, titanita, apatita, opacos, zircão e também allanita. Dados isotópicos U-Pb mostram que as razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , medidas por LA-ICP-MS são indicativas de idades em torno de 1550Ma, evidenciando que os quartzo-dioritos são associados a Suíte Rio do Sangue.

Dados geoquímicos apontam que a Suíte Rio do Sangue é uma suíte de rochas que mostram teores de  $\text{SiO}_2$  variando de 62 a 70%, sendo classificadas como de natureza ácida. São também classificadas como cálcicas-alcalinas e sub-alcalinas ( $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  de Peacock, 1931; diagrama de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  de Irvine e Baragar, 1971). Quanto a saturação em alumina e álcalis (Maniar & Piccoli, 1989), são rochas pouco peraluminosas com forte tendência metaluminosa, onde a proporção de alumina excede  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , mas é menor que  $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ . Quando se leva em consideração  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (Cox *et al.*, 1979) a Suíte Rio do Sangue é distribuída como riolitos a dacitos.

Estes dados em conjunto com dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos produzidos por Gomes e Uchoa (2004), Batata e Menezes (2005), e Garcia (2007), vêm a confirmar o entendimento da Suíte Rio do Sangue como uma associação AMCG, conforme descrita em trabalhos anteriores (Leite *et al.*, 2005 e Batata *et al.*, 2007). Estas associações segundo Zhao *et al.* (2004) são de suma importância na evolução geológica global e na constituição do supercontinente Columbia.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, J. L. & Bender, E. E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos* 23, 19–52.
- Batata, E. F *et al.* 2007. Suíte Rio do Sangue: Registro de uma Associação AMCG na Província Ígnea Teles Pires – NW do estado de Mato Grosso (no prelo).
- Batata, E. F & Menezes, T. 2004. Contribuição ao Conhecimento Geológico, Estrutural e Geocronológico das Rochas da Região de Filadélfia-MT. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá.
- Costa, A.C.D., Silva, C.H., Leite, J.A.D, Garcia, F.O., Kalix, T.M.F., Moura, C.Av., Galarza, M.A. 2006. Idade em Monozircão de um Ortognaisse de Fácies Granulito do Complexo Tabaporã, Norte de Mato Grosso. In: Congresso Brasileiro de Geologia XLIII., Aracaju, 2006. Anais. Aracaju: SBG.

- Cox, K.G.; Bell, J.D. & Pankhurst, R. J. 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, Londres.
- Garcia, F. O. 2007. Contribuição a Geologia da Suíte Rio do Sangue e parte do seu Embasamento, Complexo Tabaporã, na Região de Juara e Castanheira – MT. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá.
- Gomes, M.F. E Uchôa, J.C.F. 2004. Contribuição ao Conhecimento Geológico da Região de Castanheira, Médio Noroeste de Mato Grosso. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá MT. 135 p.
- Heinonen, A. P., Andersen, T. & Ramo, O. T. 2010. Re-evaluation of Rapakivi Petrogenesis: Source Constraints from the Hf Isotope Composition of Zircon in the Rapakivi Granites and Associated Mafic Rocks of Southern Finland. *J. Petrol.* 51, 1687–1709.
- Irvine, T. & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canada Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Lacerda Filho, J. V. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso: Compartimentação Geotectônica CPRM. Escala 1:1.000.000. Vol. 01. Goiânia, p 33-52.
- Leite J. A. D., Saes G.S., Macambira M. J.B. 2001b. The southwest portion of Amazon Craton in Mato Grosso, Brazil the state-of-art of g of geologic SW Amazonic Craton. Ed. IG-USP, 64p.
- Leite J. A. D., Souza M. Z. A., Saes G.S., Macambira M. J.B., Xavier, R. P., Siqueira. A.J., Batata, M. E. F., Oliveira, F.A., Quadros, A.P., 2005. Caracterização do Depósito Polimetalizada (Zn, Pb, Ag, Cu-Au) de Ariapuanã, Mato Grosso. Cap. X. *In: Marini, O. J., Queiroz, E. T., Ramos, B.W., Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Auríferos da Amazônia.* P 597-686.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 101: 635-643.
- Peacock, M. A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, vol. 39, p. 54-67.
- Rämö, O. T. & Haapala, I. 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineral. Petrol.* 52, 129–185.
- Silva, G. P. & Arruda, O. T. 2006. Caracterização Geológica – Estrutural de Uma Porção do Domínio Rio Negro-Juruena, na Região de Castanheira-MT. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá MT. 82 p.
- Tassinari, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. São Paulo, 139 p. (Tese de Livre Docência) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Zhao, G.; Sun, M.; Wilde, S.A.; Li, S. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, v. 67, Issues 1-2, p. 91-123.

# DATAÇÃO DE TITANITA USANDO A RELAÇÃO $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ : CASO DO GNAISSE GAVIÃO, PROVÍNCIA AURÍFERA ALTA FLORESTA

*João Orestes Schneider Santos<sup>1</sup>, Márcia Aparecida Barros<sup>2</sup>, Antônio João Paes de Barros<sup>2</sup>, Neal McNaughton<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>University of Western Australia, <sup>2</sup>Universidade Federal de Mato Grosso, <sup>3</sup>Curtin University.

## INTRODUÇÃO

A titanita é, depois de zircão, o segundo mineral mais utilizado na geocronologia U-Pb. Em relação ao zircão, em geral tem a vantagem de ser mais resistente à perda de Pb gerando dados mais concordantes e as desvantagens de ter menos U e mais Pb comum. É um mineral bastante comum em diversos tipos de rochas ígneas e metamórficas, que cristaliza em condições de P e T mais baixas que as do zircão, o que faz com que a datação desses dois minerais na mesma amostra possa revelar idades de mais de um processo geológico. Um exemplo marcante é a datação de rochas de fácies anfíbolito, onde o zircão não é metamorfozido e fornece a idade de cristalização da rocha (magmatismo) ou idades herdadas, enquanto que a titanita marca a idade do metamorfismo.

A região de Peixoto de Azevedo (e a área a leste e a nordeste dessa cidade) situa-se no Domínio Peixoto de Azevedo na porção mais meridional da Província Tapajós-Parima (Santos, 2000). Esse domínio é recoberto ao norte pela bacia Cachimbo e seus limites orientais (com a província conceitual Amazônia Central) não são ainda conhecidos. Pelo menos três unidades típicas do orógeno Tapajós estão presentes na região: Granitos tipo Matupá (Moura and Botelho, 1998), que correlacionam com a Suite Maloquinha formada em  $\pm 1870$  Ma (Santos et al., 2004); afloramentos isolados de rochas com  $\pm 2000$  Ma que são comparáveis com o Complexo Cuiú-Cuiú (Souza et al., 2005); extensas áreas de granitóides (Nhandu, Trairão, Aragão, Novo Mundo) gerados durante a evolução do arco Creporizão, com idades entre 1956 e 1980 Ma.

O Gnaiss Gavião tem sido considerado parte do embasamento dos granitóides Aragão e Novo Mundo nas imediações da cidade Peixoto Azevedo, ocorrendo como um corpo de pequena dimensão. Uma idade prévia através do método Pb-Pb por evaporação em zircão corresponde a  $2816 \pm 4$  Ma (Barros, 2007). Essa poderia ser a rocha mais antiga presente em toda parte sul e sudoeste do cráton Amazonas, com importantes implicações geotectônicas. Por outro lado, seria uma ocorrência inesperada, já que as rochas Arqueanas mais próximas da área estão a pelo menos 400 km de distância (parte sul do Domínio Rio Maria da Província Carajás). Uma amostra desse gnaiss foi selecionada para geocronologia U-Pb SHRIMP – um método mais robusto que Pb-Pb por evaporação - para estudar a sua idade.

## METODOLOGIA U-Pb

A amostra do Ortognaiss Gavião (GAV) foi processada para a separação de minerais pesados pelos métodos convencionais (britagem, moagem, peneiramento a 60 Mesh, lavagem, secagem, líquido pesado [TBE tetra-bromo-etano] e separação magnética [Frantz]). Zircão foi extraído da fração menos magnética (1 Ampère e inclinação lateral de 5 graus) e titanita foi separada da fração M3 (não magnética sob 0.5 Ampère e inclinação lateral de 10 graus). Grãos dos dois minerais (zircão e titanita) foram selecionados em lupa binocular e montados em disco de epoxy (2.5cm de diâmetro), o qual foi polido e metalizado com carbono para a obtenção de imagens BSE (elétrons retroespalhados). Imagens de catodoluminescência não são usadas por terem muito pouca utilidade. As imagens BSE foram empregadas para verificar a estrutura interna dos grãos e selecionar os melhores grãos e os melhores locais para serem analisados. A montagem em epoxy (N14-09) foi limpa e metalizada com Au para as análises U-Pb SHRIMP na Curtin University. A calibração das relações Pb/U e Pb/Th foram feitas usando o padrão Khan (Heaman, 2009) com 522 Ma, 635 ppm U e 508 ppm Th.

## RESULTADOS

Os grãos de zircão mostram diferentes formas, diferentes teores de U, diferentes relações Th/U, além de, principalmente, bordas com evidência de corrasão magmática (Figura 2). Com efeito, as análises obtidas revelaram diversas idades, todas elas Arqueanas (Figura 1). Apenas seis análises foram feitas, pois o objetivo maior era definir a idade da formação da rocha e não as idades de sua(s) fonte(s) – Tabela 1. As idades encontradas são  $2843 \pm 5$  Ma (n=2),  $2810 \pm 12$  Ma e  $2791 \pm 7$  Ma (n=3). As titanitas revelaram teores ultra-baixos de  $^{238}\text{U}$  (média de 1.74 ppm) e de  $^{206}\text{Pb}$  (média de 0.48 ppm), o que impossibilitou sua datação por U-Pb. Depois de processar os dados obtidos verificou-se que a titanita possui uma composição incomum, com muito mais Th do que U. A relação Th/U em titanitas geralmente é próxima de 1, sendo que nas titanitas metamórficas esse valor é próximo de 0.20 ou menos. As titanitas Gavião possuem uma média de 21.7 ppm de Th e relações Th/U de 13.4. Esse fato levou a uma tentativa de datar a titanita Gavião usando a relação  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ , apesar de os teores de  $^{232}\text{Th}$  e de  $^{208}\text{Pb}$  serem ainda bastante baixos. O teor de  $^{208}\text{Pb}$  é muito baixo (1.87 ppm), mas é aproximadamente cinco vezes maior que o conteúdo em  $^{206}\text{Pb}$  (apenas 0.48 ppm). Durante a sessão analítica, vários grãos de titanita e diversas áreas dentro de cada grão foram testadas para selecionar os locais com mais Th para analisar. Apenas os poucos locais com Th estimado em  $>10$  ppm foram analisados. Apenas sete locais com essa característica foram encontrados e analisados. Os resultados (Tabela 2) mostram erros grandes (entre 35 e 77 Ma) para as análises individuais (como esperado pelos baixos teores de Th e Pb) e a média ponderada das idades  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  (n=7) é  $1859 \pm 31$  Ma (Figura 3).

Tabela 1. Dados analíticos U-Pb-Th SHRIMP em zircão

spot	U ppm	Th ppm	Th/U	$^{206}\text{Pb}$		Razões isotópicas				Idades		Disc . %			
				ppm	%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$				
GAV, ortogneisse Gavião, zircão															
				222.		0.1960	0.8	14.41	1.7	0.533		0.132	275		
c.2-1	486	15	0.03	50.02		$7 \pm 3$		$14.41$	$1.7$	$0.533$		$7 \pm 3.52$	$5 \pm 34$	$2794 \pm 14$	1.4
c.3-1a	133	47	0.37	60.40	0.00	$3 \pm 4$		$14.26$	$1.6$	$0.527$		0.141	273		
c.3-1b	97	53	0.56	47.60	0.00	$6 \pm 4$		$15.60$	$1.9$	$0.571$		0.148	291		
						$9 \pm 0$		$14.95$	$1.6$	$0.537$		0.139	277		
c.4-1	214	95	0.46	99.00	0.06	$9 \pm 0$		$14.40$	$1.5$	$0.535$		$1 \pm 1.87$	$2 \pm 36$	$2842 \pm 8$	2.5
c.5-1	472	21	0.05	20.00		$2 \pm 4$		$14.40$	$1.5$	$0.535$		0.141	276		
				124.		$0 \pm 3$		$15.00$	$1.4$	$0.538$		0.144	277		
c.5-2	268	122	0.47	00.00		$0 \pm 3$		$15.00$	$1.4$	$0.538$		$4 \pm 1.62$	$5 \pm 31$	$2845 \pm 7$	2.5

Tabela 2. Dados analíticos Th-Pb-U SHRIMP em titanita

spot	U ppm	Th ppm	Th/U	$^{206}\text{Pb}$		Razões isotópicas				Idades		Disc . %			
				ppm	%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$				
GAV, ortogneisse Gavião, titanita															
						0.1367	1.4	6.094	2.1	0.323		0.092	180		
d.3-1	1.83	25.5	14.4	2.11	0.00	$3 \pm 4$		$5.173$	$4.0$	$0.318$		$4 \pm 2.05$	$6 \pm 26$	$1816 \pm 35$	20
						$8 \pm 4$		$5.173$	$4.0$	$0.318$		0.093	178		
d.4-1	1.13	20.6	18.9	1.72	0.93	$8 \pm 4$		$5.173$	$4.0$	$0.318$		$2 \pm 2.08$	$1 \pm 27$	$1801 \pm 36$	8.5
						$4 \pm 1$		$5.262$	$3.4$	$0.332$		0.095	185		
d.3.2	2.06	20.5	10.3	1.76	1.35	$4 \pm 1$		$5.262$	$3.4$	$0.332$		$8 \pm 2.50$	$0 \pm 26$	$1849 \pm 44$	1.7
						$9 \pm 9$		$5.378$	$3.0$	$0.326$		0.097	182		
d.6-1	2.52	27.1	11.1	2.38	0.94	$9 \pm 9$		$5.378$	$3.0$	$0.326$		$9 \pm 1.99$	$1 \pm 25$	$1888 \pm 36$	7.5
						$0 \pm 1$		$5.699$	$5.2$	$0.336$		0.098	186		
d.2-1	1.41	20.8	15.2	1.84	0.80	$0 \pm 1$		$5.699$	$5.2$	$0.336$		$5 \pm 4.28$	$8 \pm 65$	$1899 \pm 77$	7.6
						$0 \pm 1$		$5.699$	$5.2$	$0.336$		0.098	187		
d.2.2	1.85	18.7	10.4	1.66	1.87	$2 \pm 9$		$5.119$	$4.8$	$0.338$		$9 \pm 2.08$	$9 \pm 27$	$1906 \pm 38$	5.4
d.5-1	1.38	18.4	13.7	1.63	1.16	$0.1132 \pm 3.2$		$5.300 \pm 3.6$	$0.339 \pm 1.62$	$0.443$		$0.098 \pm 2.48$	$188 \pm 26$	$1906 \pm 45$	-

## DISCUSSÃO

As idades obtidas em titanita e em zircão levam a três possibilidades de interpretação. A primeira é que as idades U-Pb Arqueanas em zircão são todas herdadas e a idade da rocha seria a idade Th-Pb obtida em titanita. Heranças arqueanas são freqüentes em granitos de derivação crustal no domínio tectônico vizinho (Tapajós). É o caso da amostra MA35 (Suite Maloquinha; Bizzinella et al., 1980) que tem  $1870 \pm 4$  Ma e apresenta zircões herdados com 2634 Ma, 2679 Ma e 2714 Ma. Esse e outros exemplos estão na tabela 3.

Tabela 3. Heranças Arqueanas e Siderianas no Domínio Tapajós (Santos et al., 2004)

Amostra	Unidade	Idade U-Pb (Ma)	Herança (Ma)
MA35	Sienogranito Maloquinha - MIS	$1870 \pm 4$	2634, 2679, 2714
JO199	Granito Santa Rita - MIS	$1874 \pm 7$	2459, 2849
JO170	Tufo Uruá - AT	$1896 \pm 5$	2458
JO172	Monzogranito São Jorge - TIS	$1907 \pm 9$	2733
JO173	Tonalito JL	$2015 \pm 9$	2380, 2483

SIM: Suite Intrusiva Maloquinha; SIT: Suite Intrusiva Tropas; AT: Arco Tropas; CCC: Complexo Cuiú-Cuiú

A outra possibilidade seria que a rocha teria a idade arqueana mais jovem encontrada ( $2791 \pm 7$  Ma) e a idade da titanita refletiria uma episódio metamórfico posterior. Todavia, essa alternativa esbarra em dois argumentos: a) Não é conhecido nenhum episódio de metamorfismo regional na época de  $\pm 1860$  Ma; b) Seria muito pouco provável que a titanita seja metamórfica possuindo uma excepcionalmente alta relação Th/U (13.4). c) a idade da titanita seria resultado da ação de fluidos hidrotermais, já que hidrotermalismo com essa idade é conhecido nos Domínios Peixoto de Azevedo (Moura e Botelho, 1998) e Tapajós (Santos et al., 2001). Os fluidos poderiam ter removido U da titanita e assim elevando as relações Th/U para valores excepcionalmente altos.

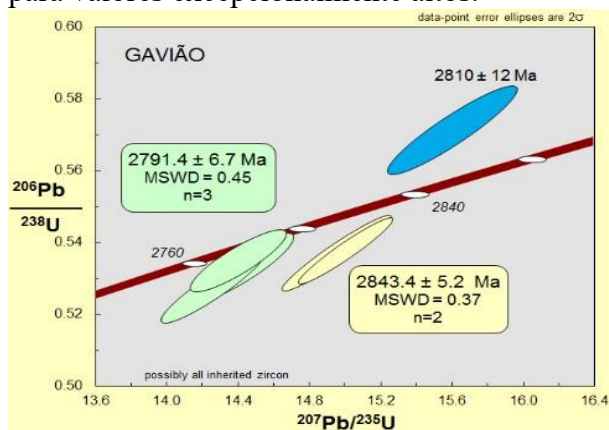


Figura 1. Diagrama de concórdia em zircões do Gnaiss Gavião. Em apenas seis análises U-Pb foram obtidas três idades arqueanas: 2843 Ma (n = 2), 2810 Ma, e 2791 Ma (n=3).

## CONCLUSÕES

A - Sempre que possível, é importante datar por U-Pb mais de um mineral presente na rocha, pois cada um deles pode ter sido formado em épocas e condições de P e T diferentes.  
 B - Algumas vezes os zircões datados não fornecem a idade de cristalização da rocha. Isso pode ocorrer quando o magma foi contaminado com zircões de rochas encaixantes ou de rochas-fonte e se tornou saturado em zircônio, não cristalizando zircão magmático.  
 C - Quando os minerais selecionados para datação são muito pobres em U e em  $^{206}\text{Pb}$  radiogênico, uma eventual solução é checar se os teores de Th do mineral pobre em U são suficientes para datá-lo e então usar a relação  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  para obter a idade desse mineral.

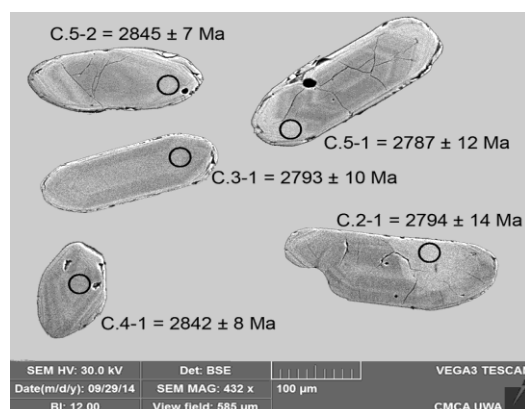
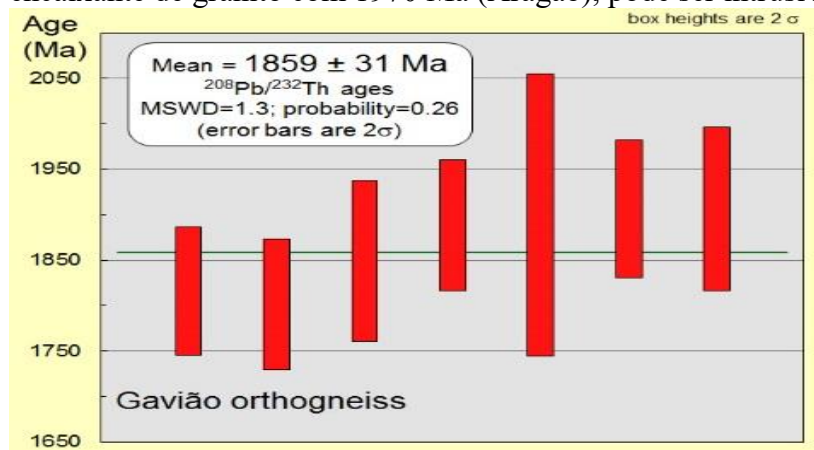


Figura 2. Images de elétrons retroespalhados de alguns dos zircões datados. Todos os grãos mostram bordas arredondadas possivelmente resultantes de corrosão magmática.

D – A posição estratigráfica do Ortognaisse Gavião pode ser revista, pois ao contrário de ser encaixante de granito com 1970 Ma (Aragão), pode ser intrusivo nesse corpo.



## REFERÊNCIAS

Barros, A.J.P., 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Tese de Doutorado; 154p.

Bizzinella, G.A., Santiago, A.F., Santos, A., Borges, F.R., Souza, F.J.C., Godoy, H.K., Yamaguti, H.S., Oliveira, J.R., Oliveira, L.R., 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri, Relatório Final, partes I e II. Departamento Nacional da Produção Mineral, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Manaus, Brazil, vols. Ia e Ib.

Heaman, L.M., 2009. The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards. *Chemical Geology*, 261, 42-51.

Moura, M.A. and Botelho, N.F., 1998. A mineralização do tipo Au pórfiro de Serrinha (Matupá, MT). In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, pp. 116.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* 3 (4), 453–488.

Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Moura, M.B., 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Min. Deposita* 36, 278–299.

Santos, J.O.S., Breemen, O.B.V., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research* 131 (1/2), 73–109.

Silva Neto, C.S., Santos, C.A., Pereira, E.R., Guimarães, L.R., 1980. Projeto Apiacás. Relatório de Progresso II. Belém: Convênio DNPM/CPRM, 2v.

Souza, J.O., Frasca, A.A.S., e Oliveira, C.C., 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral Alta Floresta, Relatório integrado: escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Brasília, CPRM- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

# INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS DO COMPLEXO ALCALINO APIAÚ, PRÓXIMO A REGIÃO DE CAMPOS NOVOS - RORAIMA

<sup>1</sup>Raisa Fagundes de Figueiredo; <sup>2</sup>Ticiano José Saraiva dos Santos

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências - Instituto de Geociências - UNICAMP -  
raisa\_fagundes@hotmail.com

<sup>2</sup>Departamento de Geologia e Recursos Naturais - Instituto de Geociências – UNICAMP –  
ticiano@ige.unicamp.br

## INTRODUÇÃO

O Complexo Alcalino Apiaú intrude o embasamento gnáissico paleoproterozoico no Cinturão Guiana Central (Fraga, 2002), estruturado por grandes lineamentos NE-SW. A área de estudo está localizada no Escudo das Guianas, norte do Cráton Amazônico, geograficamente na porção central de Roraima, a sudoeste de Boa Vista, nos municípios de Mucajaí e Iracema (Figura 1A). Nessa região, rochas alcalinas estão representadas por nefelina sienito, sienito, gabro e fonolito de idade mesozoica (Reis et al, 2004).

O presente trabalho apresenta resultados do processamento, interpretação dos dados aerogeofísicos e integração aos dados geológicos do Complexo Alcalino Apiaú e seu embasamento, na região próxima a vila de Campos Novos. O objetivo é fornecer informação sobre a resposta geofísica das rochas alcalinas e das estruturas do embasamento, auxiliando no mapeamento geológico regional e de semi detalhe. Visa também contribuir para os trabalhos de exploração mineral, uma vez que a maioria dos recursos mundiais de Nb, Ta e ETR são encontrados em corpos alcalinos ou ao redor destes (Fitton e Upton, 1987).

## METODOLOGIA

Foram utilizados imagem do modelo digital de elevação (SRTM) e o banco de dados aerogeofísico (gamaespectrometria e magnetometria) do Projeto Província Mineral Parima-Uraricoera, cedido pela CPRM em forma de arquivo digital XYZ. Esse levantamento aerogeofísico deu-se entre os anos de 2000 e 2001, com linhas de voo N-S com espaçamento de 500 m, linhas de controle perpendiculares (E-W) com espaçamento de 10 km e altura de voo de 100 m.

Os dados foram processados no software Oasis Montaj e interpolados em malha de 125 metros (1/4 do espaçamento das linhas de voo). Os dados magnéticos foram reduzidos ao polo e posteriormente aplicados métodos de realce de fontes magnéticas para interpretação qualitativa dos lineamentos. Para isso, foram usadas como base a imagem ISA-GHT e Amplitude do Sinal Analítico - ASA. Com o intuito de analisar a profundidade das fontes, foram interpretados os produtos sem continuação ascendente e continuados a 500m, 1500m, 3000m e 5000m. Para os dados de gamaespectrometria, foram gerados os mapas dos canais individuais de K, Th, U e Contagem Total, além do ternário integrando os três canais.

## RESULTADOS

O arcabouço estrutural da área foi obtido a partir dos produtos magnetométricos e do modelo digital de elevação (Figuras 1B e 1D). A imagem de RADAR permite definir as estruturas em superfície, enquanto que a aeromagnetometria possibilita observar o comportamento em subsuperfície. Os lineamentos magnéticos mostram tendências estruturais na direção NE-SW, sendo por vezes truncados por estruturas E-W. As estruturas N-S não se refletem na geofísica, provavelmente por estarem na mesma direção das linhas de voo do levantamento. Aparecem ainda lineamentos menos expressivos seguindo um *trend* NW-SE e são mais aparentes no relevo.



Ao analisar os produtos ISA-GHT com filtro continuação ascendente, as estruturas NW-SE vão sendo atenuadas, realçando aquelas NE-SW e E-W conforme aumenta a profundidade da fonte magnética. Essas estruturas mais profundas aparecem nitidamente na porção central da área, e algumas estão bem marcadas em superfície. A estruturação noroeste é bem representada no relevo, mas na geofísica a densidade é fortemente reduzida logo nas primeiras continuações, sugerindo que essas feições representam estruturas rasas, em sua maioria. Apresentam geralmente pequenos a médios comprimentos, mostrando-se dispersas por toda a área, com maior concentração nas regiões noroeste e sudoeste.

Em concordância com as interpretações aerogeofísicas, observa-se nas proximidades das estruturas principais NE-SW e E-W rochas gnáissicas com foliação na mesma direção, indicando deformação dúctil e em nível crustal profundo. No sudeste da área nota-se, tanto na geofísica quanto no relevo, a presença de lineamentos bem expressivos, marcando uma zona de cisalhamento. Neste trabalho, essa zona é chamada de Falha Mucajaí na qual o regime dúctil é refletido pelas rochas proto a ultramiloníticas (Figuras 1H e 1I), sendo a deformação mais intensa em direção ao centro da zona. Há também na área a atuação de deformação rúptil evidenciada por zonas cataclásticas, quartzo de falha e brechas (Figuras 1F e 1G).

A gamaespectrometria reflete os valores de radioatividade para os canais de Potássio, Tório e Urânio. Considerando a assinatura radiométrica das rochas da região, o mapa ternário evidencia a presença de corpos não individualizados anteriormente no mapa geológico. Unindo-o com o ASA, fica clara a presença de rochas básicas/ultrabásicas ainda não mapeadas, apresentando altos valores magnéticos e baixos radiométricos. Gabros individualizados em campo aparecem na imagem como anomalia magnética circular e com baixos valores nos três canais (Figuras 1B e 1C).

Por ser o elemento mais imóvel, o canal do Th foi o que mais representou os litotipos da área. O canal do K apresenta uma estreita relação com o relevo, com os valores mais altos individualizando muito bem as serras das rochas graníticas da Suíte Intrusiva Mucajaí e dos sienitos e gabro alcalino do Complexo Alcalino Apiaú. O canal do U foi o menos representativo, devido a sua maior mobilidade, sendo difícil considerar esse canal isolado.

Foram encontradas na região rochas ainda não cartografadas, como fonolito, gabro alcalino, sienito, nefelina sienito e gabro toleítico (Figura 1E). Os fonolitos aparecem como blocos arredondados típicos de dique e apresentam características semelhantes na geofísica: baixos magnéticos no ASA, altos valores no canal do K, baixo a intermediário no Th e baixo no U. São rochas melanocráticas, afaníticas, com fenocristais de nefelina em uma matriz composta essencialmente por feldspato alcalino e clinopiroxênio (Figura 1L).

O gabro alcalino aparece como um corpo magnético, com alto K, Th intermediário e baixo U, contrastando com o gabro mais ao norte, onde a resposta radiométrica é muito baixa. Essa rocha alcalina apresenta coloração amarronzada, com granulação média e textura hipidiomórfica equigranular. A mineralogia é constituída essencialmente por clinopiroxênio e albita, com feldspato alcalino subordinado. Os feldspatoídes são representados por nefelina, sodalita e cancrinita (Figuras 1J e 1K).

Os sienitos e nefelina sienitos apresentam a mesma resposta geofísica, pois as características geoquímicas são muito semelhantes. São corpos pouco magnéticos e com altos valores radiométricos nos três canais. Essas rochas são esbranquiçadas, com textura sal e pimenta e granulação média a grossa. São constituídas essencialmente por feldspato alcalino peritéticos, hornblenda, biotita e clinopiroxênios sódicos como aegirina e aegirina-augita (Figura 1M).

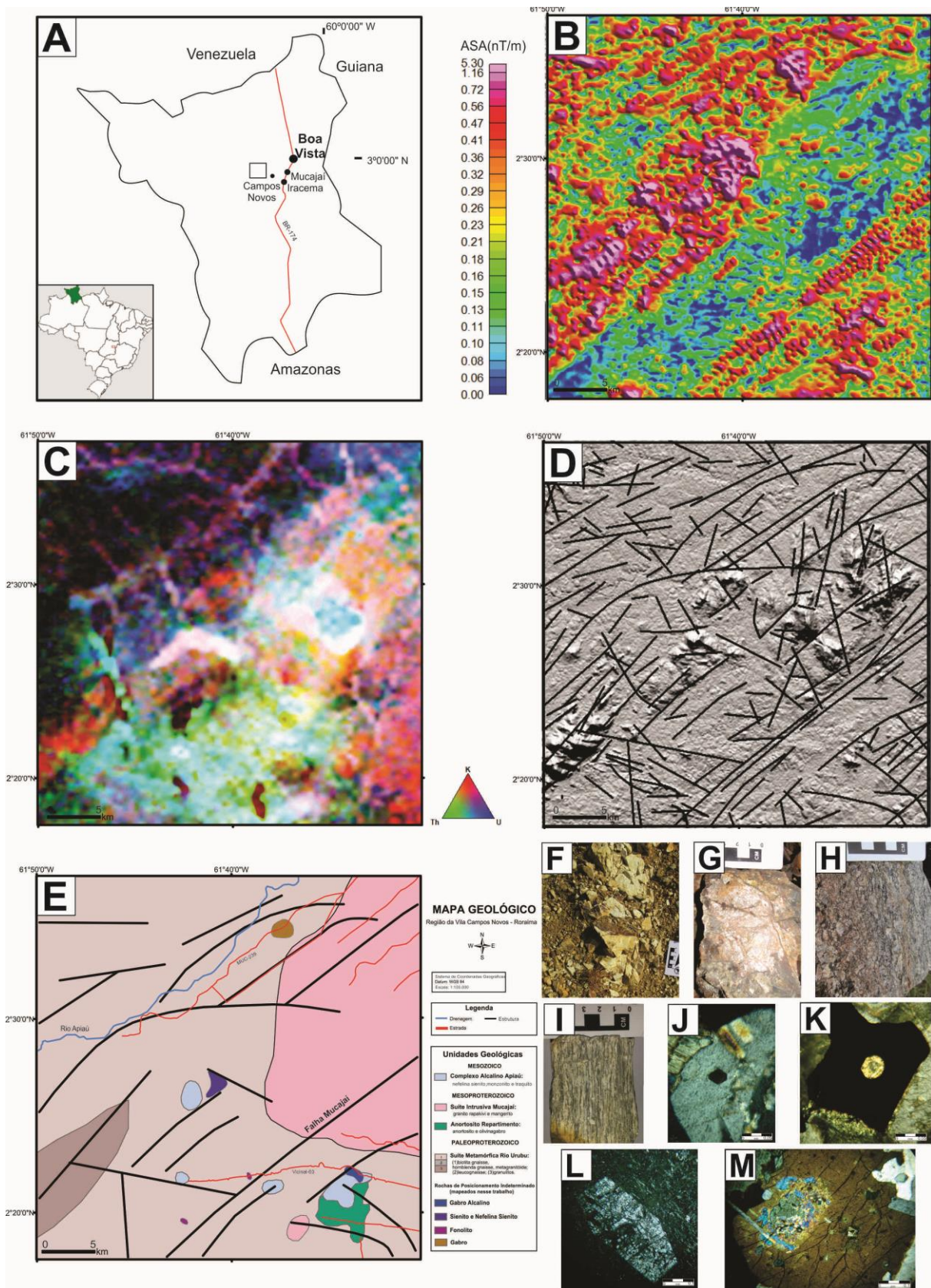


Figura 1: A) Mapa de localização da área. B) Amplitude do Sinal Analítico – ASA. C) Imagem ternária RGB (K [%]-vermelho; Th [ppm]-verde e U [ppm]-azul). D) Lineamentos magnéticos e de relevo sobrepostos ao modelo digital de elevação. E) Mapa Geológico da região, com os novos corpos mapeados nesse trabalho (Modificado de Reis et al, 2004). F) Cataclasito. G) Brecha. H) Protomilonito da falha Mucajaí. I) Ultramilonito da mesma falha. J) Cristal de sodalita incluído em

feldspato no gabro alcalino - luz polarizada (LP). K) Cancrinita pseudomórfica de nefelina em gabro alcalino - LP. L) Fenocristal de nefelina em fonolito - LP. M) Cristal de Aegirina-Augita em nefelina sienito - LP.

## CONCLUSÃO

Os dados de aerogeofísica e sensoriamento remoto são ferramentas que facilitam muito o mapeamento geológico e a seleção de alvo para a exploração mineral. A análise dos principais lineamentos existentes na região obtidos no processamento e interpretação de imagens aerogeofísicas e de sensoriamento remoto em conjunto com dados geológicos obtidos em campo, permite fazer considerações a cerca da evolução estrutural dessa porção do Cinturão Guiana Central.

O ISA-GHT revelou a existência de estruturas em diferentes níveis crustais, que estão preservadas na foliação das rochas do embasamento e em zonas cataclásticas e brechadas. O modelo digital de elevação mostrou claramente as estruturas mais superficiais, bem como algumas estruturas mais profundas que refletem no relevo. No entanto, necessita-se de mais dados para poder correlacionar temporalmente essas estruturas.

Com base nos produtos gerados da aerogeofísica e do SRTM e dados de campo, pode-se refinar o mapa geológico da região da vila Campos Novos, acrescentando-se novos corpos identificados nesse trabalho e as principais estruturas interpretadas. A partir da aerogamaespectrometria, pode-se também inferir novas rochas que não constam no mapa, mas que ainda precisam ser verificadas em campo.

As respostas aerogamaespectrométricas mostram-se coincidentes com as litologias e suas composições químicas. Além disso, algumas estruturas marcam um contraste na resposta radiométrica, sugerindo tratar-se de contatos geológicos. A análise dos dados geológicos e geofísicos indicou uma boa correspondência das áreas de afloramento de rochas básicas e alcalinas. No entanto, deve-se ter cautela quanto à interpretação dos valores de K e U, uma vez que se trata de uma região de clima equatorial, de alta pluviosidade e esses elementos são muito solúveis e de fácil mobilidade.

Rochas alcalinas são derivadas de magmas mantélicos e podem ascender a partir de estruturas profundas. Com base na interpretação dos produtos gerados e dos dados de campo, nota-se que a região onde estão inseridas as rochas do Complexo Alcalino Apiaú possui um forte controle estrutural, com estruturas paleoproterozoicas regionais e profundas na direção NE-SW, que podem ter sido reativas e servido como condutos para esse magma.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Fitton J.G., Upton B. G.J., 1985. Alkaline igneous rocks: a review symposium. *J. geol. Soc.* London, 142: 697-708.

Fraga L. M. B. 2002. *A associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia.* (Doutorado em Geologia e Geoquímica). Centro de Geociências – Universidade Federal do Pará, Belém, 351 p.

Reis, N.J., Faria, M.S.G., Almeida, M.E., Oliveira, M.A., 2004. Folhas NA.20-Boa Vista e NB.20-Roraima. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A.de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM.

# Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS NO LABORATÓRIO PARÁ-ISO/UFPA: METODOLOGIA E EXEMPLO DE APLICAÇÃO

João Marinho Milhomem Neto<sup>1</sup>, Jean Michel Lafon<sup>2</sup>, Marco Antonio Galarza<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Pará-UFPA – milhomem@ufpa.br

<sup>2</sup> Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso, Instituto de Geociências, UFPA

## INTRODUÇÃO

O sistema isotópico Lutécio-Háfnió representa uma das ferramentas mais recentes e poderosas para estudos isotópicos e geocronológicos. Análises combinadas de U-Pb e Lu-Hf *in situ* em zircão por espectrometria de massa de fonte ICP com sistema de *Laser Ablation* (LA-MC-ICP-MS) permitem caracterizar isotopicamente o magma onde ele cristalizou, fornecendo valiosas informações para estudos de evolução crustal e de proveniência sedimentar (Matteini *et al.* 2010). O interesse na aplicação desta metodologia, quando se dispõe de um sistema como o LA-MC-ICP-MS, deve-se à relativa simplicidade, sensibilidade e rapidez das análises. A baixa razão Lu/Hf no zircão, que torna a correção para o crescimento radiogênico *in situ* desprezível, aliada a alta concentração e a baixa mobilidade do Hf no zircão propiciam razões isotópicas e idades modelos bastante precisas, que podem subsidiar importantes inferências não só quanto à idade de extração mantélica, mas também quanto a sua possível história evolutiva, proveniência e estudos afins (Amelin *et al.* 1999; Bertotti, 2012).

Neste trabalho será descrito, de forma resumida, o protocolo experimental da metodologia Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS implantado no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (PARÁ-ISO/UFPA). Serão apresentadas as análises isotópicas de Hf obtidas para a solução de referência JMC-475 (Patchett & Tatsumoto, 1980) e dois padrões internacionais de zircão, GJ-1 (Morel *et al.* 2008) e 91500 (Wiedenbeck *et al.* 1995). Finalmente, será apresentado um primeiro exemplo de aplicação desta metodologia em zircões de rochas granitoides da região centro-norte do estado do Amapá, porção leste do Escudo das Guianas. A implantação desta metodologia permite disponibilizar mais uma importante ferramenta de investigação isotópica para a comunidade científica, especialmente para o desenvolvimento de estudos na região amazônica, ainda carente deste tipo de dados.

## PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

As análises de Hf em zircão foram realizadas utilizando um espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução MC-ICP-MS de marca Thermo Finnigan modelo Neptune, equipado com nove coletores Faraday e seis contadores de íons, que podem ser combinados em diversas configurações. A configuração dos coletores utilizada para as análises Lu-Hf foi: L4 (<sup>171</sup>Yb), L3 (<sup>173</sup>Yb), L2 (<sup>174</sup>Hf+<sup>174</sup>Yb), L1 (<sup>175</sup>Lu), C (<sup>176</sup>Hf+<sup>176</sup>Yb+<sup>176</sup>Lu), H1 (<sup>177</sup>Hf), H2 (<sup>178</sup>Hf) e H3 (<sup>179</sup>Hf). Os parâmetros de instrumentação e operação usados para o MC-ICP-MS foram: Potência (1200W), Ar resfriador (16 L/min), Ar Auxiliar (0,7-0,8L/min), Ar transporte (1,2-1,3 L/min), Extração (-2000V), modo de análise (Estático em baixa resolução), detecção (Coletores Faraday), tempo de integração (1,049s) e número de integrações (1).

Foi utilizada uma microsonda a laser Nd:YAG 213 nm modelo LSX-213 G2 da marca CETAC. O gás hélio (He) é o responsável pelo transporte do material da ablação para o ICP com um fluxo de 450-500 mL/min. Durante as análises de Hf com laser foi utilizada uma taxa de repetição de 10 Hz e tempo total de ablação de aproximadamente 60 segundos. O diâmetro dos furos com laser foram de 50µm fornecendo um sinal intenso da ordem de 1 a 3 volts para <sup>178</sup>Hf em todas as análises. De acordo com os teores de Hf dos padrões GJ-1 e 91500, uma potência de 50% do laser mostrou-se adequada, de modo a fornecer uma densidade de energia de 4-5 J/cm<sup>2</sup>. A sequência de análises empregada intercalou três grãos da amostra com um do

padrão *GJ-1*, no qual a razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  é conhecida com precisão. Os cristais de zircão, incluindo os padrões, foram montados em pastilha epóxi com aproximadamente 1cm de diâmetro, polidos e submetidos a estudos de catodoluminescência com o microscópio eletrônico de varredura (MEV) LEO-ZEISS 1430, do Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA, com sistema de Mono-CL da marca GATAN acoplado. As imagens adquiridas foram fundamentais para se observar a estrutura interna dos cristais (zoneamentos, inclusões, fraturas) e selecionar as melhores porções para as análises isotópicas.

Os isótopos de Lu, Hf e Yb são medidos simultaneamente durante as análises no MC-ICP-MS. As razões isotópicas medidas para estes elementos foram:  $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ ,  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $^{175}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ . Tendo em vista a necessidade de correção do fracionamento isotópico que ocorre durante as análises, as razões isotópicas de Yb foram normalizadas assumindo um valor de 1,12346 para  $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$  (Thirlwall & Anczkiewicz, 2004). Da mesma forma as razões isotópicas de Hf e Lu foram normalizadas assumindo um valor de 0,7325 para a razão  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  (Patchett & Tatsumoto, 1980). Durante as análises *in situ* de Hf no zircão, os nuclídeos isóbaros interferentes,  $^{176}\text{Lu}$  e  $^{176}\text{Yb}$ , são medidos juntamente com o  $^{176}\text{Hf}$ . Para se obter a razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  do zircão com acurácia, as interferências devidas a  $^{176}\text{Lu}$  e  $^{176}\text{Yb}$  foram cuidadosamente corrigidas com base nos sinais observados do  $^{175}\text{Lu}$  e do  $^{173}\text{Yb}$ , ambos com as devidas normalizações. Os dados foram processados em macro *Microsoft Excel* (Adaptado de Bertotti, 2012 e Bertotti *et al.* 2013) de modo a calcular os valores das razões  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  e  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de cada ponto analisado, sendo selecionados aproximadamente 40 valores de um total de 60 dados integrados de 1,049 s/ponto. Por fim, são utilizadas planilhas *Excel* específicas para Lu-Hf a fim de calcular a idade modelo  $T_{\text{DM}}$  e o parâmetro  $\epsilon_{\text{Hf}}$  de cada alvo analisado, bem como de todos os parâmetros necessários para construção dos diagramas de evolução do Hf com o tempo geológico. A constante de decaimento  $\lambda_{^{176}\text{Lu}}$  utilizada para os cálculos foi de  $1,867 \times 10^{-11}$  anos<sup>-1</sup> (Söderlund *et al.* 2004). Foram utilizadas as razões  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,0332 e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de 0,282772 para o reservatório uniforme condrítico (CHUR) (Blichert-Toft & Albarede, 1997; Soderlund *et al.* 2004) e  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,0384 e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de 0,28325 para o manto empobrecido (DM) (Nowell *et al.* 1998). A razão  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,015 (Griffin *et al.* 2002) foi utilizada como um valor médio da crosta continental para o cálculo das idades-modelo crustais.

### ANÁLISES DOS MATERIAIS DE REFERÊNCIA DE Hf

Para a calibração e focalização do MC-ICP-MS, antes das análises por ablação com o laser (LA), é imprescindível realizar leituras de soluções certificadas, que em termos de estabilidade do sinal apresentam razões isotópicas mais precisas que por ablação a laser. Análises da solução de referência de Hf *JMC-475*, previamente produzida no Pará-Iso a partir da dissolução de 50 mg de  $\text{HfO}_2$  em ácido nítrico e fluorídrico, forneceram razões médias normalizadas  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de  $0,282159 \pm 0,000011$  (100ppb-Hf, n=15, 2SE) e  $0,282153 \pm 0,000011$  (200ppb-Hf, n=7, 2SE). Esses resultados são similares aos diversos valores publicados na literatura especializada com razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  média de 0,282160 (Blichert-Toft & Albarède, 1997; Patchett *et al.* 2004; Kimura *et al.* 2012).

O valor obtido para a razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  do zircão padrão *GJ-1* no período de 30/06 a 10/07/2015 foi de  $0,282001 \pm 0,000013$  (n=16, 2SE), idêntico ao valor de  $0,282000 \pm 0,000005$  (n=24, 2SE) publicado por Morel *et al.* (2008) após análises em solução por ID-MC-ICP-MS. No mesmo período o valor da razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  para o zircão padrão *91500* foi de  $0,282302 \pm 0,000030$  (n=4, 2SE), concordante com os valores de  $0,282307 \pm 0,000031$  (n=44, 2SE) e de  $0,282300 \pm 0,000020$  (n=10, 2SE), obtidos no trabalho de Wu *et al.* (2006) por LA-MC-ICP-MS e ID-MC-ICP-MS, respectivamente.

## EXEMPLO DE APLICAÇÃO GEOLÓGICA

Foram utilizados zircões de duas amostras: 1) um biotita-tonalito riaciano sin a tardi-colisional transamazônico (B91A) da região noroeste do estado do Amapá, na fronteira com a Guiana Francesa, e 2) um ortognaisse tonalítico arqueano retrabalhado (CA17A) do Bloco Amapá, da região central do Amapá, a sudeste da Serra do Navio (Figura 1A). A amostra B91A é constituída por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita. Zircão, apatita e opacos são os minerais acessórios. A rocha é pouco deformada e possui textura granular. Apresenta uma idade Pb-Pb em zircão de  $2099 \pm 1$  Ma (Avelar, 2002). A amostra CA17A é um tonalito anisotrópico, de textura granoblástica, granulação fina a média e coloração acinzentada. Constitui-se por plagioclásio, ortoclásio, quartzo, biotita e muscovita. Minerais opacos, apatita e zircão ocorrem como acessórios. Essa rocha tem idade Pb-Pb em zircão de  $2849 \pm 6$  Ma (Avelar *et al.* 2003). Dados Sm-Nd em rocha total forneceram idades-modelo  $T_{DM(Nd)}$  de 2,44 e 2,94 Ga e valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  de -1,09 e 1,01 para as amostras B91A (Este trabalho) e CA17A (Avelar *et al.* 2003), respectivamente. Esses dados indicam episódios de formação e retrabalhamento de crosta continental no Sideriano-Riaciano (B91A) e Mesoarqueano (CA17A). As análises *in situ* de Hf efetuadas em 6 cristais da amostra B91A e 2 cristais da amostra CA17A forneceram idades modelo  $T_{DM(Hf)}$  de 2,67 a 2,87 Ga e de 3,55 e 3,60 Ga, respectivamente. O parâmetro  $\epsilon_{Hf(t)}$  variou de -2,45 a 0,38 para a amostra B91A e de -4,93 a -4,05 para a CA17A (Figura 1B). Para o tonalito B91A do domínio paleoproterozoico as idades-modelo  $T_{DM(Hf)}$  sugerem o envolvimento de fontes meso a neoarqueanas em sua geração. Por outro lado, a faixa de idades  $T_{DM(Hf)}$  de 3,55 a 3,6 Ga (CA17A), ainda inédita para a região, indica a provável participação de material crustal paleoarqueano na formação dos protólitos dos ortognaises migmatíticos do Bloco Amapá.

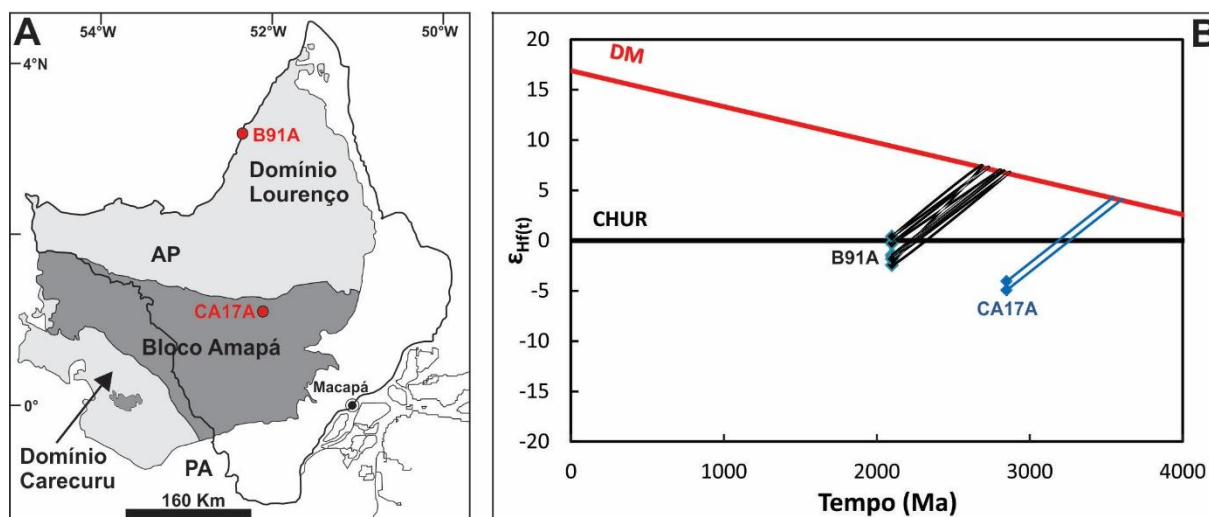


Figura 1- (A) Mapa de domínios geotectônicos paleoproterozoicos (domínios Lourenço e Carecuru) e arqueano (Bloco Amapá) do sudeste do Escudo das Guianas com a localização das amostras estudadas (Rosa-Costa *et al.* 2012) e (B) diagrama de evolução  $\epsilon_{Hf}$  versus o tempo geológico.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos para os dois zircões padrões *GJ-1* e *91500* analisados durante as implantação do método reproduziram os valores da literatura com a precisão, acurácia e reprodutibilidade necessária para que se possa aplicar em rotina a metodologia Lu-Hf no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA para análises *in situ* de zircões por LA-MC-ICP-MS. A metodologia Lu-Hf aplicada aos zircões de duas rochas tonalíticas da região centro-norte do Amapá forneceram dados isotópicos e idades modelos que apontam para uma contribuição de material crustal neo-mesoarqueano e paleoarqueano na fonte dessas rochas,

não identificada pelos dados Sm-Nd. Os dados Lu-Hf são ainda muito escassos para maiores interpretações, mas possibilitam antever o potencial dessa ferramenta para robustecer os modelos conceituais de acerca da evolução crustal da porção leste do Escudo das Guianas. Este trabalho é uma contribuição do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT/GEOCIAM).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amelin, Y., Lee, D., Halliday, A.N., Pidgeon, R.T. 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature*, **399**: 252-255.
- Avelar V.G. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá. Implicações para a Evolução Geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 213p.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Delor, C., Guerrot, C., Lahondère, D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, **2-3-4**:83-100.
- Bertotti, A.L. 2012. *Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 162p.
- Bertotti, A.L., Chemale Jr., F., Kawashita, K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, **40** (2): 117-127.
- Blichert-Toft, J. & Albarède, F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**: 243-258.
- Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X., Zhou, X. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes: *Lithos*, **61**: 237-269.
- Kimura, J., Tani, K., Chang, Q. 2012. Determination of Hf isotope ratios in zircon using multiple collector-inductively coupled plasma mass spectrometry equipped with laser ablation and desolvating nebulizer dual sample introduction system. *Geochemical Journal*, **46**: 1-12.
- Matteini, M., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Bühn, B. 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **82**(2): 479-491.
- Morel, M.L.A., Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y.J., Miller, J.S., Vroon, P.Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICPMS. *Chemical Geology*, **255**: 231-235.
- Nowell, G.M., Kempton, P.D., Noble, S.R., Fitton, J.G., Saunders, A.D., Mahoney, J.J., Taylor, R.N. 1998. High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle: *Chemical Geology*, **149**: 211-233.
- Patchett, P.J., Tatsumoto, M. 1980. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contrib Mineral Petrol*, **75**: 263-267.
- Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Soderlund, U., Salters, V.J.M. 2004. Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systematics in chondrites and their constraints on the Lu-Hf properties of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**: 29-41.
- Rosa-Costa, L.T., Silva, C.M.G., Barbosa, J.P.O., Costa Neto M.C. 2012. Projeto Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B. Mapa Geológico (1:250.000). CPRM, Belém.
- Soderlund, U., Patchett, P., Vervoort J., Isachsen, C. 2004. The <sup>176</sup>Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, **219**: 311-324.
- Thirlwall, M.F. & Anczkiewicz, R. 2004. Multidynamic isotope ratio analysis using MCICP-MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. *Int. J. Mass Spectrom.* **235**: 59-81.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* **19**: 1-23.
- Wu, F.Y., Yang, Y.H., Xie, L.W., Yang, J.H., Xu, P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **234**: 105-126.

# GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE PLÚTONS GRANÍTICOS ISOTRÓPICOS DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS (PA), PROVÍNCIA CARAJÁS.

*Jully M. Lopes Afonso (jully.geo2011@gmail.com), Davis Carvalho de Oliveira (davis@ufpa.br).*

Universidade Federal do Pará (UFPA) – Instituto de Geociências (IG)  
Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG). CEP: 66075-900, Belém, Pará.

## INTRODUÇÃO

Corpos graníticos isotrópicos na Província Carajás são correlacionados a dois episódios de geração de magma, estes corpos podem marcar a ocorrência de um significativo episódio paleoproterozóico de distensão crustal, ou podem representar pulsos tardios de granitos meso- ou neoqueanos. O primeiro episódio foi responsável pela geração do Complexo Estrela e Granito Serra do Rabo (Barros et al., 2004; Feio, 2009; Huhn et al., 1999; Sardinha et al., 2006); O segundo episódio gerado no paleoproterozóico período no qual a província foi afetada por um evento magmático extensivo, marcado por intrusões graníticas anorogênicas e por diques associados formando três suítes distintas: Suíte Jamon, Suíte Serra dos Carajás e Suíte Velho Guilherme (Dall’Agnol et al., 2005).

A área desta pesquisa está localizada na porção sul do Domínio Carajás, Província Carajás, borda sudeste do Cráton Amazônico. Entre os limites dos municípios de Canaã dos Carajás e Água Azul do Norte onde foram registradas recentemente duas ocorrências de granitos isotrópicos na forma de intrusões menores (20 Km<sup>2</sup>) em rochas arqueanas. Este trabalho tem como objetivo a caracterização geológica e a classificação petrográfica e geoquímica desses corpos graníticos de aspecto isotrópico.

## METODOLOGIA

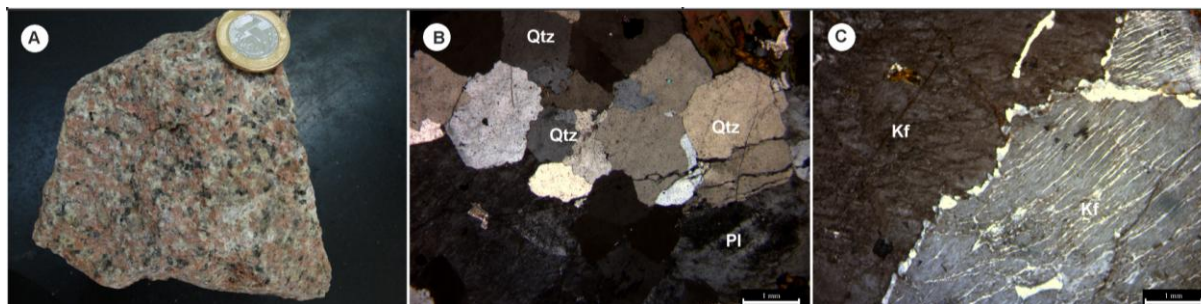
A **Petrografia** foi realizada com base no estudo macroscópico sistemático, seguido de estudo de lâminas delgadas, com descrição e estudo das texturas magmáticas e de alteração; obtenção de composições modais com contador automático de pontos da marca Swift (1.800 pontos por amostra) e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (Streckeisen 1976). A **Geoquímica** foi realizada através de análises químicas em rocha total (elementos maiores, menores e traços, incluindo terras raras) em amostras representativas dos corpos estudados. A caracterização geoquímica dos granitóides estudados foi baseada em princípios gerais discutidos em Ragland (1989) e Rollinson (1993). Tais análises foram realizadas no Acme Analytical Laboratories Ltda. (Vancouver, Canadá).

## CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E GEOQUÍMICAS

Os estudos petrográficos consistiram de caracterização macroscópica envolvendo descrição de amostras e descrição microscópica dos minerais. Macroscopicamente, não se verificam variações faciológicas proeminentes nestes plútons, este é composto por rochas holocristalinas, fanerítica, hololeucocrática com textura equigranular hipidiomórfica de granulação média a grossa (2-10 mm). Apresenta coloração variando do rosa acinzentado ao cinza, devido às variações na razão plagioclásio/feldspato potássico. A mineralogia essencial é composta por quartzo entre 26,55 a 49,95%, plagioclásio 24,33 a 27,78% e feldspato potássico 27,45 a 38,99%. A fase máfica varia entre 2,02 a 8%, sendo o único mineral máfico



a biotita. Opacos, apatita, zircão, allanita, epidoto e fluorita ocorrem como acessórios, além de sericita, argilo-minerais e clorita, como minerais secundários. Os dados obtidos a partir das análises modais, quando lançados no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976), permitem a classificação dessas rochas como monzogranitos. As feições microscópicas, tais como bandas sódicas (em cordões e manchas) das pertitas são originadas por processos de exsolução por vezes associadas a substituição e ocorrem de maneira significativa, além de intercrescimento granofírico, albitização, cloritização da biotita e sericitização do feldspato.



**Figura 1:** Petrográfica em escala mesoscópica e microscópica. **a)** Principais aspectos macroscópicos do corpo estudado dando destaque para a textura equigranular da rocha e seu caráter isotrópico; **b)** Agregados de quartzo; **c)** Álcali feldspatos pertíticos, nota-se a presença de albita intergranular ao longo do contato entre cristais de álcali-feldspato.

Geoquimicamente as amostras analisadas exibem natureza subalcalina e caráter metaluminoso a peraluminoso. Apresenta elevado conteúdo de sílica ( $74,99\% < \text{SiO}_2 < 72,98\%$ ), com baixos conteúdos de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Mostram, ainda, baixos teores de Sr e Ba moderados de Zr e Hf, e sistematicamente altos de Rb, Th e Ga. As razões  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  são extremamente elevadas e sempre superiores a 0,92. No diagrama  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  versus  $\text{SiO}_2$  (Frost et al. 2001), as amostras dos granitos incidem no campo dos granitos tipo-A ferrosos. No diagrama Rb-Sr-Ba, nota-se que as composições analisadas incidem no campo dos granitos extremamente diferenciados. Os padrões de elementos terras raras (ETR) das amostras de Canaã dos Carajás analisadas normalizadas com base em condrito revelam que os granitos exibem anomalia negativa de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,008-0,014$ ) e um fracionamento pouco expressivo de ETR pesados ( $\text{Gd}/\text{Yb})_N = 0,93-3,21$ ), determinando, assim, padrões em “gaiivota”, típicos de granitos evoluídos.

## CONCLUSÕES

Os granitos da região de Canaã dos Carajás são granitos isotrópicos, de composição monzogranítica, hololeucocráticos ( $M < 7\%$ ), com textura equigranular hipidiomórfica média a grossa. A albitização, cloritização e sericitização foram os principais processos responsáveis pela alteração do granito, tendo como produto albita, muscovita, sericita, fluorita, epidoto e clorita. As feições microscópicas, tais bandas sódicas das pertitas, além de intercrescimento granofírico, albitização, cloritização da biotita e sericitização do feldspato. Demonstram um posicionamento de caráter epizonal para esses corpos, com importante atividade de fluidos magmáticos associados ao final da cristalização ou durante a fase final de resfriamento dos plutons. A ausência de anfibólio e titanita, e a abundância de fluorita nas rochas estudadas indicam formação a partir de um líquido magmático muito evoluído e rico em fases voláteis entre as quais se destaca o flúor.

Os dados geoquímicos indicam que as amostras selecionadas para análise possuem afinidade litoquímica com granitos intraplaca (Pearce et al. 1984) e assemelham-se aos granitos tipo-A (Whalen et al. 1987). Apresentam assim características geoquímicas similares

às dos granitos classificados na literatura internacional como anorogênicos, intraplaca, ou tipo-A, segundo a classificação sugerida por Loiselle e Wones (1979) e os critérios geoquímicos definidos por Whalen et al. (1987) e Eby (1992). São rochas com alta sílica (>72,98%) e razões FeOt/(FeOt+MgO) extremamente elevadas (superiores a 0,92). O padrão de ETR mostra anomalia negativa de Eu (Eu/Eu\* = 0,008-0,014) e enriquecimento de ETR leves em relação ao ETR pesados, resultando feição em “gaiivota”, característica de granitos evoluídos. Em função de seu caráter mais evoluído esses granitos são mais empobrecidos em elementos ferromagnesianos, como por exemplo, TiO<sub>2</sub>, FeO, MgO e CaO.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Instituto de Geociências da UFPA, ao Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) e ao Instituto de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) pelo suporte ao desenvolvimento da pesquisa. A primeira autora agradece ao CNPq pela concessão de bolsa de iniciação científica.

## REFERÊNCIAS

- Barros, C.E.M. et al. *Dados Isotópicos Pb-Pb em zircão (Evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações Petrológicas e Tectônicas*. Revista Brasileira de Geociências, v. 34 (4), p. 531-538, 2004.
- Dall’Agnol, R. Et al. *Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil*. Lithos, v.80, p.101-129. 2005.
- Eby, G. N. (1992) *Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications*. Geology 20, 641-644.
- Feio, G.R.L. *Magmatismo granitóide arqueano da região de Canaã dos Carajás: implicações da evolução crustal da Província Carajás*. 2009. 87f. Texto do exame de qualificação (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 2009.
- Huhn, S.B.; Macambira, M.J.B.; Dall’Agnol 1999. *Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA*. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Boletim de Resumos Expandidos, Manaus: SBG-NNO, v.1, p.463-466, 1999.
- Loiselle, M.C., and Wones, D.R. (1979) *Characteristics and origin of anorogenic granites*. Geological Society of America Abstracts with Programs, 11, 468.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. J. (1984) *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. J. Petrol., 25, 956-83.
- Ragland, P.C.. *Basic analytical petrology*. New York, Oxford University Press, 1989, 2v.
- Rollinson, H. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*, New York, Longman, 352f, 1993.
- Sardinha, A.S. Barros, C.E.M.; Krymsky, R. *Geology, Geochemistry, and U-Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Province, northern Brazil*. Journal of South American earth sciences, v.20, p. 327- 339, 2006.
- Streckeisen, A. 1976. *To each plutonic rocks its proper name*. Earth Sci. Rev., 12:1-33.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. *A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*, Contributions of Mineralogy and Petrology 95, 407–419.



## PETROGRAFIA PRELIMINAR DOS PARAGNAISSES DO COMPLEXO METAMÓRFICO CHIQUITANIA- REGIÃO DA VILA PICADA-MT

*Caroline Souza Reis<sup>1,2,3</sup>; João Batista Matos<sup>2,3,5</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>2,3,4</sup>  
Debora Almeida Faria<sup>2,5,3</sup>*

<sup>1</sup>Bolsista PIBIC/UFMT ([carolinesreis@icloud.com](mailto:carolinesreis@icloud.com)); <sup>2</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; <sup>3</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM; <sup>4</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT ([asruiz@gmail.com](mailto:asruiz@gmail.com)); <sup>5</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT ([jmatos@ufmt.br](mailto:jmatos@ufmt.br)).

### INTRODUÇÃO

O embasamento paleoproterozóico do Terreno Paraguá é constituído por três principais unidades litoestratigráficas definidas originalmente por Litherland et al. (1986), como: Complexo Granulítico Lomas Manechis, Complexo Gnáissico Chiquitania e Supergrupo San Ignacio. Em território brasileiro, os gnaisses ortoderivados tipo Chiquitania, correspondem à Suíte Intrusiva chamada Serra do Baú (Ruiz, 2005), enquanto os litotipos granulíticos são raros e de pequenas dimensões. O complexo metamórfico Chiquitania está localizado no Terreno Paraguá que tem sido descrito como um fragmento crustal alóctone, acrescido à margem do proto-Craton Amazônico durante o Mesoproterozóico (Boger et al. 2005; Ruiz 2009; Bettencourt et al. 2010). O embasamento da área de estudo é representado por rochas de crosta oceânica mais antiga, ocorrentes na porção sul do Cráton Amazônico, na Bolívia e no extremo oeste de Mato Grosso, região da Vila Bela da Santíssima Trindade-MT, pelos Anfibolitos Ascención, associados aos paragnaisse Chiquitania, sendo este último, objeto deste estudo. O Grupo Aguapeí, composto por uma assembleia de unidades litoestratigráficas com evolução tectônica que se prolongou do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico, recobre essa associação de rochas mais antigas. Segundo Boger et al. (2005) a aglutinação do Terreno Paraguá ao Cráton amazônico teria ocorrido durante a orogenia Sunsás (1,0 a 0,9 Ga), enquanto Ruiz (2005, 2009) e Bettencourt et al. (2010) sugerem a orogenia San Ignacio (1,37 a 1,3 Ga) como responsável pela colisão do Terreno Paraguá ao Cráton Amazônico.

### MÉTODOS DE TRABALHO

Os métodos empregados na realização desta pesquisa são os utilizados em mapeamentos geológicos sistemáticos e podem ser subdivididos em etapas distintas e complementares: como a etapa de preparação onde foi realizado um levantamento bibliográfico de trabalhos geológicos realizados na região sudoeste do Cráton Amazônico, além do levantamento quantitativo das seções delgadas e elaboração do mapa base feita a partir da interpretação de imagens de satélite, com o auxílio dos softwares ArcMap, versão 10.3, Corel Draw; etapa de aquisição de dados em laboratório. A partir da interpretação de imagens de satélite, foi efetuado o reconhecimento do conjunto de dados espectrais e de aeronave, acompanhado pelas análises petrográficas e revisões bibliográficas, foi possível definir algumas relações geológicas importantes e discriminar o desenho geológico-

petrográfico da área de estudo, comparativamente aos trabalhos descritos na literatura.

## **RESULTADOS**

Segundo Ruiz (2009) e Bettencourt et al. (2010) o Terreno Paraguá se estende em território brasileiro na região denominada Fortuna, foi identificado um embasamento Paleoproterozóico composto por granulitos e anfíbolitos (xenólitos) que serviram de encaixantes para os ortognaisses cálcio-alcalinos de composição ácida a intermediária descrita como Suíte Intrusiva Serra do Baú. A rocha em estudo, é representada por um conjunto de paragnaisses compostos principalmente por k-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. Estes apresentam texturas nematoblásticas e estrutura de bandamento. As condições metamórficas impostas a essas rochas são de fácies Anfíbolito Alto a Granulito com retrometamorfismo de fácies Xisto verde onde a biotita transforma-se em clorita. Microscopicamente tratam-se de gnaisses e anfíbolitos, com base na proporção dos minerais analisados. Apresentam em sua maioria, estrutura bandada, com leitos muito regulares, textura granolepidoblástica e inequigranular, cor cinza-escuro a esverdeada. Mineralogia principal contendo: plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, sillimanita, granada e por vezes diopsídio, biotita e opacos e minerais secundários: muscovita, clorita, sericita e argilo minerais, apresentando secundariamente feições típicas de milonitização resultantes de mecanismos de deformação, tais como, recristalização dinâmica e deformação intracristalina tais como extinção ondulante e ainda, evidências de processos de alteração, principalmente sericitização e saussuritização, argilitização e cloritização, provavelmente relacionados à atuação de ciclos tectono-orogênicos posteriores. O quartzo é inequigranular, anédrico, extinção ondulante com seções com bandas, lamelas de deformação e até mesmo formação de subgrãos típicos de recristalização de fase secundária, por vezes com deformação dúctil ou fraturados, em certas zonas os cristais vermiculares de quartzo são intercrescidos caracterizando uma textura mirmequítica. O plagioclásio, representado pelo oligoclásio foi identificado a partir do método Michel-Levy, ocorre em cristais subédricos a anédricos, que preservam geminações albita e Carlsbad, por vezes combinadas, intensamente alterado gerando produtos de saussuritização e argilitização. O feldspato alcalino se faz representar por cristais subédricos a anédricos. Ocorre comumente com intercrescimentos peritíticos e mirmequíticos e foram classificados como micrclina. Ortoclásio com geminação Carlsbad e, na maioria das vezes sem geminação apresenta processos de sericitização, podendo conter inclusões de apatita. A biotita apresenta-se em cristais subédricos a anédricos, preservado em ripas dispõe-se com hábito tabular, de pleocroísmo castanho-claro a castanho-escuro, extinção paralela a clivagem, com forte orientação preferencial evidenciando uma textura fluidal, pode estar totalmente alterado para muscovita e/ou clorita em certas seções, por vezes encontra-se cristais de zircão com halos pleocroícos inclusos. Como minerais acessórios foram evidenciados zircão, titanita e muscovita decorrente da alteração do feldspato alcalino, caracterizados como anédricos, encontram-se inclusos em plagioclásio e biotita, respectivamente, na qual desenvolve comumente halos pleocroícos. Os minerais secundários como a muscovita e a sericita, que estão associados à alteração dos feldspatos e da biotita; a clorita é proveniente de processo de alteração metassomático ou hidrotermal, e os argilos minerais como produto de alteração dos plagioclásios.

## **CONCLUSÃO**

Os paragnaisses estudados neste trabalho, não têm relação genética com os ortognaisses Serra do Baú. Acredita-se que sejam bem mais antigos e podem se associar aos Anfíbolitos Ascención, formando uma antiga sequência Vulcano-Sedimentar Paleoproterozóica, presentes hoje como restos (xenólitos de variadas dimensões) no interior dos ortognaisses Serra do Baú.

## **AGRADECIMENTOS**

Os autores são gratos ao Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso, Ao GEOCIAM e CNPq.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

BETTENCOURT J. S, LEITE JR W. B., RUIZ A. S., MATOS R., PAYOLLA B. L., TOSDAL R. M. **The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview.** Journal of South American Earth Sciences, 2010, p.28-46, volume 29.

BOGER S.D., RAETZ M., GILES D., ETCHART E., FANNING C.M. **U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block.** Precambrian Research, 2005.

CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. **The geologic evolution of South América during the Archean and Early Proterozoic.** Revista Brasileira de Geologia, 1982.

LITHERLAND M. ANNELS R.N. DARBISHIRE D.P.F. FLETCHER C.J.N. APPLETON J. D.BERRANGÉ J.P. BLOOFIELD K. BURTON C.C.J. HAWKIN M.P. KLINCK B.A LLANOS A. MITCHELL W.I. O'CONNOR E.A. PITFIELD P.E.J. POWER G. WEBB B.C. **The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield.** London: British Geological Survey; Natural Environment Research Council. . 1986, p.153.

RUIZ A. S. **Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Craton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil.** In: XVIII Cong. Geol. Boliviano, Potosi, Anais. 2009.

RUIZ, A. S. **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, 2005, p.14- 245.

TASSINARI, C.C.G. AND MACAMBIRA, M.J.B. **Geological provinces of the Amazonian Craton.** Episodes, 2000. p.174-182, v. 22.

# INFLUÊNCIA TECTÔNICA DO LINEAMENTO TRANSBRASILIANO NAS BACIAS DO PARNAÍBA E DAS ALPERCATAS, REGIÃO DE BALSAS–CAROLINA (MA)

<sup>1</sup>Mário Ivan Cardoso de Lima - [mario.lima@ibge.gov.br](mailto:mario.lima@ibge.gov.br);

<sup>1</sup>Pedro Edson Leal Bezerra – [pedro.bezerra@ibge.gov.br](mailto:pedro.bezerra@ibge.gov.br);

<sup>2</sup>Camila Farias Cardoso - [camilafariascardoso@gmail.com](mailto:camilafariascardoso@gmail.com);

<sup>3</sup>Jéssica Sousa Alves – [jsalves88@hotmail.com](mailto:jsalves88@hotmail.com)

<sup>1</sup>Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE)–GRN/UE/PA;

<sup>2</sup>Universidade Federal do Pará (UFPA) /Faculdade de Geologia (graduação);

<sup>3</sup>Universidade Federal do Pará (UFPA) /Faculdade de Geografia e Cartografia (graduação)

## INTRODUÇÃO

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) foi definido por Schobbenhaus et al. (1975) apud Chamani (2011) durante a compilação dos trabalhos de mapeamento do Projeto RADAMBRASIL, como uma faixa intensamente falhada, representando uma estrutura de primeira ordem.

Em território brasileiro o LTB envolve uma distribuição linear de cerca 2.700 km, representando uma continuação do Lineamento Sobral-Pedro II no Ceará. Ao longo de sua extensão afeta litologias das bacias do Parnaíba e das Alpercatas, nos estados do Maranhão e Piauí; e do embasamento cristalino em Goiás, adentrando no noroeste da Bacia do Paraná, na região sudeste do Estado de Mato Grosso do Sul. Trompette (1994) e vários autores advogam a possibilidade do LTB ser uma continuação do Cinturão de Cisalhamento Hoggar-Kandi na África, que se estende desde oeste de Togo, na região do golfo de Guiné, até a porção central da Argélia, perfazendo mais de 4.000 km, sendo um dos lineamentos mais extensos do mundo.

Nos idos da década de 70, RADAM (1973) em um dos seus primeiros trabalhos de mapeamento na Bacia do Parnaíba, chamou atenção para uma feição estrutural mapeada nas cercanias de Loreto (MA), o qual denominou de Anticlinal de Loreto com eixo orientado cerca de E-O, sugerindo inclusive a locação de um poço para sondagem em seu flanco norte. Por sua vez, Cunha (1986) apresenta uma síntese sobre a evolução paleozóica e arcabouço tectônico da Bacia do Parnaíba, chamando atenção para a presença de sedimentos correlacionáveis ao Gráben do Jaibaras, do Eopaleozoico, no embasamento da bacia sugerindo a continuação do mesmo em subsuperfície. Lima (1995) apresentou com base em imagens de Radar do SAR-X da GEMS uma interpretação geral da bacia colocando várias estruturas em evidência, em especial sob a forma de lineamentos estruturais, e comparando com àqueles definidos por Cunha (op.cit.) como o Lineamento Pico-Santa Inês. Lima (op. cit.) mostra pela primeira vez o traçado em superfície do Lineamento Transbrasiliano (LTB), reflexo de suas reativações no decorrer do tempo geológico, assim como outros lineamentos, dentre os quais os Lineamentos Carolina-Tianguá (LTC) e Lineamento Alto (LA), assim como uma plêiade de estruturas dobradas e falhadas, dentre as quais a Anticlinal do Loreto e a Sinclinal das Alpercatas, ambas de grande amplitude constituindo amplas flexuras.

Góes (1995) redefine a chamada Bacia do Parnaíba na Província Sedimentar do Meio Norte, desmembrando-a em quatro bacias, com idades e gêneses distintas: Bacia do Parnaíba, Anficlise das Alpercatas, Bacia do Grajaú e Bacia do Espigão Mestre. Neste trabalho mantêm-se o nome Bacia do Parnaíba, mas substitui-se a Anficlise das Alpercatas por Bacia das Alpercatas conforme orientação de Silva et al. (2003).

Deste modo a região abrangida por este artigo envolve parte da Bacia das Alpercatas e parte da Bacia do Parnaíba, com enfoque especial para a região de Carolina-Balsas, quadrante sul-sudoeste do Estado do Maranhão. Vide Figura 1. Objetiva-se mostrar as

influências do Lineamento Transbrasiliano no desenvolvimento de estruturas falhadas e dobradas, em especial a Anticlinal do Loreto que já foi alvo de tantas dissensões.

## METODOLOGIA

Tomou-se como parâmetro fundamental à interpretação de imagens SRTM (Shuttle Radar Topographic Mapper) com resolução espacial de 30 m (1 arc seg), pelos ressaltos das feições morfológicas, assim como os dados geofísicos existentes para a região estudada, com destaque para os magnetométricos e gravimétricos disponíveis na literatura apresentados por Chamani (op. cit.), correlacionando-os às estruturas definidas por Cunha (1986) e Lima (1995).

Lima (op.cit.) definiu uma plêiade de estruturas sob a formas de lineamentos, falhas, estruturas circulares dentro do contexto da então chamada de Sinéclise do Parnaíba, dentre as quais o Lineamento Tinguá-Carolina (LTC), Lineamento Altos (LA) e suas interrelações com o Lineamento Transbrasiliano (LTB). O citado autor apresentou pela primeira vez o traçado em superfície do Lineamento Transbrasiliano, assim como definiu a Sinclinal da Serra das Alpercatas e estruturas falhadas na região de Balsas (MA).

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

O Lineamento Transbrasiliano apresenta uma orientação geral de NE-SO em toda a Bacia do Parnaíba, e nas suas movimentações ao longo do Mesozóico apresentava-se com cinemática sinistral, a qual perlongava o próprio traçado do rio Parnaíba, com inflexões na região de Balsas (MA). Na altura do polígono formado pelas cidades de Pastos Bons, Nova Iorque, São Domingos do Azeitão e Benedito Leite o LTB sofre uma bifurcação para a direita, desenvolvendo uma série de lineamentos de direção ENE-ESO, com destaque para os Lineamentos Altos (LA) e Tinguá-Carolina (LTC), enquanto que a sua zona de deslocamento principal mantém a direção geral NE-SO. Tal quadro geométrico e cinemático formado provavelmente a partir do Triássico-Jurásico, é de uma estrutura em cunha que nesta época desenvolvera uma junção do tipo *releasing* na região das citadas localidades. O ramo formado por LA e LTC sofreu transtensão o que propiciou o desenvolvimento de um sistema de rifts que viria a dar origem à Bacia das Alpercatas.

No Cenozóico, durante o regime neotectônico houve inversão no sentido do deslocamento das falhas desse lineamento que passaram a apresentar movimentação dextral. A junção entre o lineamento LTB, LA e LTC, passou então a ser do tipo *restraining*. Neste quadro, a zona de deslocamento principal, formada pelo LTB apresenta falhas transcorrentes dextrais, enquanto que no ramo de direção ENE-ESO, formada pelo LA e LTC, as falhas são transpressionais, provocando a inversão positiva dos sedimentos e rochas básicas do preenchimento do rifte das Alpercatas e forte alçamento do relevo nesta região. O interior da estrutura em cunha, também sofre transpressão, sendo deste modo responsável pelo desenvolvimento de várias estruturas dobradas observáveis na região de Loreto, Riachão e Balsas, com destaque para a ampla Sinclinal com duplo caimento dos sedimentos cretáceos da Serra das Alpercatas e pelos sedimentos triássicos e permianos da Anticlinal do Loreto. Denomina-se esta estrutura em cunha **de Cunha Transpressiva da Serra das Alpercatas** (CTSA), conforme conceituação de Christie-Blick & Biddle (1985).

Por sua vez, na região de Carolina (MA) falhamentos normais definem um alto estrutural de orientação aproximadamente meridiana que trunca os cisalhamentos dextrais existentes na região de Carolina do LTC, sendo responsáveis por uma série de cristas envolvendo sedimentos psamíticos eólicos triássicos da Formação Sambaíba e Juro-Cretáceos dos basaltos da Formação Mosquito.

Para leste tem-se o Lineamento Pico-Santa Inês (LPS), de cinemática dextral, de orientação NO-SE a qual trunca o LTB.

Conforme apresentado por Lima (op. cit.) as interações de tais lineamentos formam uma plêiade de estruturas, muitas vezes representando verdadeiras figuras de interferência.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Mais uma vez ratifica-se a excelência de imagens de Radar na delimitação de feições estruturais, com destaque para a interpretação de bacias sedimentares, as quais conjugadas com dados magnetométricos e gravimétricos tem apresentado resultados satisfatórios. Destaque para as imagens interferométricas SRTM com resolução espacial de 30 m (1 arc seg).

Interpreta-se no presente artigo a Cunha Transpressiva da Serra das Alpercatas (CTSA), a qual seria responsável pelas estruturas dobradas da região do Loreto –Serra das Alpercatas, com estruturas dobradas de ampla amplitude (dezenas de quilômetros) com eixos dispostos segundo E-O. Por outro lado, nas cercanias de Balsas (MA) assoma um amplo horste, aqui chamado de Alto de Balsas que trunca as zonas de cisalhamentos referentes aos lineamentos LTB e LTC.

A região de Balsas (MA) constitui uma das poucas regiões da Bacia do Parnaíba em que houve indicação de gás no conhecido poço de Testa Branca. Pelo que foi apresentado neste artigo sob a forma de um resumo expandido sugere-se que a região em lide merece trabalhos de pesquisas mais acurados, em termos de levantamentos sísmicos e perfuração de poços no sentido e um melhor conhecimento de suas potencialidades. Tanto assim que o se denomina aqui de Bacia do Parnaíba não tem nem 50 poços perfurados com vistas à pesquisa de hidrocarbonetos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Chamani, M.A C. – Tectônica Intraplaca e Deformação Sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o Lineamento Transbrasiliano e Estruturas Relacionadas na Província Parnaíba, Brasil; Instituto de Geociências . USP. Dissertação de Mestrado. 2011. São Paulo. 207p.

Christie-Blick , N. & Biddle, K. T. – Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. (Eds). **Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation**. 1985. p. 134 (Society of Economic Paleontologist and Mineralogical Special Publication, 37).

Cunha, F. M. B. – Evolução Paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu Arcabouço Tectônico. Rio de Janeiro. UFRJ. Instituto de Geociências. 1986. Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado

Góes, A. M. – A formação Poti da Bacia do Parnaíba (Carbonífero Inferior). São Paulo. IGc (USP). Tese de Doutorado. 1995. 171 p.

Lima , M. I. C. – Metodologia de Interpretação Radargeológica: exemplo da Sinéclise de Parnaíba e de seu Embasamento. Tese Doutorado Instituto de Geociências da UFPA. Belém. 1995. 426 p.

RADAM.- Geologia. Folha SB.23 – Teresina. Rio de Janeiro –RJ .DNPM. 1973 .Levantamento de Recursos Naturais, 2.

Silva, A J. P. et al. – Bacias Sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozoicas Interiores. In: Bizzi,L. A ; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M. ; Gonçalves, J. H. (eds). Geologia, Tectônica e Recursos Mnerais do Brasil. CPRM. Brasília. 55-85.



### Esboço Tectônico da Região de Balsas – Carolina, Estado do Maranhão

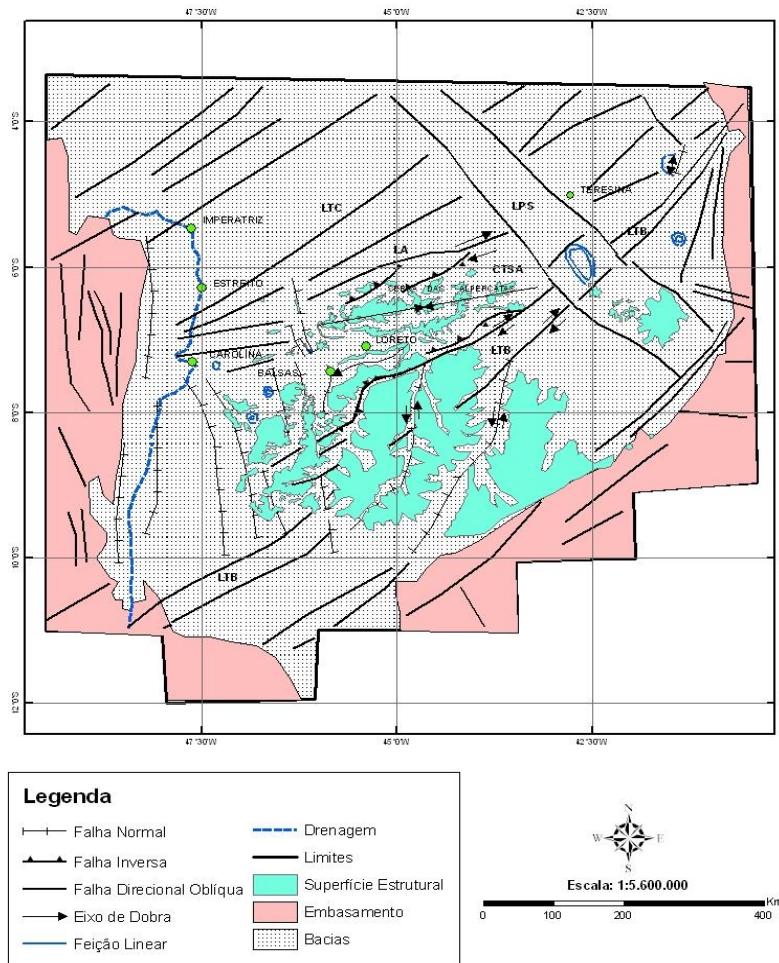


Figura 1- Esboço Tectônico região de Balsas-Carolina, porção sul-sudoeste do Estado do Maranhão, envolvendo parte das bacias do Parnaíba e das Alpercatas. LTB – Lineamento TRansbrasiliano; LTC – Lineamento Tinaguá-Carolina; LA – Lineamento Altos .LPS – Lineamento Picos-Santa Inês; CTSA – Cunha Transpressiva da Serra das Alpercatas;

# DERRAMES KOMATIÍTICOS DO *GREENSTONE BELT* A SUL DA SERRA SUL, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ, BRASIL.

Justo, A.P.<sup>1-2</sup>; Freitas-Silva, F.H.<sup>2</sup>; Schorscher J.H.D.<sup>3</sup>; Nascimento, J.A.S. do<sup>4</sup>; Dantas, E.L.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CPRM/SGB; <sup>2</sup>UnB; <sup>3</sup>USP; <sup>4</sup>Vale S.A - [ana.justo@cprm.gov.br](mailto:ana.justo@cprm.gov.br)

## INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás, situada no sudeste do Cráton Amazônico, é uma das mais importantes províncias minerais (Fe, Mn, Au, Cu-Au, Ni) do planeta. Mesmo assim, algumas de suas feições geológicas fundamentais ainda estão pendentes de melhor conhecimento geológico básico. Esse trabalho, ao caracterizar derrames peridotíticos komatiíticos em discordância com unidades litológicas do *Rift* Carajás (Gibbs *et al.* 1986; Teixeira *et al.* 2009), evidencia que o referido compartimento geotectônico assenta-se diretamente nos terrenos tonalito-trondhjemitó-granodiorito - *greenstone belt* (TTG-GB) do Domínio Rio Maria.

O *Rift* Carajás é constituído pela unidade metavulcanossedimentar do Supergrupo Itacaiúnas (2,76 – 2,74 Ga). Este inclui as importantes formações ferríferas bandadas (bifs da Formação Carajás) e as rochas encaixantes dos principais depósitos de Cu-Au tipo IOCG, *eg.* Salobo, Bahia/Alemão, Cristalino, Paulo Afonso e Furnas. A natureza do contato sul do *Rift* Carajás com os terrenos TTG-GB (Domínio Rio Maria), não é consensual. Diversos autores (Dall’Agnol *et al.*, 2013 e referências) consideram a existência de uma unidade transicional. Derrames ultramáficos komatiíticos subjacentes às bifs da Serra Sul e rochas metavulcânicas associadas (Grupo Grão Pará, base do Supergrupo Itacaiúnas) coloca em dúvida a existência dos terrenos ditos transicionais.

Dessa maneira, a estruturação do *Rift* Carajás ocorreu em um núcleo cratônico, meso-neoarqueno, similar àqueles encontrados em outras áreas arqueanas mundiais, como Kaapvaal (República da África do Sul), Superior (Canadá), Yilgarn (Austrália) e Dharwar (Índia).

## METODOLOGIA

Os trabalhos de mapeamento geológico na escala 1:100.000, executados pela CPRM (Justo e Lopes, 2014 e Tavares, 2014) identificaram na Serra Sul, bifs e rochas metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas assentadas, por discordância, diretamente sobre o terreno TTG-GB do Domínio Rio Maria. O *greenstone belt* (Supergrupo Andorinhas) possui estruturação regional WNW-ESE a ENE-WSW e mergulhos subverticalizados. As rochas do Supergrupo Itacaiúnas apresentam direção NW-SE a E-W e mergulhos baixos a médios para norte. Nesta região, os *greenstone belts*, incluem rochas metassedimentares, metavulcânicas ácidas de 2,97 Ga (Moreto, 2013), metavulcânicas básicas (localmente com *pillow-lavas*) e ultrabásicas, como clorita magnetita xistos, talco xistos, anfibólio-clorita xistos e anfibólio-clorita-talco xistos, por vezes com textura *spinifex*, definindo metakomatiitos.

Amostras de rochas coletadas em afloramentos e em testemunhos de furos de sondagens foram submetidas a análises petrográficas, geoquímicas, para elementos maiores e menores (ETRs+Y, HFSE e LILE), e isotópicas (aqui não abordadas).

## RESULTADOS

Metakomatiitos (MgO ~ 22-29%) com textura *spinifex* foram mapeados a sul da Serra Sul, 15 km a SE do Projeto S11D. Previamente, geólogos da Vale identificaram metakomatiitos com textura *spinifex* (Alvo Selva), 15 km a NE da Mina do Sossego. As duas ocorrências de lavas komatiíticas supracitadas distam uma da outra, aproximadamente 35 km, segundo a direção ENE (Figura 1).

Nos afloramentos, os metakomatiitos aqui caracterizados estão deformados e foliados, contudo clorita-talco xistos preservam localmente textura *spinifex*. A mesma é reconhecida pela disposição de pseudomorfos de cristais alongados aciculares de olivina dispostos em matriz afanítica. Os pseudomorfos formam finas lâminas de espessuras submilimétricas, com comprimentos de até dezenas de centímetros dispostas em ângulos característicos (Figura 2).

Ao microscópio, predominam clorita magnesianas e talco substituindo antigas placas de olivina e piroxênio, com comprimentos superiores a 3 cm, larguras inferiores a 1 mm e comumente limitadas por cristais submilimétricos de cromita. Nos interstícios das placas de clorita e talco ocorrem cristais fibrosos de anfibólio incolor (cummingtonita), Figura 3.

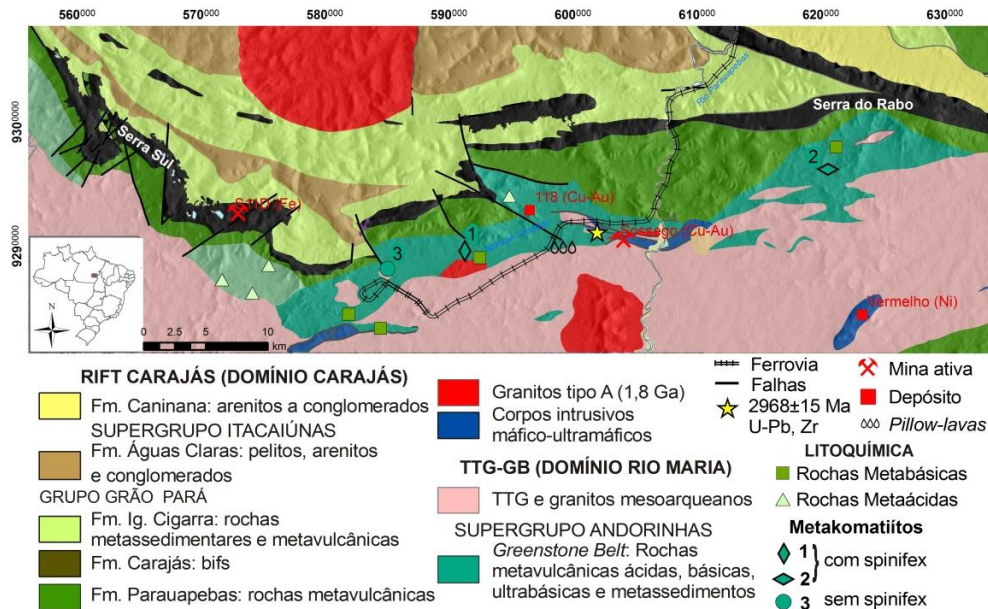


Fig.1: Mapa geológico do limite entre o Rift Carajás e terreno TTG-GB mesoarqueano (Rio Maria), modificado de Justo e Lopes, 2014 e Tavares, 2014.

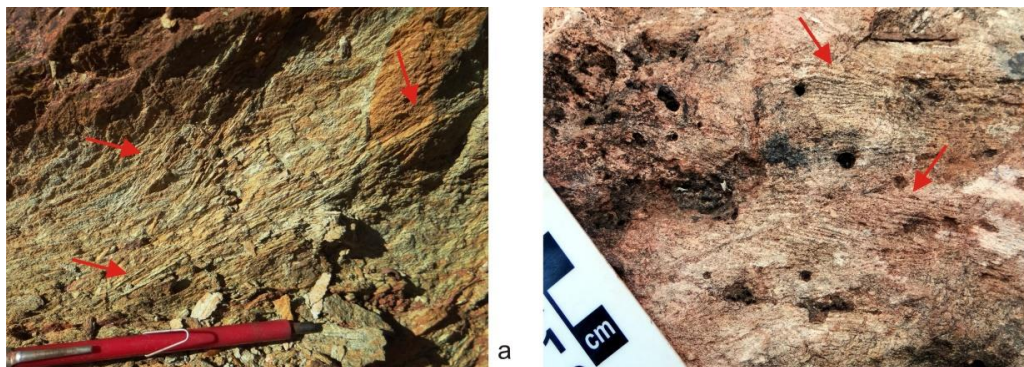


Fig.2: Textura *spinifex* em metakomatiitos: a) magnetita-anfibólio-clorita-talco xisto -1; b) clorita-talco xisto -2.

Em associação litológica aos metakomatiitos, ocorrem rochas metassedimentares e metavulcânicas ácidas, básicas e ultramáficas ( $MgO < 18\%$ ), pertencentes à faixa *greenstone belt* que se estende desde sul da Serra Sul, a oeste, até sul da Serra do Rabo, a leste (Figura 1). Afinidade magmática de vinte e duas amostras de rochas metavulcânicas do *greenstone belt* é ilustrada nos diagramas de Jensen (1976) e AFM de Irvine e Baragar (1971), onde incidem no campo das rochas metabásicas e metaultramáficas toleíticas, rochas metaácidas cálcio-alcalinas e rochas metaultramáficas komatiíticas (Tabela 1 e Figura 4).

Os padrões de ETRs dos metakomatiitos diferem daqueles comumente observados em dados da literatura, embora se assemelhem aos encontrados por Sousa (2014) nos metakomatiitos do Greenstone Belt Sapucaia. As modificações no padrão dos ETRs foram aqui interpretadas como resultantes da alteração hidrotermal (Tabela 2 e Figura 5a).

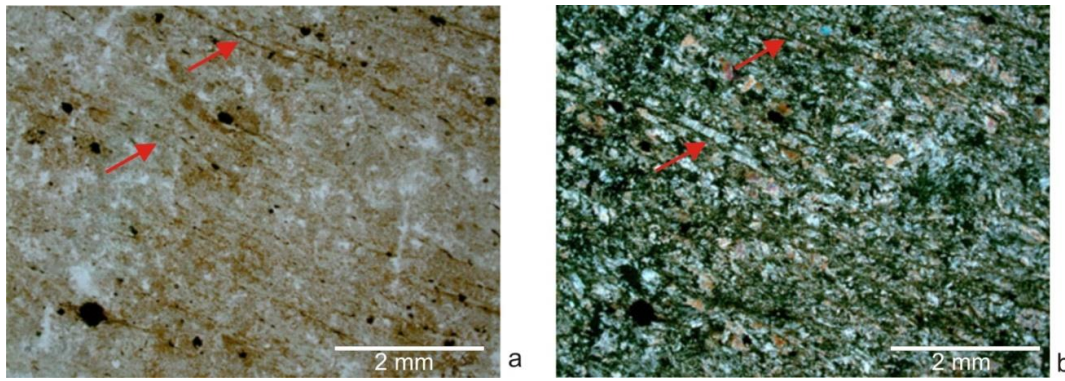


Fig.3: Fotomicrografia de metakomatiito (1 nas Tabelas 1 e 2) com textura spinifex, destaque para as placas de clorita e talco pseudomorfos sobre olivinas e piroxênios: a) nicóis descruzados, b) nicóis cruzados.

Tabela 1: Composição dos elementos maiores em metakomatiitos (wt %)

Amostras	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LOI
1	45.33	0.40	7.52	11.10	0.14	22.34	3.33	0.04	0.05	0.02	0.41	6.30
2	46.72	0.39	7.50	14.58	0.03	24.48	0.11	<0.01	0.01	0.02	0.45	7.06
3	28.24	1.33	19.39	10.42	0.05	29.30	0.02	<0.01	<0.01	0.06	0.24	11.56

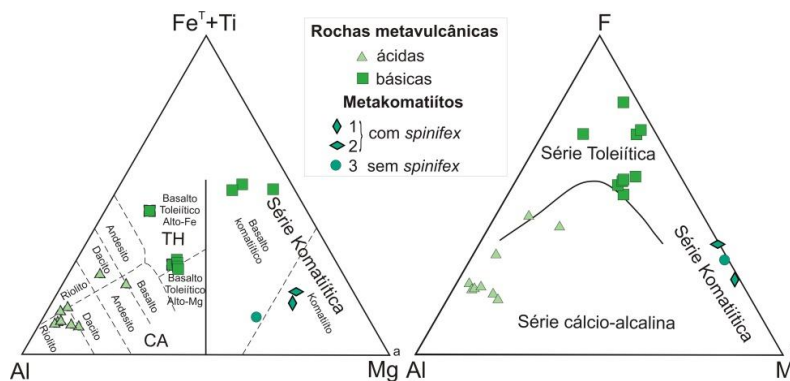


Fig.4: Classificação e afinidade magmática das rochas metavulcânicas do Greenstone Belt do Sul da Bacia Carajás: a) Jensen (1976), b) AFM, Irvine e Baragar (1971).

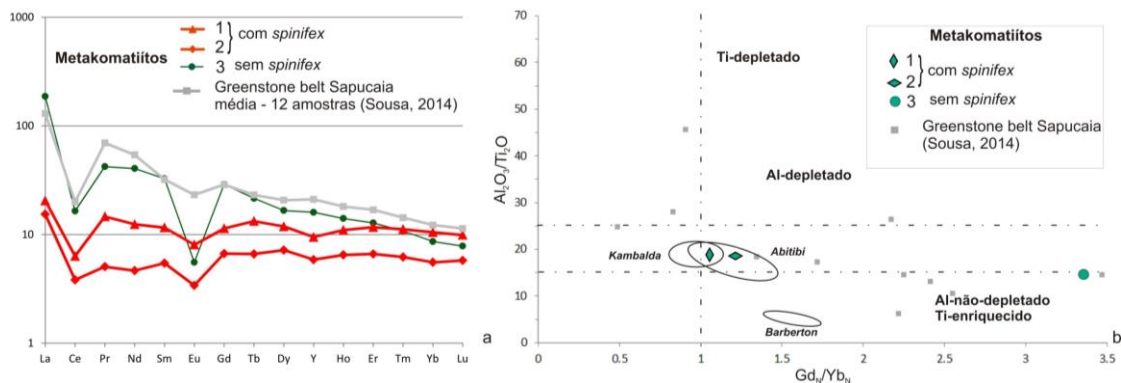


Fig.5: a) Diagrama dos padrões ETR+Y, normalizados pelo condrito (Anders e Grevesse, 1989); b) Diagrama bivalente para rochas metakomatiitos Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Ti<sub>2</sub>O vs. (Gd/Yb)<sub>CN</sub>. (modificado de Angerer *et al.*, 2013).

Tabela 2: Composição dos elementos terras raras em metakomatiitos (ppm)

Amostras	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	4.8	3.8	1.3	5.6	1.7	0.5	2.2	0.5	2.9	14.7	0.6	1.9	0.3	1.7	0.2
2	3.6	2.3	0.5	2.1	0.8	0.2	1.3	0.2	1.7	9.1	0.4	1.1	0.2	0.9	0.1
3	43.7	9.9	3.8	18.3	4.8	0.3	5.7	0.8	4.0	25.0	0.8	2.0	0.3	1.4	0.2

Diferentes tipos de komatiitos costumam ser distinguidos segundo a razão Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> (eg. Nesbitt *et al.*, 1979). Os metakomatiitos estudados são Al-não-depletados, com moderadas razões Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> (18-19) e (Gd/Yb)<sub>CN</sub> (1.1-1.2), Fig. 5b.

## DISCUSSÃO / CONCLUSÕES

Textura *spinifex* em metakomatiitos é o melhor parâmetro para a caracterização de derrames peridotíticos. Os mesmos decorrem de condições termais e químicas restritas ao arqueano (Arndt, 1994). Os metakomatiitos aqui caracterizados apresentam razão  $Al_2O_3/TiO_2 > 15$  que são comuns aos *greenstone belts* de ~2.7 Ga, Al-não-depletados tipo-Munro(Abitibi), enquanto a razão  $(Gd/Yb)_N > 1$  remete aos *greenstone belts* de ~3.5 Ga, Al-depletados tipo-Barberton. Neste estudo, o diagrama bivariante  $(Gd/Yb)_{CN}$  vs.  $Al_2O_3/TiO_2$  registra similaridade com a transição da suíte ultrabásica Al-depletada à Al-não-depletada, característica dos ambientes *greenstone* de idade intermediária (eg. Terreno Youanmi ~3.0 Ga, Yilgarn / Angerer *et al.*, 2013, Jayananda, 2013).

Os metakomatiitos aqui descritos estão dispostos ao longo de um *trend* regional ENE-WSW de derrames metaperidotíticos que se estendem desde a Serra Sul até a Serra do Rabo e constituem a base de um *greentone belt*. Neste, é generalizada a ocorrência de rochas metavulcânicas ácidas, a exemplo da rocha encaixante do Corpo Pista, a oeste da Mina do Sossego (~2,97Ga - Moreto, 2013). Portanto, os terrenos tipo *greenstone belt* do Domínio Rio Maria se estendem mais a norte do que se pensava previamente. É aqui indicado que o contato sul do *Rift* Carajás se faz com os típicos terrenos TTG-GB mesoarqueanos do Domínio Rio Maria. A norte o *rift* assenta-se em terrenos granito gnáissicos transamazônicos com TTG mesoarqueanos subordinados. Assim, o *Rift* Carajás, situa-se entre dois blocos crustais de natureza e idades distintas com implicações geotectônicas ainda não bem entendidas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anders E., Grevesse N., 1989. Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 197-214.
- Angerer T., Kerrich R., Hagemann S.G., 2013. Geochemistry of a komatiitic, boninitic and tholeiitic basalt association in the Mesoarchean Koolyanobbing greenstone belt, Southern Cross Domain, Yilgarn craton: Implications for mantle sources and geodynamic setting of banded iron formation. *Precamb. Res.*, 224, 110-128.
- Arndt, N. T., 1994. Archean komatiites. In: Condie, K. C. (ed.). *Archean Crustal Evolution*, Amsterdam, Elsevier, p. 11-44.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – implicações para a evolução arqueana da Província Carajás – Pará. *Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, 1082-1085pp.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., Olszewski Jr., W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 201-211.
- Irvine T.N. e Baragar W.R.A., 1971. A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks; *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Jayananda T.M., 2013. Geochemical constraints on komatiite volcanism from Sargur Goup Nagamangala greenstone belt, western Dharwar craton, southern India: Implications for Mesoarchean mantle evolution and continental growth. *Geoscience Frontiers*, 4, 321-340.
- Jensen L.S. 1976. A new cationplot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ont. Div. Mines Misc Pap.* 66, 22.
- Justo A.P., Lopes E.S., 2014. Programa Geologia do Brasil-PGB. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A-II. Estado do Pará. Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido. Escala 1:100.000.
- Moreto C.P.N., 2013. Geocronologia U-Pb e Re-Os aplicada à evolução metalogenética do Cinturão Sul do Cobre da Província Mineral de Carajás. Tese de Doutorado, Universidade de Campinas, 2013.
- Nesbitt R.W., Sun S., Purvis A.C., 1979. Komatiites: Geochemistry and genesis. *Canad. Mineral.*, 17, 165-186.
- Tavares F.M., 2014. Programa Geologia do Brasil-PGB. Rio Verde. Folha SB.22-Z-A-III. Estado do Pará. Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido. Escala 1:100.000.
- Sousa S.D. 2014. O Greenstone belt Sapucaia, município de Água Azul do Norte, Província Carajás: caracterização petrográfica e geoquímica e implicações metalogenéticas. Dissertação de Mestrado, IGc/USP, 185p.
- Teixeira N.A., Freitas-Silva F.H., Corrêa C.R.A., Rosa W.D., Oliveira J.K.M. de, Rosendo O.S.C., Pinheiro Jr. V. 2009. Evolução geológica e mineralizações primárias da Província Mineral de Carajás. III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, RS.

# ZONEAMENTO ESTRUTURAL DAS ROCHAS DO DEPÓSITO DE CACHOEIRA DO PIRIÁ, NORDESTE DO PARÁ.

*Rômulo Pinto Amaral, Reinaldo Fontoura de Melo Júnior, Roberto Vizeu Lima Pinheiro, Iara Maria dos Santos e Lívia Beatriz Oliveira Ferreira.*

Universidade Federal do Pará, romuloamaral.geo@gmail.com

## INTRODUÇÃO

A ocorrência de ouro no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão é conhecida desde o século XVII. Notadamente a partir da década de 1930 esta região tem sido alvo de intensa atividade garimpeira, ocorrendo atualmente em conjunto com empresas de mineração, e de estudos de interesse à comunidade científica.

Este trabalho apresenta dados sobre as rochas da região de Cachoeira do Piriá, localizada no nordeste do Pará, inserida no Cinturão de Cisalhamento Gurupi de idade em torno de 1,0 e 0,5 Ga, que consiste em um domínio móvel Neoproterozóico que bordejia a segunda província, Cráton São Luís, de idade 2,2 – 2,0 Ga (Pastana, 1995). O limite entre os dois domínios foi definido por Hasui *et al* (1984), como a Zona de Cisalhamento Tentugal de direção NW-SE.

Esta área é reconhecida como uma região aurífera marcada regionalmente por sequências metavulcanossedimentares e suítes granitoides, e localmente, rochas vulcânicas félsicas, metavulcânicas máficas, além de psamitos e pelitos (Klein *et al*, 2005a; Klein & Moura, 2003). Este trabalho tem foco específico nas rochas da Formação Chega Tudo de idade 2148-2160 Ma (Klein & Sousa, 2012), formadas em contexto orogênico (Klein & Lopes, 2009). Este trabalho consiste na investigação da distribuição dos processos deformacionais nas rochas encaixantes do depósito de ouro de Cachoeira do Piriá, juntamente com a caracterização geométrica, espacial e cinemática das estruturas tectônicas observadas.

## METODOLOGIA

O estudo compreendeu a identificação de lineamentos a partir do modelo digital de elevação (MDE) do produto da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) obtido no site da NASA ([www2.jpl.nasa.gov/srtm/](http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/)), analisadas nos softwares *ArcGis 10.0* e *Global Mapper 11*.

A coleta de dados tectônicos para as rochas da Formação Chega Tudo expostas em galerias de garimpos na cidade de Cachoeira do Piriá, foram tratadas no software *OpenStereo*. O estudo compreendeu ainda na identificação petrográfica dos litotipos e coleta de amostras orientadas, para análises microestruturais e mineralógicos, com base nas propostas descritivas de microestruturas apresentadas por Passchier & Trouw (1996) e Trouw *et al* (2010). A partir destas informações foram confeccionadas seções geológicas e montada a história deformacional para as rochas observadas.

## RESULTADOS

Os primeiros produtos gerados neste trabalho foram os mapas de lineamentos regionais e locais. As redes de drenagem extraídas se caracterizam como feições lineares de densidade textural média, cuja angularidade dos elementos texturais é de baixa à média, de tropia multidirecional e com distribuição heterogênea ao longo da região entorno de Cachoeira do Piriá. Os alinhamentos aparecem em duas direções preferenciais NW-SE e N-S, além de uma direção subordinada NE-SW, que marcam as principais direções do evento rúptil atuante na área.

As feições lineares de relevo maiores que 3 Km são distribuídas de forma heterogênea, e tem traços curvilíneos e sinuosos, interpretados como quebras de relevo formados por processos de erosão diferencial. As feições menores, interpretadas como traços de foliação, se mostram em arranjo com baixa densidade e com direções em torno da direção NW que, portanto, obedece a

estruturção regional da área deformada pela Zona de Cisalhamento Tentugal (Hasui *et al*, 1984). As estruturas rúpteis aparecem como feições retilíneas de direções preferenciais NE e truncam os traços de foliação, o que indica a idade relativa dos mesmos em relação à foliação.

Os dados de campo decorrentes do mapeamento da galeria permitiram a identificação de três domínios estruturais (Fig. 1):

#### *DOMÍNIO I*

O parâmetro estrutural característico deste domínio são os planos de xistosidade que tem forte direção NW-SE com mergulhos de 55° para SW, concordante com a estruturação regional da área. A deformação rúptil é marcada por fraturas na direção NE-SW e mergulhos de 58° para NW. Estas estruturas ocorrem em quartzo-clorita xistos, de cor cinza esverdeado, que ocorre nos primeiros metros da galeria e perfaz menos de 10% em área, da mesma.

#### *DOMÍNIO II*

Limitado por falha normal de atitude 055/225° Az com o Domínio I, neste domínio ocorrem rochas com foliação contínua (xistosidade), fraturadas. Adjacentes à falha no limite com o domínio I, as foliações ocorrem em direções médias de 140° Az com ampla variação entre 20 – 70° para SW. Provavelmente estas oscilações estão relacionadas às falhas que localmente rotacionaram o bloco rochoso e baixaram os valores de mergulhos da foliação adjacente. Em outros locais as falhas rotacionam a foliação para as direções NNW-SSE e impõem mergulhos em torno de 70° para WSW.

O mesmo evento rúptil que gerou estas falhas normais formou fraturas com direções NE-SW e ENE-WSW com mergulhos médios de 25° para NW e SSE. Outra estrutura neste domínio é a zona de cisalhamento dúctil que marca o limite entre este e o domínio III cortando as rochas com atitude 024/252° Az. Zonas de cisalhamento com atitudes de 030/260° Az e 060/240° Az cortam os quartzo-clorita xistos ainda neste contexto.

Nesta zona cisalhada a rocha é intensamente marcada por veios discordantes e concordantes aos planos de foliação. Esses veios têm espessuras milimétricas a centimétricas, sendo estes primeiros dispostos em padrão *stockwork*.

#### *DOMÍNIO III*

Este domínio é marcado por rochas com foliação incipiente a ausente (Fig.1) intercalado com o domínio II. Na porção menos espessa são vistas rochas com xistosidade incipiente cujas atitudes das foliações são as mesmas do Domínio I (055/225° Az) e as fraturas ocorrem na direção NE-SW com mergulhos de 70° para NW. Esta porção é cortada por veios de composição quartzosa discordantes da foliação, sob regime hidrotermal, com veios de até 15 cm de espessura, que apagam parcialmente a totalmente foliação da rocha.

A porção mais espessa referente ao Domínio III é composta por clorita-quartzo-carbonato hidrotermal e sulfeto-carbonato-sericita brecha hidrotermal. A ausência de xistosidade e a presença da foliação milonítica, bandas de cisalhamento, e fraturas são os elementos que marcam este domínio estrutural.

A deformação rúptil presente tem direção NE-SW, com mergulhos variando em 70°, para NW, à sub-horizontais. Estas fraturas são resultado da intensa percolação de fluídos hidrotermais que resultou na colocação de veios milimétricos compostos por quartzo e carbonatos, juntamente com vênulas hidrotermais carbonáticas com componentes sulfetados, além de rochas brechadas. As brechas estão em faixa limitada a NE por zona de cisalhamento de caráter sinistral e a SW por falha normal de atitudes 087/218° Az e 078/215° Az, respectivamente.

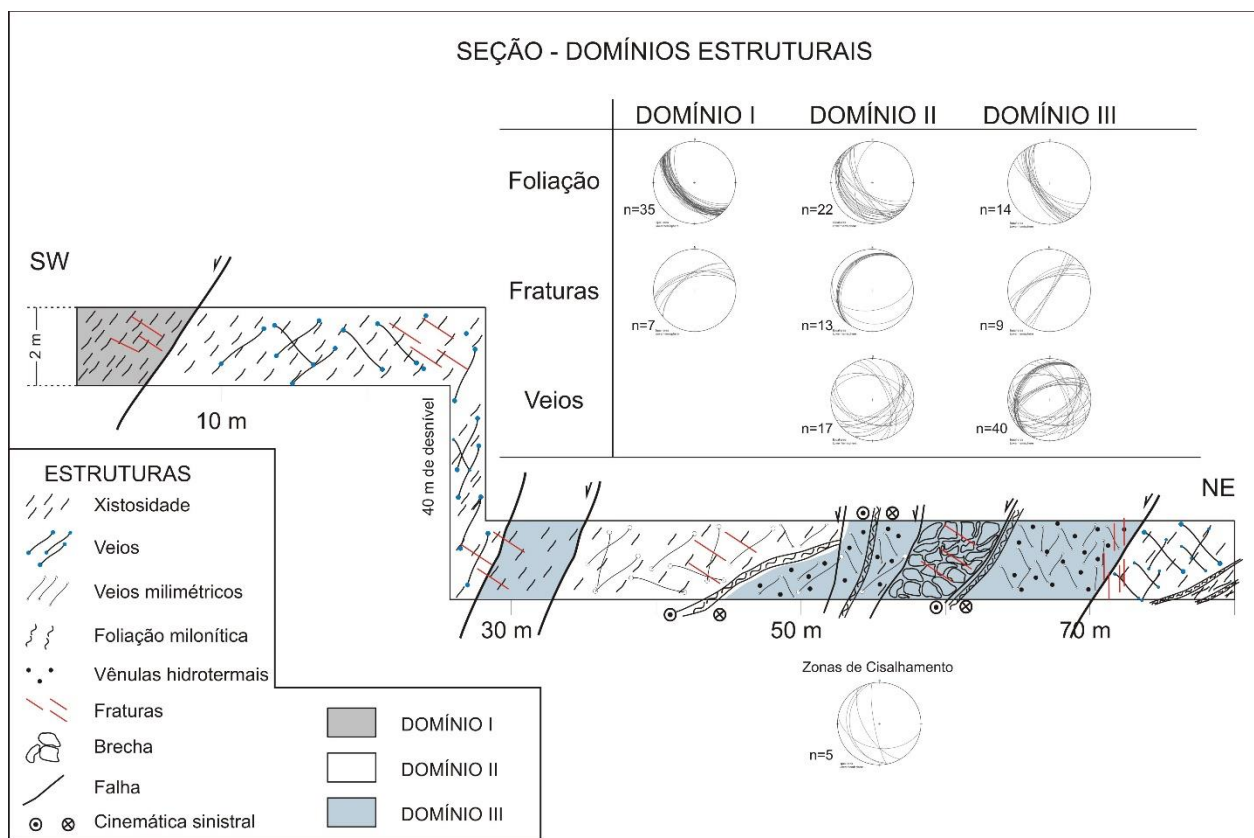


Figura 1 – Domínios estruturais para a galeria do depósito de Cachoeira do Piriá. Em anexo os dados de posição das estruturas apresentados em estereogramas.

### CONCLUSÕES

As rochas expostas na área do depósito, nas galerias subterrâneas, são de derivação metamórfica com forte influência hidrotermal, compostas por quartzo-clorita xistos correspondentes a principal rocha hospedeira da mineralização na região, marcados por xistosidade bem desenvolvida, intensamente milonitizada e cortado por bandas de cisalhamento, de caráter sinistral, e por veios de composição quartzo-carbonática e componentes sulfetados concordantes e discordantes a xistosidade. Onde há maior intensidade de hidrotermalismo as estruturas tectônicas são apagadas formando uma zona composta por rochas silicificadas, calcita-quartzo-carbonato hidrotermal e sulfeto-carbonato-sericita brecha hidrotermal. São caracterizadas pela presença de veios quartzosos e carbonáticos e vênulas carbonáticas, além de produtos sulfetados. Os dados obtidos respaldam a relação do depósito com a origem orogênica (Klein *et al* 2005b) para o ouro de Cachoeira do Piriá, também corroborados pela interpretação de dados estruturais típica da estruturação de depósitos desta natureza descritos por Groves (1998).

De acordo com a estruturação das rochas, foram definidos domínios de deformações que indicam uma história tectônica marcada por eventos transpressivos (NW-SE), primeiramente com componentes oblíquos colisionais, de cinematika sinistral, que evoluiu para componentes direcionais (NNW-SSE) que implantaram bandas de cisalhamento anastomóticas. Por último um evento extensional (NE-SW) que desenvolveu de fraturas e falhas normais, além da colocação de veios e vênulas mineralizadas por remobilização tardia.



## REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. 1997. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v.7. n.4, p. 349-364.
- Groves, D. I.; Goldfarb, R. J.; Gebre-Mariam, M.; Hagemann, S.G.; Robert, F.. 1998. Orogenic gold deposits a proposed classification in the context of their crustal and relationship to other gold deposit. *Ore Geology Reviews* 13, 7- 27.
- Hasui, Y.; Abreu, F.A.M.; Villas, R.N.N. 1984. Província Parnaíba. *In: Almeida, F.F.M. de ;*
- Hasui, Y. (Coord.). 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Ed. Blücher. p.36-46.
- Klein E. L.; Harris C.; Giret, A., Moura, C. A. V.; Angélica, R.S. 2005a. Geology and stable isotope (O, H, C, S) constraints on the genesis of the Cachoeira gold deposit, Gurupi Belt, northern Brazil. *Chemical Geology* 221:188–206.
- Klein, E. L.; Lopes, E. C. S. 2009. Formação Igarapé de Areia: Tarkwa no Cinturão Gurupi? *In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, 2, Gramados, RS. Resumos... Gramados, RS: SBG.
- Klein, E.L., Moura, C.A.V., 2003. Síntese geológica e geocronológica do Craton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do rio Gurupi (NE-Pará/NW-Maranhão). *Revista Geologia USP, Série Científica* 3, 97– 112.
- Klein, E.L.; Moura, C.A.V.; Pinheiro, B.L.S. 2005b. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm–Nd isotopes. *Gondwana Research* 8, 177–186.
- Klein, E.L.; Sousa, C.S. (Orgs.). 2012. *Geologia e recursos minerais do estado do Maranhão: sistema de informação geográfica (SIG)*. Belém: CPRM. Texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado do Maranhão, escala 1:750.000.
- NASA. *Shuttle radar topography mission*. (SRTM). 2000. Disponível em: <<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>>. Acesso em 23 de dezembro de 2014.
- Passchier, C.W.; Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*, Ed. Springer – Verlag, 289 pg.
- Pastana, J.M.N. 1995. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Turiaçu/Pinheiro, folhas SA.23-V-D/SA.23-Y-B. Estados do Pará e Maranhão*. Brasília, CPRM, 205p.
- Trow, R.A.J.; Passchier, C. W.; Wiersma; D. J. 2010. *Atlas of Mylonites- and related microstructures*. Springer-Verlag, Berlin, Germany. 322 pp.

# ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS DO DEPÓSITO CACHOEIRA DO PIRIÁ - PARÁ

*Reinaldo Fontoura de Melo Junior, Rômulo Pinto Amaral, Roberto Vizeu Lima Pinheiro e Iara  
Maria dos Santos, Livia Beatriz Oliveira Ferreira*

Universidade Federal do Pará, reinaldofmjr@hotmail.com

## INTRODUÇÃO

No meio-norte brasileiro na região limítrofe entre os estados do Pará e Maranhão, conhecida como Gurupi, afloram rochas ígneas e metamórficas recobertas por sedimentos fanerozóicos, ocupando parte da Província Estrutural Parnaíba (HASUI et al., 1984a).

Segundo Klein et al. (2004), o Cinturão Gurupi apresenta uma extensão aflorante longitudinal de cerca de 160 Km na direção noroeste-sudeste e largura máxima de 50 Km na direção nordeste-sudoeste. Este Cinturão separa-se do Fragmento Cratônico São Luis através da Zona de Cisalhamento Tentugal que corresponde a uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral com história evolutiva complexa (HASUI et al., 1984a; COSTA et al. 1988; RIBEIRO, 2002), relacionada diretamente com a mineralização aurífera (Klein *et al*, 2005a; Klein & Moura, 2003). Estruturalmente o Cinturão Gurupi apresenta uma maior complexidade evolutiva do que a área cratônica, estando a maior parte dos corpos rochosos no cinturão alongados segundo a direção noroeste-sudeste (KLEIN, 2004). Estas rochas estão em geral em camadas e lentes subparalelas.

Este trabalho apresenta uma versão cartográfica das rochas envolvidas nos eventos de deformação no contexto estratigráfica regional, como também, com destaque para os elementos estruturais distensivos tardios pertencentes a este cenário.

O estudo baseia-se na caracterização dos padrões deformacionais observados em metavulcânicas, metarenitos, metapelitos, e xistos hidrotermalizados pertencentes a Formação Chega Tudo, e suas relações geométricas e cinemáticas. A análise estrutural das diferentes tramas tectônicas destes litotipos são tentativamente contextualizadas em relação aos eventos hidrotermais existentes.

## METODOLOGIA

O mapa para a área de estudo sobre o Cinturão Gurupi e o Fragmento Cratônico São Luis foi realizado por análise e interpretação de sensores remotos incluindo imagem aeromagnética da 1º Derivada Vertical para elaboração de mapas de domínios magnéticos e lineamentos magnéticos no domínio do *software ArcGis 10*. Foi feita a interpretação visual e digital do Modelo Digital de Elevação SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) na escala de 1:250.000 com auxílio dos *softwares Global Mapper 11* e *ArcGis 10*, os quais forneceram os mapas de lineamento fotogeológico e mapa de localização.

A partir da interpretação da imagem aerogeofísica da 1º Derivada Vertical, tendo por base as propriedades magnetométricas das rochas tais como, susceptibilidade magnética e magnetização remanescente, foram gerados os mapas de domínios magnéticos e lineamentos magnéticos da região de estudo, que permitiram delimitar polígonos altamente magnéticos e pouco magnéticos, em resposta as rochas presentes na área de estudo. No limite entre dois polígonos com características magnéticas opostas foi possível delimitar lineamentos magnéticos, que representam possíveis estruturas tais como zonas de cisalhamento e falhas e contatos entre unidades com contraste de competência.

Foram realizados levantamentos geológicos de campo envolvendo a coleta de dados estruturais voltados para a caracterização geométrica e cinemática das estruturas presentes nas rochas expostas na área de trabalho, amparados por seções e painéis estruturais.

Os dados de campo foram tratados em ambiente digital, iniciados com a transferência dos dados estruturais e litológicos coletados e a plotagem dos pontos estudados, com o auxílio de *softwares* de editoração e desenho de imagens, Corel Draw X5. Os dados estruturais como atitudes de foliação, atitude de veios e falhas foram tratados com o *softwar OpenStereo* de projeção estereográfica.

## RESULTADOS

A interpretação visual do Modelo de Elevação de Terreno SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) na escala de 1:250.000 permitiu a confecção dos mapas de lineamentos de drenagem e de relevo. Os lineamentos de relevo apresentam-se mais concentrados na porção NW da área de estudo, em sua maioria retilíneos, evidenciando-se preferencialmente orientados na direção NW-SE. Os lineamentos de drenagem mostram distribuição homogênea na área de estudo, distribuição homogênea e estão preferencialmente orientados nas direções E-W e NW-SE.

Foram identificadas estruturas dúcteis e rúpteis na área de estudo, as quais geraram painéis e seções de campo.

Quanto as estruturas dúcteis foram identificadas foliações, sendo estas: foliação milonítica, foliação cataclástica e xistosidade, sendo a foliação milonítica predominante em relação as outras. A partir da definição destas estruturas foram elaborados mapas de trajetória da foliação. A foliação milonítica apresenta orientação preferencial NW-SE, com ângulos de mergulho variando de 30° a 65° para o quadrante SW. A xistosidade também apresenta direção preferencial NW-SE, com ângulos de mergulho variando de 30° a 60° para SW. A foliação cataclástica encontra-se localmente em metarenitos da Formação Chega Tudo, e apresenta direção preferencial NNW-ESSE e mergulhos subverticais. Ressalta-se que as foliações presentes encontram-se deslocadas por falhas.

Em relação as estruturas rúpteis foram reconhecidas em campo falhas, veios e fraturas. As falhas apresentam direção preferencial NE-SW e mergulhos variando de moderados a subverticais para os quadrantes NW e SE. Os veios apresentam composição quartzosa com pirita em geral estando associados com a atividade hidrotermal. Apresentam direções preferencias NW-SE e E-W, subordinadamente distribuídos nas direções NE-SW, com mergulhos subverticais. As fraturas ocorrem em todos s litotipos mapeados e ocorrem em duas famílias preferenciais, N-S e NW-SE com mergulhos subverticais.

No Garimpo do Naldo que caracteriza-se por ser uma mina subterrânea onde o litotipo predominante são xistos hidrotermalizados, foram identificadas foliações milonítica e xistosidade com direção preferencial NW-SE e ângulos de mergulhos subverticais, além de veios, concordantes e discordantes à foliação, e zonas de cisalhamento paralelas a foliação.

Em geral o padrão de deformação observado nas rochas encaixantes da mineralização aurífera na região do Gurupi é caracterizado por diferentes estágios; inicialmente transpressão seguida de deformação de caráter extensional. O primeiro evento estrutural observado nas rochas é de caráter dúctil evidenciado pela presença da foliação milonítica e xistosidade, estando associadas a zonas de cisalhamento com direção NW-SE (COSTA *et al.*, 1988; BORGES *et al.*, 1994; PASTANA, 1995; COSTA, 2000; RIBEIRO, 2002). Em um segundo momento as rochas foram pervasivamente invadidas por fluidos hidrotermais condicionados a uma fonte termal com sílica, fortemente relacionada a mineralização aurífera. Um estágio de deformação rúptil inicia-se com o fraturamento das rochas condicionado ao fechamento dos processos hidrotermais, marcado pela existência de trama venulada. Na última fase do estágio rúptil ocorre a colocação de falhas

normais que deslocam a direção da foliação e demais tramas NW-SE para a posição em torno de N-S.

## CONCLUSÕES

A partir da análise dos dados aerogeofísicos obtidos com a interpretação da imagem da 1ª Derivada Vertical foram obtidos mapas de domínios e lineamentos magnéticos. Os lineamentos magnéticos apresentam direção preferencial NW-SE, o que não coincide com as direções preferenciais de falhas medidas em campo e podem representar estruturas regionais mais profundas, possivelmente encobertas por sedimentação fanerozóica.

A análise do Modelo de Elevação SRTM permitiu a identificação de lineamentos de drenagem e de relevo que apresentam direções preferenciais NW-SE e E-W, que coincide fortemente com a direção principal das foliações milonítica e xistosidade medidas em campo.

As rochas da Formação Chega Tudo se apresentam hidrotermalizadas, deformadas em regime dúctil, evidenciado pela presença de foliação, em geral milonítica, mas também xistosidade. Todas apresentam direções preferenciais em torno de NW-SE. Este *trend* principal visto em campo é similar ao *trend* regional NW-SE (Klein et al. 2005). A deformação é marcada preferencialmente pelo desenvolvimento da foliação milonítica, provavelmente decorrentes de encurtamento tectônico regional de SW para NE considerando a vergência das estruturas.

A história evolutiva das rochas observadas pode ser descrita por quatro eventos consecutivos denominados T<sub>0</sub>, T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub> e T<sub>3</sub> em ordem decrescente no tempo. O primeiro evento, mais antigo, (T<sub>0</sub>) é de caráter dúctil e se caracteriza pela formação da foliação presente nas rochas estudadas. Posteriormente em um tempo T<sub>1</sub> estas rochas foram afetadas pelo hidrotermalismo, seguido de fraturamento hidráulico e colocação de veios silicosos, auríferos ou não (T<sub>2</sub>). Por fim, em T<sub>3</sub> houve a colocação de falhas normais que rotacionaram localmente a direção da foliação presente nestas rochas. Bacias sedimentares propiciaram a deposição de rochas sedimentares tardias sobre essas sequências, posteriormente metamorfizadas. As idades desses eventos precisam ainda ser melhor detalhadas.

## REFERÊNCIAS

BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.L.; MAIA, R.G.N.; ARAÚJO, O.J.B. O quadro litoestrutural da Folha SA.23-V-C (Castanhal). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos... v. 2, p. 113-114, 1994.

COSTA, J.B.S.; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S.; JOÃO, X.S.J. A Faixa de Cisalhamento Tentugal na Folha SA.23-Y-B. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém. Anais... SBG. v.5, p.2257-2266, 1988.

COSTA, J.L. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Castanhal, Folha SA. 23-V-C. Estado do Pará, Belém, CPRM (CD-ROM), 2000.

HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N. Província Parnaíba. In: O Pré-Cambriano no Brasil. Edgard Blücher, São Paulo, pp.36-45, 1984.

KLEIN E.L.; MOURA C.A.V. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do Rio Gurupi (NE-Pará / NW-Maranhão). Geologia USP, 3: 97-112, 2003.

KLEIN, E.L. Evolução crustal pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil. Unpublished D.Sc. Thesis. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 303 pp, 2004.

KLEIN, E.L; MOURA, C.A.V; PINHEIRO, B.L.S. Paleoproterozoic Crustal Evolution of the São Luís Craton, Brazil: Evidence from Zircon Geochronology and Sm-Nd Isotopes, 2005.

PASTANA, J.M. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil/Programa Grande Carajás. Serviço Geológico do Brasil, 240p, 1995

RIBEIRO 2002. Arcabouço Estrutural da região de Chega-Tudo e Cedral, Nordeste do Maranhão, com bases em Sensores Geofísicos. Dissertação de Mestrado.

# GEOLOGIA E ANÁLISE DEFORMACIONAL PRELIMINAR DO COMPLEXO PORTO MURTINHO, NA REGIÃO DO ENTROCAMENTO SETE PLACAS, SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

*Bruna Coldebella<sup>1,4,5,6</sup>, Isaac Siles Malta<sup>1,4,5</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>2,4,5</sup>, Débora Almeida Faria<sup>3,4,5</sup>*

<sup>1</sup>Curso de Graduação em Geologia, ICET/UFMT; <sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; <sup>4</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica - Guaporé; <sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM, <sup>6</sup>brunacoldebella@hotmail.com

## INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico de semi-detalle (1:50.000) realizado na região do Entroncamento Sete Placas do Município de Porto Murtinho (MS), associado à análise estrutural e petrográfica, permitiram a identificação do arcabouço estratigráfico e a sequência de eventos deformacionais que afetaram as rochas Complexo Porto Murtinho, constituído por gnaisses orto e paraderivados com anfibolitos subordinados, bem como, intrusivas ígneas de composições que variam entre ultrabásicas (Suíte Intrusiva Rio Perdido) a ácidas (Suíte Intrusiva Alumiador). O objetivo deste trabalho é apresentar e discutir os aspectos geológicos e deformacionais preliminares observados no Complexo Porto Murtinho, e, dessa forma contribuir para a compreensão da evolução deformacional dos terrenos gnáissicos do Bloco Ocidental do Terreno Rio Apa.

## GEOLOGIA REGIONAL

O Terreno Rio Apa, compreende um segmento crustal paleoproterozóico associado ao extremo meridional do Cráton Amazônico, pouco exposto e recoberto por extensas sequências sedimentares fanerozóicas. Segundo Cordani *et al.* (2010) este terreno é compartimentado em dois blocos tectônicos (Oriental e Ocidental) de histórias evolutivas distintas, unidos por uma zona de sutura com *trend* preferencial N-S. Neste contexto, são reconhecidas as seguintes unidades litoestratigráficas do Bloco Ocidental: Complexo Rio Apa, Gabro-Anortosito Serra da Supersuíte Amoguijá (Suíte Intrusiva Alumiador e Formação Serra da Bocaina); Grupo Amolar; Grupo San Luís e Suíte Intrusiva Morro do Triunfo (Cordani *et al.* 2010).

O embasamento deste bloco é representado pelo Complexo Rio Apa (Lacerda Filho *et al.* 2006), no qual Cordani *et al.* (2010) baseados nas diferenças entre as paragêneses minerais e análises isotópicas de U-Pb e Rb-Sr individualizaram as rochas gnáissicas nas proximidades da cidade de Porto Murtinho denominando-as de Gnaisse Porto Murtinho.

Posteriormente Faleiros *et al.* (2015) utilizam a designação de Complexo Porto Murtinho (CPM) e reconhece duas unidades: Gnaisse Córrego Jiboia e Granito Morro da Lenha, representadas por ortognaisses de textura milonítica com composição monzogranítica e monzogranitos porfiríticos indeformados, respectivamente.

## ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS

As rochas do Complexo Porto Murtinho que ocorrem na área qual compreendem litotipos gnáissicos classificados como paraderivados e ortoderivados. As feições marcantes do primeiro é o bandamento irregular milimétrico a centimétrico, e presença de minerais aluminosos; enquanto que, os termos ortoderivados exibem o bandamento regular típico evidenciado pela intercalação de bandas félsicas (quartzo, feldspatos) e

máficas (biotita, anfibólio), além de apresentar composição tonalítica, porfiroclastos rotacionados de agregados minerais e enclaves de anfibolitos, o que sugere, a natureza ígnea do protólito. Ocorrem por vezes, intrudidos por rochas graníticas foliadas da Suíte Intrusiva Alumiador (Figura 1A), e por piroxenitos pertencentes à Suíte Intrusiva Rio Perdido (Figura 1B).

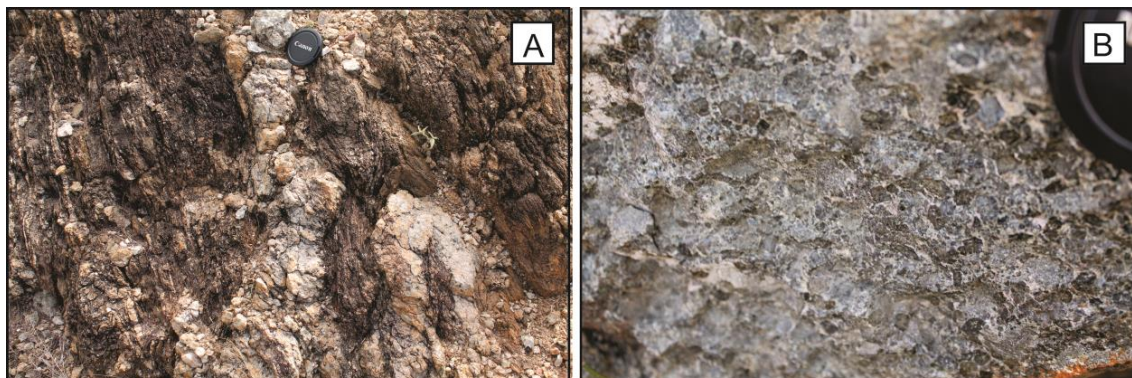


Figura 1: Aspectos de campo e petrográficos das rochas que intrudem o Complexo Porto Murtinho, evidenciando em A) o contato abrupto entre o gnaiss e rochas graníticas da Suíte Intrusiva Alumiador; e em B) Cristais de piroxênio dispostos em uma matriz máfica afanítica, rocha pertencente à Suíte Intrusiva Rio Perdido.

### ANÁLISE DEFORMACIONAL PRELIMINAR

O quadro estrutural preliminar do Complexo Porto Murtinho demonstra uma evolução tectônica definida por quatro fases deformacionais de caráter dúctil, designadas como:  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  e  $F_4$ . A fase  $F_1$  é responsável pela Foliação ( $S_1$ ) caracterizada pelo bandamento gnáissico de alto ângulo com atitude média  $115/70^\circ$ . A Fase  $F_2$  é responsável pelo dobramento do bandamento ( $S_1$ ) pré-existente, assumindo uma clivagem de crenulação ( $S_2$ ), disposta segundo a superfície axial das dobras  $D_2$  e paralela à  $S_1$ . As dobras nucleadas são acilíndricas, assimétricas, desarmônicas, que por vezes, encontram-se transpostas associadas a uma tectônica de baixo ângulo ( $F_3$ ). A Fase  $F_3$  é responsável pelo redobramento das dobras  $D_2$ , e marca o surgimento de uma foliação  $S_3$  (clivagem de crenulação) de baixo ângulo perpendicular a  $S_1$  e  $S_2$ , segundo uma direção média de  $110/45^\circ$ . As dobras exibem-se assimétricas, harmônicas e abertas com eixo sub-horizontal. A Fase  $F_4$  é definida por uma zona de alta deformação local com direção NW/SE, exibindo uma foliação milonítica ( $S_4$ ) imposta que recorta as foliações pretéritas  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$  de forma perpendicular, além de apresentar uma lineação de estiramento com baixo *rake*. A essa feixe de deformação transpressiva, aplica-se o termo Frente de Cisalhamento Costa Mesa. As dobras  $D_2$  e  $D_3$  nesta faixa de alto *strain* encontram-se redobradas por  $D_4$  e são descritas como apertadas, isoclinais e desarmônicas, que por vezes, expressa a transposição dos flancos (dobras sem raiz).

### CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

O mapeamento de semi-detalle na região de Porto Murtinho possibilitou um melhor reconhecimento dos eventos deformacionais que afetaram o embasamento do Terreno Rio Apa. Foi verificado o registro de quatro fases de deformação ( $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$ ,  $F_4$ ), sendo as três primeiras de caráter dúctil, evidenciado por dobras assimétricas, harmônicas ou desarmônicas. A Fase  $F_4$ , possui caráter rúptil-dúctil e compõe um corredor de alta deformação, que redobra e transpõe os eventos anteriores. Também foi definido a presença de dois litotipos – ortognaisses e paragnaisses - admitindo a nomenclatura da unidade como Complexo Porto Murtinho, conforme designado por

Faleiros *et al.* (2015). Análises microtectônica e isotópica serão necessárias para um melhor conhecimento da evolução geológica desta porção do Cráton Amazônico.

## REFERÊNCIAS

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(9):981-1023.

Faleiros F.M., Pavan M., Remédio M.J., Rodrigues J.B., Almeida V.V., Caltabeloti F.P., Pinto L.G.R., Oliveira A.A., Pinto de Azevedo E.J., Costa V.S. 2015. Zircon U-Pb ages of rocks from the Rio Apa Cratonic Terrane (Mato Grosso do Sul, Brazil): New insights for its connection with the Amazonian Craton in pre-Gondwana times. *Gondwana Research*, 28:1-18.

Lacerda Filho, J. V. de, Brito, R. S. C. de, Silva, M. da G. da, Oliveira, C. C. de, Moreton, L. C., Martins, E. G., Lopes, R. da C., Lima, T. M., Larizzatti, J. H., Valente, C. R. Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Programa Geologia do Brasil (Convênio CPRM/SICME): Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. Campo Grande: MMA, Governo do Estado do MS (CONVÊNIO CPRM-SEPROTUR/MSEGRHP/MS), 2006. 121p. il. + mapas



# GRANULITOS MÁFICOS ASSOCIADOS A ROCHAS DO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO DO TERRENO JAURU- SW DO CRATON AMAZÔNICO.

*Bárbara Nanda Tomaz Ferreira<sup>1</sup>; Carlos Humberto da Silva<sup>2</sup>;*

*Ana Cláudia Dantas da Costa<sup>2</sup>*

1. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra – (ICET), Universidade Federal de Mato Grosso – (UFMT). E-mail: barbarantfgeologa@gmail.com

2. Departamento de Geologia Geral, ICET, UFMT. E-mail: chsilva@ufmt.br; acdcosta@ufmt.br

## INTRODUÇÃO

As rochas granulíticas expostas em cinturões metamórficos de alto grau são a janela para o estudo da crosta inferior. A partir de onde pode-se obter, uma melhor compreensão não somente dos granulitos, mas também da provável natureza e composição da crosta inferior nos continentes. Ademais essas rochas nos oferece a chave para o entendimento de importantes processos tectônicos e químicos, responsáveis pela acreção e eventual estabilização de uma nova crosta e, conseqüentemente, o crescimento continental (Harley, 1989). O Terreno Jauru (Bettencourt et al. 2010) que hospeda as rochas do embasamento (1,78-1,72 Ga) e dos orogénos acrescionários Cachoeirinha (1,56-1,52 Ga) e Santa Helena (1,48-1,42 Ga) é parte da Província Rondoniana-San Ignacio, Cráton Amazônico. Mapeamentos geológicos em escala de detalhe realizados no embasamento do Terreno Jauru, na região da Fazenda Salto Grande, município de Jauru – MT, tem mostrado o quão complexo é a evolução geológica desse terreno. Um novo elemento foi identificado durante esses levantamentos trata-se de rochas máficas granulitizadas. O objetivo desse trabalho é apresentar descrição petrográfica dessas rochas.

## MÉTODO DE TRABALHO

O desenvolvimento do presente trabalho teve início com revisão bibliográfica sobre a geologia do SW Cráton Amazônico. Em etapa posterior foram realizados trabalhos de campo, durante os quais foram coletadas amostras para estudos laboratoriais. Após o campo as amostras coletadas foram descritas macroscopicamente. Em etapa posterior as amostras foram descritas em microscópio petrográfico, tendo sido enfatizado os seguintes aspectos: mineralogia, formas e dimensão dos grãos, relações texturais e estruturais, além de processos de alteração. As informações obtidas nas várias etapas foram sintetizadas no presente trabalho.

## RESULTADOS

Mapeamento geológico da região da Fazenda Salto Grande (Figura 1) resultou no reconhecimento dos seguintes litotipos e unidades das mais antigas para o mais novas: Anfibolitos, paragneisses e xistos, associados ao Grupo Alto Jauru; Metapiroxenitos, serpentinitos e metagabros correlacionados a Suíte Intrusiva Figueira Branca; Complexo Metamórfico Alto Guaporé representado por gnaisses ortoderivados; Monzo- a sienogranitos foliados são correlacionados, a Suíte Intrusiva Pindaituba; Sienogranitos pofiríticos foliados são associados a Suíte Intrusiva Santa Helena; e Arenitos ortoquartzíticos representam a Formação Uitiariti. As rochas do Grupo Jauru, ao qual granulitos máficos estão associados, ocorrem na porção central da área mapeada em um estreito corredor de cerca de 4 a 5 km com orientação N30W, onde as rochas do Grupo Alto Jauru, suítes intrusivas Figueira Branca e Pindaituba, formam lentes métricas a quilométricas.

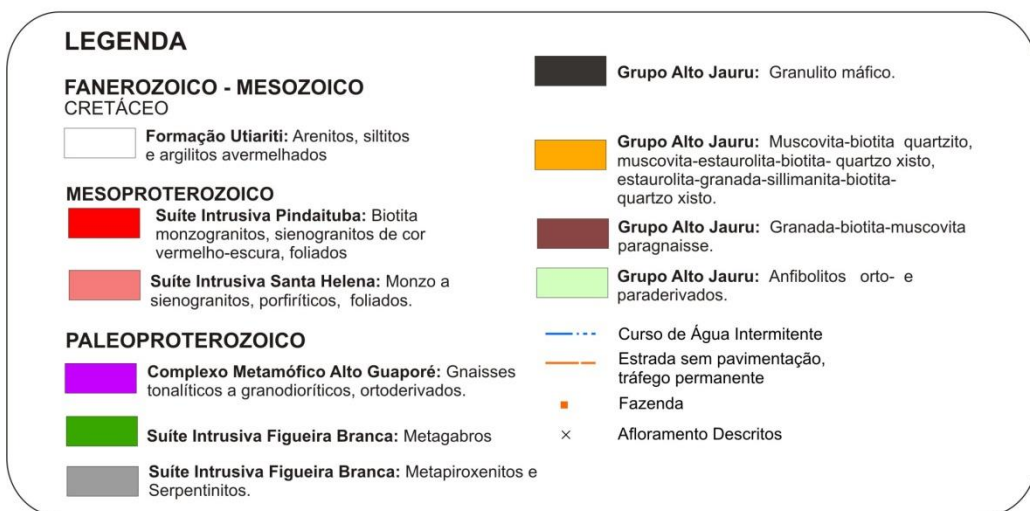
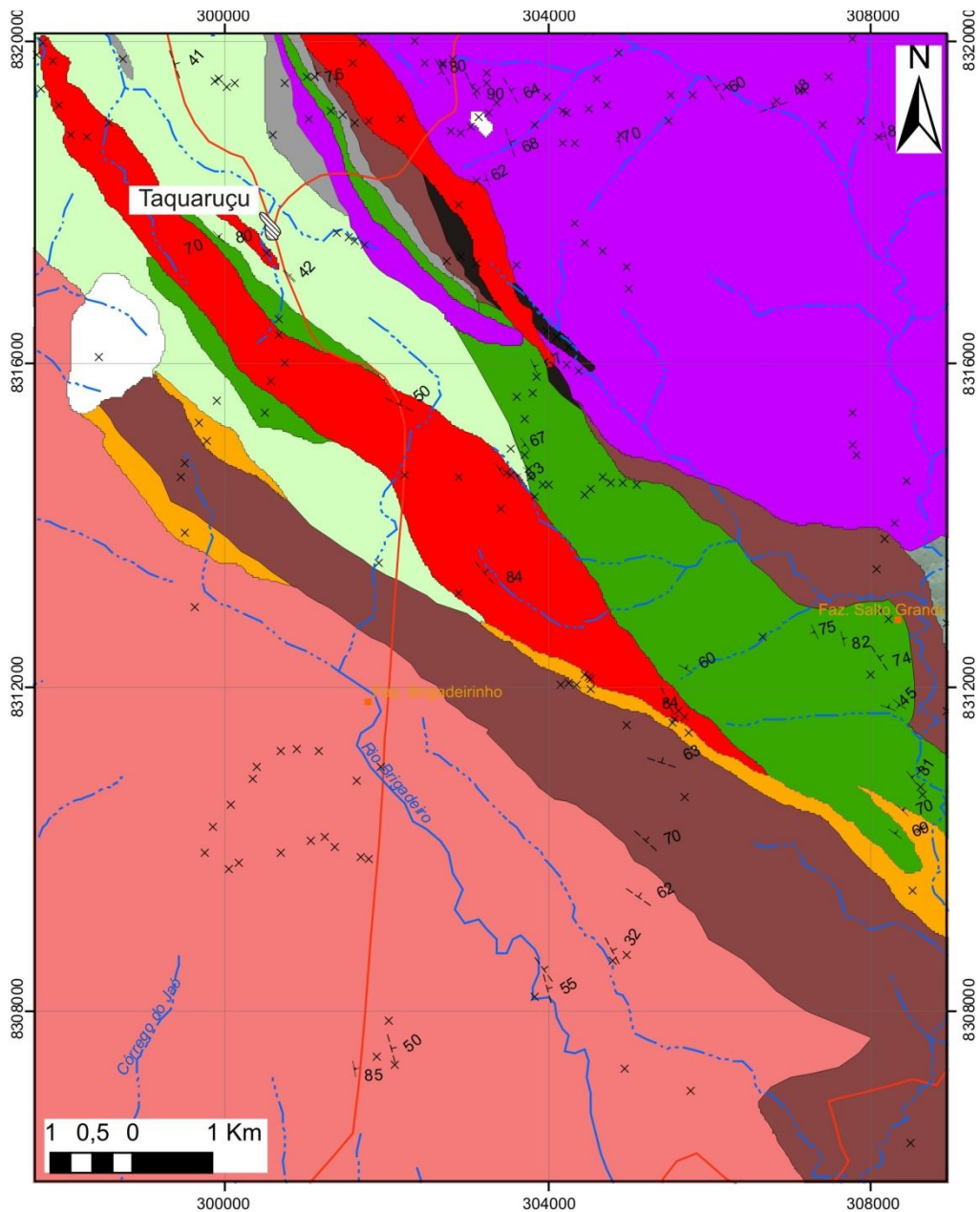


Figura 1. Mapa geológico da região da Fazenda Salto Grande, município de Jauru, SW do estado do Mato Grosso.

Os granulitos máficos ocorrem em afloramentos de lentes alongadas no contato entre as rochas do Grupo Alto Jauru com as rochas do Complexo Metamórfico Alto Guaporé. Afloram na forma de grandes lajedos e blocos (Figura 2A). Os granulitos máficos são rochas de cor verde a cinza escura, inequigranulares, finos a médios, são heterogêneas sendo compostas por duas partes (Figura 2B), na parte melanocrática ocorre piroxênio, anfibólio, plagioclásio, epidoto, quartzo e minerais opacos, Na parte leucocrática ocorre quartzo, plagioclásio anfibólio e piroxênio.

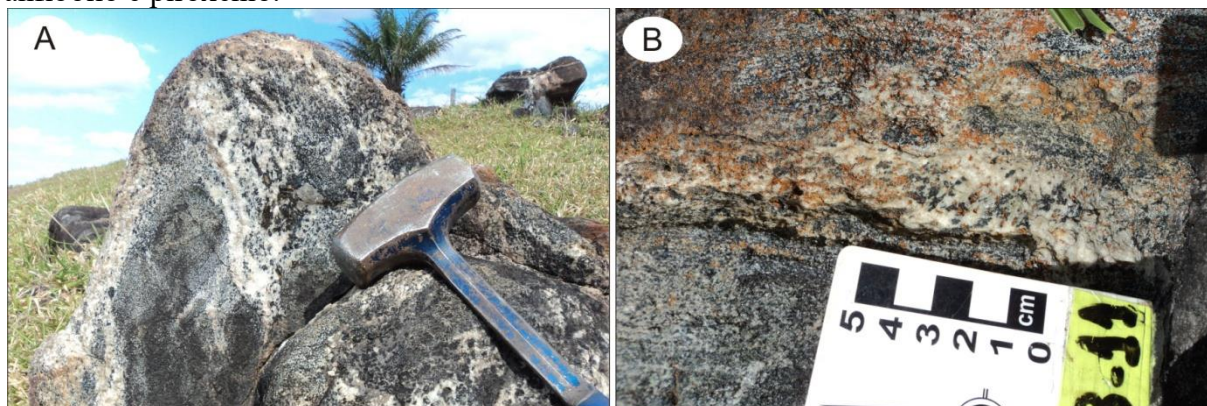


Figura 2. Aspecto de afloramentos do granulito máfico do embasamento do Terreno Jauru. (A) Afloramento na forma de blocos com detalhe para diferenciação de melanossoma e leucossoma, que pode ser observado em detalhe em (B).

Ao microscópio a rocha apresenta textura granonematoblástica, granulação de média a grossa, inequigranular, composta por minerais máficos sendo eles tremolita-actinolita que apresenta cor verde e leve pleocroísmo, cristais subédrico a anédrico com uma direção de clivagem, os piroxênios encontrados na lâmina são caracterizados como diopsídio apresentando extinção oblíqua e cor de interferência alta e outro como hiperstênio com cor de interferência moderada e extinção reta, é possível observar exolução de anfibólio dentro do piroxênio. Os minerais félsicos são representados plagioclásio caracterizado como bytonita e estão sempre envolto por minerais de anfibólio e piroxênio e algumas vezes evidencia exolução de anfibólio dentro do plagioclásio, quartzo apresenta minerais subédricos sempre em contato com o plagioclásio muitas vezes penetrando nele e extinção ondulante, zircão minerais euédricos sempre incluso nos plagioclásios e anfibólios.

O leucossoma é constituído por cristais euédricos de plagioclásio, clino- e ortopiroxênio. Estes cristais são envolvidos por cristais anédricos de quartzo, que preenche os interstícios entre os cristais euédricos formados inicialmente.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas estudadas são marcadas por uma associação mineral marcada por: ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio, sendo que no leucossoma ocorre quartzo. Segundo Winkler (1977) esta é uma associação mineral diagnóstica da zona regional de hiperstênio. De acordo com este autor, a 700°C e uma pressão de 8 a 10 kbars, se estabiliza a associação clinopiroxênio + granada + quartzo + hiperstênio + plagioclásio característica do fácies granulito.

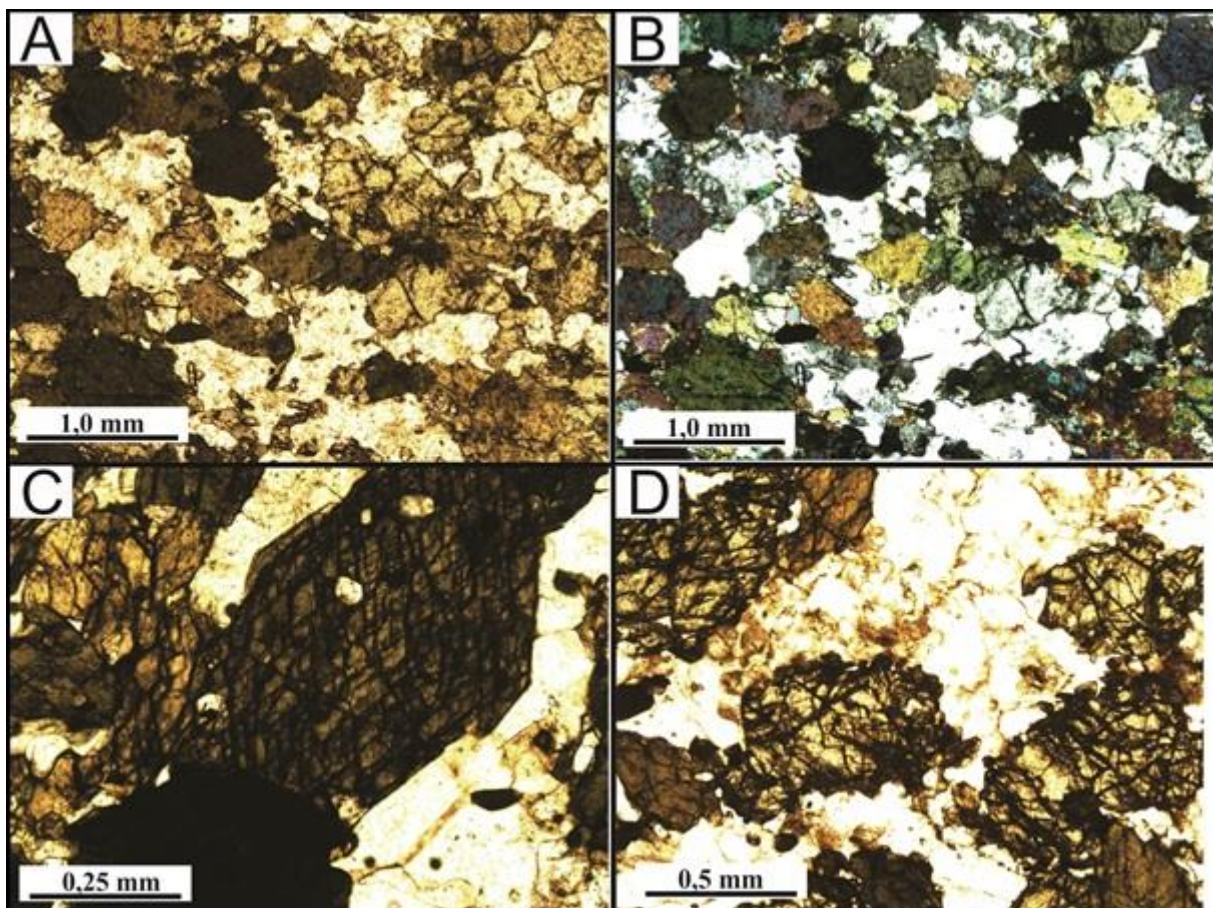


Figura 03. Fotomicrografias do granulito máfico apresentando textura granonematoblástica, sendo marcado por quartzo, plagioclásio com luz natural (A) e luz polarizada (B), são observa também e piroxênio (C-D) onde é possível observar a clivagem de 90° e pleocroísmo amarelado.

#### REFERÊNCIAS

Bettencourt J.S., Leite W.B.J., Ruiz A.S., Matos R., Payolla B.L.Tosdal R.M. 2010. The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Cráton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 29, Issue 1, 29-37p.

Harley, S. L. 2009. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.* 126, 215.

Winkler, H.G.F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Editora Edgard Blucher Ltda, São Paulo, 254 pp.

# PETROGRAFIA E TIPOLOGIA DE ZIRCÕES DO GRANITO CERRO LEON DA FAIXA SUNSÁS - ORIENTE BOLIVIANO

<sup>127\*</sup>Fabiele Dalmaso Spode, <sup>137</sup>Amarildo Salina Ruiz, <sup>147</sup>Cinthya de Deus Souza, <sup>167</sup>Ramiro Matos Salinas, <sup>157</sup>João Batista Matos, <sup>157</sup>Maria Zélia Aguiar de Souza, <sup>127</sup>Davi Brustolin Sperandio, <sup>127</sup>Rafael Duarte Modesto, <sup>127</sup>Kamila Gomes Fernandes, <sup>127</sup>Iara Sena Rocha, <sup>127</sup>Maurício Brito de Sousa

<sup>1</sup>Grupo de Pesquisa em Tectônica e Evolução Crustal-Guaporé, Brasil. <sup>2</sup>Curso de Graduação em Geologia, ICET/UFMT. <sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT. <sup>4</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências, ICET/UFMT. <sup>5</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT. <sup>6</sup>Departamento de Geologia, IGEMA/UMSA. <sup>7</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM). \*Autor correspondente: fabiele\_spode@hotmail.com

## INTRODUÇÃO

O Granito Cerro Leon, foco deste trabalho, localiza-se próximo a cidade de San Ramón na Bolívia, e está relacionado a evolução da Faixa Sunsás. Adamek *et al.* (1996) descrevem sua ocorrência como um dique de granito pórfiro que intrude o Grupo Sunsás, ao longo de uma zona de cavalgamento e definem como tardi e pós-cinemático.

O objetivo deste trabalho é contribuir para o entendimento do magmatismo relacionado à Faixa Sunsás e para isso, foram realizadas caracterizações geológicas e petrográficas do Granito Cerro Leon e o estudo da morfologia dos cristais de zircão desta unidade.

## GEOLOGIA REGIONAL

A Orogenia Sunsás marca o estágio final da cratonização do escudo Amazônico em 1000-950 Ma, conforme datação Rb-Sr e K-Ar realizada por Litherland *et al.* (1986) em rochas graníticas relacionadas e pegmatitos pertencentes as bordas da faixa colisional Sunsás. Tal faixa é caracterizada estruturalmente por zonas de cisalhamento miloníticas que mostram orientação sinistral preferencial ativas durante 1080 e 1050 Ma ao longo da porção meridional do microcontinente Paraguá (Teixeira *et al.*, 2010).

Além dessas zonas de cisalhamento proporcionarem o dissecação das unidades Sunsás e rochas antigas, elas permitiram o alojamento de granitos sin a tardi- tectônicos, caracterizando assim, o evento granítico Sunsás (Litherland *et al.* 1989, Teixeira *et al.* 2010), o qual abrange vários maciços, conforme constatado por Teixeira *et al.* (2010).

As seqüências metassedimentares reconhecidas, Sunsás e Vibosi, as quais constituem o Grupo Sunsás da Faixa móvel homônima, apresentam idades Ar-Ar e K-Ar mais antigas que 1000 Ma (Ruiz *et al.*, 2007) e atitude preferencial de dobras penetrativas e perpendiculares a NW, além de metamorfismo regional de baixo grau, conforme Litherland e Bloomfield (1981).

## GEOLOGIA E PETROGRAFIA

O Granito Cerro Leon (GCL) constitui um corpo alongado segundo a direção NNW, alojado em rochas atribuídas ao Grupo Sunsás e exhibe deformação semelhante as suas encaixantes, conforme evidenciado na Figura 1.

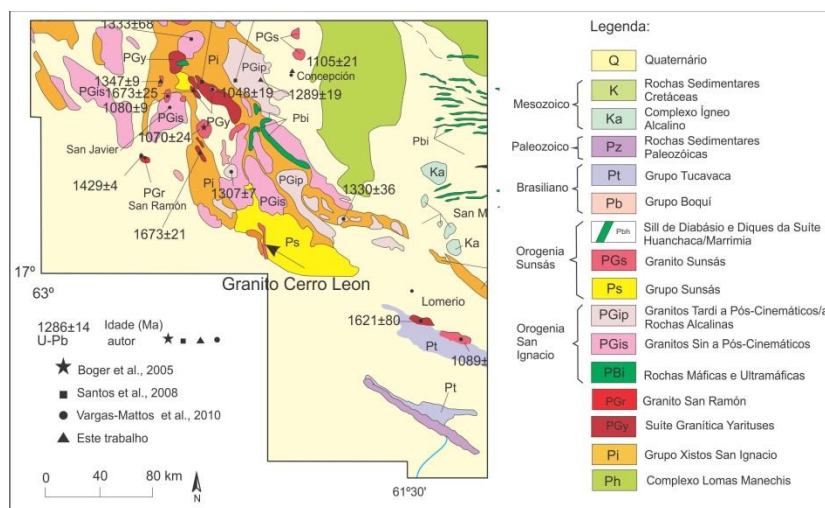


Figura 1: Mapa geológico da porção oriental boliviana, extraído de Matos *et al.* (2009), realçando o Granito Cerro Leon e suas encaixantes (Grupo Sunsás).

Macroscopicamente, as rochas do GCL caracterizam-se por textura inequigranular, fina a média, de cor cinza esbranquiçada (Fig. 2A) e anisotrópico (Fig. 2-B). Opticamente, constituem-se essencialmente por quartzo (65 %), muscovita (15%), subordinadamente por feldspato alcalino (6%), plagioclásio (5%), e biotita (4%). Os minerais acessórios são representados por opacos, apatita, zircão; além de sericita, clorita e argilominerais como produtos de alteração hidrotermal.

Do ponto de vista deformacional, as rochas do GCL são anisotrópicas evidenciadas principalmente pela orientação dos cristais de muscovita (textura granolepidoblástica), biotita, quartzo em fitas e recristalização em subgrãos de quartzo (Figura 2-C e D), estando associadas ao metamorfismo de baixo grau.

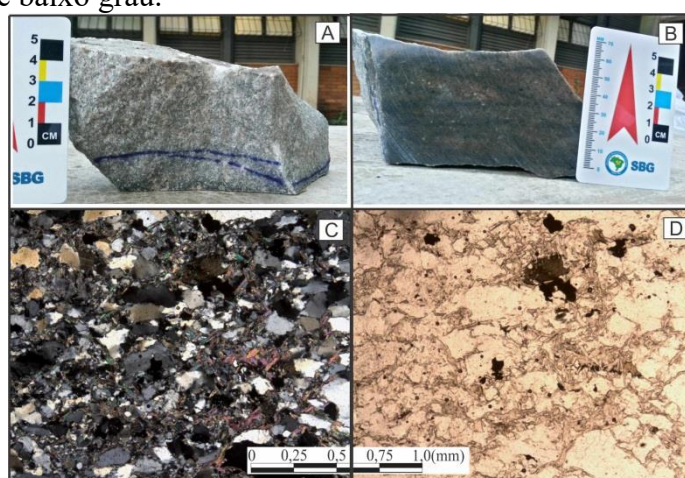


Figura 2: Aspectos macroscópicos do GCL. A- cor cinza esbranquiçada; B- detalhe da orientação dos minerais félsicos e máficos placóides como muscovita e biotita. C e D - Fotomicrografia do GCL exibe textura granolepidoblástica dado pela orientação dos cristais de muscovita e quartzo em fitas. Polarizadores cruzados em C e paralelos em D.

## TIPOLOGIA DE ZIRCÃO

Para a realização do estudo de tipologia de cristais de zircão foram realizados procedimentos habituais de preparação de amostras, para posterior separação manual dos cristais da fração de 0.090 mm, pelo processo de catação em lupa binocular.

Os critérios utilizados para a tipologia basearam-se nos propostos por Pupin (1980), em que as populações de zircões são divididas a partir da composição (taxa

alumínio/alcalinidade), relação entre as faces prismáticas e piramidais do cristal e sua temperatura de cristalização. Os zircões foram separados em famílias, e descritas características como coloração e estruturas, visíveis em lupas binoculares de aumento até 4x, com posterior análise em microscópio de luz transmitida à nicóis descruzados, com aumentos de 10x e 40x.

Quanto à tipologia do zircão, foram selecionados 35 cristais e separados em três famílias distintas, com base no arranjo das suas faces prismáticas e piramidais. A família I (Fig. 3-A) é representada por zircões do tipo P1, são euédricos a subédricos, coloração citrina acastanhada é predominante, com algumas variações claras, as pirâmides e prismas são bem desenvolvidos e o contorno do seu hábito é bastante escurecido devido ao processo de metamictização. Fraturas e inclusões podem ser observadas em alguns cristais, sendo que os que apresentam cor mais clara possuem o desenvolvimento de cristais de apatita e outros minerais em seu interior.

A família II (Fig. 3-B) caracteriza-se por zircões do tipo P2, são euédricos a subédricos, de cor variando de citrino/citrino acastanhado a laranja acastanhado, com a presença de algumas fraturas e bordas mais escurecidas quando comparadas com a família I, ou seja, processo mais intenso de metamictização, não sendo observada a presença de inclusões e fraturas.

A família III (Fig. 3-C) é do tipo P5/D, hábito euédrico, com suas pirâmides bem desenvolvidas e os prismas ligeiramente mais curtos que as demais famílias, com alguns cristais levemente subédricos. Apresenta cor caramelo castanho a laranja acastanhado, sendo mais opaca em relação aos demais e quando submetidos à luz natural transmitida ficam completamente escurecidos devido ao processo avançado de liberação de Pb em sua estrutura cristalina, o que dificulta a observância de inclusões, porém algumas fraturas são presentes.

Há evidências de uma quarta família (IV) (Fig. 3-D), de hábito euédrico, em que as faces prismáticas e piramidais são bem desenvolvidas e mais encurtadas que as demais, caracterizando zircão do tipo S10, porém há apenas um cristal com tais características, de cor caramelo e fortemente metamictizado, bem escuro em luz natural, não sendo observado inclusões e fraturas.

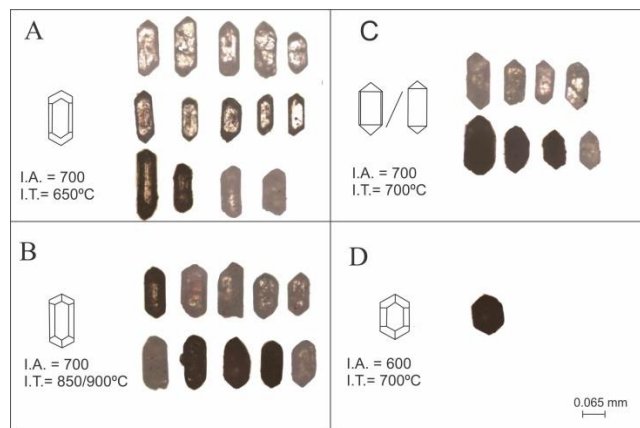


Figura 3: Imagens em microscópio petrográfico, com lente de 10 x, das famílias de zircão e esquema de seus respectivos tipos, bem como os índices de alcalinidade (I.A.) e temperatura (I.T.), conforme modelo de Pupin (1980). A- Família P1. B- Família P2. C- Família P5/D. D- Família S10.

## CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

O Granito Cerro Leon apesar de ser descrito por Adamek *et al.* (1996) como um corpo tardi a pós-cinematóico, apresenta registros deformacionais e relação de campo que sugerem tratar-se de uma intrusão sin-cinematóica.

Com base no diagrama de classificação tipológica de zircões proposto por Pupin (1980), foram identificadas quatro famílias, sugerindo que os zircões foram cristalizados em

um sistema predominantemente alcalino, devido apresentar índice de alcalinidade (I.A.) na faixa 700, e temperaturas entre 650°C e 900°C, que juntamente com a predominante conservação do hábito euédrico das famílias de zircão propõem uma provável origem ígnea.

Petrograficamente, as rochas do GCL foram caracterizadas por textura fina a média, granolepdoblástica (anisotrópicas). A presença de muscovita primária e secundária sugere que houve importante participação de fusão de crosta continental na geração do magma que deu origem a esse granito.

Para um melhor detalhamento tipológico dos zircões, com a determinação de zoneamentos e presença de xenocristais, pretende-se capturar imagens de cátodo luminescência em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), associado às análises geocronológicas U-Pb (SHRIMP), que contribuirão para o entendimento da evolução do magmatismo que originou o Granito Cerro Leon, além de tentar estabelecer uma correlação com as demais unidades que ocorrem na Faixa Sunsás.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adamek, P. M., Troeng, B., Landivar, G., Llanos, A., Matos, R. 1996. Evaluación del los recursos minerales del distrito San Ramón. *Boletín del Servicio Geológico de Bolivia*, La Paz. n. 10. 33 p .

Litherland M., Bloomfield K., 1981. The Proterozoic history of eastern Bolivia. *Precambrian Research* **15**:157–179.

Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Llanos A., Mitchell W.I., O'Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G., Webb B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. London, Overseas Memoir. British Geological Survey, p. 64-79.

Matos R., Teixeira W., Geraldés M.C., Bettencourt J.S.. 2009. *Geochemistry and Nd-Sr Isotopic Signatures of the Pensamiento Granitoid Complex, Rondonian-San Ignacio Province, Eastern Precambrian Shield of Bolivia: Petrogenetic Constraints for a Mesoproterozoic Magmatic Arc Setting*. Revista do Instituto de Geociências- USP. São Paulo, **9**(2):89-117.

Pupin J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **73**: 207–220.

Ruiz, A.S., Simões, L.S.A., Araujo-Ruiz, L.M.B., Godoy, A.M., Matos, J.B., Sousa, M.Z.A. 2007. Cinturão Orogênico Aguapeí (1025-900 MA): Um exemplo de Faixa Móvel Intracontinental no SW do Cráton Amazônico. *In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos-SNET*, Natal, 116-118.

Teixeira W., Geraldés M.C., Matos R., Ruiz A.S., Saes G., Vargas-Mattos G. 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*. **29**:47–60.



# ANÁLISE PRELIMINAR, TRATAMENTO DOS LINEAMENTOS INTERPRETADOS E ASPECTOS ESTRUTURAIS DO GRANITO LAJINHA, NOROESTE DE BARRA DO GARÇAS- MT

*Victor Hugo Guedes Silva*<sup>1,5,6</sup>, *Francisco Abel Pompeu de Campos*<sup>2,5,6</sup>, *Endel Muller Dalat de Sousa*<sup>3,5,6</sup>, *Amarildo Salina Ruiz*<sup>4,5,6</sup>

<sup>1</sup>Curso de Graduação em Geologia-UFMT, [silva.vhg@gmail.com](mailto:silva.vhg@gmail.com); <sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências-ICET/UFMT; <sup>3</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas - IG/UnB; <sup>4</sup>Departamento de Geologia Geral-ICET/UFMT; <sup>5</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; <sup>6</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM; Universidade Federal De Mato Grosso - UFMT

## INTRODUÇÃO

Na região sudeste do estado de Mato Grosso aflora rochas graníticas correspondentes à evolução da Faixa Paraguai, entre elas ocorre o granito Lajinha, intrudido em rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá.

Este trabalho tem como finalidade realizar a caracterização do padrão de fraturamento do batólito baseado em dados obtidos por meio de sensores remotos topográficos (SRTM) e de imagens de satélite.

## GEOLOGIA REGIONAL

De acordo com Almeida *et al.* (1984), Durante o ciclo orogênico Pan Africano (600Ma), entre os crátóns Amazônico e São Francisco, a Província Tocantins foi erguida, fazem parte desta província as Faixas moveis Araguaia, Paraguai e Brasília. Alvarenga (1988) caracterizam-a como Zona interna metamórfica com intrusões graníticas (Grupo Cuiabá), Zona externa dobrada, com pouco ou sem metamorfismo (Grupo Araras e Grupo Alto Paraguai) e Cobertura Sedimentar de Plataforma, sendo os limites destas zonas marcados por grandes falhas de empurrão.

Relacionada à evolução da Faixa de Dobramento Paraguai, a Província granitóide Neoproterozóica é composta por sete corpos ígneos distintos (Fig. 1) em dois eventos magmáticos intrusivos. O evento magmático do norte, constituído pelos granitos São Vicente, Lajinha e Araguaiana (Godoy *et al.* 2010.) . São formados por intrusões fissurais, alongadas e alinhadas na direção NNE-SSW, gerados em ambiente pós-colisional de arco continental.

## ANÁLISE DO PADRÃO DE LINEAMENTOS

Foi realizado uma análise previa das imagens de satélite (SRTM e Landsat 8), dados estes de domínio público. Para os dados orbitais topográficos SRTM, foram feitos modelos digitais de elevação e para os dados espectrais do Landsat 8 foram feitas imagens de composição de bandas e analisadas nos espectro do infravermelho próximo. A seguir em análise qualitativa destes dados foram feitas interpretações de feições estruturais do Granito Lajinha (Fig. 2), através da demarcação de lineamentos estruturais (Fig. 1). Os dados extraídos indicam um padrão de direção preferencial NE-SW com valores azimutais entre 25° e 80° com média de 55,2° (Fig. 3), com um pequeno conjunto de estruturas de configuração ortogonal a oblíqua E-W. estes dados foram tratados em software OpenStereo (Grohmann & Campanha 2010).

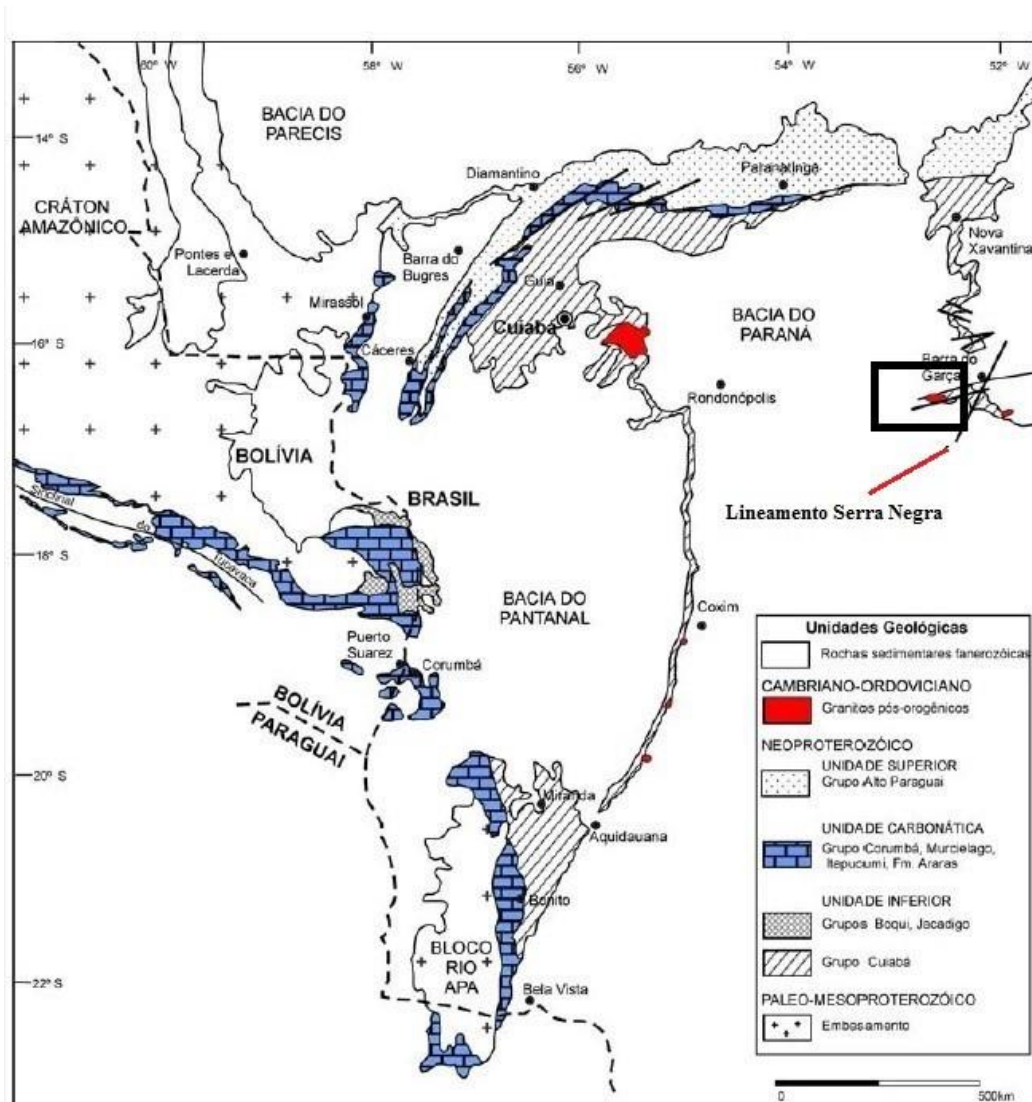


Figura 1. Mapa geológico da Faixa Paraguai em MT, MS e Bolívia (modificado de Almeida, 1984, Alvarenga, 1990 In: Saes *et al.* 2008), área de estudo em preto.

## CHECAGEM GEOLÓGICA E ESTRUTURAL

A análise dos dados estruturais aliados aos lineamentos obtidos em fotointerpretação sugerem padrões estruturais preferenciais NE-SW (Fig. 2). Em campo esses padrões são corroborados com uma estruturação rúptil de juntas e fraturas (Fig. 3) oriundas da descompressão do corpo granítico (Sousa & Tocantins, 2015), ausente de feições deformacionais de caráter dúctil, típico de corpos pós colisionais. Esta estruturação rúptil possui um intervalo entre N15E e N50E (Fig. 4).

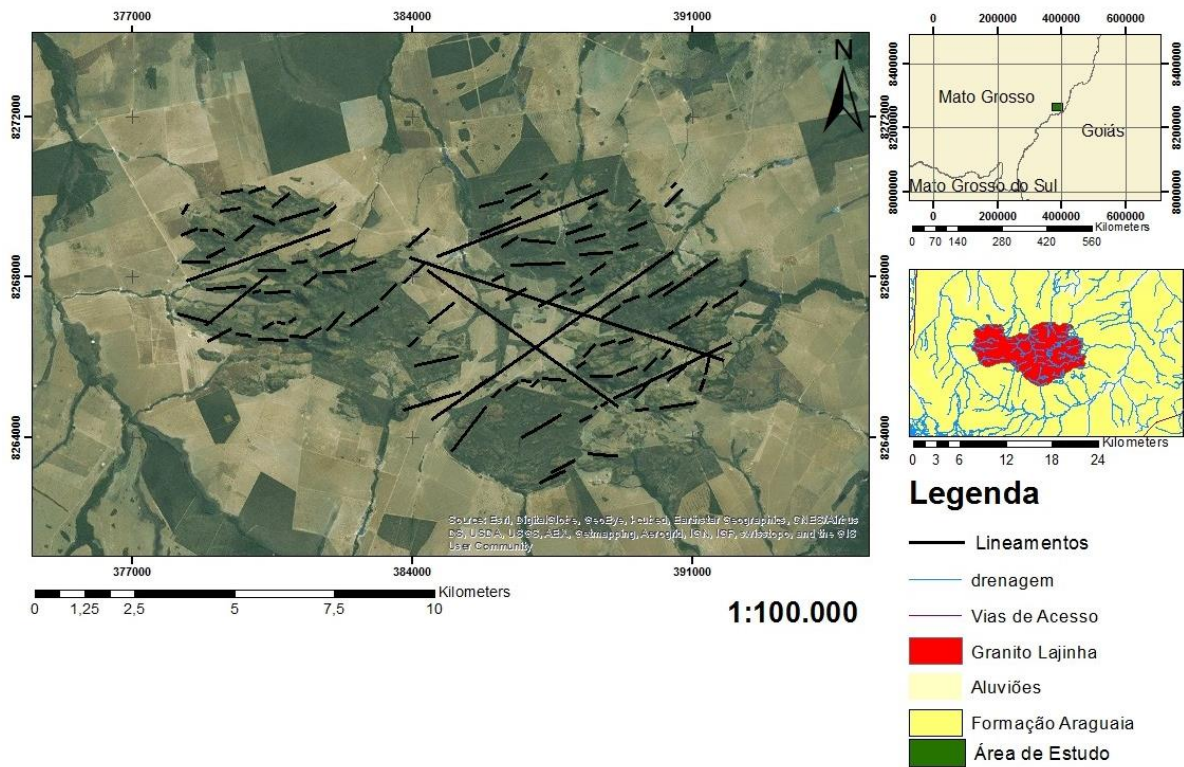


Figura 2. Mapa geológico da área de estudo e dos lineamentos do Granito Lajinha - Barra do Garças-MT.

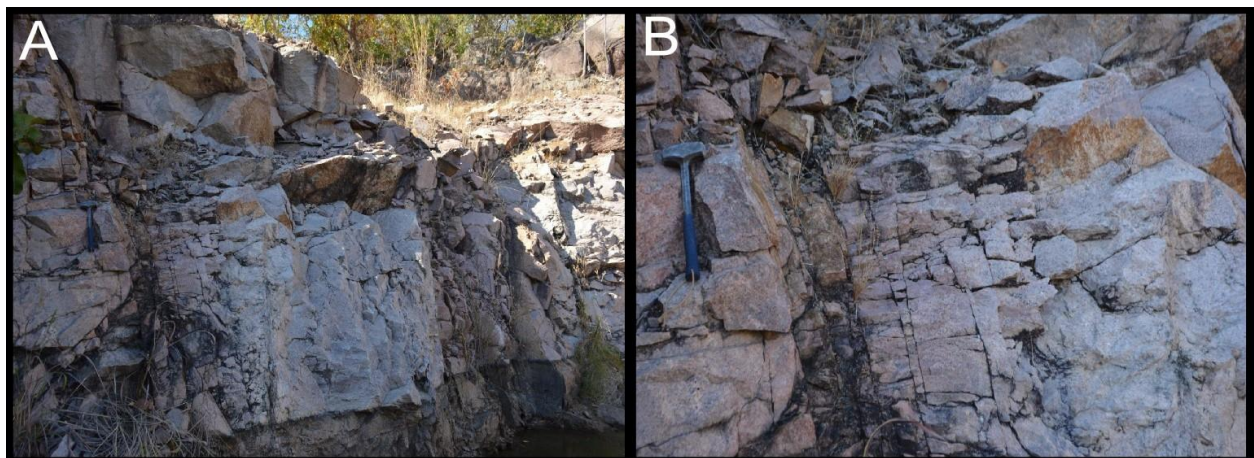


Figura 3. Ilustração que mostra feições estruturais de caráter rúptil do Granito Lajinha, em A) caracterização geral do granito em corte de estrada, em B) escala maior, mostrando a abrangência de juntas de direção NE-SW, impostas ao granito.

# GEOLOGIA E DEFORMAÇÃO DA ZONA DE CISALHAMENTO ARAGUAIA

Sousa, E.M.D.de.<sup>1,3,4</sup>; Ruiz, A.S.<sup>2,3,4</sup>; Vidotti, R.M.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, endelmuller@gmail.com;

<sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT;

<sup>3</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé, Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT;

<sup>4</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM

## INTRODUÇÃO

A região Noroeste do Estado de Goiás apresenta uma diversidade de corpos graníticos de natureza e evolução tectônica complexa, ambos desenvolvidos no Neoproterozóico em diferentes fases da orogenia Brasileira. Alguns desses exemplos são: i) o Granito Araguaiana, um batólito aflorante próximo ao Rio Araguaia, intrusivo em metasedimentos do Grupo Cuiabá, zona interna da Faixa Paraguai e, ii) Granitos da Sequência Plutônica Bom Jardim de Goiás, pertencentes ao Arco Magmático de Goiás, encobertos, no sul, por rochas da Bacia do Paraná e à noroeste por sedimentos do Rio Araguaia. O contato entre essas unidades se dá representado por estruturas tectogênicas de cisalhamento, relacionada à implantação da Zona de Cisalhamento Araguaia (ZCA), que levou a transformações superpostas às feições magmáticas, gerando domínios petroestruturais em ambos corpos graníticos que são deformadas e modificadas progressivamente à medida que se dirige para o interior das ZCA, além de orientar a borda desses litotipos segundo um trend NE. Este trabalho apresenta as tramas tectônicas impostas pela atividade da ZCA nesses corpos, bem como aspectos cinemáticos visando contribuir para o entendimento da evolução da Província Tocantins.

## GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida entre duas unidades geotectônicas de grande expressão pertencentes à Província Tocantins, a Faixa Paraguai a oeste e o Arco Magmático de Goiás a leste. A Faixa Paraguai-Araguaia definida originalmente por Almeida (1964) constitui um cinturão de dobramentos de destaque na região central do continente sulamericano, bordejando o leste-sudeste do Cráton Amazônico e o leste do Bloco Rio Apa, sendo constituída de metassedimentos deformados (Ciclo Brasileiro 650-550 Ma) em dobras isoclinais fechadas no interior da faixa compressional, passando progressivamente em direção ao cráton às coberturas em parte contemporâneas, estruturalmente onduladas e falhadas, mas não metamorizadas (Alvarenga & Trompette, 1993). O Arco Magmático de Goiás compreende um sistema de arcos formados por associação de rochas metaígneas e metassedimentares, com características geoquímicas e isotópicas similares às associações de arcos magmáticos intra-oceânicos, e constitui um segmento de crosta continental juvenil na região central da Província Tocantins (Pimentel e Fuck, 1994). A formação deste arco se deu com a subducção de crosta oceânica e o envolvimento de um arco de ilhas imaturo acompanhado de um magmatismo derivado do manto ( $87\text{Sr}/86\text{Sr} < 0,710$ ), gerando corpos sin-tectônicos, similares a granitóides calci-alcalinos de regiões orogênicas, além de corpos pós-tectônicos ricos em álcalis típicos de estágios finais de eventos orogênicos. O Arco Magmático de Goiás foi dividido em duas seqüências: o Arco de Mara Rosa, situado a norte da Província Tocantins e o Arco de Arenópolis, situado no centro sul da Província Tocantins.

## GEOLOGIA LOCAL

O Granito Araguaiana representa um magmatismo pós-tectônico em relação ao evento Brasileiro com idades Rb-Sr (*Pimentel e Fuck, 1994*) e U-Pb (*Pimentel, 1991*) entre 576 Ma. e 462 Ma, enquanto a Sequência Plutônica de Bom Jardim de Goiás compreendem ortognáisses cálcicos a cálcio-alcálicos, granitos milonitizados, Sequências Vulcanossedimentares e Granitos Tardi a Pós-Tectônicos justapostos ao longo de zonas de cisalhamento, de direções NNE e NNW, de idade 890 à 600 Ma. (*Moreira et al., 2008*). Na área de estudo, o Granito Araguaiana e a Sequência Plutônica de Bom Jardim de Goiás possuem contato marcado pela Zona de Cisalhamento Araguaia (*Ruiz et al, 1999*), composta por uma sequência de rochas miloníticas à ultramiloníticas, que controlam o rio Araguaia em um trend N25-30E na região (Figura 1).

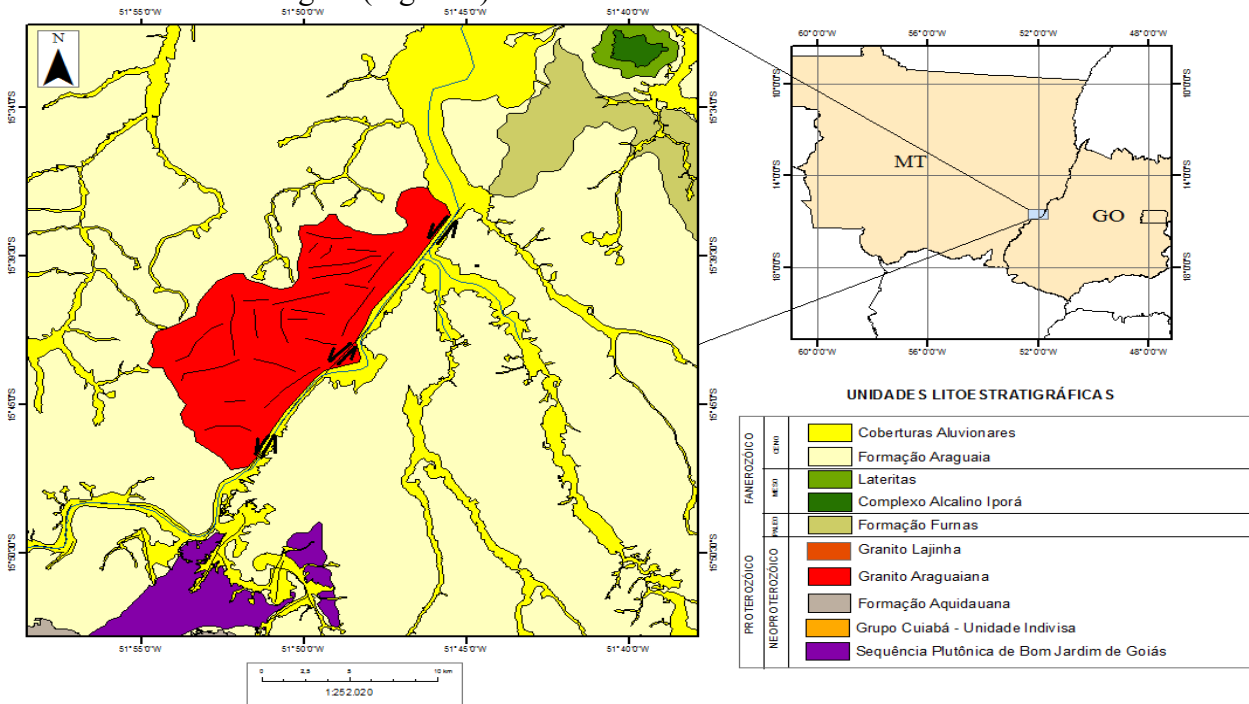


Fig. 1 – Mapa Geológico da Zona de Cisalhamento Araguaia.

## GEOLOGIA ESTRUTURAL E DEFORMAÇÃO

A foliação milonítica associada à Zona de Cisalhamento Araguaia apresenta um traçado geral pouco variável com orientação em torno de N25E e mergulhos subverticais com mergulho predominantemente para sudeste (*Sousa & Tocantins, 2015*) (Figura 2).

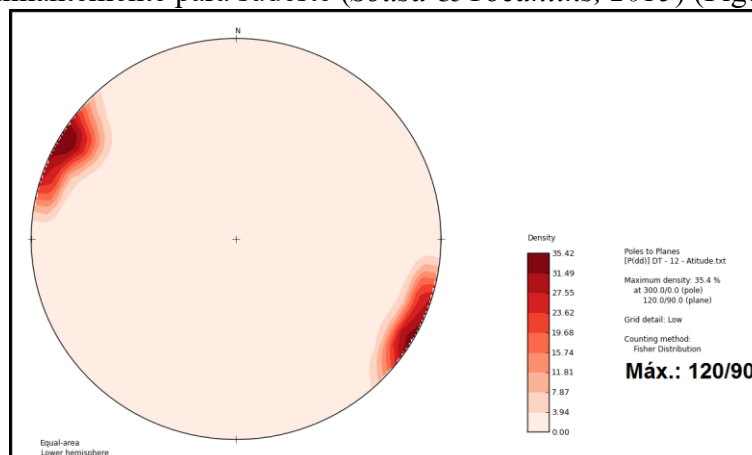


Fig. 2 – Diagrama de isofrequência de polos da foliação milonítica, marcando uma concentração máxima em N30E/90NW.

O evento de deformação da ZCA se caracteriza por microbandamento em regime dúctil e fragmentação mineral em regime rúptil. Em muitos casos, a deformação é acompanhada por percolação de fluidos, provocando recristalização dos minerais produzindo uma intensa alteração hidrotermal impondo também uma foliação milonítica na rocha, com cominuição mineral, porém mantendo-se suas características porfiróides, lineação subhorizontal, formação de fitas de quartzo recristalizado transpondo a xistosidade pré-existente, assumindo uma orientação paralela com deformação acentuando-se ao atingir a porção principal da ZCA (Figura 3).



Fig. 3 – Lineação subhorizontal e rotação de pórfiroclastos impostos pela deformação cisalhante.

O padrão de estiramento predomina lineações subhorizontais ou raras lineações oblíquas com baixo mergulho indicando movimentação transpressiva indicando sistematicamente movimentação sinistral (Figura 4).

Essas rochas afloram às margens do Rio Araguaia e são classificadas como milonitos e ultramilonitos ocorrendo nas margens do Rio Araguaia. Possuem clara orientação preferencial, com foliação penetrativa e em geral são constituídas mineralogicamente por quartzo, feldspato e muscovita.

Como principais feições estruturais, destacam-se extinção ondulante forte; encurvamento cristais; geminação de deformação; rotação de cristais; foliação anastomosada, lineação de estiramento; formas augen de porfiroclastos (Figura 4). Os produtos desses processos de cisalhamento em condições frágil-dúctil e dúctil resultam na formação de milonitos e ultramilonitos.

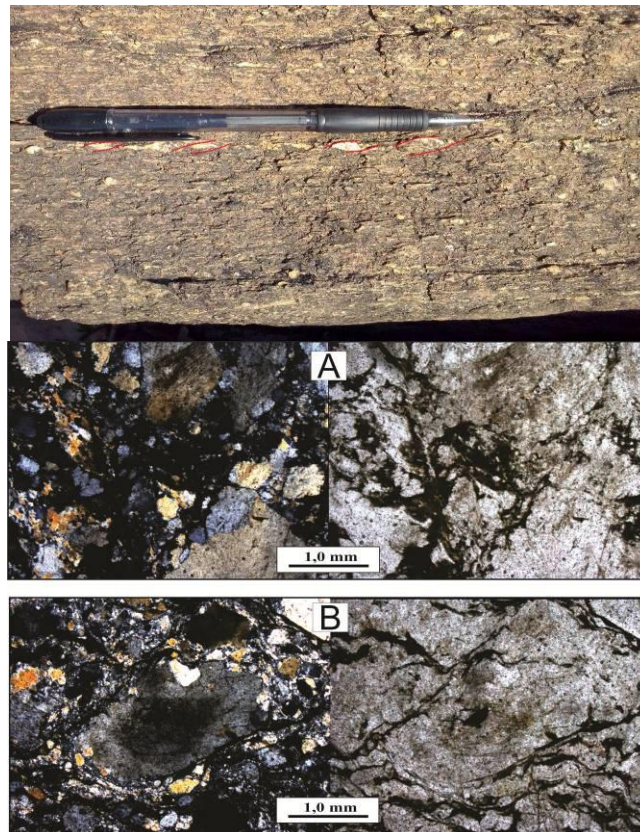


Fig. 4 – Feição sigmoidal em pórfiros rotacionados sinistralmente e fotomicrografia mostrando a orientação preferencial de grãos e a formação de feição sigmoidal sinistrógira.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

A ZCA possui padrão de deformação e orientação análogas às propostas para o Lineamento Transbrasiliano, que corresponde a um sistema transcorrente relacionado com a tectônica de escape lateral na colisão do Cráton Amazônico com o do São Francisco (Cordani *et al.* 2013).

Schobbenhaus *et al.*, (1975) o descreve como uma feição alongada de cerca de 2.900 km, com orientação NE-SW, originada na Orogenia-Brasílica-Pan-Africana, que cruza o território brasileiro do Ceará ao Mato Grosso e prossegue para sudoeste, penetrando no Paraguai e Argentina. Dessa forma, os corpos pós colisionais brasílicos marcaram as reativações do Lineamento Transbrasiliano posteriores à formação do Gondwana Ocidental, final da orogenia brasílica, imprimindo feições que obliteram as texturas e estruturas primárias sendo assim enquadrada e caracterizada como uma Zona de Cisalhamento sinistral, transpressiva e pertencente ao sistema do LTB.

## AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece ao GEOCIAM e ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé pelo suporte financeiro e o apoio técnico-científico, à CAPES pela concessão de bolsa, ao Programa de Pós-graduação em Geociências Aplicadas do IG/UnB e ao Departamento de Geologia Geral da UFMT pela indução e incentivo no aprimoramento pessoal e científico.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA F.F.M. 1964 - Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, Rio de Janeiro. Bol. 215, 123p.
- ALVARENGA, C.J.S., & TROMPETTE, R., 1993. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da Região de Cuiabá. Rev. Bras. Geo. 23, p18–30.
- CORDANI, U. G., M. M. PIMENTEL, C. E. G. de ARAÚJO, and R. A. FUCK (2013), The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana, Braz. J. Geol., 43(3), 583–597.
- MOREIRA M.L.O., MORETON L.C., ARAÚJO V.A., LACERDA FILHO J.V., Costa H.F. 2008. Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/SIC - FUNMINERAL. 143 p.
- PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., 1994. Geocronologia Rb-Sr da porção sudeste do maciço de Goiás. Revista Brasileira de Geociências. 24(2): 104-111.
- PIMENTEL, M.M., 1991. Late crustal evolution of the Tocantins Province in Central Brazil: an isotopic and geochemical study. PhD Thesis, University of Oxford, 250p
- RUIZ, A. S. ; SOUZA, MARIA ZELIA AGUIAR de ; ARAÚJO-RUIZ, L. M. B. . A Faixa de Dobramentos Paraguai e os granitóides tardi-cinemáticos: uma caracterização preliminar dos Granitos Lajinha e Araguaiana no leste matogrossense.. In: VI Simp. Geol. da Amazônia, 1999, Manaus. Anais do VI Simp. Geol. da Amazônia, 1999. v. único.
- SCHOBENHAUS, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T.; LINDENMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. Folha Goiás (SD- 22). In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Brasília: DNPM. 113 p. 1975.
- SOUSA, E.M.D. & TOCANTINS, R.F. 2015. Análise Litoestrutural do Lineamento Transbrasiliano na Região entre Barra do Garças-MT e Araguaiana-MT. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 74p.



# MAPEAMENTO GEOLÓGICO UTILIZANDO DADOS GAMAESPECTOMÉTRICA DO EMBASAMENTO DO TERRENO JAURU

*Frankie James Serrano Fachetti<sup>1,3</sup>, Francisco Abel Pompeu de Campos<sup>1,3</sup>, Ana Cláudia Dantas da Costa<sup>1,2,3</sup> e Carlos Humberto da Silva<sup>1,2,3</sup>*

(1) Programa de Pós-Graduação em Geociências ICET – UFMT

(2) Departamento de Geologia Geral, ICET, UFMT. E-mail:acdcosta@ufmt.br;

(3) Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé.

## INTRODUÇÃO

Apesar da intensificação dos estudos na porção SW do Cráton Amazônico, até hoje muitas informações ainda permanecem incógnitas. O Mapeamento geológico utilizando imagens aerogeofísicas tem se mostrado uma importante ferramenta para contribuição a geologia.

## OBJETIVO

Este trabalho tem objetivo de estabelecer os limites litoestratigráficos das unidades pertencentes ao embasamento do Terreno Jauru, na região de Taquarussu, SW de Mato Grosso, utilizando a interpretação de dados de gamaespectometria.

## METODOLOGIA

Para este trabalho foram utilizados os dados do aerolevante magnetométrico e gamaespectrométrico do estado de Mato Grosso - Área 2. disponibilizado pela CPRM. A direção das linhas de vôo são N-S com espaçamento de 500 metros, a direção das linhas de controle E-W possuem espaçamento de 10.000 metros e a altura de vôo sobre o terreno é de 100 metros. Neste trabalho foram utilizados os dados de contagem total de radioelementos em um mapa radiométrico da distribuição ternária K, Th, U (Fig. 1)

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A área mapeada localiza-se na Província Rondoniana San Ignácio mais especificamente no limite entre o Terreno Jauru e o Orógeno Santa Helena (Ruiz *et al.* 2005) marcado pela zona de cisalhamento Indivaí-Lucialva. A Zona de Cisalhamento Indivaí-Lucialva, na área mapeada, corresponde a uma falha normal, com movimento de topo para NE, agregando o Batólito Santa Helena aos conjuntos metavulcano-sedimentares e ortognaisses do embasamento do Domínio Jauru.

## LOCALIZAÇÃO E VIA DE ACESSO

A área mapeada esta localizada no Distrito Taquarussu, nos limites no município de Jauru. Jauru localiza-se no sudoeste do estado de Mato Grosso sob as coordenadas 15°20'31" sul e a uma longitude 58°51'59" oeste, com altitude máxima de 390 m.

## RESULTADOS

A disposição dos elementos radioativos associada a um determinado litotipo pode alterar em função da composição dessa rocha, da aparência de estruturas como sistemas de falhas, de diferenciação magmática durante o processo de intrusão, da ação de atividade intempericas como erosão entre outros.

A assinatura geofísica resultante apresenta contraste entre a parte SW, central, N e NE sugerindo a divisão através dos limites das unidades litológicas distintas.

O resultado da interpretação da imagem gamaespectométrica (Figura 2) apresentou um contraste passível de delimitação geográfica para os limites das rochas da região de Taquarussu. Foram identificadas as seguintes unidades: Formação Uitiariti, Granito São Domingos, Granito Santa Helena, Gnaisse Taquarussu, Gnaisse Botas, Suite Figueira Branca e a encaixante Grupo Alto Jauru.

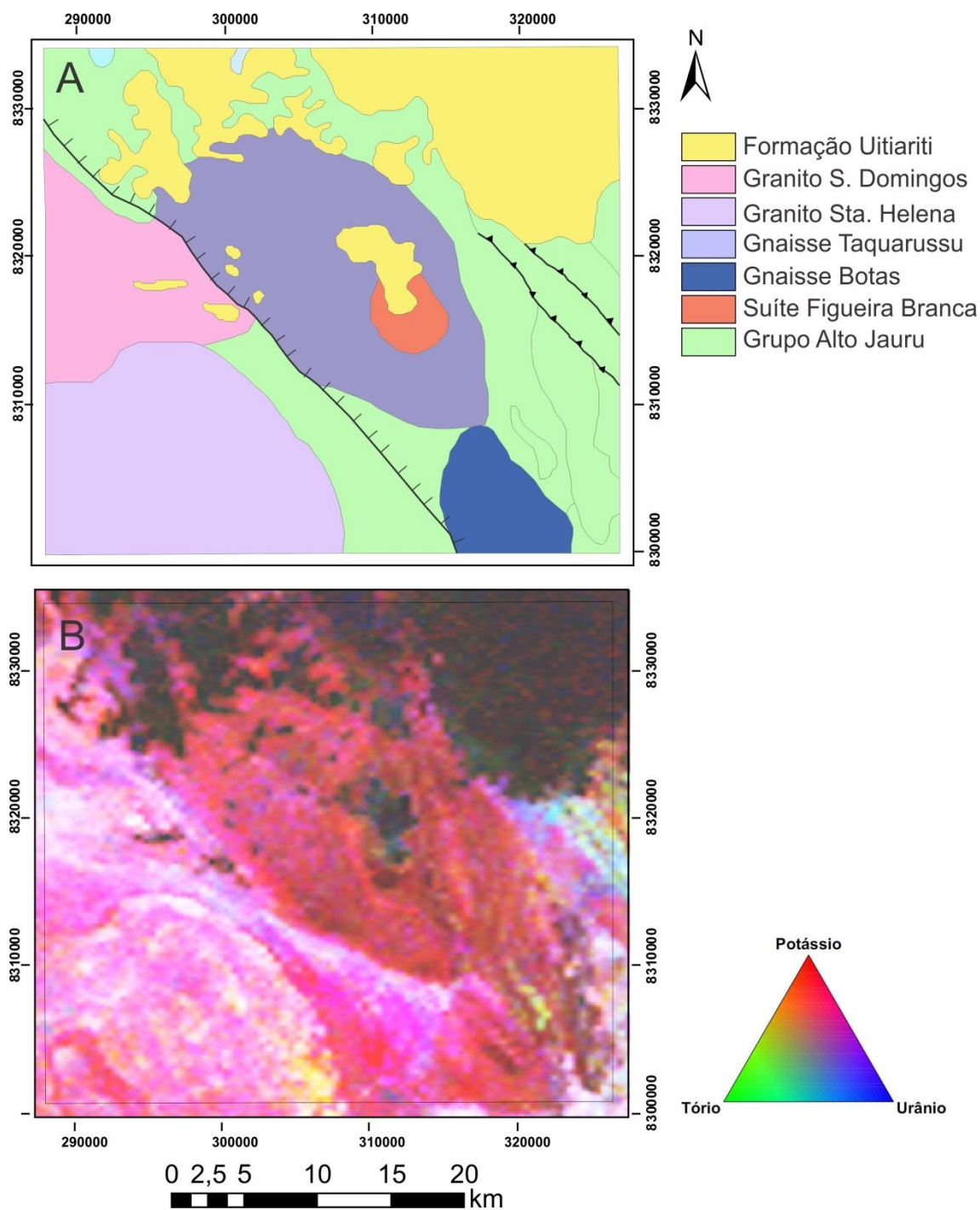


Figura 2. A) Mapa geológico com base na interpretação das imagens dos padrões RGB = (K, Th, U) dos radioelementos na região de Taquarussu.. B) Mapa da distribuição ternária com padrão RGB = (K, Th, U) dos radioelementos na região de Taquarussu.

A porção SW corresponde ao domínio dos graníticos apresentam contagem alta do K, sugerido pelo enriquecimento de feldspato alcalino, indicando um grau evolutivo mais elevado quando comparado com as rochas da porção central. A Porção N, NE demonstram o domínio da ausência dos elementos radiométricos, por se tratar de um platô (Bacia do Parecis). A encaixante, o Grupo Alto Jauru constituída rochas máficas tais como anfíbolitos e piroxenitos já demonstra uma elevação no domínio do Urânio.

A imagem mostra nitidamente o limite entre o Terreno Jauru e o Orógeno Santa Helena (Ruiz *et al.* 2005) marcado pela zona de cisalhamento Indaiavá-Lucialva, a qual apresenta um *trend*

NW/SE. Também foram identificadas outras duas zonas de cisalhamento de ambiente compressivo a Oeste da área mapeada com forte contraste do Domínio do potássio.

#### **REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

MATOS, J. B.; SOUZA, M. Z. A.; RUIZ, A. S.; CALACHIBETE, C; GERALDES, M. C. 2003. Caracterização Litoestrutural dos Distritos de Taquarussu e Lucialva (Jauru-MT). In: Anais. VIII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Anais, Cuiabá-MT, 40-42 p.

RIBEIRO, V. B.; MANTOVANIL. M. M.; Contribuição geofísica ao estudo do Batólito Granítico Santa Helena, sudoeste do Cráton Amazônico. Revista do Instituto de Geociências – USP Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 12, n. 2, p. 6-82, Agosto 2012.

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. 2005. Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico região limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado. 250-260 p.

# PETROGRAFIA E MORFOLOGIA DE ZIRCÕES DOS GRANITOS COLMENA E SAN RAMÓN, ORIENTE BOLÍVIANO

Davi Brustolin Sperandio<sup>1,2,5,6</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>3,5,6</sup>, Ramiro Matos<sup>5,7,8</sup>, Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>3,5,6</sup>, Cinthya de Deus Souza<sup>4,5,6</sup>, Fabiele Dalmaso Spode<sup>1,5,6</sup>, Iara Sena Rocha<sup>1,2,5,6</sup>, Kamila Gomes Fernandes<sup>1,5,6</sup>, Maurício Brito de Sousa<sup>1,2,5,6</sup>, Rafael Duarte Modesto<sup>1,2,5,6</sup>

<sup>1</sup>Curso de Graduação em Geologia UFMT davigeologia13@gmail.com, <sup>2</sup>PET-Geologia/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; <sup>4</sup>Programa de Pós-Graduação em geociências-UFMT, <sup>5</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé; <sup>6</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM; <sup>7</sup>Departamento de Geologia, IGEMA/UMSA; <sup>8</sup>UMSA - Universidad Mayor de San Andrés

## INTRODUÇÃO

Os granitos Colmena e San Ramón, focos deste trabalho, estão relacionados a evolução da Faixa Sunsás e estão localizados perto da cidade de San Rafael e na cidade de San Ramón (Fig 1). Este trabalho tem como objetivo a descrição morfológica dos cristais de zircão e a caracterização petrográfica dos granitos Colmena e San Ramón e tem-se como finalidade contribuir com o entendimento do evento magmático que gerou essas rochas.

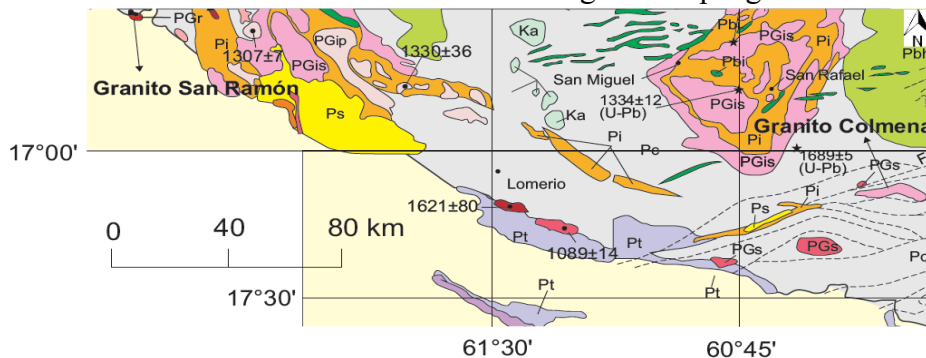


Figura 1. Mapa geológico e de localização do Granito Colmena e do Granito San Ramón, extraído de Matos (2010). PGr (Granito San Ramón), Ph (Complexo Lomas Manechis), Pc (Complexo Chiquitania), Pi (Grupo Xistos San Ignacio), PGis (Granitos Sai a Pós-Cinematismo), PGip (Granitos Tardios a Pós-Cinematismo), Ps (Grupo Sunsás), Ka (Complexo Ígneo Alcalino), Pt (Grupo Tucavaca), PGs (Granito Sunsás).

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Faixa Sunsás compreende o Grupo Sunsás (Grupo Aguapeí, no Brasil), Grupo Vibosi, Complexo Ricón del Tigre e granitóides relacionados a orogenia Sunsás. Pode ser dividida em três etapas: Formação de margem passiva ao longo da margem sudoeste da Amazônia, estágio colisional e contemporâneos eventos tectônicos ocorridos tanto em margem de placa como distalmente no interior brasileiro e os eventos pós-tectônicos e anorogênicos, (Litherland *et al.*, 1986 e Teixeira *et al.*, 2010).

O Granito Colmena está relacionado a evolução do Cinturão Orogênico Aguapeí, no qual temos rochas magmáticas, que são, principalmente, tarde a pós-cinematismo. Assim temos identificadas a Suíte Intrusiva Guapé (idade K-Ar entre 914 a 917 Ma), caracterizada por ser corpos plutônicos ácidos e as suítes intrusivas Rancho de Prata, Salto Grande e Huanchaca Intrusivas Rancho de Prata, Salto Grande e Huanchaca, apresentando um caráter máfico e uma idade K-Ar entre 850 a 936 Ma, (Ruiz, *et al.*, 2005).

## GEOLOGIA E PETROGRAFIA

Os Granitos Colmena e São Ramon afloram em áreas afetadas pela Orogenia Sunsás, sendo que ambos são intrudidos em ortognaisses do Complexo Chiquitania e o Granito Colmena exibe efeitos tectônicos do Lineamento San Diablo (Fig. 1).

Em amostra de mão (Fig. 2A), as rochas do Granito Colmena são leucocráticas, de cor cinza escuro, textura fina a média, anisotrópicas evidenciadas principalmente pela orientação dos cristais de biotita e são constituídas por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita como único máfico essencial. Ao microscópio, suas rochas são caracterizadas por intercrescimentos pertítico, mirmequítico e textura granolepidoblástica com porfiroclastos de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino (Fig 2B). De acordo com Diagrama QAP de Streckeisen (1976) foram classificadas como monzogranitos e denominados de monzogranitos miloníticos devido sua deformação. São constituídas de quartzo (55%), feldspato alcalino (15%), plagioclásio (15%) e biotita (10%). Os minerais acessórios são representados por titanita (3%), zircão (1%) e apatita (1%) e de alteração por clorita, sericita, muscovita, epidoto, allanita, argilominerais, minerais opacos. Os processos de alteração identificados são: cloritização, saussuritização, sericitização, argilização.

O quartzo ocorre em grãos anédricos, apresenta extinção ondulante, sendo possível observar estrutura do tipo *ribbon*. O plagioclásio ocorre em grãos anédricos e foi classificado segundo método Michel Levy entre albita e oligoclásio. Encontra-se saussuritizado, sericitizado e argilizado podendo conter inclusões de apatita. O feldspato alcalino ocorre em grãos anédricos a subédricos, encontra-se, por vezes, pertítico e pode exibir inclusões de apatita e zircão. A biotita ocorre em pequenas palhetas orientadas com pleocroísmo marrom-avermelhado a castanho-claro.

Macroscopicamente, as rochas do Granito San Ramón ocorrem leucocráticas, anisotrópicas, de cor cinza escuro e granulação variando de média a grossa. Suas rochas ao serem analisadas microscopicamente foram caracterizadas por textura inequigranular, micrográfica e classificadas como granodioritos. São constituídas de quartzo (35%), plagioclásio (35%), feldspato alcalino (10%) e biotita (15%) como minerais essenciais e titanita (3%), apatita (1%) e zircão (1%) como acessórios e calcita, muscovita, sericita, argilominerais, opacos, epidoto como produtos de alteração hidrotermal. Os processos de alteração são os mesmos identificados no Granito Colmena com adição do processo de carbonatação.

O quartzo ocorre em grãos anédricos, apresenta extinção ondulante, e por vezes apresentam bandas de deformação (Fig. 2E) e recristalização. Pode portar inclusões de apatita e zircão, identifica-se textura gráfica, mirmequítica e *bulging*. O plagioclásio ocorre como grãos anédricos e segundo o método de Michel Levy foi classificado como andesina e labradorita. Podem conter inclusões de apatita e zircão. Os feldspatos alcalinos ocorrem como grãos subédricos. É possível identificar cristais com intercrescimento pertítico e mirmequítico e textura micrográfica.

A biotita (Fig. 2F), apresenta-se orientada com pleocroísmo marrom-avermelhado a castanho-claro.

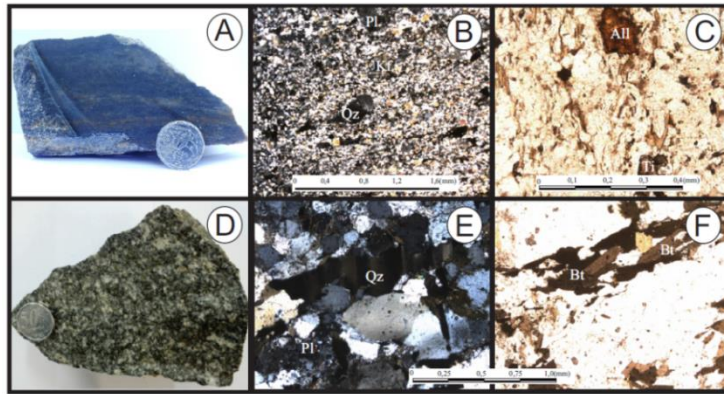


Figura 2. A) Aspectos macroscópicos do Granito Colmena; B) fotomicrografia ilustrando porfiroclastos de plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz); C) detalhe nos cristais de allanita (All), titanita (Ti) e orientação das biotitas; D) aspectos macroscópicos do Granito San Ramón; E) bandas de deformação do quartzo (Qz); F) foliação evidenciada pela orientação das biotitas (Bt);

### MORFOLOGIA DOS ZIRCÕES

Para a obtenção dos cristais de zircão e estudar sua morfologia foram necessárias algumas etapas de preparação de amostra, tais como: britagem, moagem, peneiração para separação em quatro granulações distintas (0.125 mm, 0.09 mm, 0.063 mm e menor que 0.063 mm) e eliminação dos minerais magnéticos com auxílio do ímã. Durante o estudo morfológico foi usada uma lupa binocular da marca *Olympus, modelo BX50*, no Laboratório de Microscopia do DRM (UFMT) com aumento de até 4x e zircões do tamanho de 0.09 mm, os quais foram separados manualmente com uma agulha. Os mesmos cristais também foram analisados utilizando-se de microscópio de luz transmitida à nicóis cruzados com objetiva de 10x buscando uma melhor caracterização e obtenção de uma imagem de maior qualidade.

A classificação dos zircões por famílias foi baseada de acordo com Pupin (1980), em que as populações de zircões são divididas a partir da composição (taxa alumínio/alcalinidade), relação entre as faces prismáticas e piramidais do cristal e sua temperatura de cristalização.

De acordo com o hábito apresentados pelos cristais de zircão do Granito Colmena foram identificados e classificados em três famílias diferentes. A primeira família, identificada como P4 (Fig. 3A), possui cristais prismáticos, alongados e espessos, de cor amarelada e razão de largura *versus* comprimento 3:2. A segunda família, caracterizada como P5 (Fig. 3B), é composta por cristais alongados, de cor amarela e razão 3:1. A terceira família foi característica como S20 (3C), que são cristais prismáticos curtos, de cor amarelada e apresenta razão 1:1. Nas 3 (três) famílias identificadas (P4, P5, S20), a ocorrência de inclusões é rara.

Os cristais de zircão do Granito San Ramón também foram separados em três famílias diferentes. A primeira família, identificada como D (Fig. 3D), possui cristais prismáticos, alongados e estreitos, de cor castanha, e razão 4:1. A segunda família, caracterizada como P5 (Fig. 3E), é composta por cristais alongados, de cor castanha, e tem razão 3:1. A terceira família foi característica como S20 (3F) e são cristais prismáticos curtos, de cor castanha, e uma razão 1:1. Nas famílias identificadas, a ocorrência de inclusões é rara com exceção na família P5.

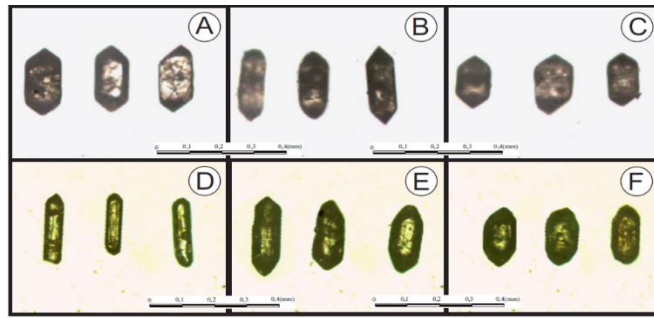


Figura 3. Imagem dos cristais de zircão em microscópio petrográfico utilizando objetiva de 10x. A) família P4; B) família P5; C) família S20; D) família D; E) família P5; F) família S20.

### CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES

Baseado na tipologia de zircão conforme Pupin (1980) foi possível identificar 3 (três) famílias distintas para o Granito Colmena identificadas como P4, P5 e S10 e outras 3 (três) para o Granito San Ramón identificadas como D, P4 e S10.

Petrograficamente, as rochas do Granito Colmena foram classificadas como monzogranito milonito, devido sua composição e por apresentar foliação típica de cisalhamento de natureza dúctil. Já no Granito San Ramón, suas rochas são classificadas como granodioritos, apresentam-se anisotrópicas evidenciada por uma orientação preferencial dos minerais félsicos e biotita, recristalização de quartzo em subgrãos.

Ambos granitos estão intrudidos no Complexo Gnáissico Chiquitania e de acordo com a petrografia os corpos graníticos foram submetidos a esforços deformacionais, que foram mais intensos no Granito Colmena do que no Granito San Ramón. Baseado na tipologia de zircão foi possível observar que, das três famílias identificadas, duas estão presentes tanto no Granito Colmena quanto no Granito San Ramón, indicando possível relação dos dois corpos.

Os cristais de zircão dos granitos Colmena e San Ramón foram separados para uma análise mais detalhada com o microscópio eletrônico de varredura (MEV) e para datação U-Pb (SHRIMP), para uma melhor compreensão da história magmática da Faixa Sunsás e tentar estabelecer uma correlação com as demais unidades que ocorrem na região.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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., Webb B.C. 1986. The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. London, Her Majesty's Stationery Office, 140 p.
- Pupin, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 73:207–220.
- Matos R. 2010. Geocronologia e Evolução Tectônica Paleo-Mesoproterozoica do Oriente Boliviano – Região Sudoeste do Cráton Amazônico, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado 240 p.
- Ruiz, A.S. (2005). Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico região limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso. Tese (Doutorado). Rio Claro. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Júlio de Mesquita Filho.
- Teixeira, W., Geraldés, M.C., Matos, R., Ruiz, A.S., Saes, G., Mattos, G.V., 2010. A Review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 47-60p.

# PETROGRAFIA E TIPOLOGIA DE ZIRCÕES DO GRANITO TAPERITAS NA REGIÃO DE SAN JOSÉ DE CHIQUITOS - LESTE BOLIVIANO

*Iara Sena Rocha*<sup>1,3,4,5</sup>; *Amarildo Salina Ruiz*<sup>3,4,6</sup>; *Rafael Duarte Modesto*<sup>1,3,4,5</sup>;  
*Kamila Gomes Fernandes*<sup>3,4,5,6</sup>; *Cinthya de Deus Souza*<sup>3,4,6,7</sup>; *Davi Brustolin Sperandio*<sup>2,3,4,5</sup>;  
*Fabiele Dalmaso Spode*<sup>3,4,5</sup>; *Maurício Brito de Sousa*<sup>1,3,4,5</sup>

Universidade Federal de Mato Grosso

<sup>1</sup>PET-Geologia -UFMT, [iarasena-rocha@gmail.com](mailto:iarasena-rocha@gmail.com); <sup>2</sup>PIBIT/UFMT; <sup>3</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé -UFMT; <sup>4</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM; <sup>5</sup>Curso de Graduação em Geologia, ICET/UFMT; <sup>6</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT, <sup>7</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências, ICET/UFMT.

## INTRODUÇÃO

O Granito Taperitas (GT), foco deste trabalho, localiza-se a sudeste de San José de Chiquitos na Bolívia e está relacionado à evolução da Faixa Sunsás. Tendo em vista a importância do estudo sobre a fase orogênica da formação desta faixa, principalmente no que tange às intrusões graníticas, vê-se a necessidade de um estudo mais detalhado acerca das condições magmáticas envolvidas em sua geração.

O objetivo deste trabalho é contribuir para o entendimento do magmatismo que gerou o GT e para isso, foram realizadas caracterizações geológicas, petrográficas e o estudo da morfologia dos cristais de zircão proposto por Pupin & Turco (1972) e Pupin (1980), e através dessa análise poderemos obter o índice de alcalinidade e a temperatura de cristalização as quais foram submetidos às populações de zircão deste granito.

## CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

O SW do Cráton Amazônico é dividido em quatro províncias geocronológicas: Ventuari-Tapajós (2,00-1,81 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80-1,60 Ga), Rondônia-San Ignacio (1,56-1,30 Ga) e Sunsás-Aguapeí (1,20-0,95 Ga), esta última está intimamente ligada à aglutinação do supercontinente Rodínia segundo Teixeira *et al.* (2010).

A evolução da Faixa Sunsás pode ser dividida em três etapas: (1) a formação de margem passiva ao longo do sudoeste da Amazônia, (2) estágio colisional e contemporâneos eventos tectônicos ocorridos tanto em margem de placa como distalmente no interior brasileiro e (3) eventos pós-tectônicos e anorogênicos.

Esta faixa compreende o Grupo Sunsás (Grupo Aguapeí, no Brasil), Grupo Vibosi, Complexo Ricon del Tigre e granitóides relacionados a orogenia Sunsás. Quartzos monzonitos, monzonitos, sienogranitos e granitos tipo rapakivi constituem os maciços mais antigos (El Carmen, por exemplo). Ao passo que os corpos mais jovens (Primavera e Señoritas) consistem em sienitos, traquitos e granitos paraluminosos e peralcalinos. As intrusões sin a pós-tectônicas são geneticamente relacionadas com a principal zona de cisalhamento Sunsás, mostrando contatos confusos com migmatitos (nebulosamente cisalhados) e morfologia alongada em imagens aéreas. Em contraste, os plútons finais a pós-tectônicos são corpos circulares ou ovais (que é o caso do Granito Taperita).

Quanto a idade destes corpos U-Pb em zircão, por ICP-MS-LA no maciço El Carmen é comparável com os plútons Naranjito, Primavera e Taperas, que datam 1092-1047 Ma segundo Vargas-Mattos *et al.* (2009).



## GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA

Litherland (1986) descreve a ocorrência do Granito Taperitas como um corpo intrusivo nas rochas do Complexo Gnáissico Chiquitania e Grupo Tucavaca; conforme ilustrado na Figura 1.

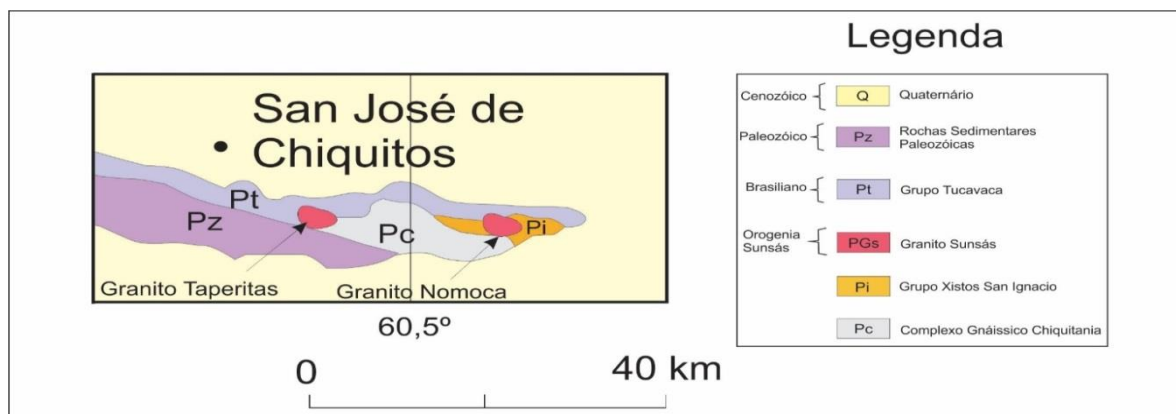


Figura 1. Mapa geológico da região de San Jose de Chiquitos, destacando os granitos Taperitas e Nomoca, extraído de Matos (2010).

Em amostra de mão, as rochas do Granito Taperitas são leucocráticas, anisotrópicas, de cor rosa acinzentada, Figura 2A. Ao microscópio, caracterizam-se por textura inequigranular, média, com intercrescimentos mirmequítico e pertítico e com a presença de fenocristais de feldspato alcalino. A mineralogia essencial (Figura 2B e C) é representada por feldspato alcalino (45%), quartzo (20%), biotita (10%), plagioclásio (oligoclásio, 5%); titanita (3%), apatita (2%) e zircão (1%) como fases primárias acessórias; epidoto (pistacita - 3%), clorita, sericita e argilominerais como produtos de alteração hidrotermal.

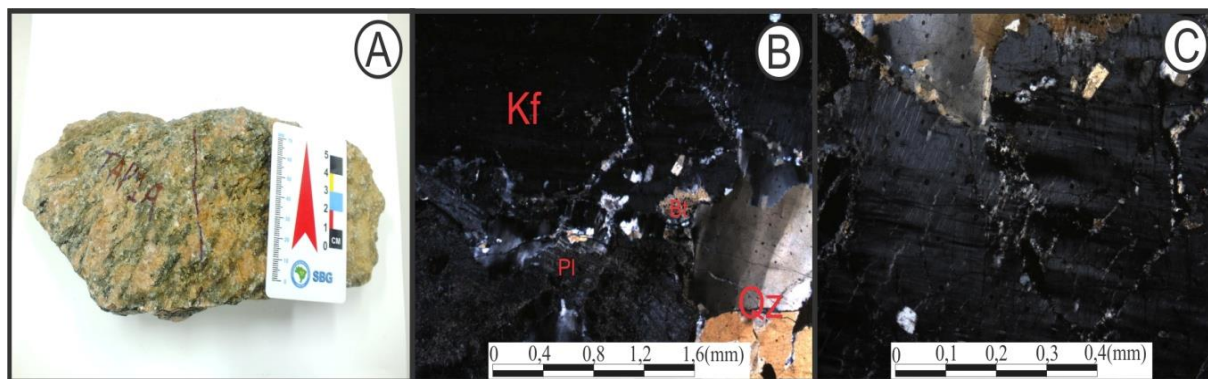


Figura 2. Aspectos macroscópicos e microscópicos do Granito Taperitas. A) Amostra de mão do Granito Taperitas; B) fotomicrografia ilustra mineralogia essencial com feldspato alcalino (Kf), quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl); C) detalhe de intercrescimento pertítico.

## TIPOLOGIA DE ZIRCÃO

Para a obtenção do concentrado de cristais de zircão e estudar sua morfologia foram necessárias algumas etapas de preparação de amostra, tais como: britagem, moagem e peneiração para separação em quatro granulções distintas (0.125 mm, 0.09 mm, 0.063 mm e menor que 0.063 mm). A partir desta fase, a separação se deu de acordo com a suscetibilidade magnética e densidade dos minerais e para isto, foram empregados o método de bateia, seguidos do separador magnético do tipo *Frantz*. Todo o processo de preparação de amostras foi realizado nos laboratórios do Departamento de Recursos Minerais, do curso de Geologia da UFMT.

Durante o estudo morfológico foi usada uma lupa binocular da marca *Olympus*, modelo *BX50* e zircões do tamanho de 0.09 mm, os quais foram separados manualmente com auxílio de agulha. Durante o processo da identificação da tipologia dos cristais de zircão, os minerais selecionados foram separados e classificados de acordo com a morfologia das pirâmides e prismas dos zircões, seguindo a metodologia proposta por Pupin & Turco (1972).

Foram selecionados 30 cristais e divididos em três populações, as quais foram, cada uma, separadas por cristais com feições morfológicas semelhantes. As populações identificadas foram comparadas com os cristais descritos no quadro tipológico de Pupin & Turco (1972) ilustradas na Figura 3, que mostra os diferentes tipos e subtipos fundamentais dos cristais de zircão, temperaturas e graus de alcalinidade/aluminosidade.

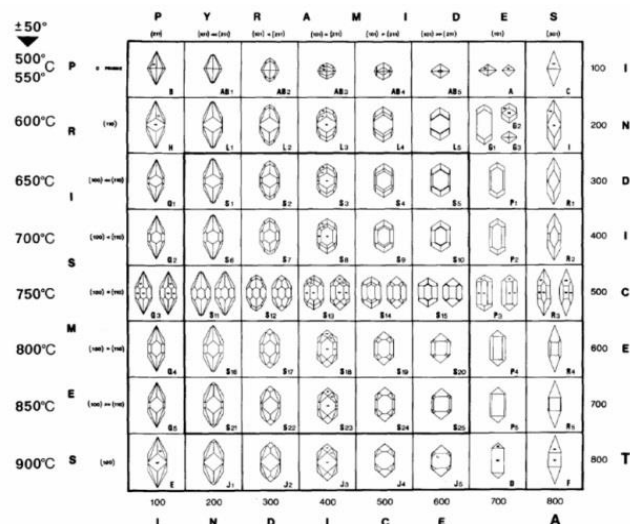


Figura 3: Quadro tipológico ilustra diferentes tipos e subtipos fundamentais dos cristais de zircão, de acordo com Pupin & Turco (1972).

Com relação à análise da tipologia dos zircões, foram identificadas três famílias para o GT, cada uma com dez cristais. A primeira família (Figura 2A) caracteriza-se por cristais prismáticos alongados, subédricos, de cores transparentes a castanho claro, com razão comprimento *versus* largura de 3:1, sendo correlacionável com os tipos P1 e P2 propostas por Pupin (1980). A segunda família (Figura 2B) é composta por cristais de prismas curtos, subédricos a euédricos, cor variando de transparente, castanho claro a marrom e razão 1:1, sendo identificada entre os tipos S5 a S10. A terceira família (Figura 2C) caracterizada como tipo P4, é formada por cristais prismáticos medianos, subédricos a euédricos, cor transparente a castanho claro, e razão 2:1. Nas famílias identificadas ( P1 e P2, S5 a S10 e P4), a ocorrência de inclusões é rara com exceção da primeira família.

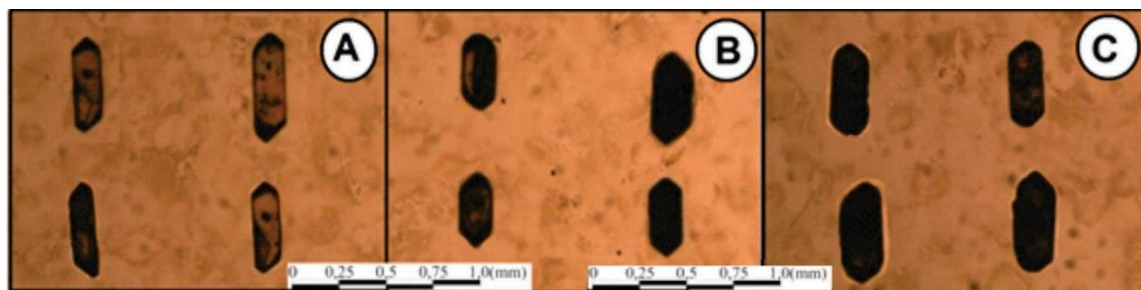


Figura 4. Imagem dos cristais de zircão selecionados para a exemplificação das famílias em microscópio petrográfico do GT, utilizando objetiva de 4x. A) Família tipos P1 e P2; B) família tipos S5 a S10; C) família tipo P4.

## CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

Baseado no diagrama de classificação tipológica de zircão proposto Pupin (1980) foi possível identificar 3 (três) famílias distintas para os cristais de zircão do Granito Taperitas, sendo: P1 a P2; S5 a S10; e P4, podendo-se inferir que foram cristalizados em um sistema com índice de alcalinidade variando entre 600 a 700 e temperatura entre de 650° a 800°C. Petrograficamente suas rochas são leucocráticas, anisotrópicas, de cor rosa acinzentada, caracterizadas por textura inequigranular, média, com intercrescimentos mirmequítico e pertítico.

Para uma melhor compreensão deste granito, sugere-se um estudo minucioso da petrografia e um melhor detalhamento tipológico dos zircões com a utilização de captura de imagens de cátodo luminescência em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), onde poderão ser feitas a observação de possíveis inclusões, bem como a determinação de zoneamentos em zircões e associado às análises geocronológicas U-Pb (SHRIMP). Estes estudos contribuirão para o entendimento da evolução do magmatismo que originou o Granito Taperitas e com isso, tentarão estabelecer uma correlação com as demais unidades provenientes do mesmo evento na Faixa Sunsás.

## REFERÊNCIAS

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., Webb B.C. 1986. The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. London, Her Majesty's Stationery Office, 140 p.

Matos R. 2010. Geocronologia e Evolução Tectônica Paleo-Mesoproterozoica do Oriente Boliviano – Região Sudoeste do Cráton Amazônico, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado 240 p.

Pupin J.P & Turco G. 1972 (c). Le zircon accessoire en géothermométrie. C R Acad Sci Paris 274D:2121–2124.

Pupin, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology. 73:207–220.

Teixeira, W., Geraldés, M.C., Matos, R., Ruiz, A.S., Saes, G., Mattos, G.V., 2010. A Review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. Journal of South American Earth Sciences 47-60p.

Vargas-Mattos, G.L., Geraldés, M.C., Matos, R., Teixeira, W., 2009. Resultados parciais U-Pb de alguns corpos intrusivos gerados na orogênese Sunsás, SW do Craton Amazônico na Bolívia. Anais do XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Cuiabá, Brazil, 62.

# CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESTUDO MORFOLÓGICO DOS ZIRCÕES DO GRANITO NOMOCA, REGIÃO DE SÃO JOSÉ DE CHIQUITOS, DEPARTAMENTO DE SANTA CRUZ, BOLÍVIA

Rafael Duarte Modesto<sup>1,2,3,4</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>2,3,5</sup>; Kamila Gomes Fernandes<sup>2,3,4</sup>; Davi Brustolin Sperandio<sup>1,2,3,4</sup>; Iara Sena Rocha<sup>1,2,3,4</sup>; Fabiele Dalmaso Spode<sup>2,3,4</sup>; Maurício Brito de Sousa<sup>1,2,3,4</sup>

Universidade Federal de Mato Grosso

<sup>1</sup>PET-Geologia-UFMT; <sup>2</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé/UFMT; <sup>3</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM; <sup>4</sup>Graduação em Geologia ICET/UFMT; <sup>5</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET/UFMT; E-mail do autor: modestogeologia@gmail.com

## INTRODUÇÃO

O Granito Nomoca, descrito primeiramente por Litherland *et al.*, (1986), é identificado como um corpo plutônico ácido que intrude o Grupo San Ignacio e o Complexo Chiquitania. Segundo esses autores trata-se de um granito sin-cinemático em relação a evolução da Faixa Móvel Sunsás. O objetivo do trabalho compreende a caracterização geológica e petrográfica, associado ao estudo morfológico dos zircões do Granito Nomoca, com o propósito de compreender a evolução do magmatismo relacionado a evolução da Faixa Sunsás.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Faixa Sunsás segundo (Litherland *et al.*, 1986; Ruiz *et al.*, 2007; Teixeira *et al.*, 2010) é entendida como um cinturão orogênico marginal, com direção NNW, exibindo várias deformações, tendo vergência tectônica de SW para NE. O metamorfismo regional é de fácies xisto verde, sendo compreendido como magmatismo cálcico-alcalino correspondente à evolução de um arco magmático continental. De acordo com (Litherland *et al.*, 1986 e Teixeira *et al.*, 2010) a Faixa Sunsás compreende o Grupo Sunsás (tendo como correspondente o Grupo Aguapeí no Brasil), o Grupo Vibosi, o Complexo Ricón del Tigre e granitóides relacionados a orogênese Sunsás. É constituída pelas seguintes etapas: Formação de margem passiva ao longo da margem sudoeste da Amazônia, estágio colisional e contemporâneos eventos tectônicos ocorridos tanto em margem de placa como distalmente no interior brasileiro e os eventos pós-tectônicos e anorogênicos.

As rochas magmáticas da Faixa Móvel Sunsás e Aguapeí, pertencentes a Província Sunsás-Aguapeí, são tardi a pós-cinemáticas (Teixeira *et al.*, 2010). Segundo Ruiz, *et al.*, (2007) as idades das intrusões ácidas da Suíte Intrusiva Guapé são entre 914 a 917 Ma (idade K-Ar).

## GEOLOGIA E PETROGRAFIA

O Granito Nomoca aflora na região de San José de Chiquitos e corresponde a um corpo plutônico que intrude o Complexo Chiquitania e o Grupo San Ignacio (Figura 1).

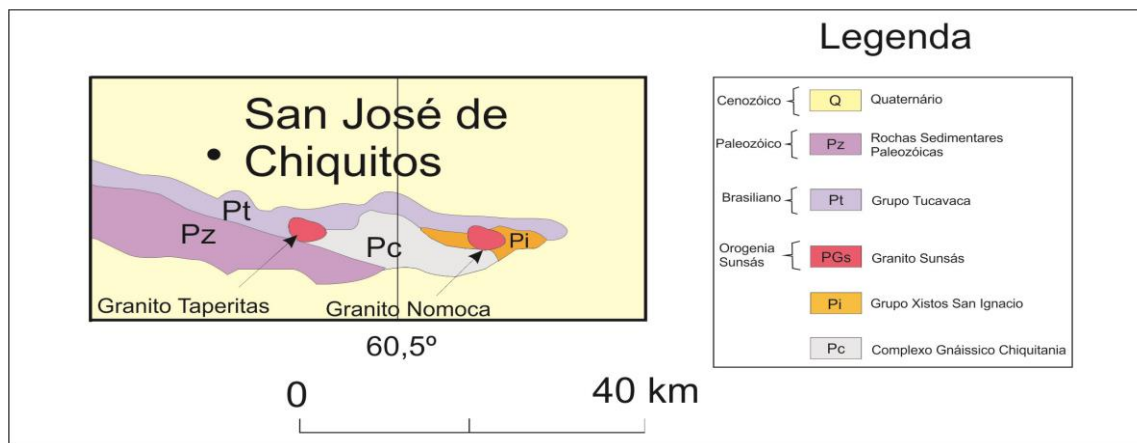


Figura 1: Mapa geológico da região de San Jose de Chiquitos, destacando os Granitos Taperitas e Nomoca. Extraído de Matos (2010).

Essa unidade apresenta ampla variação composicional que compreende desde granodioritos até álcali-feldspato granitos, segundo Coldebella *et al.*, (2014).

A fácies escolhida para análise é mesocrática, de cor preta (na porção com biotita) e rosa nos cristais de feldspato alcalino, é inequigranular, granulação média com fenocristais de feldspato alcalino.

Ao microscópio as rochas do Granito Nomoca são inequigranulares, possuem granulação média com fenocristais feldspato alcalino. A mineralogia primária é representada por feldspato alcalino, quartzo, biotita e plagioclásio (oligoclásio). A mineralogia acessória é representada por titanita, apatita e zircão. Os minerais secundários são representados por clorita, epidoto SS (pistacita) e calcita. Os processos de alteração identificados são: argilização, sericitização, cloritização e carbonatização. As rochas apresentam Pertita em stringer, biotita apresenta-se em Kink Band e textura mirmequítica. Através da análise petrográfica é possível caracterizar a rocha como um álcali-feldspato granito (Figura 2).

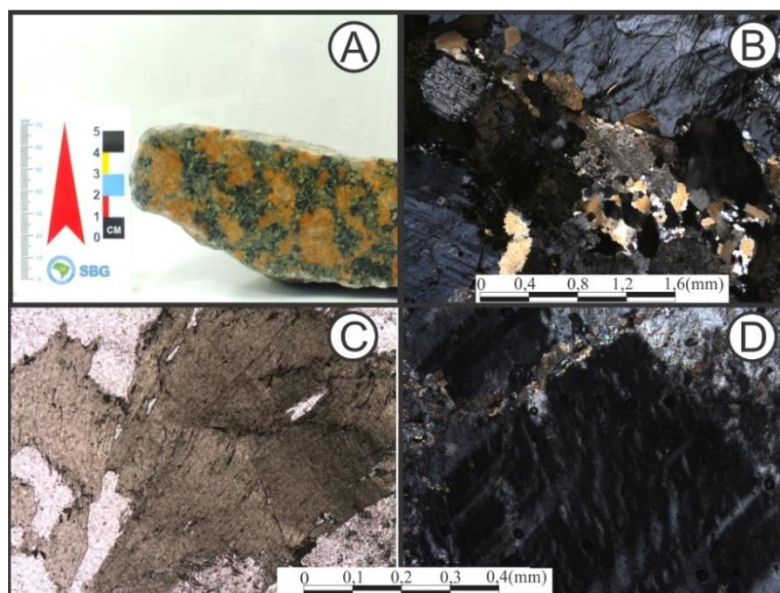


Figura 2: Aspectos macroscópicos e microscópicos do Granito Nomoca. A) Amostra de mão do Granito Nomoca; B) Fotomicrografia de sessão delgada do Granito Nomoca; C) Biotita em Kink Band; D) Textura pertítica. Polarizadores cruzados nas imagens de microscópio petrográfico (B, C e D).

## TIPOLOGIA DE ZIRCÃO

Os trabalhos escolhidos como base para a classificação foram os de Pupin & Turco (1972) e Pupin (1980). Esses trabalhos relacionam temperatura de cristalização e o índice A, referente a composição química, indicando a origem crustal, híbrida ou mantélica, com base na morfologia dos grãos (Figura 3).

A concentração de zircões seguiu a seguinte sequência. Cominuição (britagem e moagem), separação manual com peneiramento nas frações abaixo de 0.062mm, entre 0.062mm e 0.090mm, entre 0.090mm e 0.125mm, separação gravimétrica por bateia, utilização do separador magnético FRANTZ e separação com lupa binocular e registro das imagens em microscópio petrográfico OLYMPUS modelo BX50 com o programa INFINITY CAPTURE.

Os zircões foram agrupados em *mounts* e caracterizados de acordo com sua forma relacionando a classificação de Pupin & Turco (1972) e Pupin (1980).

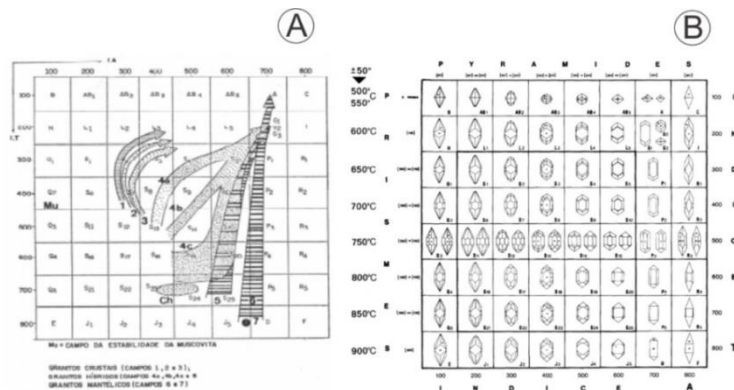


Figura 3: Classificação relacionando temperatura de cristalização com aluminosidade. A) Classificação de Pupin & Turco (1972) relacionando Índice de aluminosidade (I.A.) e Índice de temperatura de cristalização (I.T.). B) Classificação de Pupin (1980) relacionando Índice A com a temperatura de cristalização. Extraído de Pupin (1980). Modificado de Pupin & Turco (1972) e Pupin (1980).

Através do estudo tipológico foi possível determinar três famílias de zircões, as quais seguem detalhadas abaixo. (Figura 4)

No primeiro grupo foram separados os zircões com prisma alongados, euédricos, com pouco ou nenhum arredondamento, possuem tonalidade rosa claro, não apresentam metamitização e raramente possui inclusões. A razão é de 3:1 (comprimento do prisma:largura). Este grupo foi identificado como grupo 1.

No segundo grupo foram separados os zircões com prisma curto, subédricos, com alguns cristais arredondados, possuem tonalidade rosa claro, alguns cristais apresentam metamitização e inclusões. A razão é de 1:1. Este grupo foi identificado como grupo 2.

No terceiro grupo foram separados os zircões com prisma médio, euédricos, com alguns cristais arredondados, possuem tonalidade rosa claro, alguns cristais apresentam-se metamitizados e alguns apresentam inclusões. A razão é de 2:1. Este grupo foi identificado com grupo 3.

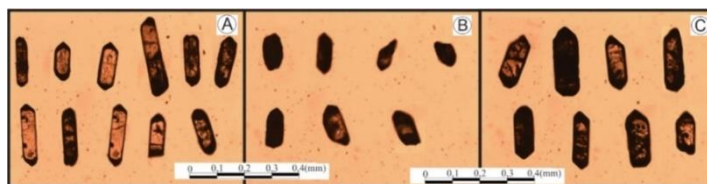


Figura 4: Zircões separados em famílias. A) Grupo 1 (P3 a D); B) Grupo 2 (S20); C) Grupo 3 (P3 a D). Imagem de cristais de zircão microscópio petrográfico (Objetiva de 10x).

## CONCLUSÕES E DISCUSSÃO

Através da análise petrográfica foi possível determinar que a amostra analisada se trata de um álcali-feldspato granito. Analisando imagens obtidas pela lupa e microscópio petrográfico foi possível observar a forma e classificar os zircões de acordo com o quadro de Pupin (1980), sendo atribuído ao Granito Nomoca formas P3 a D, com certos grãos apresentando formato S20, ou seja, temperaturas variando entre 750°C a 900°C.

Baseado nos dados apresentados pode-se indicar alta razão de aluminosidade ( $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ ) e aproximadamente zircões cristalizando-se entre as temperaturas de 750°C a 900°C. A mineralogia corrobora com os dados, apresentando minerais de ambiente peraluminoso. O que pode ser comprovando pelas análises geoquímicas de Coldebella *et al.*, (2014), que caracterizam o Granito Nomoca como proveniente de um magmatismo originado no estágio final da Orogenia Sunsás de composição peraluminosa, cálcico-alcálico de alto-K, similar ao ambiente de arco magmático.

Como aperfeiçoamento da pesquisa pretende-se a realização de análises de imagens de cátodo luminescência em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) associado à análises geocronológicas no Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP) do Granito Nomoca, obtendo-se mais detalhe quanto ao estudo morfológico dos zircões do presente trabalho. Também como evolução do trabalho pretende-se a correlação entre outros granitos provenientes da orogenia Sunsás e melhor entendimento das condições de petrológicas desses.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Coldebella, B., Ruiz, A.S., Sousa, M.Z.A., Malta, I.S., Batata, M.E.F., D'Agrella Filho M.S., Matos-Salinas, G.R. 2014. Petrografia e geoquímica do Granito Nomoca: Provável registro magmático da Orogenia Sunsás no oriente da Bolívia. XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, 724.
- 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., Webb B.C. 1986. The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. London, Her Majesty's Stationery Office, 140 p.
- Matos R. 2010. Geocronologia e Evolução Tectônica Paleo-Mesoproterozoica do Oriente Boliviano – Região Sudoeste do Cráton Amazônico, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado 240 p.
- Pupin J.P. & Turco G. 1972 (c). Le zircon accessoire en géothermométrie. C R Acad Sci Paris 274D:2121–2124.
- Pupin, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology. 73:207–220.
- Ruiz, A.S., Simões, L.S.A., Araujo-Ruiz, L.M.B., Godoy, A.M., Matos, J.B., Sousa, M.Z.A. 2007. Cinturão Orogênico Aguapeí (1025-900 MA): Um exemplo de Faixa Móvel Intracontinental no SW do Cráton Amazônico. XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos-SNET, Natal, 116-118.
- Teixeira, W., Geraldés, M.C., Matos, R., Ruiz, A.S., Saes, G., Mattos, G.V., 2010. A Review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. Journal of South American Earth Sciences 47-60p.

# CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DAS ROCHAS METAMÁFICAS-METAULTRAMÁFICAS, DA REGIÃO DE XINGUARA, SUDESTE DO PARÁ, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Sousa, S.D.<sup>1,4</sup>, Monteiro, L.V.S.<sup>1,4</sup>, Oliveira, D.C.<sup>2,4</sup>, Delinardo, M.A.S.<sup>3,4</sup>, Juliani, C.<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geociências - USP, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

<sup>2</sup> Instituto de Geociências – UFPA, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

<sup>3</sup> Instituto de Geociências – UNICAMP, Programa de Pós-Graduação em Geociências

<sup>4</sup> INCT - Geociam

[sorayadsousa@gmail.com](mailto:sorayadsousa@gmail.com)<sup>1,4</sup> [lena.monteiro@usp.br](mailto:lena.monteiro@usp.br)<sup>1,4</sup> [davis@ufpa.br](mailto:davis@ufpa.br)<sup>2,4</sup>  
[marcodelinardo@gmail.com](mailto:marcodelinardo@gmail.com)<sup>3,4</sup> [cjuliani@usp.br](mailto:cjuliani@usp.br)<sup>1,4</sup>

## INTRODUÇÃO

Na região compreendida entre os município de Xinguara e Água Azul do Norte, no sul do Estado do Pará, rochas máficas e ultramáficas metamorfisadas distribuem-se próximo ao limite entre os domínios tectônicos Rio Maria e Carajás da Província Carajás (Vasquez *et al.* 2008b) ou entre os domínios Rio Maria e Sapucaia (Dall’Agnol *et al.* 2013).

Textura *spinifex* em rochas metaultramáficas nas proximidades do Igarapé Sapucaia foram descritas por Cordeiro (1982) e Hirata *et al.* (1982), o que permitiu a identificação do caráter vulcânico de algumas dessas rochas. Posteriormente, essas rochas foram objeto de estudo da DOCEGEO (1988), todavia, a formalização do Grupo Sapucaia foi proposta por Araújo & Maia (1991), a partir do mapeamento da Folha Carajás (SB-22-Z), realizado pela CPRM, que o caracterizaram como uma sequência metavulcanossedimentar (*greenstone belt*) do Domínio Rio Maria. Estudos recentes (Sousa, 2014; Sousa *et al.*, 2015) permitiram também o reconhecimento de rochas cumuláticas associadas ao *Greenstone Belt*, que podem representar condutos a partir dos quais as lavas extravasaram e uma associação distinta de rochas máficas-ultramáficas metamorfisadas em condições próximas às de fácies granulito.

O objetivo deste trabalho é a apresentação das peculiaridades geológicas e petrográficas desses litotipos máficos e ultramáficos na área de Água Azul do Norte e Xinguara, com foco na individualização de suas principais unidades e caracterização de suas implicações para a compreensão da evolução tectono-metamórfica da província.

## RESULTADOS

O Grupo Sapucaia corresponde a uma faixa alongada e lenticularizada, com direção preferencial E-W, ocorrendo geralmente em forma de morros e pequenas serras (Sousa, 2014). As rochas metamáficas-metaultramáficas apresentam xistosidade (*Sn*) bem desenvolvida, com mergulhos para norte, mas, predominantemente com mergulhos para sul, variando desde baixo a alto ângulo (20° a 85°), estando localmente crenulada (*Sn+1*). A foliação milonítica (direção E-W com inflexões para NW-SE e NE-SW) muitas vezes se sobrepõe à xistosidade. Essas rochas são milonitizadas ao longo de zonas de cisalhamento regionais, comumente desenvolvidas no contato com rochas granitoides. Nessas zonas, alteração tipo *black wall* (clorita-magnetita-apatita-monazita-zircão) é reconhecida nas rochas metaultramáficas, notadamente naquelas com textura cumulática (olivina cumulosos).

Os litotipos metaultramáficos são representados por (Mg) clorita-(antofilita)-tremolita xisto, talco-clorita xisto, talco xisto, serpentinitos e olivina cumulosos (Figura 1). Essas rochas apresentam coloração verde-claro a cinza, são finas (Figura 1a). Porfiroblastos de anfibólio (tremolita e/ou antofilita; Figura 1b), geralmente apresentam bordas corroídas e alteradas (Figura 1c), e distribuem-se de forma discordante em relação à foliação principal. A Mg-clorita é predominante e substituída localmente por chamosita (Figura 1e e 1f). Os cristais de talco geralmente ocorrem no plano da foliação *Sn+1* ou em fraturas, associados a magnetita (Figura



1g). Nos serpentinitos, a textura comum é do tipo “rede”, onde os canais e pseudomorfos de olivina são preenchidos por serpentina (Figura 1h). Nos olivina cumulados, os cristais de olivina apresentam textura em rede pouco desenvolvida, com preenchimento de fraturas por serpentina e clorita (Figura 1i-l). Tremolita e magnetita são também observados nessas rochas, que, por vezes, são cortadas por veios pegmatíticos com turmalina (Figura 1m).

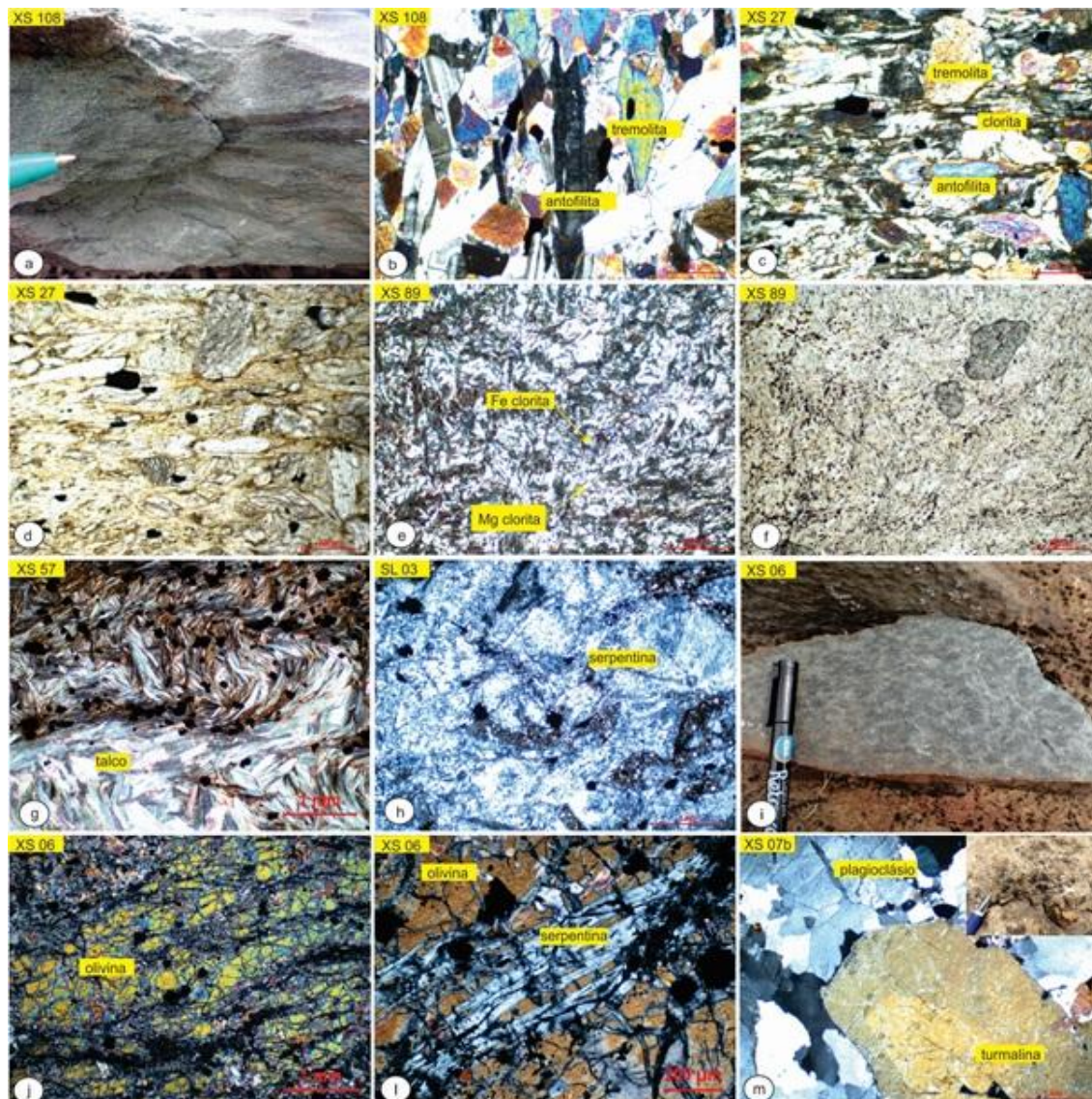


Figura 1: Rochas metaultramáficas do Grupo Sapucaia. a) (Mg) clorita-(antofilita)-tremolita xisto, com coloração esverdeada e granulação fina; b) fotomicrografia da rocha anterior, evidenciando a presença de orto e clino anfibólitos (LT-PC); c) cristais de antofilita com bordas alteradas, em processo de substituição (LT-PC); d) Idem à c) com LT-PD; e) cristais de Fe clorita substituídos por Mg clorita (LT-PC); f) idem anterior à LT-PD; g) talco xisto crenulado, com os minerais opacos alinhados no plano dessa crenulação (LT-PD); h) serpentinitos com pseudomorfos de olivina, já totalmente limonitizados e substituídos por serpentina (LT-PD); i) olivina cumulados; j) mega cristais de olivina, alongados no plano da foliação (LT-PD); l) cristais de olivina, cortados por serpentina, que preenche canais e fraturas (LT-PD) e m) veios pegmatíticos com turmalina (LT-PD), no canto superior, detalhe macroscópico da rocha). LT-PC = Luz transmitida, polarizadores cruzados; LT-PD= Luz transmitida, polarizadores descruzados

Na unidade metamáfica (Figura 2), anfibolitos, variavelmente foliados predominam. Mineralogicamente, são compostos predominantemente por hornblenda, plagioclásio, biotita, quartzo, carbonato, titanita e opacos. Os anfibolitos isotrópicos são compostos por hornblenda, que localmente é substituído por biotita e raros cristais de plagioclásio com

resquícios de textura ígnea preservada (Figura 2b). Nas rochas onde a foliação milonítica é bem desenvolvida, os anfíbólios ocorrem no plano da foliação e é comum a formação de bandas de quartzo e hornblenda em textura granoblática. O zoneamento nos cristais de hornblenda é observado nesses corpos mais deformados (Figura 1c) e caracteriza-se por cores mais escuras nas bordas dos cristais. Os cristais de carbonato possuem geminação bem desenvolvida, ocorrem substituindo os cristais de hornblenda (Figura 1d) e, localmente, ocorrem como inclusão nos cristais de magnetita.

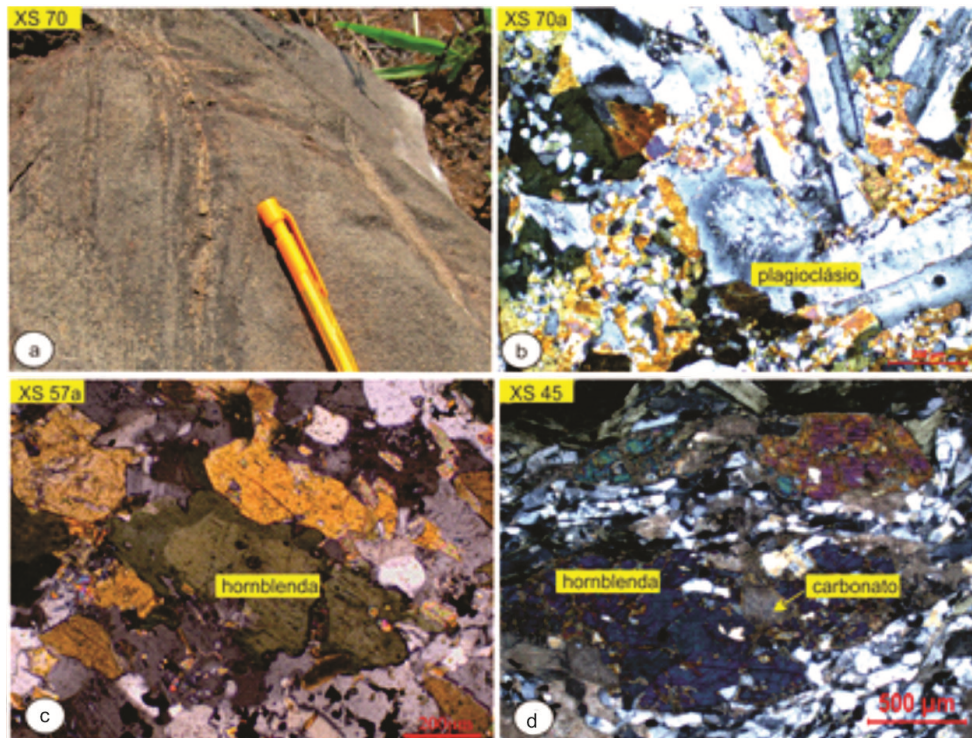


Figura 2. a) anfibólitos recortados por veios de quartzo; b) micrografia da rocha anterior, exibindo raros cristais de plagioclásio com textura ígnea preservada através de cristais de plagioclásio em textura subofítica (LT-PC); c) cristais zonados de hornblenda (LT-PC) e d) cristais de carbonato substituindo hornblenda (LT-PC). LT-PC = Luz transmitida, polarizadores cruzados; LT-PD= Luz transmitida, polarizadores descruzados.

Evidências de uma intrusão máfica-ultramáfica submetida ao metamorfismo em fácies anfibólito é sugerida, pela presença de um conjunto de rocha metamáficas com de textura grossa, composta essencialmente por hornblenda, plagioclásio, quartzo e biotita, fortemente foliada e recortada por veios de quartzo. Essas rochas apresentam fragmentos (<1 a >10cm) subarredondados e alongados de um outro anfibólito grosso, com bordas com evidências de “digestão”. Essa sequencia é sobreposta por uma rocha mais diferenciada, que possui enclaves do anfibólito anterior e fragmentos de rocha gabroica.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas metaultramáficas do *Greenstone Belt* Sapucaia na região de Xinguara e Água Azul do Norte é representado por unidades com (Mg) clorita-(antofilita)-tremolita xisto, talco-clorita xisto, talco xisto, serpentinitos e olivina cumulatos. Entretanto, nos contatos com as rochas granitoides, que são marcados por grandes zonas de cisalhamento regionais, também ocorrem rochas cloritíticas (Sousa, 2014), resultantes de processos do tipo *blackwaal* (Winter, 2010; Bucher & Grape, 2011). Rochas com olivina fortemente estirada, associada a hercinita, ocorrem em contato com hornblenda-diopsídio anfibólito, cuja foliação é muito bem desenvolvida. O olivina-hercinita-hornblenda xisto apresentam uma trajetória metamórfica diferente das demais unidades do *greenstone*, pois o grau de metamorfismo ocorre em fácies

anfíbólito alto a granulito (Sousa, 2014). A mineralogia das rochas metaultramáficas é condizente com protólitos lherzolíticos e/ou komatiíticos, que foram metamorfisados em condições de fácies xisto verde a anfíbólito superior. As metamáficas são representadas por metabasitos, desde isotrópicos a fortemente foliados, com bandamentos composicionais, tais como o hornblenda-diopsídio anfíbólito. Essa rocha apresenta bandas com hornblenda e quartzo e bandas com diopsídio. Raros cristais de plagioclásio ainda preserva textura ígnea através de cristais com textura subofítica.

**AGRADECIMENTOS:** CAPES - financiadora da bolsa de pesquisa; ao INCT- Geociam (Proc.: 573733/2008-2); Edital 01/2010 ICAAF 053/2011 Convênio VALE/FAPESP; Projeto CNPq 481969/2013-6; Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia da Universidade de São Paulo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., 1991. **Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A**. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 136p.

Bucher K. & Grapes R. 2011. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. Springer, 8th edition, 428p.

Cordeiro, A.C. 1982. **Geologia preliminar da região de Andorinhas**. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, 1982. Anais..., Belém, SBG. v. 1, p. 45-49.

Dall'Agnol, R.; Oliveira, D.C.; Guimarães, F.V.; Gabriel, E.O.; Feio, G.R.L.; Lamarão, C.N.; Althoff, F.J.; Santos, P.A.; Mayara, F.B.; Silva, A.C.; Rodrigues, D.S.; Santos, M.J.P.; Silva, C. R.P.; Santos, R.D.; Santos, P.J.L. 2013. **Geologia do subdomínio de transição do domínio Carajás – implicações para a evolução arqueana da Província Carajás – Pará**. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, 2013. Belém. Resumos expandidos... Belém: SBG, p. 1082-1085.

DOCEGEO, 1988. **Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás**. In: BG, Congr. Bras. Geol., 25, Belém, Anexo, 10-54.

Hirata, W.K.; Rigon, J.C.; Kadkaru, K.; Cordeiro, A.A.C., Meireles, E.M. 1982. **Geologia Regional da Província Mineral de Carajás**. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, 1982. Anais..., Belém, SBG. v. 1, p. 100-110.

Sousa, S.D. 2014. **O Greenstone Belt Sapucaia, município de Água Azul do Norte, Província Carajás: caracterização petrográfica e geoquímica e implicações metalogenéticas**. Dissertação de mestrado, Programa de pós graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Universidade de São Paulo, SP, 185p.

Sousa, S.D; Monteiro, L.V.S; Oliveira, D.C; Delinardo da Silva, M.A; Moreto, C.P.N; Juliani, C. 2015. **O Greenstone Belt Sapucaia na região de Água Azul do Norte, Província Carajás: contexto geológico e caracterização petrográfica e geoquímica**. Contribuições a geologia da Amazônia (no prelo).

Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. 2008b. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000**. Belém: CPRM.

Winter J.D. 2010. **An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology**. Prentice Hall – New Jersey, 702 pp

# RIO MARIA GRANODIORITE AND ASSOCIATED ROCKS OF OURILÂNDIA DO NORTE, CARAJÁS PROVINCE: GEOLOGY AND PETROLOGICAL AFFINITIES

Maria Nattânia Sampaio dos Santos <sup>1,2,3</sup> ([nattania@ufpa.br](mailto:nattania@ufpa.br)), Davis Carvalho de Oliveira <sup>1,2,3</sup> ([davis@ufpa.br](mailto:davis@ufpa.br))

<sup>1</sup> Geology and Geochemistry Post-Graduate Program, Geosciences Institute, Federal University of Pará, CEP-66075-110, Belém, Pará, Brazil.

<sup>2</sup> Group of Research on Granitoid Petrology.

<sup>3</sup> INCT - Geociam.

## INTRODUCTION

The sanukitoids rocks are transitional between Archean-Proterozoic and were formed in the Archean, especially during the final stages of TTG magmatism and before the BADR suite (Basalt-Andesite-Dacite-Rhyolite). Lobach-Zhuchenko *et al.* (2005) and Halla (2005) recently defined sanukitoids as a series of granitoids with high contents of compatible (Mg, Cr and Ni) and incompatible elements (K, Ba, Sr, P and LREE), for a given SiO<sub>2</sub> content, which are clearly distinct from the TTG series and arranged as post-tectonic batholiths and stocks, spatially and temporally associated with shear zones (Halla 2011). Analogous rocks have also been found in the Carajás Province, in different areas of Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009) and Sapucaia Domains (Leite 2001, Gabriel and Oliveira 2014).

Similar types containing only granodiorite varieties have been reported in Ourilândia do Norte (Santos *et al.* 2013). Nonetheless, in this study was observed the occurrence of less evolved lithologies and mafic enclaves associated with granodiorite rocks, even as clinopyroxene-bearing monzogranites and leucogranitoids that can display genetic relationships with sanukitoid rocks. Accordingly, the aim is to present petrographic and geochemical data of rocks with sanukitoid affinity and clinopyroxene-bearing monzogranites, highlighting their main evolutionary aspects and late- to post-magmatic transformations. In addition, the data obtained will be compared with those previously published on other Archean sanukitoids of the Carajás Province (Rio Maria and Água Azul do Norte areas) and Karelian craton, besides to TTG and leucogranites of the Rio Maria Domain, in order to stimulate discussion about the petrological affinities and petrogenetic processes involved in their origins.

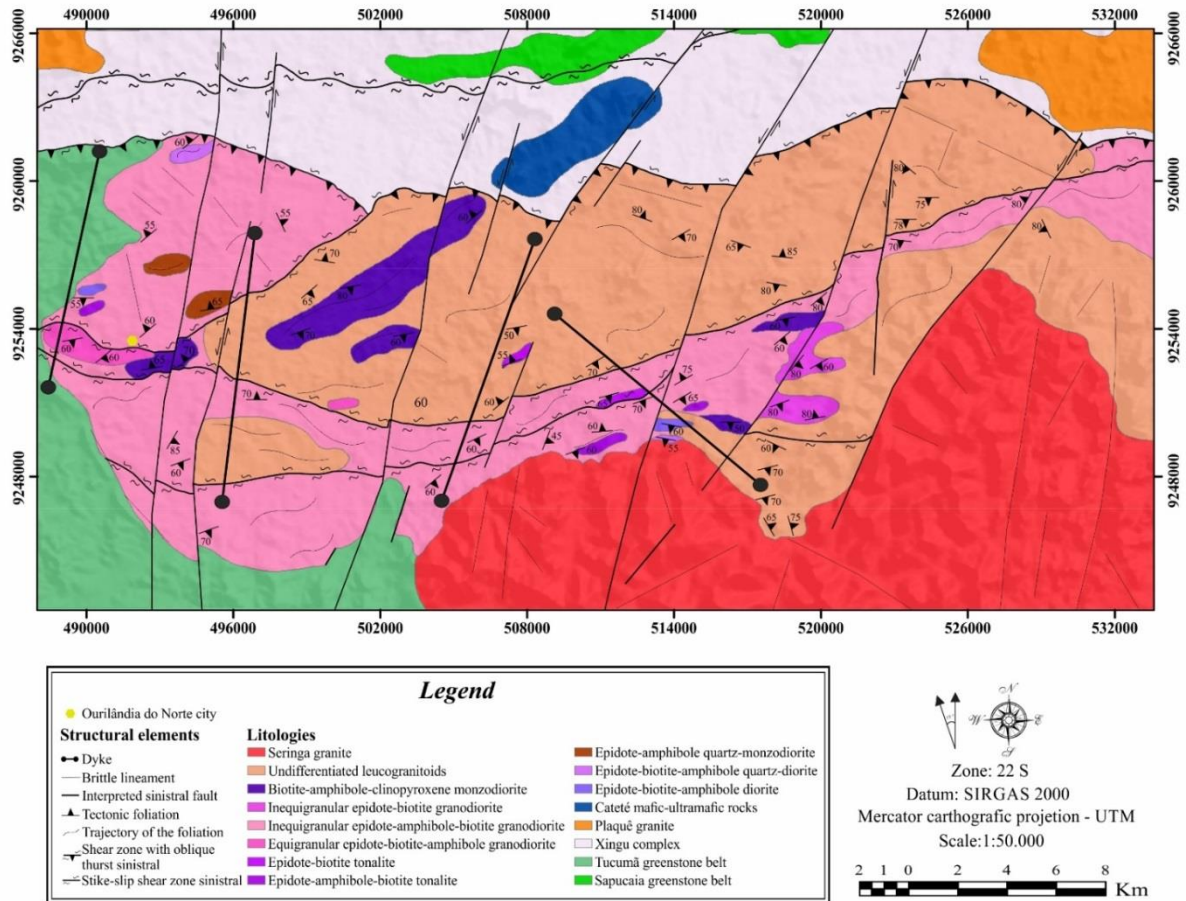
## MATERIAL AND METHODS

Meso and microscopic analysis of 59 thin sections were analyzed and their quantitative modal compositions were obtained through Hardledge software (version Worskstation 1.3.6.1111, manufacturer by Endeeper).

All the 98 samples were prepared in the Rock Processing Laboratory of the Federal University of Pará, this specimens were crushed by stainless steel jaw crusher and then pulverized in stainless steel bowl. Posteriorly, this material was sent to ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD and used for major (Inductively Coupled Plasma - Emission Spectrometry), minor and trace elements (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry) analyses, according with the analytical procedures of the packages 4A and 4B, the information regarding the description of the methods applied and the detection limits are available in laboratory website ([http://acmelab.com/pdfs/Acme\\_Price\\_Brochure.pdf](http://acmelab.com/pdfs/Acme_Price_Brochure.pdf)). Chemical diagrams were mostly created using the GCDKit software (Janousek 2003).

## RESULTS

The granitoids of sanukitoid affinity of the Ourilândia do Norte area are described as (quartz) dioritic, quartz-monzodioritic, tonalitic and granodioritic rocks with variable proportions of amphibole and biotite (Figure 1). Contrary to what is observed in the sanukitoid rocks of the Rio Maria area, those of Ourilândia do Norte are constantly affected by deformational processes, relating to the installation of the Itacaiúnas Shear Zones. They exhibit pervasive foliation and microstructures developed under three dynamic recrystallization regimes: (1) Bulging recrystallization (300-400°C); (2) Subgrain rotation recrystallization (<500°C); (3) Grain boundary migration recrystallization (<600°C).



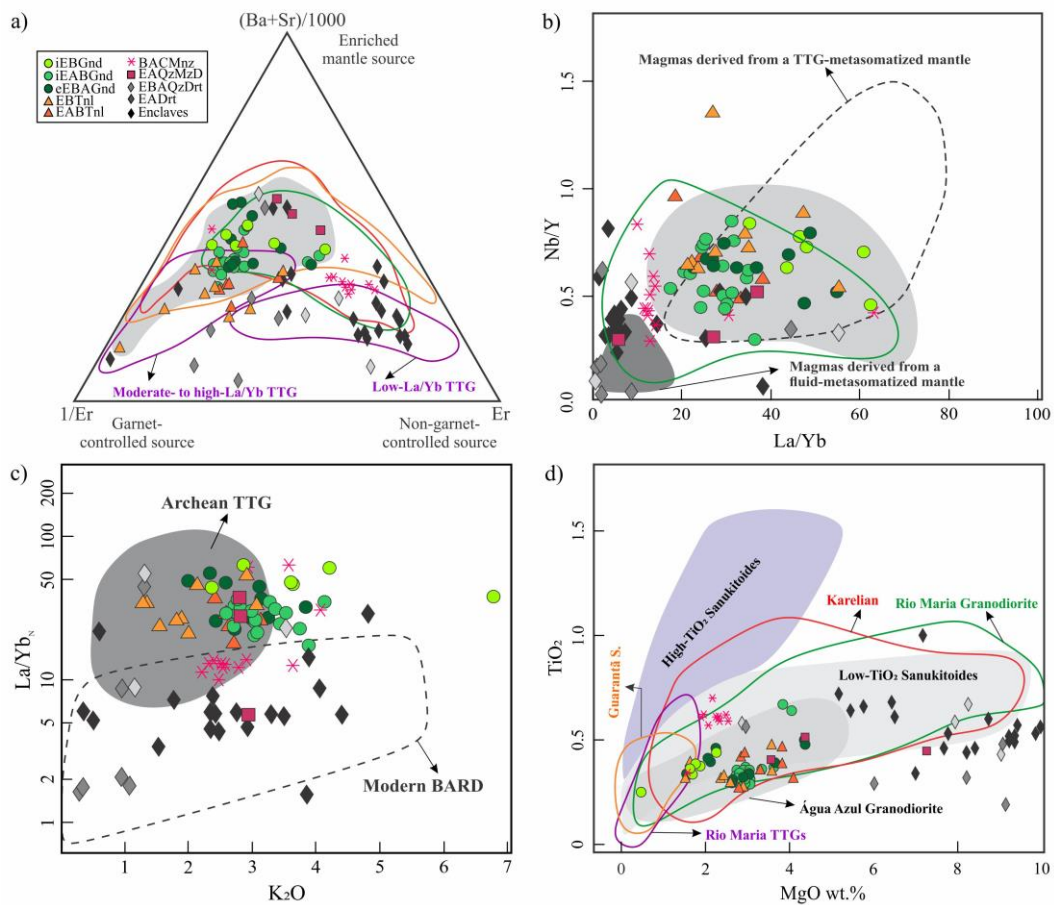
**Figure 1.** Geological map of the Ourilândia do Norte area.

Granitoids with sanukitoid affinities are magnesian and metaluminous and belong to medium to high potassium calc-alkaline series. They display non-collinear trends from (quartz) diorite toward granodiorite and exhibit a negative correlation for compatible elements ( $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^t$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$  and  $\#Mg$ ) and inverse behavior for incompatible ones ( $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ), as well as  $\text{Rb}/\text{Sr}$  and  $\text{Sr}/\text{Ba}$  ratios. Moreover, they show amphibole, clinopyroxene and subordinate biotite fractionation, with no plagioclase activity. The clinopyroxene-bearing monzogranite shows trends parallel to those of sanukitoids and has a lower  $\text{Sr}/\text{Ba}$  ratio and  $\#Mg$  content, due to its ferrous character, and probably does not belong to the sanukitoid series. The REE pattern of granodiorite shows a slight or absent Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.76-0.97$ ) and moderate  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  ratio, indicating garnet, amphibole or pyroxene fractionation. Tonalites are less depleted in HREE and have little Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*\sim 0.95$ ). Enclaves, (quartz) diorite and quartz-monzodiorite exhibit negative to positive Eu anomalies ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.56-1.71$ ) and a low  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  ratio, whose horizontal pattern is similar to that of intermediate

rocks from the Rio Maria area. Clinopyroxene-bearing monzogranite shows affinities for the tholeiitic series, following slightly different trends from granitoids, with a negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^* = 0.63-0.98$ ) and  $(La/Yb)_N$  slightly fractionated ratios.

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Negative Nb-Ta-Ti anomalies, associated with high  $(La/Yb)_N$  and Y/Nb ratios suggest that these rocks were generated in a subduction zone from a depleted source mantle which was contaminated by fluids or melt. Analysis of the metasomatic agent nature revealed that less evolved rocks were contaminated by fluids, while granodiorites and related rocks were contaminated by melt, whose composition is similar to tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG). Enclaves, (quartz) diorite and clinopyroxene-bearing monzogranite were produced by relatively low pressures ( $La/Yb < 1.0$  GPa) and depths ( $< 33.6$  Km), with little or no residual garnet, while the other granitoids could have been generated under superior geothermal conditions ( $La/Yb = 1.0-1.5$  GPa; 33.6-50.5 Km) with variable proportions of residual garnet (Figure 2). Furthermore, these granitoids started to crystallize at depths between 30.3 and 20.2 Km and ended between 10.1 and 6.7 Km.



**Figure 2.** (a) Triangular diagram that discriminates the source:  $(Ba+Sr)/1000$  vs.  $(1/Er)_N$  vs. Er. Diagrams that discussed the nature of the metasomatic agents: (b)  $(Nb/Y)$  vs.  $(La/Yb)$  and (c)  $(La/Yb)_N$  vs.  $K_2O$ . (d) Diagram that discussed the petrological affinities:  $TiO_2$  vs. MgO. Legend: EABTnl-epidote-amphibole-biotite tonalite; EBTnl-epidote-biotite tonalite; eEBAGnd-equigranular epidote-biotite-amphibole granodiorite; iEBGnd-inequigranular epidote-amphibole-biotite granodiorite; iEABGnd-inequigranular epidote-amphibole-biotite granodiorite; EADrt-epidote-amphibole diorite EBAQzDrt-epidote-biotite-amphibole quartz-diorite; EAQzMzD-epidote-amphibole quartz-monzodiorite; and BACMnz-biotite-amphibole-clinopyroxene monzogranite.

Ourlândia do Norte sanukitoid rocks and the other analogous intrusions of the Carajás Province show geochemical and petrogenetic affinities with high- $SiO_2$  adakites and low- $TiO_2$

sanukitoids. They may have originated through a one-stage process, by direct hybridization between the mantle and TTG-melt (Figure 2). Nevertheless, the modeling performed on Rio Maria and Karelian sanukitoids indicates that they were produced by a two-stage process, from melt-metasomatized peridotite remelting.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The Research Group on Granitoids Petrology (RGGP), for their support in the various stages of this work, the Institute of Geosciences (IG), the Post-Graduate Program in Geology and Geochemistry (PPGG) and the Faculty of Geology, Campus of Marabá, for the support of field activities. This research received financial support from CNPq (D. C. Oliveira - Grants - Proc. 485806/2013-4 and 311610/2012-9; M. N. S. Santos - scholarship - Proc. 133917/2013-4); Vale/FAPESPA (01/2010) and National Institute of Science and Technology –Geosciences in Amazon (INCT-GEOCIAM – CNPq/MCT/FAPESPA - Process n° 573733/2008-2).

## REFERENCES

- GABRIEL, E.O, OLIVEIRA, D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais, 9(3):533-564.
- HALLA, J. 2005. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Southern Karelian domain, Eastern Finland. *Lithos*, 79:161–178.
- JANOUSEK, V.; FARROW, C.M.; ERBAN, V. 2003. GCDkit: new PC software for interpretation of whole-rock geochemical data from igneous rocks. *Godschmidt Conference Abstract A186*.
- LEITE, A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 330p.
- LOBACH-ZHUCHENKO, S.B.; ROLLINSON, H.R.; CHEKULAEV, V.P.; ARESTOVA, N.A.; KOVALENKO, A.V.; IVANIKOV, V.V.; GUSEVA, N.S.; SERGEEV, S.A.; MATUKOV, D.I.; JARVIS, K.E. 2005. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implication for their origin. *Lithos*, 79:107–128.
- OLIVEIRA, M.A.; DALL’AGNOL, R.; ALTHOFF, F.J.; SILVA; LEITE, A.A. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 27:146–160.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453–488.
- SANTOS, M.J.P.; LAMARÃO, C.N.; LIMA, P.H.A.; GALARZA, M.A.; MESQUITA, J.C.L. 2013. Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, 8(3):325-354.

# BIMODAL MAGMATISM OF THE TUCUMÃ AREA, CARAJÁS PROVINCE: U-Pb GEOCHRONOLOGY, CLASSIFICATION AND PROCESSES

Fernando Fernandes da Silva<sup>1</sup> ([ffernandes@ufpa.br](mailto:ffernandes@ufpa.br)), Davis Carvalho de Oliveira<sup>1</sup> ([davis@ufpa.br](mailto:davis@ufpa.br)), Paul Y.J Antonio<sup>2</sup> ([antonio\\_pipot69@hotmail.com](mailto:antonio_pipot69@hotmail.com)), Manoel S. D'Agrella-Filho<sup>2</sup> ([dagrella@iag.usp.br](mailto:dagrella@iag.usp.br)), Claudio Nery Lamarão<sup>1</sup> ([lamarao@ufpa.br](mailto:lamarao@ufpa.br))

<sup>1</sup> Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará (UFPA), CEP-66075-110, Belém, Pará, Brazil.

<sup>2</sup> Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) - Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, Cidade Universitária, CEP-05508-090, São Paulo, Brasil.

## 1. INTRODUCTION

Since bimodality was first identified 160 years ago, the processes involved in its genesis have been widely discussed (Bunsen, 1851). It is recognized in a variety of tectonic settings and has several potential explanations, ranging from liquid immiscibility and trapping of intermediate magmas to chemical interaction with crustal rocks, although agreement on the issue has yet to be reached (Charlier, 2011).

The Tucumã dikes, which belong to the Paleoproterozoic, exhibit bimodal magmatism where felsic magma corresponds to oxidized and reduced A-type granites and the mafic to tholeiitic basalt, emplaced into Mesoproterozoic rocks in the northwest of the Rio Maria Domain, which corresponds to the southern portion of the Carajás Province in the southeast of the Amazon Craton. In the geological context of the Carajás Province, and considering that dikes are an important magma transport mechanism that indicates the beginning of a crustal distension process (rift), and based on the lack of geological characterization of dikes in the Tucumã region, the aim of this study is to answer most of the questions raised about the processes involved in the generation, evolution, interaction and placement of liquids.

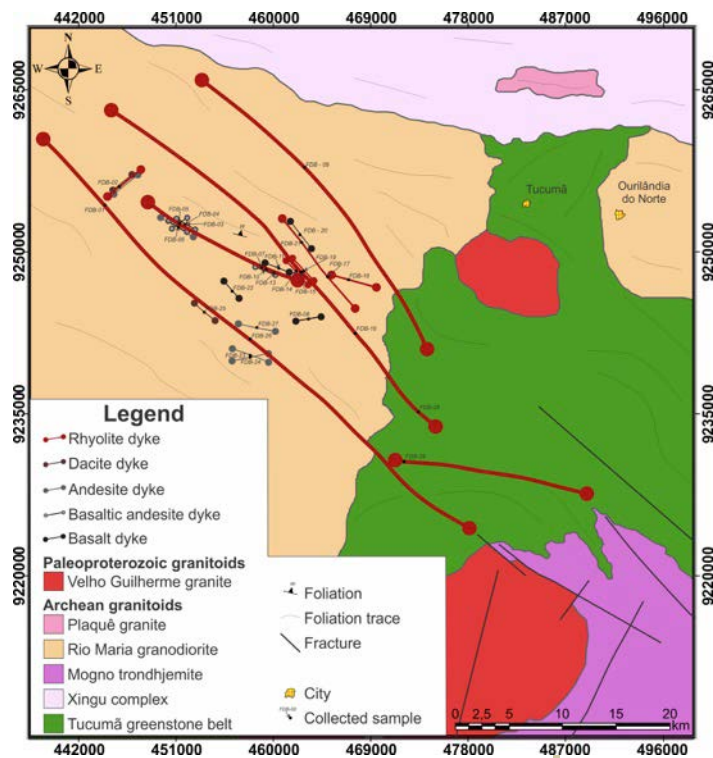


Figure 1. Geological map of Tucumã region dikes.



## 2. ANALYTICAL PROCEDURE

The microscopic study was concentrated into 60 thin sections of the most representative dike samples, where textural and mineralogical aspects were characterized in order to reinforce understanding of the genesis and their mixture processes. Rock nomenclature in the present study followed IUGS, which recommends chemical classification using the total alkali silica diagram for fine-grained rocks or those whose basic components cannot be identified by microscope. For geochemical analysis of the 40 samples considered the most representative of the dike varieties were analyzed by ACME ANALYTICAL LABORATORIES. Major and minor element analyses were performed using ICP-ES, while trace elements and Rare Earth Elements were analyzed by ICP-MS. The samples ages were obtained by a Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP II) in the high-resolution geochronology laboratory of Universidade de São Paulo with analytical procedures and part of the reductions conducted in accordance with Sato et al. (2008).

## 3. RESULTS

Geological mapping of the Tucumã area has enabled the identification of dike swarms intruded into an Archean basement. The disposition of these dikes is consistent with the well-defined NW-SE trending regional faults, and can reach up to 20 kilometers in length. They were divided into three main groups: (i) felsic dikes (70% of the dikes), composed exclusively of porphyritic rhyolites with euhedral phenocrysts of quartz and feldspars immersed in an aphyric felsite matrix; (ii) mafic dikes, with restricted occurrence, composed primarily of basaltic andesites and secondarily of basalts, with a mineralogical assembly consisting of plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and olivine; and (iii) intermediate rocks, represented by andesites and dacites. Dacitic rocks are found in outcrops associated with felsic dikes, showing different degrees of hybridization or a mixture of mafic and felsic magmas. This is evidenced by a large number of mafic enclaves in the felsic dikes and the frequent presence of embayment textures. SHRIMP U-Pb zircon dating of felsic dikes yielded an age of  $1888 \pm 3.3$ Ma.

The felsic dikes are peraluminous to slightly metaluminous and characterized as akin to A2, ferrous and reduced granites. The intermediate and mafic dikes are metaluminous and belong to the tholeiitic series. Geochemical modeling showed that mafic rocks evolved by pyroxene and plagioclase crystallization, while K-feldspar and biotite are the fractionate phases in felsic magma. A simple binary mixture model was used to determine the origin of intermediate rocks, demonstrating that mixing 60% rhyolite and 40% basaltic andesite melts generated the dacitic composition, while the andesite liquid could be produced by mixing 60% and 40% basaltic andesite and rhyolite melts, respectively. The results suggested that mixing basaltic and andesitic magmas occurred during ascent and storage in the crust, where andesitic dikes are likely produced by a more homogeneous mixture at high depths in the continental crust (mixing), while dacite dikes can be generated in the upper crust at a lower temperature, providing a less efficient mixing process (mingling). The affinities observed between the felsic dikes and the A-type granites of the Rio Maria and São Felix do Xingu regions demonstrate that bimodal magmatism in the Tucumã area is clear evidence that the Paleoproterozoic magmatism of the Carajás Province was formed by processes involving thermal perturbations in the upper mantle, mafic underplating, and associated crustal extension or transtension.

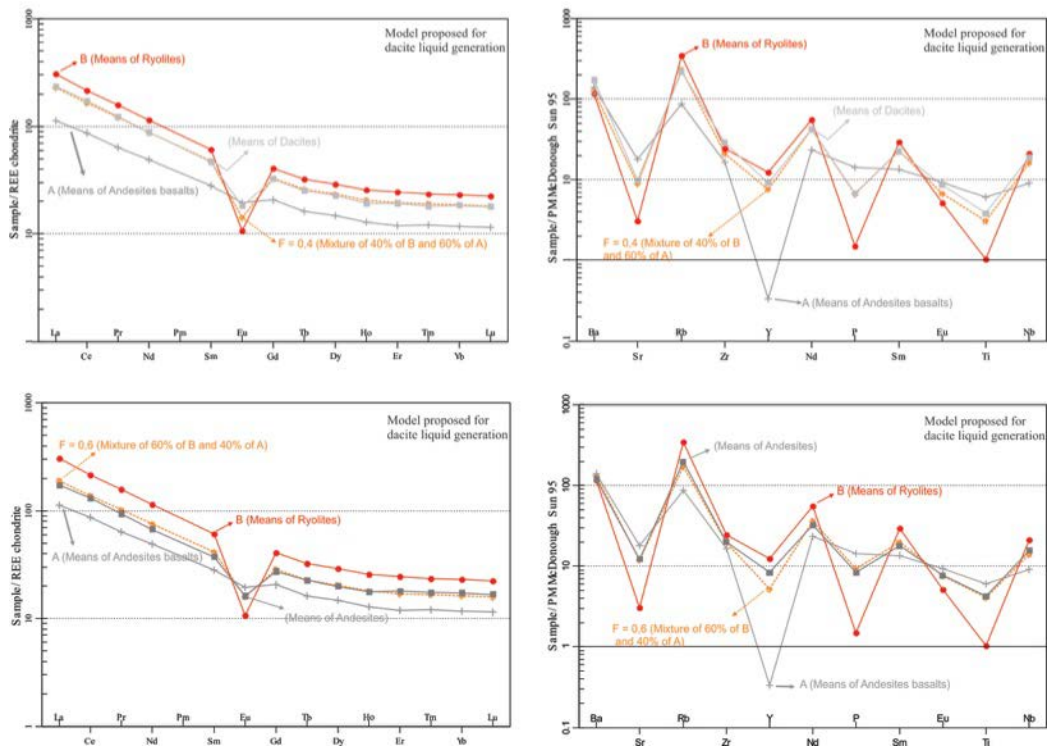


Figure 2 a) c) REE normalized for Boynton, 1984 chondrite b) d) Multi-element normalized for McDonough & Sun 1995, to evidence a generation model for dacitic and andesitic hybrid rocks.

#### 4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Data presented in this study point to the existence of a Proterozoic bimodal magmatism in the area of Tucumã, similar to that which was identified in the region of Rio Maria by Dall'Agnol et al. (2002). Consider that this type of magmatism represents an interaction of mafic magmas and felsic led by commingling and mixing processes, the strong geochemical and geochronological similarities observed between the dykes of porphyry rhyolite and the plutons of Velho Guilherme suite suggest that the genesis of the Proterozoic magmatism Tucumã area, as well as admitted to that of Rio Maria region (Oliveira et al, 2008), is related to the same tectonic-magmatic event that gave rise to the rapakivi granites of southwestern United States and southern Finland, whose formation processes involve regional thermal anomalies in the upper mantle and mafic underplating associated with extensional regimes or transtensional crust (Rämö & Haapala, 1995; Frost et al., 1999). The occurrence of NW-SE dikes swarms all over Rio Maria Domain and coexistence with plutons of Jamon and Velho Guilherme suites, shows that the role of tectonic forces that led to the extension and billing crust were oriented at the NE-SW trend.

During the ascent of these magmas, a number of processes change their compositions, in order to generate intermediate dikes. It has been shown that intermediate rocks are the product of mixing processes during transport to the feeder zone. However, in order to explain how these processes generate a wide range of compositions, Sparks and Marshall (1986) demonstrated that complete hybridization depends on initial magma temperatures and the proportion of mafic magma in the mixture. Thus, andesite dikes are likely generated by a homogenous mixing of mafic and felsic magmas at high depths, unlike dacites, which are probably produced in the upper crust at a lower temperature, thereby providing a less efficient process (magma mingling).

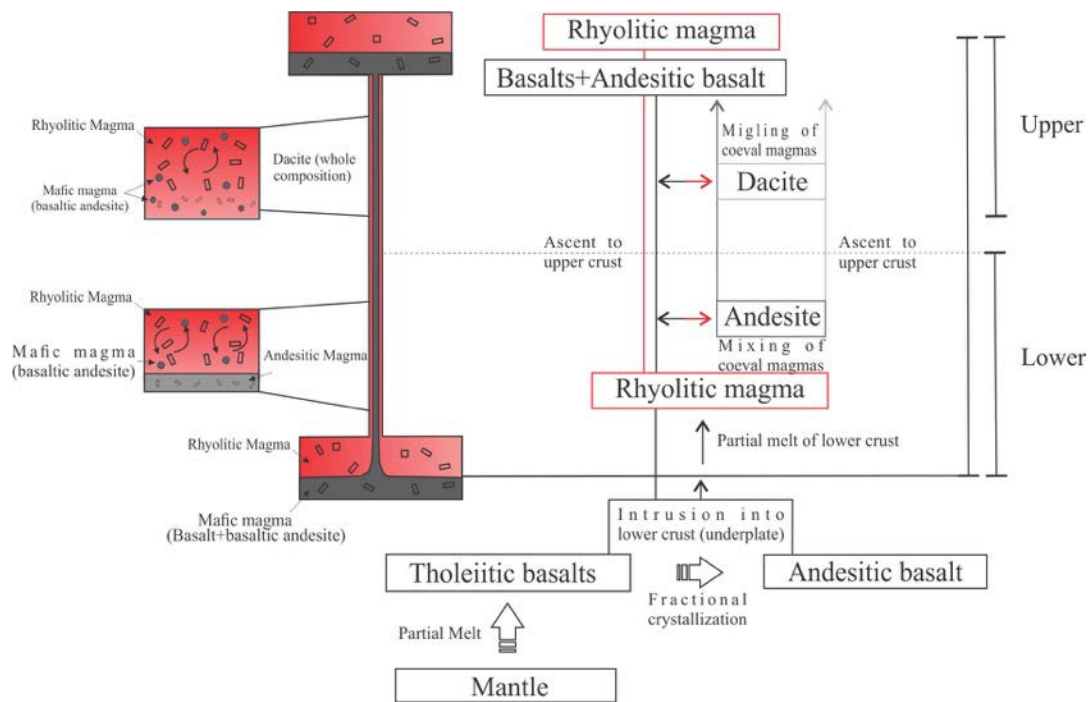


Figure 3. Flowchart and schematic model for the genesis of mafic and felsic magmas and their emplacement in continental crust in addition to the processes involved in hybridization and generation of intermediate rocks.

## 5. REFERENCES

- BUNSEN R. W. 1851. Über die Prozesse der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. *Ann. Phys.* 83, 197–272.
- CHARLIER B. et al. 2011. Large-scale silicate liquid immiscibility during differentiation of tholeiitic basalt to granite and the origin of the Daly gap. *Geology* 39, 907–910
- DALL'AGNOL R.; OLIVEIRA D. C.; MACAMBIRA M. J. B.; LAMARÃO C. N. 2002. Diques proterozoicos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria: a descoberta de diques compostos e novos dados geocronológicos. In: 2 Simpósio sobre vulcanismo e ambiente associados, 2002, Belém. Boletim dos Resumos e roteiro da excursão. Belém: Núcleo PRONEX do Centro de Geociências da UFPA, v. 1. p. 13-13.
- 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. *Journal of Petrology* 40, 1771-1802.
- OLIVEIRA D.C.; DALL'AGNOL R.; SILVA J.B.C. & ALMEIDA J.A.C. 2008. Gravimetric, radiometric, and magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons: implications for architecture and zoning of A-type granites. *J. S. Am. Earth Sci.* 25, 100-115.
- RÄMÖ O.T.; & HAAPALA I. 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineral. Petrol.* 52, 129-185.
- SATO K.; BASEI M.A.S.; SIGA O.J. 2008. Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP [New techniques applied to U-Pb method at CPGeo – IgC/USP: advances in chemical digestion, mass spectrometry (TIMS) and examples of application integrated with SHRIMP]. *Geologia USP Série Científica*, 8:77-99.
- SPARKS R.S.J.; MARSHALL L.A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 29, Issues 1–4, September 1986, Pages 99-124, ISSN 0377-0273, doi: 10.1016/0377-0273(86)90041-7.

# **GEOCRONOLOGIA E ASPECTOS ESTRUTURAIS DOS SANUKITOIDES MESOARQUEANOS DA ÁREA DE ÁGUA AZUL DO NORTE: IMPLICAÇÕES PARA A HISTÓRIA EVOLUTIVA DA PORÇÃO SUL DO DOMÍNIO CARAJÁS**

*Eleilson Oliveira Gabriel ([eleilson@ufpa.br](mailto:eleilson@ufpa.br))<sup>1,2</sup>, Davis Carvalho de Oliveira ([davis@ufpa.br](mailto:davis@ufpa.br))<sup>1,2</sup>, Marco Antonio Galarza<sup>2,3</sup> e Marcela Silva Santos<sup>1,2</sup>*

1 - Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) e INCT de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará (UFPA); 2 - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica IG-UFPA; 3 - PARÁ-ISO IG-UFPA.

## **INTRODUÇÃO**

Sanukitoides correspondem a um grupo de granitoides arqueanos (Shirey e Hanson 1984) enriquecidos tanto em elementos compatíveis (Mg, Ni e Cr) assim como em incompatíveis (Ba, Sr e K-LILE), além de P e elementos terras-raras leves, o que denota uma fonte mantélica metassomatizada por componentes crustais. As suítes ou séries sanukitoides são classicamente compostas por dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos com tonalitos, granodioritos e monzogranitos como membros mais evoluídos, todos com mesmo comportamento geoquímico. Estes ocorrem em vários crátons ao redor do mundo e são comuns no final do Arqueano (~2.7 Ga; Martin et al., 2010; Heilimo et al., 2011), comumente formando corpos plutônicos tardi- a pós-tectônicos, intrusivos em volumosas associações TTG, com poucas dezenas de milhões de anos após os últimos estágios de magmatismo TTG regional. Os sanukitoides da Província Carajás (PC) são de idade mesoarqueana (2874±9/-10 Ma; Macambira e Lancelot 1996). Estes foram identificados inicialmente no Domínio Rio Maria (DRM), aonde afloram como extensos batólitos pós-tectônicos, inseridos na Suíte Rio Maria, com predominância de granodioritos associados a subordinados dioritos, quartzo-dioritos e rochas cumuláticas, pouco deformados e com características ígneas muito bem preservadas (Oliveira et al. 2011). Recentemente, outras ocorrências de sanukitoides de idade similar foram identificadas fora do DRM, mais especificamente na região de Água Azul do Norte. Esses corpos são identificados como Água Azul e Água Limpa, caracterizados como duas intrusões fortemente deformadas sob regime dúctil e variavelmente recristalizadas, expostos no extremo sul do Domínio Carajás (Gabriel e Oliveira 2014). Devido à escassez de dados geocronológicos, em especial daqueles U-Pb SHRIMP, sobre tudo de informações acerca dos efeitos de eventos tectonotermiais em rochas de origem e evolução magmática realmente conhecida na PC, pretende-se aqui apresentar resultados parciais da Tese em desenvolvimento do primeiro autor. Tem-se com isto os seguintes objetivos principais: i) de aplicar o método de geocronologia de alta resolução em monocristais de zircão para determinar com maior precisão as idades deste magmatismo e de outros possíveis eventos registrados; ii) discutir os aspectos estruturais e deformacionais dos sanukitoides de Água Azul do Norte a fim de avançar na compreensão da evolução Arqueana da província.

## **MATERIAIS E MÉTODOS**

Mapeamento geológico: campo em escala de 1:50.000, com coleta de amostras para estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico, assim como de dados geológicos e estruturais. Petrografia: exame macroscópico e microscópico de amostras para identificação de minerais, estudo de texturas e feições deformacionais. Geoquímica: análises químicas em rocha total para obtenção dos conteúdos de elementos maiores e menores, traços e terras raras. Geologia Estrutural: tratamento de dados de atitude das estruturas planares e lineares dúcteis em estereogramas equal área. Geocronologia: datação U-Pb SHRIMP em zircão.

## RESULTADOS

No mapa da figura 01A estão integrados os dados geológicos de campo, estruturais e petrográficos obtidos para os sanukitoides de Água Azul do Norte. Nele, tais unidades afloram como corpos dispostos ao longo de duas faixas estreitas E-W. O Granodiorito Água Azul (GAA) aflora a sul da área cortando o *greenstone belt* Sapucaia e intrudido por leucogranitos, enquanto que a norte, o Granodiorito Água Limpa (GAL) é seccionado pelos plútons Boa Sorte e Velha Canadá. Esses granitoides são separados por uma associação TTG que constitui o embasamento da região. O GAA e GAL são compostos principalmente por granodioritos e tonalitos porfíricos com cristais grossos (porfiroclastos) de feldspatos centimétricos imersos em uma matriz de granulação média a fina enriquecida em minerais félsicos (quartzo e feldspatos), máficos e varietais (biotita, anfibólio, epidoto, allanita,  $\pm$  muscovita,  $\pm$  clorita,  $\pm$  apatita,  $\pm$  zircão e  $\pm$  magnetita). As variações faciológicas identificadas foram: anfibólio-biotita tonalito, biotita-anfibólio granodiorito e muscovita-biotita granodiorito para o GAL; e epidoto-anfibólio-biotita tonalito, epidoto-biotita tonalito, epidoto-biotita-anfibólio granodiorito, (muscovita)-biotita granodiorito e (anfíbólio)-epidoto-biotita monzogranito para o GAA. A deformação sofrida por essas rochas foi de caráter dúctil e por cisalhamento simples. A mesma foi generalizada e acompanhada por intensa recristalização, o que desenvolveu uma foliação contínua regular e lineação de estiramento mineral. A trama dada pela foliação é dada principalmente pela orientação dos minerais da matriz (biotita, anfibólio, quartzo *ribbon* e muscovita) e/ou fenocristais (porfiroclastos de feldspatos). A lineação de estiramento mineral é dada por agregado quartzo-feldspáticos recristalizados e quartzo *ribbon*. As estruturas planares são comumente expressas como foliação milonítica gerada sob cinemática sinistral, chegando a exibir no GAA xistosidade no contato com o *greenstone* e bandamento composicional (gnaisses) nas proximidades dos leucogranodioritos intrusivos. O GAL varia desde milonitos a ultramilonitos de médio a alto grau (~600°-650°C; Trouw et al. 2010), com restritos protomilonitos. Já o GAA possui milonitos a protomilonitos de médio grau (~550-600°C) com restritos ultramilonitos. A foliação desses sanukitoides seguem um *trend* principal E-W (Figura 1B), com variações para WNW-ESE e mergulhos fortes (60°-88°) com sentidos distintos entre os dois corpos estudados: no GAL predominantemente para norte e no GAA predominantemente para sul. A lineação de estiramento mineral contidos nos planos da foliação milonítica também possuem comportamento bastante distinto entre os dois sanukitoides: o GAL tende a exibir valores de *rake* mais elevados (mergulho altos para NNE, indicando componente de cavalgamento), ao passo que no GAA estes valores tendem a ser mais baixos (mergulhos moderados a baixos para WSW, indicando componente de transcorrência).

Geoquimicamente os granitoides estudados são caracterizados pelo fracionamento de CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, e aumento de K<sub>2</sub>O e da razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O da fácies menos evoluída, com anfibólio, em direção à fácies mais evoluída, com biotita. Sr, Y, Zr, #Mg, Ni, Cr e Sr/Ba decrescem, enquanto que Rb, Ba e Rb/Sr aumentam no sentido das rochas mais diferenciadas. Os padrões de elementos terras raras (ETR) mostram importante fracionamento de elementos terras raras pesados (ETRP) com moderada razão La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> e anomalia de Eu inexpressiva. As rochas estudadas são predominantemente metaluminosas, com altos valores de #Mg, Cr e Ni, distintas geoquimicamente das séries cálcio-alcálicas de margens continentais ativas e de associações TTG e leucogranodioritos arqueanos. Foi datada uma amostra do epidoto-anfibólio-biotita granodiorito (Figura 1D; SE-94) do GAA pelo método U-Pb SHRIMP em zircão. Dez grãos de zircão foram analisados, tendo dois com pontos de núcleo e borda (Figura 1). O cálculo da idade discórdia forneceu intercepto em 2861,2±6,4 Ma (MSWD = 2,0) e três definiram idade concórdia de 2872±4,6 Ma (MSWD = 0,78), considerada a idade de cristalização da amostra. Uma segunda população composta por cinco análises definem uma discórdia com intercepto superior em 2924,5±8,3 Ma, (MSWD = 0,5) e

idade concórdia de  $2924,1 \pm 4,8$  Ma (MSWD = 0,0041), admitida como idade herdada, assim como um ponto localizado no núcleo ( $2987 \pm 6$  Ma) de um cristal de borda de 2.87 Ga.

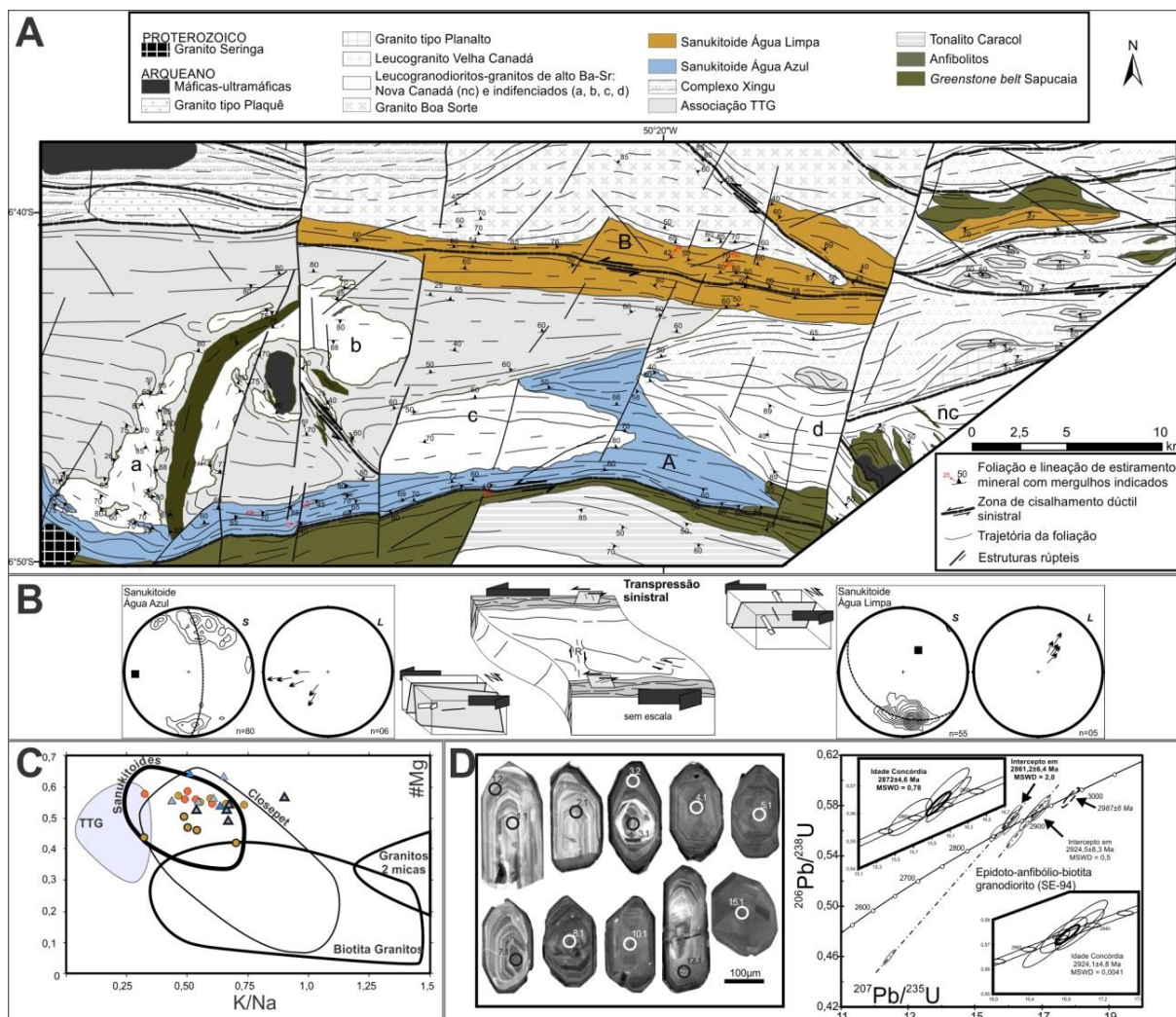


Figura 01 – A) Mapa geológico da área estudada; B) Medidas de foliação (S) e lineação de estiramento mineral (L) para os sanukitoides de Água Azul do Norte e modelo dinâmico para deformação dessas rochas; C) Diagrama #Mg vs razão dos cátions K/Na com os campos de Moyen et al. (2003) mostrando a assinatura sanukitoide das rochas estudadas; D) Imagem de catodo luminescência e diagrama Concórdia U-Pb SHRIMP para zircões da amostra SE-94 do sanukitoide Água Azul.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Levando em consideração o atual estado do conhecimento sobre os sanukitoides arqueanos de Água Azul do Norte, tem-se um quadro geológico mais diversificado e completo que aquele anteriormente descrito nos trabalhos regionais, com o Complexo Xingu sendo extinto e dando lugar a novas unidades com um real significado para a história evolutiva da Província Carajás. É inequívoco que os dois corpos estudados são parte do embasamento mais antigo da área e de alguma forma foram parcialmente preservados de eventos tectono-termais ( $\sim 550^{\circ}$ - $650^{\circ}$ C, fácies anfibolito?) que ocorreram durante o Arqueano e responsável pela edificação da atual configuração da porção norte da província. A análise estrutural em escala de mapeamento (1:50.000) desses sanukitoides mostra coerência com o modelo de deformação dúctil transpressiva sinistral adotado para o embasamento arqueano de

Carajás (p.ex. Pinheiro e Holdsworth 2000), como pode ser observado também nos padrões estruturais das rochas associadas a esses plutons na área de estudo. No entanto, esse modelo deve ser investigado com mais detalhe na área, uma vez que a interpretação desse conjunto de dados poderá subsidiar a determinação de limites de possíveis domínios tectônicos existentes nessa região.

Apesar da afinidade geoquímica dos sanukitoides de Água Azul do Norte com aqueles da Suíte Rio Maria, os primeiros mostram rochas mais evoluídas e sem correspondência com essa suíte, que por sua vez contém rochas com teores de sílica bem mais baixos. Os dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão para o sanukitoide Água Azul forneceu idade de cristalização em torno de 2,87 Ga, idade similar àquelas admitidas para os sanukitoides da Suíte Rio Maria. A presença de zircões herdados com idades mais antigas nas rochas estudadas pode indicar a provável contribuição de uma fonte crustal para a formação das mesmas, a exemplo do que fora descrito em sanukitoides de outros crátons (p.ex. Província Karelian; Heilimo et al. 2011), sugerindo que processos de subducção foram importantes em ~2.9 Ga na PC. As similaridades geoquímicas e geocronológicas com as rochas de Rio Maria aproximam a história evolutiva desses dois segmentos crustais. Assim sendo, podem-se listar pelo menos dois eventos tectônicos arqueanos distintos na região de Água Azul do Norte: i) aquele relacionado à formação de crosta TTG, muito bem preservado no Domínio Rio Maria e parcialmente no Domínio Carajás (3.0-2.9 Ga), ao qual os sanukitoides são pós-tectônicos; ii) os eventos tectono-termais neoarqueanos do Domínio Carajás, ausentes em Rio Maria. Apesar disto, as atuações do magmatismo neoarqueano é restrito e está presente somente no extremo leste da área. A partir da configuração atual da crosta mesoarqueana de Água Azul do Norte, é possível notar que a mesma favorece, pelo menos em parte, a consolidação da nova proposta de subdivisão tectônica do Domínio Carajás de Dall’Agnol et al. (2013).

## REFERÊNCIAS

Dall’Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás - Pará. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, Anais, Belém, CDrom.

Gabriel E.O., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de alto magnésio da região de Água Azul do Norte – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(3):533-564.

Heilimo E., Halla J., Huhma H. 2011. Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province. *Lithos*, 121:87-99.

Macambira M.J.B., Lancelot J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*.

Martin H., Moyen J.F., Rapp R. 2010. The sanukitoide series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100:15-33.

Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Almeida J.A.C. 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoide series. *Lithos*, 127:192-209.

Pinheiro R.V.L, Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):597-606.

Shirey, S. B. e Hanson G. N., 1984. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature* 310: 222-224.

Trouw R.A.J., Passchier C.W., Wiersma 2010. *Atlas of Mylonites – and related microstructures*. Berlin, Springer-Verlag. 322p.



# CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL E DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DOS GRANITOIDES ARQUEANOS PRÓXIMOS DE VILA PLANALTO, MUNICÍPIO DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS

Caio José Soares Mesquita, *caiojasm@gmail.com*,  
Gilmar Regina Lima Feio, *gilmar@ufpa.br*  
Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

## INTRODUÇÃO

O Subdomínio Carajás, localizado na porção norte da Província Carajás, é formado por uma ampla variedade de granitoides e rochas máficas de idade arqueana, intrudidos pelos granitos tipo-A paleoproterozoicos (DALL'AGNOL *et al.*, 2006; OLIVEIRA *et al.*, 2010; FEIO *et al.*, 2012). Estudos geológicos, geoquímicos e isotópicos realizados em granitoides do Subdomínio de Transição (FEIO, 2011) tem melhorado o conhecimento sobre a geologia da Província Carajás. A área de Canaã dos Carajás, porção nordeste do Subdomínio de Transição, é a porção mais bem estudada deste segmento da Província Carajás. Porém, apesar de existir estudos minuciosos sobre os granitoides da área de Canaã dos Carajás, falta uma melhor caracterização da deformação/metamorfismo (?) e alteração hidrotermal dos granitoides ao longo do corredor de cisalhamento que afetou as unidades próximas de vila Planalto. Por esta razão, neste trabalho os dados obtidos acerca de deformação e alteração hidrotermal da área de estudo podem ajudar a compreender a evolução crustal deste segmento da Província Carajás, bem como entender a relação entre as rochas e a gênese dos depósitos IOCG da Província Carajás. Este trabalho está vinculado ao projeto de pesquisa “Caracterização dos granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás” e “Instituto Nacional de Geociências da Amazônia”, ambos financiado pelo CNPQ.

## METODOLOGIA

### *Levantamento bibliográfico*

Foi realizada uma pesquisa bibliográfica com ênfase em rochas TTG e granitos Arqueanos, deformação sintectônica e metamorfismo e alteração hidrotermal bem como paragênese mineral de depósitos tipo IOCG.

### *Estudo petrográfico*

Realizaram-se estudos mineralógicos concomitantes a estudos petrográficos minuciosos em 33 amostras representativas dos diversos granitoides da área de vila Planalto, com ênfase em microestrutural (deformação) e alteração hidrotermal. Tais estudos foram realizados ao microscópio óptico (Modelo ZEISS-Axioskop 40) em luz transmitida.

### *Estudo mineralógico*

Foi realizada a caracterização dos minerais chave para determinação da alteração hidrotermal através de microscopia eletrônica, adotando o método de análises semiquantitativas por EDS (Espectroscopia de Raios-X por Dispersão de Energia), utilizando-se microscópio eletrônico LEO modelo 1430. As cinco lâminas polidas de amostras utilizadas para análise foram preparadas e metalizadas a carbono.

## RESULTADOS

### *Alteração hidrotermal*

Com base na descrição mineralógica dos minerais secundários e suas associações foi possível correlacioná-las com quatro tipos de alteração hidrotermal: Alteração Sódica, Alteração Sódica Cálca, Alteração Potássica I e II. Geralmente a alteração hidrotermal nas unidades estudadas é intensa, com exceção do Gnaisse Granítico Bom Jesus. Os Processos hidrotermais, em conjunto com os deformacionais obliteraram parcialmente a totalmente as texturas originais das rochas hospedeiras. A sequência dos estágios de alteração hidrotermal foi definida baseando-se principalmente nos seguintes fatores: sequência paragenética dos minerais de alteração, decréscimo de temperatura, salinidade, pH e aumento da fugacidade de oxigênio ao longo do tempo (Figura 1). Além de comparações com sequências estabelecidas em outras pesquisas acerca de alteração hidrotermal na região de Canaã dos Carajás.

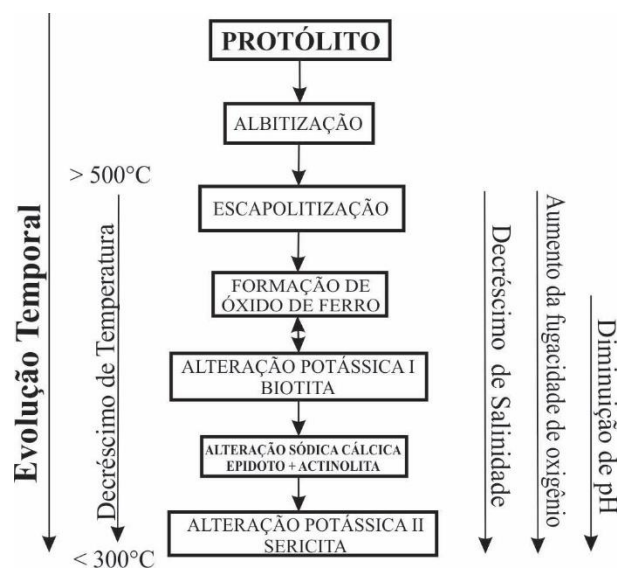


Figura 11: Evolução paragenética das unidades estudadas associada aos diferentes estágios e tipos de alteração hidrotermal. (Modificado de AUGUSTO *et al.* 2008).

### *Análise deformacional*

A partir do estudo da deformação microcristalina em lâminas delgadas, verificou-se que as microestruturas presentes nas rochas estão diretamente relacionadas às zonas de cisalhamento que cortam a área de estudo, atuando sob diferentes condições de deformação e temperatura (Figura 2).

Observa-se, de modo geral, que as rochas distantes das zonas de cisalhamento preservam textura ígnea primitiva a exemplo de cristais tabulares subédricos de plagioclásio e feldspato potássico. A deformação intracristalina (VERNON 2004) é restrita a extinção ondulante e tímida formação de subgrãos e novos grãos de quartzo. Bem como cristais de biotita não se encontram orientados evidenciando baixo grau de deformação.

Por outro lado, aproximando-se das zonas de cisalhamento as estruturas deformacionais são mais expressivas. A deformação intracristalina passa a ser representada pela formação de novos grãos e subgrãos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico caracterizando textura núcleo-manto. Em alguns casos com a crescente deformação chega a formar subgrãos em novos grãos. As rochas exibem quartzo *ribbons*, alinhados e orientados no plano da foliação milonítica, por vezes acompanhados de cristais de biotita desenhando caldas deformacionais em porfiroclastos de plagioclásio. A presença destes subgrãos e novos

grãos indica a segregação da rocha confirmando o aumento progressivo da deformação sintectônica, a qual foi mais expressiva em cristais de quartzo por serem minerais de menor temperatura de cristalização/deformação. O aumento contínuo da deformação pode obliterar estruturas pré-existentes, como as maclas magmáticas dos plagioclásios, as quais são retas e contínuas e com a atuação da deformação tornam-se pontiagudas e descontínuas sendo denominadas maclas deformacionais ou lenticulares.

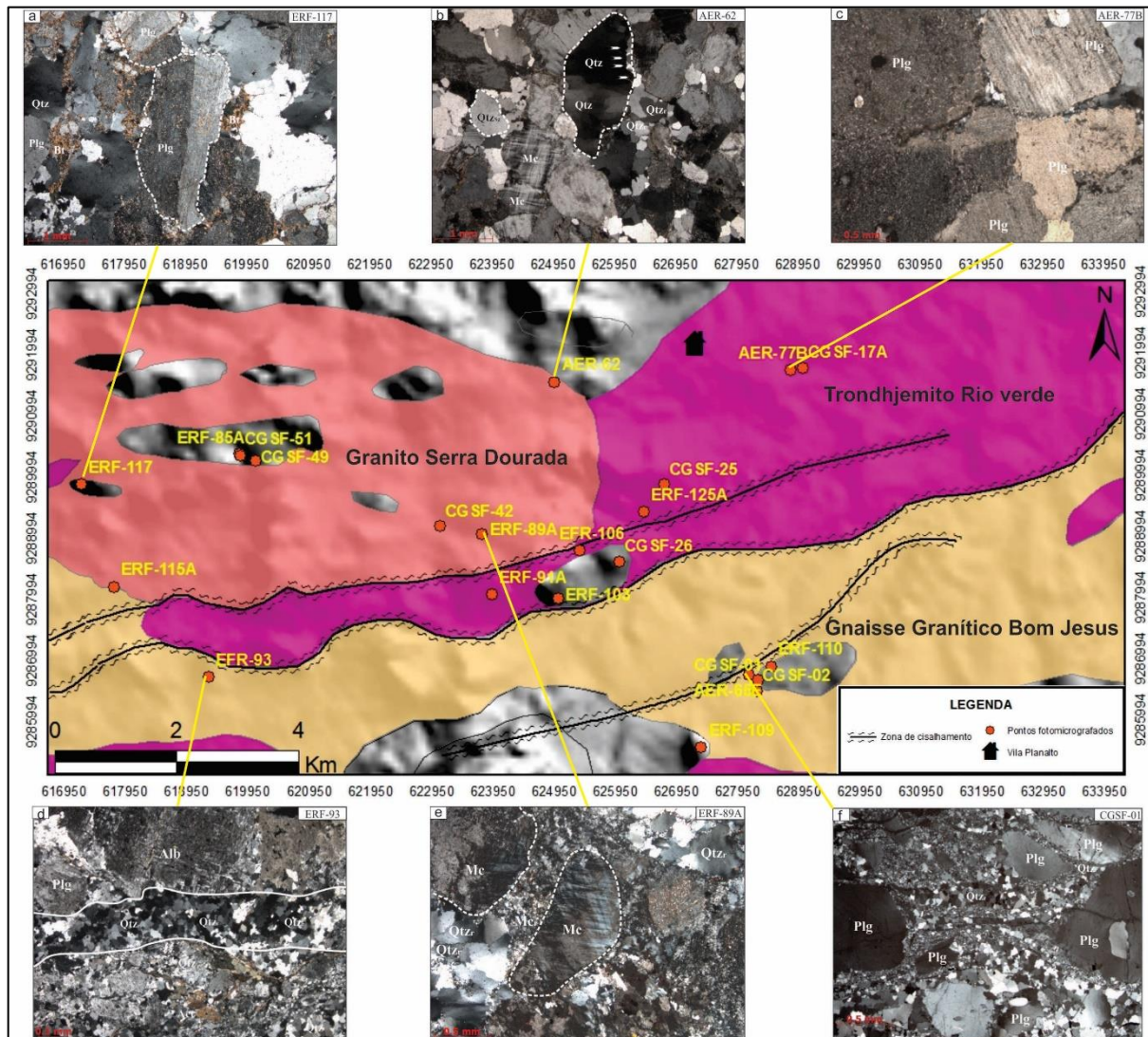


Figura 2: Feições microestruturais distais e proximais às zonas de cisalhamento. Notar o aumento de matriz recrystalizada (diminuição da granulometria) próximo às zonas e texturas ígneas preservadas distante das mesmas. a) Porfiroclasto de plagioclásio prismático, com maclamento do tipo *carlsbad*; b) Clastos de microclina (Mc) subédricos, tabulares ou globulares (arredondados), exibindo maclamento do tipo xadrez e com moderada extinção ondulante; c) Porfiroclastos de plagioclásio tabulares subédricos, com maclamento indistinto do tipo albita. Com textura ígnea preservada; d) Observar entre as linhas brancas cristais de quartzo *ribbons* recrystalizados orientados no plano da foliação milonítica ( $Qtz_r$ ); e) Porfiroclastos de microclina (Mc) geralmente tabulares ou globulares (arredondados), com maclamento do tipo xadrez intensamente apagado e com forte extinção ondulante. Encontram-se imersos a uma matriz formada por novos grãos de microclina ( $Mc_r$ ) e quartzo

(Qtz<sub>r</sub>); f) Cristais de quartzo *ribbons* (Qtz<sub>r</sub>) formando caldas de recristalização nos Porfiroclatos de plagioclásio os quais apresentam maclas intensamente apagadas.

## CONCLUSÕES

Os tipos de alteração hidrotermal identificados foram: Alteração Sódica, Alteração Sódica Cálctica, Alteração Potássica I e II. No trondhjemitó Rio Verde é comum Alteração Sódica Cálctica representada por actinolita + epidoto e Alteração Potássica II evidenciada pela abundante formação de sericita. Já no Granito Serra Dourada contactou-se a presença de Alteração Sódica (albita + escapolita) e Alteração Potássica I (biotita + magnetita). A Sequência dos estágios de alteração hidrotermal é a seguinte: (1) Albitização; (2) Escapolitização; (3) Formação de óxidos de ferro; (4) Potássica; (5) Sódica Cálctica; e (6) Potássica II. A análise deformacional mostrou que quanto mais próximo às zonas de cisalhamento, devido ao aumento de pressão e temperatura, texturas primárias são modificadas e estruturas deformacionais são impressas. Portanto, neste trabalho o Trondhjemitó Rio Verde e o Granito Serra Dourada são ambas rochas ígneas metamorfisadas e deformadas apenas ao longo de zonas de cisalhamento. Enquanto que o Gnaiss Bom Jesus é considerado como rocha metamórfica, de origem ígnea, formada em condições de fácies anfíbolito a granulito. Por fim conclui-se que, a alteração hidrotermal na área de Canaã se deu através da percolação de fluidos hidrotermais por fraturas geradas pelas zonas de cisalhamento e assemelham-se aquelas descritas nos depósitos tipo IOCG de Carajás datadas entre o Mesorquiano e o Neorquiano.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Augusto, R.A., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.O P., Filho, C. R.S. 2008. Zonas de alteração hidrotermal e paragênese do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, volume 38 (2), 263-277.
- Dall’Agnol, R.; Oliveira, M.A.; Almeida, J.A.C.; Althoff, F.J.; Leite, A.A.S.; Oliveira, D.C.; Barros, C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: Dall’Agnol, R.; Rosa-Costa, L.T.; Klein, E.L. (eds.). *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 150p.
- Feio, GRL 2011. *Magmatismo Granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém. 205p.
- Feio, G.R.L, Dall’Agnol, R.Dantas, E. Macambira, M.J.B., Gomes, A.C.B. Sardinha, A.S., Santos, P., 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Planalto Granite suite and associated rocks: implications for the Neoproterozoic evolution of the Carajás province. *Lithos* 151, 57-73.
- Oliveira, D.C., Santos, P.J.L., Gabriel, E.O., Rodrigues, D.S., Faresin, A.C., Silva, M.L.T., Sousa, S.D., Santos, R.V., Silva, A.C., Souza, M.C., Santos, R.D., Macambira, M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, *CDrom* (in Portuguese).
- Vernon, R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructures*, Cambridge University Press, 594p.

# ASPECTOS PETROLÓGICOS E GEOQUÍMICO DO GNAISSE TRIUNFO, EVIDÊNCIAS DE UM ARCO MAGMÁTICO NO TERRENO PARAGUÁ, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

Débora Almeida Faria<sup>1</sup>; Moacir José Buenano Macambira<sup>2</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>3</sup>, Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>4</sup>; João Batista Matos<sup>5</sup>; Newton Diego Couto do Nascimento<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso

<sup>2</sup>Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso, Universidade Federal do Pará - UFPA

<sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso

<sup>4</sup>Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso

<sup>5</sup>Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso

<sup>6</sup>Instituto de Engenharia – Universidade Federal de Mato Grosso

[defaal.debora@gmail.com](mailto:defaal.debora@gmail.com)<sup>1</sup> [moamac@ufpa.br](mailto:moamac@ufpa.br)<sup>2</sup> [asruiz@gmail.com](mailto:asruiz@gmail.com)<sup>3</sup>

[prof.mzaguiar@gmail.com](mailto:prof.mzaguiar@gmail.com)<sup>4</sup> : [jmatos@ufmt.br](mailto:jmatos@ufmt.br)<sup>5</sup> [newtongeologia@hotmail.com](mailto:newtongeologia@hotmail.com)<sup>6</sup>

## INTRODUÇÃO

O Gnaiss Triunfo, foco deste trabalho, está localizado no sudoeste do estado de Mato Grosso, na região da Serra de Santa Bárbara, imediações da Vila Triunfo, fronteira Brasil-Bolívia. O embasamento pré-cambriano da região está encoberto por rochas metassedimentares dos grupos Sunsás/Aguapeí, além de extensa cobertura sedimentar das bacias de retroarco andinas (Chaco Boliviano, Pantanal Matogrossense e Alto Guaporé). Ocorrências de rochas pré-cambrianas pertencentes ao Terreno Paraguá são reportadas desde Almeida *et al.* (1976), entretanto ainda existe grande carência de dados geológicos, devido às poucas exposições do embasamento.

Para região do oriente boliviano, Litherland *et al.* (1986) propuseram um empilhamento estratigráfico composto por rochas do Complexo Granulítico Lomas Manechis (>1,9 Ga), intercaladas com gnaisses migmatíticos do Complexo Gnáissico Chiquitania e com rochas metassedimentares do Grupo Xistos San Ignacio. Por sua vez, Boger *et al.* (2005) sugeriram que o Complexo Granulítico Lomas Manechis e o Complexo Gnáissico Chiquitania fossem contemporâneos e formados em orogêneses anteriores às San Ignacio e Sunsás.

No Brasil, os trabalhos mais recentes (Bettencourt *et al.* 2010; Ruiz *et al.*, 2011; Figueiredo *et al.*, 2013; Faria *et al.*, 2014; França *et al.*, 2014), sugerem um empilhamento litológico para o Terreno Paraguá correlato ao proposto para as unidades descritas em território boliviano. Este trabalho tem o objetivo de apresentar as principais características geológicas do Gnaiss Triunfo através de dados geoquímicos, petrográficos e estruturais, contendo dados que o insere no Complexo Metamórfico Serra do Baú (correlato ao Complexo Gnáissico Chiquitania), buscando contribuir para a evolução do conhecimento geológico do Terreno Paraguá.

## METODOLOGIA

Para realização desta pesquisa, nos trabalhos de campo foram coletados dados estruturais e amostras de rocha, das quais foram selecionadas algumas para estudo petrográfico, considerando os aspectos texturais, estruturais e composicionais. A partir daí, foram confeccionadas lâminas delgadas para a caracterização petrográfica dos litotipos. Posteriormente, as amostras selecionadas foram enviadas para análises químicas em rocha total no *Acme Analytical Laboratories LTD.* (Vancouver, Canadá) para dosagem dos conteúdos de elementos maiores e menores e os elementos-traço, incluindo terras raras. O

tratamento dos dados de química de rocha contou com a utilização do *software GCDkit 3.0* e a interpretação dos resultados das análises buscou a caracterização litoquímica, a natureza do magmatismo e sua ambiência tectônica.

## RESULTADOS

O Gnaiss Triunfo apresenta bandamento composicional formado por níveis félsicos, constituído por quartzo, microclina e plagioclásio, e níveis máficos, formados essencialmente por biotita e hornblenda. A textura é granoblástica e a granulação varia entre média a grossa.

O quartzo ocorre anédrico exibindo feições marcadas pelos eventos deformacionais e de recristalização, tais como: lamelas de deformação, textura em mosaico e, às vezes, com intercrescimento de aspecto vermicular e cuneiforme no plagioclásio e feldspatos alcalinos, correspondendo, respectivamente, às texturas mimerquítica e gráfica. O plagioclásio (oligoclásio) comumente apresenta geminações polissintéticas dos tipos albita e periclina. Por vezes os feldspatos apresentam-se de aspecto turvo devido a processos de saussuritização e sericitização. Os feldspatos alcalinos são representados pela microclina com geminação em grade e pelo ortoclásio, exibe textura pertítica e intercrescimento gráfico.

A biotita é o mineral máfico primário dominante e ocorre em lamelas ou como palhetas, com dimensões variadas, exibindo um pleocroísmo castanho-claro a castanho-escuro, podendo constituir, por vezes, agregados orientados que configuram os níveis finos com textura lepidoblástica. Os agregados incluem, frequentemente, cristais de titanita, apatita e zircão, que desenvolvem halos pleocróicos. A hornblenda ocorre associada aos níveis máficos e pode ser distinguida pela extinção simétrica. Entre os principais minerais acessórios estão zircão, minerais opacos, apatita acicular e allanita. Esporadicamente, encontra-se granada poiquiloblástica com inclusões de palhetas de biotita, clorita e quartzo.

A paragênese de alteração é predominantemente constituída por sericita, prehnita, epidoto e clorita. A sericita ocorre em minúsculas palhetas a agregados criptocristalinos no feldspato alcalino, enquanto que o epidoto está representando como um produto da saussuritização do plagioclásio. A clorita aparece como produto da alteração da biotita e minerais opacos.

As estruturas tectônicas e as relações de corte entre as mesmas permitiram a distinção de três fases de deformação ( $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$ ) no Gnaiss Triunfo. A primeira ( $F_1$ ), se desenvolveu a partir de eventos compressivos em condições dúcteis, responsável pela formação de um bandamento gnáissico ( $S_1$ ) em condições metamórficas de médio grau metamórfico, responsáveis pela formação de minerais como hornblenda e plagioclásio, atitude predominante em torno de  $50^\circ/88^\circ$ , e em menor proporção, valores próximos a  $240^\circ/78^\circ$ .

A segunda fase deformacional ( $F_2$ ), ainda com caráter dúctil, é responsável pelas estruturas que afetam a superfície da fase  $F_1$ , estágio seguinte à deformação que gerou o bandamento gnáissico, marcada geralmente pelo dobramento da  $S_1$ , desenhando dobras isoclinais e desenvolvendo foliação plano axial ( $S_2$ ) subvertical e eixo com pequeno caimento em torno de  $10^\circ$  a  $20^\circ$  para NNW, com mergulhos elevados.

A  $F_3$  é representada por uma foliação espaçada ( $S_3$ ), com atitude  $350^\circ/80^\circ$  e  $170^\circ/80^\circ$ , que corta obliquamente e reorienta parcialmente as estruturas geradas durante a  $F_1$  e  $F_2$ . A reorientação dos minerais associado ao deslocamento desenhando dobras abertas ( $D_3$ ), e transposição local de  $S_1$  e  $S_2$ .

As rochas do Gnaiss Triunfo constituem uma série félsica pouco expandida, com valores de  $\text{SiO}_2$  entre 63,9 e 72,8 %. Apresentam correlações lineares negativas entre  $\text{SiO}_2$  e  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (diagramas de Harker), que indicam um provável fracionamento de plagioclásio e de minerais máficos primários, tais como biotita e titanita, durante a diferenciação magmática dos protólitos do Gnaiss Triunfo.

As rochas estudadas classificam-se quimicamente como granodioríticas e graníticas da Série Subalcalina (diagrama sílica *versus* álcalis). Da mesma forma, no diagrama Q-P (Debon & Le Fort, 1983), os pontos representativos das amostras localizam-se nos campos do quartzo monzonitos e granodioritos.

Os resultados analíticos sugerem que o magmatismo que originou os protólitos do Gnaiss Triunfo possuía afinidade intermediária entre cálcio-alcálica e cálcica (diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  *versus*  $\text{SiO}_2$ ; Frost *et al.* 2001), com variação para alto potássio ( $\text{K}_2\text{O}$  *versus*  $\text{SiO}_2$ ; Peccerillo & Taylor 1976), além de apontar para uma natureza essencialmente metaluminosa ( $A/\text{CNK}$  *versus*  $A/\text{NK}$ ; Maniar & Piccoli 1989).

Quanto à ambiência tectônica de formação do protólito do Gnaiss Triunfo, foram utilizados os diagramas Rb *versus* Y+Nb e Hf–Rb–Ta propostos, respectivamente, por Pearce *et al.* (1984) e Harris *et al.* (1986), que sugerem um magmatismo gerado em arco magmático.

O padrão de Elementos Terras Raras, quando normalizados pelo condrito de Nakamura (1977), demonstra o enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados evoluídos a partir da anomalia de Eu, decorrente do fracionamento de plagioclásio.

## CONCLUSÕES

O Gnaiss Triunfo faz parte dos ortognaisses que compõem o Complexo Metamórfico Serra do Baú e aflora em pequenas porções descontínuas. Intrudido pelos granitos Tarumã e Betel e apresenta xenólitos de anfibólitos pertencentes ao Complexo Metamórfico Ricardo Franco.

Em território boliviano o Gnaiss Triunfo é correlato as rochas ortoderivadas do Complexo Gnáissico Chiquitania descritos por Litherland *et al.* (1986), definido como uma sequência composta por gnaisses quartzo-feldspáticos micáceos, poupada do metamorfismo regional da fácies granulito e as divide em dois tipos, A e B. O primeiro é composto por rochas que fazem contato transicional com o complexo Granulítico Lomas Manechis e exibem um maior grau metamórfico, predominantemente paraderivado e o segundo tipo (B) fazem contato transicional com o Grupo de Xistos San Ignacio e são derivados de rochas metassedimentares, inclui os ortoderivados nessa subdivisão.

Com relação à história deformacional os gnaisses estudados apresentam registros de três fases deformacionais que podem estar associados às três orogenias que afetaram o Terreno Paraguá. A fase de deformação  $F_1$ , caracterizada pela geração do bandamento gnáissico ( $S_1$ ) em nível crustal profundo, mostra-se intensamente afetada pela segunda fase de deformação  $F_2$ , a qual provoca a transposição do bandamento  $S_1$ , gerando outra foliação denominada  $S_2$ , disposta segundo a superfície axial das dobras  $D_2$ . A terceira fase de deformação ( $F_3$ ) é marcada pelo aparecimento da foliação  $S_3$ , que se caracteriza por transpor localmente as foliações  $S_1$  e  $S_2$ ; ela não é penetrativa e associa-se a dobras abertas e suaves ( $D_3$ ).

Os dados geoquímicos obtidos para as rochas aqui estudadas indicam uma sequência félsica formada por um magmatismo subalcalino, do tipo cálcio-alcálico de alto potássio, aumento da peraluminosidade e, segundo o diagrama AFM, com um conteúdo na série cálcio-alcálica. Essas características podem ser evidências de mecanismos de cristalização fracionada associado à contaminação crustal.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos Grupos de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé – UFMT e Geologia Isotópica - UFPA, ao Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), a Universidade Federal do Pará (UFPA) e a Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT) pelo apoio prestado.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. - 1976 - **The upper Precambrian of South America**. Bol. Inst. Geoc., USP, 7: 45-80.
- 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.
- Boger S.D., Raetz M., Giles D., Etchart E., Fanning C.M. 2005. **U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paraguá Block**. *Precambrian Research*, 139: 121-146.
- Debon F. e Le Fort P. (1983): **A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations**. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Science*, 73: 135-149.
- Faria D.A., Ruiz A.S., Matos J.B., Sousa M.Z.A., Lima G.A., Macambira M.J.B. 2014. **Geology, Geochemistry, and Geochronology (U-Pb) of the Rio Fortuna Gneiss – Serra do Baú Intrusive Suite – Paraguá Terrane – SW Amazonian Craton**. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1): 139-154.
- Figueiredo F.L.P., Ruiz, A.S., Sousa M.Z.A., Macambira M.J.B. 2013. **Ortognaise Turvo – registro de magmatismo Paleoproterozóico no Terreno Paraguá - SW do Cráton Amazônico**. *Brazilian Journal of Geology*, 43(2):401-422.
- França O., Ruiz A.S., Sousa M.Z.A., Batata M.E.F., Lafon J.M. 2014. **Geology, petrology, U-Pb (SHRIMP) geochronology of the Morrinhos granite – Paraguá terrane, SW Amazonian Craton: implications for the magmatic evolution of the San Ignácio orogeny**. *Brazilian Journal of Geology*, 44 (3): 215-432.
- Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. 2001. **A geochemical classification for granitic rocks**. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Harris N.B.W., Pearce J.A, Tindal A.G. 1986. **Geochemical characteristics of collision-zone magmatism**. In: M.P. Coward & A.C. RIES (ed.) *Collision Tectonics*. London. The Geol. Soc. Spec. Bull., 19:67-81.
- Maniar P. D. & Piccoli P. M. 1989. **Tectonic discrimination of granitoids**. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101:635-643.
- Nakamura K. 1977. **Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal**. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2:1-16.
- Peccerillo, R. & 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.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. 1984. **Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks**. *J. Petrol.*, 25(4):956-983.
- Ruiz A. S., Sousa M. Z. A., Matos J. B., Macambira M.J.B., Lima G.A. 2011. **Cráton ou Terreno Paraguá? Uma discussão baseada em novos dados geológicos e geocronológicos do SW do Cráton Amazônico em território brasileiro**. In: XIII SNET, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Campinas, *Short Paper*, p. 239-242.



# IDADE DAS ROCHAS DO EMBASAMENTO DO TERRENO JAURU, NO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

Flávia Regina Pereira Santos<sup>1,3</sup>; Carlos Humberto da Silva<sup>2,3</sup>; Ana Claudia D. Costa<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Engenharia de Minas, Instituto de Engenharia, Universidade Federal do Mato Grosso – UFMT

<sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra - UFMT

<sup>3</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé  
[frpsantos@hotmail.com](mailto:frpsantos@hotmail.com)<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

A Província Rondoniana-San Ignácio (Tassinari & Macambira 1999; Bettencourt *et al.* 2010) no sudoeste do Cráton Amazônico é composta pelos terrenos: Paraguá, Rio Alegre e Cinturão Alto Guaporé, além do terreno Jauru que é constituído por rochas do embasamento Paleoproterozoico (Grupo Alto Jauru, Suíte Intrusiva Figueira Branca, Complexo Metamórfico Alto Guaporé e Tonalito Cabaçal) e pelos orógenos mesoproterozóicos Cachoeirinha (1,56-1,52 Ga.) e Santa Helena (1,48-1,42 Ga.).

A unidade mais antiga do embasamento do Terreno Jauru é o Grupo Alto Jauru que constitui o substrato no qual se introduziram as rochas do Complexo Metamórfico Alto Guaporé, Suíte Intrusiva Figueira Branca e Tonalito Cabaçal, além das rochas dos orógenos Cachoeirinha e Santa Helena. As rochas do Grupo Alto Jauru ainda são muito pouco estudadas e a sua idade ainda carece de detalhamento.

Com intuito de contribuir para o conhecimento geológico do Grupo Alto Jauru foram realizados estudos geológicos na região da fazenda Retiro, situada no município de Araputanga, SW do estado de Mato Grosso. O objetivo desse trabalho é apresentar uma síntese da geologia do Grupo Alto Jauru na região da fazenda Retiro, enfatizando os biotita gnaisses cuja idade foi determinada pelo método U-Pb.

## METODOLOGIA

A metodologia aplicada para o trabalho consistiu em realização de revisão bibliográfica, mapeamento geológico com coleta de amostras; estudo petrográfico macro e microscópico em amostras representativas das unidades mapeadas; preparação de amostra e separação de minerais pesados, com ênfase em zircões; confecção de *mont* com os zircões separados; preparação de imagens de catodo luminescência por meio de microscópio eletrônico de varredura; determinação das idades pelo método U-Pb por meio do SHRIMP (*sensitive high-resolution ion microprobe*).

## GEOLOGIA E PETROGRAFIA

A região da fazenda Retiro foi mapeadas na escala 1:30.000 em Santos (2014). Foram identificadas rochas do Grupo Alto Jauru, do Complexo Metamórfico Alto Guaporé, além das rochas ígneas do Tonalito Cabaçal, e das suítes intrusivas Santa Cruz, Retiro e Alvorada. Todas essas rochas são recobertas discordantemente pelas rochas sedimentares do Grupo Aguapeí (Figura 1).

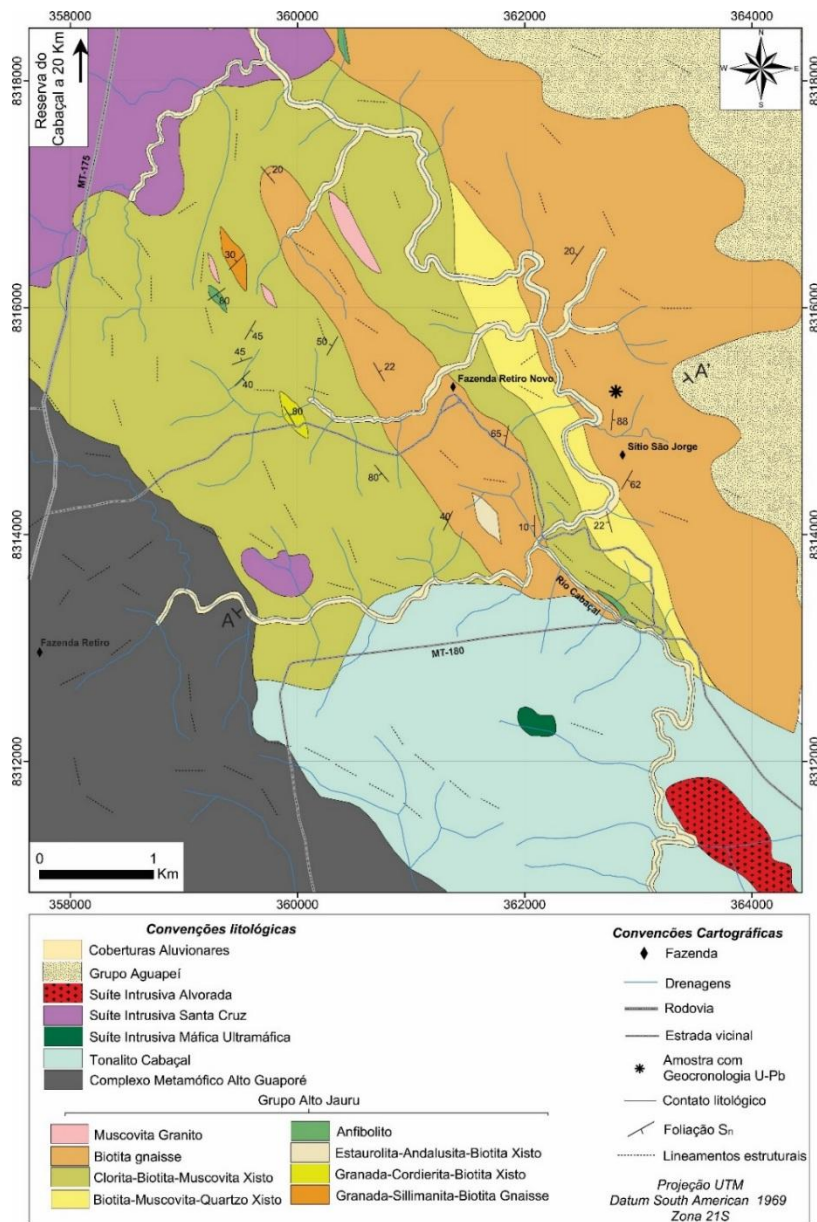


Figura 1: Mapa geológico simplificado da Região da Fazenda Retiro, município Araputanga, SW do estado de Mato Grosso (extraído de Santos, 2014).

O Grupo Alto Jauru é constituído por biotita-muscovita-quartzo xistos; clorita-biotita-muscovita xistos; granada-cordierita-biotita xisto e estaurolita-andalusita-biotita xisto; associados à granada-sillimanita-biotita gnaisse, biotita gnaisse, anfibolitos e muscovita granito. Estas rochas ocorrem na forma de um complexo arranjo, com corpos maiores apresentando forma tabular e os menores com forma lenticular.

O biotita gnaisse, o principal objeto de estudos do presente trabalho, aflora na parte central do mapa e aflora na forma de blocos e matações (Fig. 2A) e forma um relevo composto por colinas. São rochas de cor cinza clara a amarelada, granulação fina a média e apresentam bandamento gnáissico associado à clivagem de crenulação (Fig. 2B). As bandas leucocráticas são de granulação fina e textura granoblástica, predominam quartzo e plagioclásio com biotita e muscovita subordinada, nas bandas melanocráticas predominam biotita e clorita, e subordinadamente o quartzo (Fig. 2C).

Ao microscópio são rochas holocristalinas, inequigranulares, com granulação fina a média. Compostos de quartzo (40%), plagioclásio (25%), biotita (28%), clorita (4%) e

muscovita (3%). Como minerais acessórios ocorrem apatita, monazita, zircão, granada e minerais opacos. A biotita ocorre em cristais na forma de palhetas subédricos com pleocroísmo de amarelo claro a marrom escuro, definindo duas foliações: xistosidade  $S_n$  paralela ao bandamento gnáissico (Fig. 2D) e clivagem de crenulação  $S_{n+1}$  (Fig. 3D). A muscovita ocorre nas bandas leucocráticas associadas ao quartzo e plagioclásio, em palhetas anédricas. A clorita apresenta pleocroísmo de verde claro a escuro e cor de interferências anômala marrom, ocorre nas bandas máficas associada a biotita, como resultado de cloritização, são de mesmo tamanho e hábito que a biotita, mas pouco abundante.

O quartzo ocorre em geral em cristais poligonais recristalizados, mas por vezes ocorre quartzo *ribbon* (Fig. 2E-F). Minerais opacos são comuns, apresentam hábito prismático anédrico a subédrico e estão associados aos *ribbons* de quartzo. O plagioclásio apresenta núcleo saussuritizado e bordas límpidas, o que indica cristais zonados, com núcleo mais cálcico que a borda. A granada com hábito esquelético ocorre somente nas bandas mais ricas em biotita.

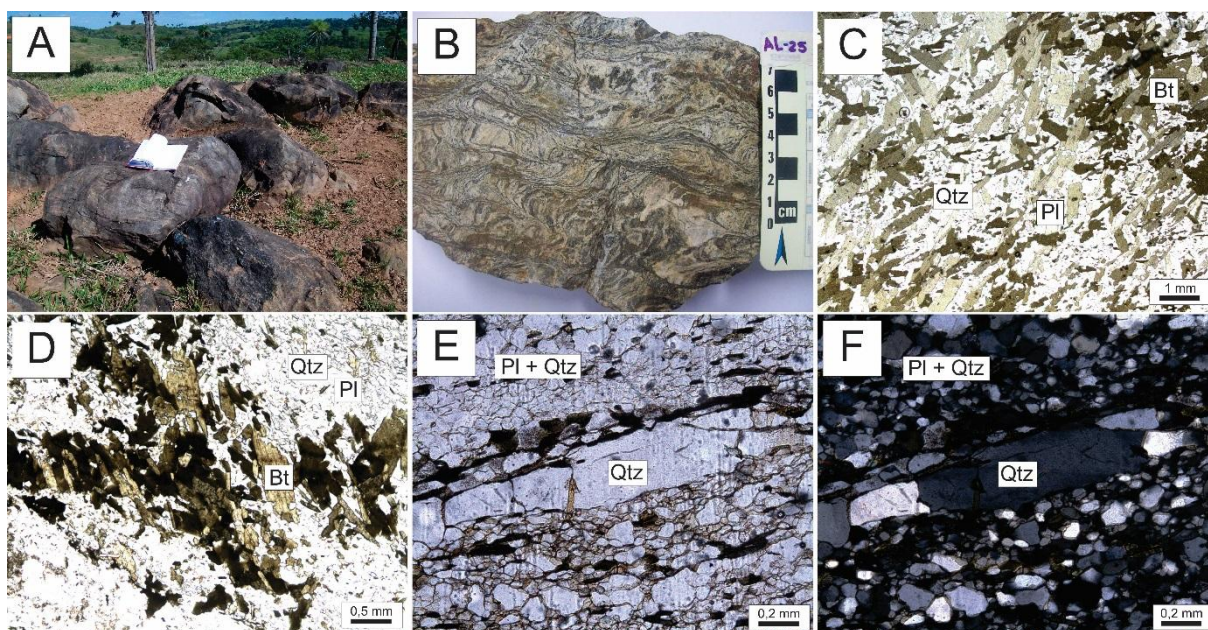


Figura 2: Imagens do biotita gnaíse: (A) forma de afloramento em pequenos blocos; (B) clivagem de crenulação em amostra de mão; (C) foliações marcadas pelos cristais de biotita; (D) cristais de biotita de granulação maior. (E) e (F) quartzo *ribbon* em meio à matriz fina. Fotomicrografias com polarizadores paralelos, exceto em F.

## GEOCROLOGIA

Para análise geocronológica foi utilizada a amostra AL-24 coletada nas proximidades na Fazenda Retiro. Dos cristais de zircão selecionados manualmente, oito grãos foram analisados no SHRIMP. Nas imagens de catodo luminescência (Fig. 3I) é possível observar que os cristais A, B, C, D e H apresentam um núcleo de zircão euédrico original envolto por sobrecrecimentos com zonação oscilatória, na borda ocorre crescimento que foi recristalizado na borda, a qual apresenta um aspecto homogêneo. O cristal da Fig. 3I-G mostra-se homogêneo sem evidências de zonação. Os cristais são morfologicamente primas curtos e a relação comprimento *versus* largura dá-se em 2:1 e 3:1. A Fig. 3II mostra que os zircões analisados forneceram uma idade concordante em  $1819 \pm 6,7$  Ma.

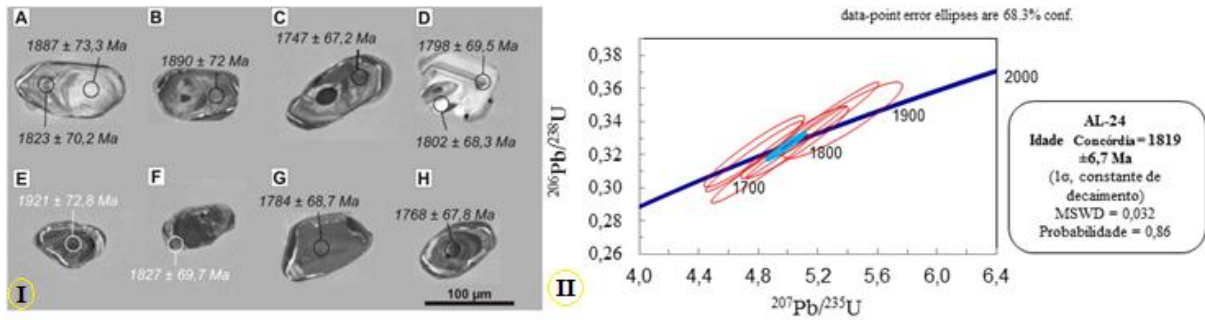


Figura 3: I - Imagem de CL de cristais de zircão, com os respectivos spots: (A) 1.2 e 1.1; (B) 2.1; (C) 3.1; (D) 4.1 e 4.2; (E) 5.1; (F) 6.1; (G) 7.1; (H) 9.1. A imagem ilustra os locais de aplicação do feixe iônico das análises. II - Diagrama concórdia U/Pb (SHRIMP) da amostra AL-24, mostrando a idade concórdia no intercepto superior em  $1819 \pm 6,7$  Ma.

## CONCLUSÕES

O biotita gnaíse apresenta mineralogia composta de plagioclásio, quartzo e biotita como minerais principais, apresentando pouca clorita e muscovita. A textura porfiroclástica em uma matriz fina, o que é indício do protólito ser uma rocha vulcânica ácida porfírica. A de cristalização do biotita gnaíse fundamenta a hipótese da idade do prisma acrescionário, que pode ser indicada pela idade U/Pb zircão obtida de  $1819 \pm 6,7$  Ma.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao PPGEC, a FAPEMAT pelo suporte financeiro e a CAPES pela concessão de bolsa de mestrado para a primeira autora.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.** *J of S American Earth Sciences*, 29:28-46.
- Santos, F. R. P. 2014. **Geologia e petrografia do Grupo Alto Jauru, na região da fazenda Retiro, SW do Cráton Amazônico – evidências de um prisma acrescionário estateriano.** Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Mato Grosso, 1-68 p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B.1999. **Geochronological provinces of the Amazonian Craton.** *Episodes*, 38: 174-182.

# CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO NO COMPLEXO COLORADO ATRAVÉS DE FEIÇÕES DE CAMPO E PETROGRAFIA MICROSCÓPICA

Luciano Castro da Silva<sup>1</sup>, Dalton Rosemberg Valentim da Silva<sup>1</sup>, Caio Gurgel de Medeiros<sup>1</sup>,  
Cassiano Costa e Castro<sup>1</sup>, Jordan dos Santos Feijó<sup>1</sup>

<sup>1</sup>CPRM – Serviço Geológico do Brasil

## INTRODUÇÃO

Os trabalhos pioneiros enquadravam a unidade do embasamento polideformado da região sudeste de Rondônia no Complexo Xingu (Santos *et al.*, 1979) ou no Complexo Basal (Pinto Filho *et al.* 1977). Scandolara *et al.* (1999), em função da semelhança litológica e estrutural destes litotipos, associaram aquelas rochas à Sequencia Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia. Posteriormente, Rizzotto *et al.* (2002) reavaliaram a unidade acima citada e a denominaram de Suíte Metamórfica Colorado. Segundo Rizzotto (2010), o Complexo Colorado ocorre na porção sudeste do Estado de Rondônia e corresponde a um conjunto de rochas metassedimentares clasto-químicas (xistos pelíticos, paragnaisses bandados, formações ferríferas, gnaisses calciossilicáticos, *metacherts* ferro-manganesíferos e para-anfibolitos) intercaladas, interpretadas como sequências turbidíticas de margem passiva. Idades U-Pb de 1420 Ma (zircões detriticos) e de 1340 Ma (zircões metamórficos) indicam o intervalo idade deposicional dos sedimentos que originaram o protólito sedimentar dos paragnaisses. A principal moda de idade dos zircões detriticos que ocorre em  $1508 \pm 13$  Ma mostra que os sedimentos clásticos são predominantemente reciclados da Suíte Intrusiva Rio Crespo (ca. 1,5 Ga) e os outros dois grupos subordinados (ca. 1938 e 1645 Ma), indicando uma proveniência crustal mesoproterozoica (Rizzotto e Quadros, 2007).

## METODOLOGIA

Este trabalho foi realizado com base nas descrições de feições de campo, análise de seções delgadas em microscópio petrográfico e em levantamentos bibliográficos da área em estudo. A primeira fase de trabalho inclui levantamento de dados bibliográficos e cartográfico prévios e descrição de seções delgadas provenientes do Projeto Guaporé (Folhas 1:250.000 Pimenteiras e Vilhena). A etapa de campo foi realizada no âmbito do Projeto Metalogenia das Províncias Minerárias do Brasil-RO/AC – Bloco Sudeste, nas proximidades da cidade de Colorado do Oeste/RO. Nesta etapa foram analisadas feições litológicas, estruturais e indicativos de processos metamórficos que vieram a colaborar com entendimento da formação e evolução do Complexo Colorado. Na etapa seguinte foram descritas novas seções delgadas, buscando utilizar a micro-petrografia para melhor caracterizar o metamorfismo do Complexo Colorado.

## GEOLOGIA DO COMPLEXO COLORADO

### Unidade Metapelítica

Esta Unidade é formada por xistos cinza avermelhado, dobrados, com clivagem de crenulação, por vezes migmatizados, composto, essencialmente por muscovita e biotita, com textura lepidoblástica com granulação média. Os cristais de biotita estão moderadamente oxidados e alguns estão rotacionados, formando sigma com sombras de pressão. A foliação principal Sn é marcada pela orientação principal das muscovitas e biotitas, porém, há cristais de muscovita lamelares euédricos a subédricos truncando a foliação, marcando uma incipiente superfície Sn +1.

### **Unidade Metapsamítica**

Os paragneisses do Complexo Colorado são cinza, moderadamente migmatizados, leuco a mesocráticos, compostos essencialmente por quartzo e plagioclásio, com proporções variadas de K-feldspato e biotita como minerais varietais, podendo ocorrer hornblenda, sillimanita, granada, muscovita, epidoto, minerais opacos, cordierita, clorita, zircão ou titanita como minerais acessórios. Os cristais apresentam granulação média e por vezes estão estirados ou cominuídos. Alguns feldspatos apresentam argilização e/ou sericitização. As texturas predominantes são granoblástica, lepidoblástica e nematoblástica, além da textura poiquiloblástica em cristais de granada ou cordierita com inclusões de quartzo e/ou filossilicatos.

### **Unidade Ferromanganesífera/quartzito**

As rochas são de coloração cinza avermelhadas, negras ou roxas escuras, de granulação média a fina, bandadas, essencialmente por quartzo e minerais opacos formando um bandamento milimétrico. Os minerais opacos são subédricos a anédricos, podendo apresentar manchas avermelhadas decorrentes da oxidação. O quartzo possui uma leve extinção ondulante com contatos retos a localmente suturados entre os limites dos grãos bem definidos. Em algumas amostras ocorrem hornblenda, granada e diopsídio como minerais varietais além de clorita como mineral secundário. Os cristais de anfibólio ocorrem associados aos piroxênios, o quartzo é fortemente estirado, as granadas ocorrem como poiquiloblastos com inclusões de quartzo e micas. Há algumas lamelas de clorita parcialmente oxidadas. A textura predominante é a granoblástica poligonal com estrutura microbandada de cisalhamento. Já os quartzitos são compostos essencialmente por quartzo e minerais opacos. Apresenta estrutura bandada com níveis descontínuos e irregulares e textura granoblástica inequigranular interlobada a poligonal média a grossa (0,3 a 0,8 e 2 a 3,5 mm). Os cristais de quartzo estão fortemente estirados, cominuídos e poligonalizados. Em algumas amostras ocorrem cianita, muscovita, K-feldspato, plagioclásio, biotita e/ou epidoto como minerais acessórios.

### **Unidade de Rochas Calciossilicáticas**

Estes litotipos são compostos essencialmente por quartzo, plagioclásio, hornblenda e diopsídio, com epidoto e tremolita/actinolita como minerais varietais, granada, titanita e minerais opacos como minerais acessórios. Apresentam granulação média a fina, estão foliados, os minerais estão fortemente cominuídos e há segregação de bandas félsicas e máficas. Os cristais de quartzo estão fortemente estirados, cominuídos e formam agregados de subgrãos, por vezes com contatos poligonais. Os cristais de plagioclásio são granulares, fortemente cominuídos, apresentam maclamento albita, por vezes sem maclamento e estão levemente alterados para argilominerais e sericita. Os anfibólios são verde claro, prismáticos a aciculares, fortemente orientados e com inclusões de epidoto. Os epidotos são granulares, anédricos, de granulação fina a média. As granadas são granulares, anédricas e apresentam inclusões de quartzo e/ou epidoto. A foliação é marcada pela orientação dos anfibólios e pelo estiramento do quartzo.

## **CONSIDERAÇÕES SOBRE O METAMORFISMO DO COMPLEXO COLORADO**

As associações de minerais das rochas metapelíticas (biotita, muscovita, granada, cordierita, microclima, plagioclásio e sillimanita), psamíticas (microclima, plagioclásio, biotita, muscovita, por vezes com granada, cordierita e/ou sillimanita) e rochas calciossilicática (carbonato, quartzo, diopsídio, tremolita/actinolita, hornblenda, granada e epidoto) correspondem a uma paragênese correspondente à fácies anfibolito, de acordo com Best (2003). O protólito sedimentar arcossiano dos gnaisses correspondentes à unidade metapsamítica foi interpretado através da sua paragênese com grande volume de minerais aluminosos e através de

inclusões de quartzo e/ou filossilicatos em cordierita e granada. O processo de migmatização indica que essas rochas passaram por condições de temperaturas superiores a 650°C (SAWYER, 2008), correspondente à fácies anfibolito médio a alto. Este processo está relacionado ao aumento de temperatura, entrada de água livre no sistema e/ou à desidratação de minerais hidratados como a biotita e a muscovita, principalmente este último, em altas pressões. Grande parte do leucossoma gerado não apresenta minerais peritéticos, indicando que a fusão foi gerada predominantemente por entrada de água livre no sistema, porém algumas porções do leucossoma apresentam granadas peritéticas, indicando a fusão por desidratação dos filossilicatos. Há porções migmatizadas deste complexo e porções onde este fenômeno não ocorreu; tal fenômeno é aqui interpretado como resultado da atividade de CO<sub>2</sub> liberada pelos anfibolitos do Complexo Trincheira e pelas rochas calciossilicáticas do próprio Complexo Colorado, que inibiram a atividade de água livre responsável por gerar fusão em baixas temperaturas.

Segundo Yardley (2004), a temperaturas elevadas, as rochas pelíticas desenvolvem associações com cordierita, granada, feldspato potássico e sillimanita, embora nem todos esses minerais ocorram necessariamente juntos. As associações resultam de reações contínuas tais como:

Muscovita + quartzo → Feldspato K + sillimanita + H<sub>2</sub>O (SPEAR, 1993);  
Biotita + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + plagioclásio + quartzo → Feldspato K + cordierita + fusão (SPEAR, 1993);  
Biotita + sillimanita + quartzo → Feldspato K + cordierita + fusão, para baixas pressões (YARDLEY, 2004) ou  
Biotita + sillimanita + quartzo → Feldspato K + granada + fusão, para moderadas a altas pressões (YARDLEY, 2004)

Alguns quartzitos apresentam cianita como minerais varietais, porém estes minerais ocorrem com hábito radial nos entre os planos de foliação da rocha sendo interpretados como gerados por mobilização de fluidos hidrotermais. O desenvolvimento de cordierita ou granada depende, em parte, das condições de pressão, sendo a cordierita favorecida por pressões mais baixas e a granada por pressões mais elevadas (YARDLEY, 2004). As reações descritas acima ocorrem na fácies anfibolito, em temperaturas entre 600°C e 750°C, enquanto a fusão para a geração de feldspato potássico e quartzo é diagnóstico de extração, sob alta pressão de água, em rochas pelíticas submetidas a alto grau metamórfico, em temperaturas em torno de 650°C e pressões na faixa de 3,5 a 8 kbar, sendo o menor valor de pressão relativo ao início da cristalização da cordierita na fácies anfibolito e a maior pressão condicionada pela ausência de cianita metamórfica. Além disso, o equilíbrio entre muscovita e sillimanita ocorre no intervalo de temperatura entre 650°C e 750°, já que a primeira é estável até 750°C e a segunda começa a se formar em torno de 650°C. As rochas do Complexo Colorado estão inseridas num contexto de terrenos gnáissicos de médio a alto grau metamórfico. De acordo com Passchier, Meyers & Kroner (1993), estes terrenos são derivados de porções que teriam pertencido à crosta continental inferior, que derivam de proporções variadas de rochas metassedimentares, metavulcânicas e intrusões granitoides e, geralmente, são interpretadas como resultado de tectônica de colisão.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEST, M. G. **Igneous and metamorphic petrology**. 2 ed. Oxford: Blackwell, 2003. 715 p.
- PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRONER, A. **Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau**. Trad. de Mario Figueiredo. São Paulo: Edusp, 1993. 188 p.

- PINTO FILHO, F. P. et al. **Projeto Sudeste de Rondônia**: relatório final. Porto Velho: CPRM, 1977. 4 v. il.
- QUADROS, M. L. do E. S.; RIZZOTTO, G. J. (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, 2007. 116 p. Programa Geologia do Brasil.
- RIZZOTTO, G. J. (Org.). **Geologia e recursos minerais da folha Pimenteiras SD.20-X-D**: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais da folha Pimenteiras. Escala 1:250.000. Porto Velho: CPRM, 2010. 136 p.
- RIZZOTTO, G. J. et al. Geologia e geocronologia da Suíte Metamórfica Colorado e suas encaixantes, SE de Rondônia: implicações para a evolução mesoproterozóica do SW do Cráton Amazônico. **Geologia USP. Série Científica**, v.2, p. 41-55, dez. 2002.
- SANTOS, R. O. B. dos et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Folha SD. 20 Guaporé**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1979. p. 21-123. (Levantamento de Recursos Naturais, 19).
- SAWYER, E. W. **Atlas of migmatites**. Ottawa: NRC Research Press, 2008. 371 p. il. (The Canadian Mineralogist. Special Publication, 9).
- SCANDOLARA, J.; RIZZOTTO, G. J.; AMORIM, J. L. de. Evolução proterozóica de Rondônia: cronologia de eventos tectônicos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., 1999, Lençóis. **Anais**. Lençóis: SBG-Núcleo Bahia e Sergipe, 1999. p. 24-27.
- SPEAR, F. S. **Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths**. Washington: Mineralogical Society of America, 1993. 799 p.
- YARDLEY, B. W. D. **Introdução à petrologia metamórfica**. 2. ed. revista. Brasília: Universidade de Brasília, 2004. 434 p.



# PETROLOGIA MAGNÉTICA E QUÍMICA MINERAL DOS GRANITOIDES SÓDICOS DA SUÍTE PEDRA BRANCA DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS

João Paulo Silva Alves<sup>1</sup>, Gilmara Regina Lima Feio<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Graduação em Geologia, Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

<sup>2</sup>Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides, INCTGEOCIAM;

<sup>3</sup>Colegiado de Geologia, Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

[joao.p-17@hotmail.com](mailto:joao.p-17@hotmail.com)<sup>1</sup> [gilmara@ufpa.br](mailto:gilmara@ufpa.br)<sup>2,3</sup>

## INTRODUÇÃO

A Suíte Pedra Branca é composta de pequenos stocks (4 km na maior dimensão) de idade Neoarqueana (2,75±3 Ma; Sardinha *et al.* 2004), que englobam tonalitos e trondhjemitos intensamente deformados. Tais rochas apresentam anfibólio e biotita como minerais máficos principais; titanita, allanita, zircão e apatita como minerais acessórios e, localmente, relíquias de clinopiroxênio (Gomes & Dall'Agnol, 2007). Estas rochas encontram-se espacialmente associadas à plútons subcalinos da Suíte Planalto e ocorrem exclusivamente no Subdomínio de Transição entre o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM) e a Bacia Carajás (BC).

Os clássicos TTGs arqueanos, ocorrentes na Província Carajás, são de idade Mesoarqueano e encontra-se preferencialmente localizados na porção sul da Província Carajás, no TGGRM (Almeida *et al.* 2010). Tais TTGs englobam principalmente tonalitos e trondhjemitos com biotita (Almeida *et al.* 2011) e sua razão FeOt/(FeOt+MgO) é sempre menor que 0,8, típica de granitoides formados em condições oxidantes. No caso da suíte Pedra Branca, a razão FeOt/(FeOt+MgO) entre 0,71-0,97, indica condições variáveis de fugacidade de oxigênio, que pode estar relacionado a diferenças de fonte e ambiente tectônico daqueles responsáveis pela formação dos clássicos TTGs arqueanos.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Foi feito levantamento bibliográfico com ênfase em rochas TTGs, granitoides sódicos com alto HFSE e química mineral de ferromagnesianos. Além disso, também foi realizado levantamento bibliográfico em Petrologia Magnética de TTG. Paralelamente, foram pesquisadas características petrográficas e mineralógicas de TTGs arqueanos da Província Carajás. Os dados de SM foram obtidos no Laboratório de Petrologia Magnética da UFPA – Campus Belém, utilizando o suscetibilímetro SM-32, fabricado pela ZH INSTRUMENTS, que permite medidas em materiais com SM variando até  $1 \times 10^{-7}$  SI. O tratamento dos dados foi realizado com o programa Minitab 16, através da confecção de diagramas de probabilidade e histogramas de frequência. A caracterização dos minerais óxido de Fe e Ti foi realizado através de microscopia ótica com luz refletida e complementado com análises pontuais semiquantitativas por microscopia eletrônica, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPA – Belém. O tratamento e diagramação dos dados foi realizado com os programas R e GCDKit 3.0.

## RESULTADOS

A Suscetibilidade Magnética (SM) dos granitoides da Suíte Pedra Branca varia em torno de  $0,00975 \times 10^{-3}$  SI (valor mínimo) a  $2,29000 \times 10^{-3}$  SI (valor máximo), com média de  $0,24353 \times 10^{-3}$  SI. A distribuição das amostras estudadas ocorre, estatisticamente, de acordo com um padrão unimodal, situadas entre os logs  $-5,0109$  e  $-2,6401$ . Na população de mais baixa SM, os opacos são essencialmente ilmenita bordejada por titanita, enquanto que na população com mais alta SM aparece magnetita e ilmenita. Os dados de SM quando relacionados com a quantidade modal de máficos mostra uma leve tendência de correlação positiva, ou seja, a SM é mais elevada nos tonalitos. A relação entre os valores de SM em

comparação com a razão  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  em rocha total não é clara, contudo observa-se um leve aumento da razão de  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  com a diminuição da SM.

Os anfibólios pertencentes a Suíte Pedra Branca apresentaram classificação variada. Anfibólios levemente enriquecidos em sílica (7.0 – 8.0) e na razão  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  (0.39 – 0.58), foram classificados como ferro-hornblenda e actinolita. Já os anfibólios levemente empobrecidos em sílica (6.0 – 7.0) e na razão  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  (0.25 – 0.42), em comparação com os primeiros, foram classificados como hornblenda ferro-edenita e ferro-edenita, sendo dominantes nas amostras analisadas, principalmente hornblenda ferro-edenita (classificação realizada de acordo com Leake *et. al* 1997).

De acordo com os campos de Nachit (1994), a maior parte das biotitas pertencentes a suíte são magmáticas reequilibradas, e que as demais são biotitas magmáticas primárias. Já em relação aos campos de Nockolds (1947), as composições da biotita indicam, em sua maioria, que esta não está acompanhada por outras fases máficas e que, raramente, pode estar associada à muscovita, fluorita, topázio e etc., ou à hornblenda, piroxênio e/ou olivina.

Os minerais óxido de Fe e Ti notados na Suíte Pedra Branca ocorrem associados e/ou inclusos em outros minerais, como o quartzo, plagioclásio, anfibólio, titanita, biotita, epídoto e rutilo, e por vezes, pequenos cristais de zircão estão inclusos nos opacos. Só foram observados cristais de ilmenita e raros cristais de magnetita como exemplo de minerais opacos.

A magnetita (Mt) observada durante o estudo foi encontrada associada com ilmenita, titanita e epídoto, ou de forma isolada. Em ambos os casos os cristais são anédricos e apresentam uma leve alteração. A partir destas observações, leva a crer que a magnetita seria um mineral primário, originado durante a cristalização da Suíte Pedra Branca.

Os cristais de ilmenita (Ilm) são os mais abundantes e se apresentam de forma variada nas amostras. A maioria encontra-se associado e/ou sendo alterado por cristais de titanita, onde são anédricos à subédricos e de vários tamanhos. Em segundo plano, estão associados com cristais de biotita e anfibólio, podendo estar incluso nos mesmos, ou ocorrem de forma isolada e, raramente, associados a pequenos cristais de epídoto. Foi observado ainda pequenos cristais de rutilo alterando a ilmenita.

## DISCUSSÕES

Os dados de SM da Suíte Pedra Branca varia em torno de  $0,00975 \times 10^{-3}$  SI (valor mínimo) a  $2,29000 \times 10^{-3}$  SI (valor máximo), com média de  $0,24353 \times 10^{-3}$  SI, indicando um caráter reduzido a levemente oxidado. Esses baixos valores são ocasionados pela ilmenita que é o mineral óxido de Fe e Ti dominante na suíte. Este mineral, de forma subédrica a anédrica, ocorre de diversas formas, estando associado principalmente à titanita e em segundo plano à biotita, anfibólio e/ou epídoto e, por vezes, encontrado de forma isolada. Outro mineral opaco raramente encontrado na suíte foi a magnetita, como cristal anédrico e de tamanho variado, associado ao epídoto e zircão principalmente. Por esta relação observada entre os opacos e os demais minerais e por não se encontrar evidências que indiquem neoformação dos minerais óxido de Fe e Ti, acredita-se que todos sejam de origem magmática, formados em condição redutora (abundância de ilmenita), estando levemente acima ou abaixo do tampão FMQ.

Os anfibólios apresentam composição predominantemente hornblenda ferro-edenita, variando para ferro-edenita, ferro-hornblenda e actinolita, respectivamente. Isso se deu pela variação no teor de sílica e na razão  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ . Enquanto isso, as biotitas apresentam uma composição próxima a siderofilita e foram classificadas, em sua maioria, como biotitas reequilibradas gradando para biotitas magmáticas primárias, associadas principalmente à ilmenita. A partir disso, infere-se que tenha ocorrido um desequilíbrio na câmara magmática da Suíte Pedra Branca durante a sua cristalização.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

GOMES, A.C.B., DALL'AGNOL, R., 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências* 37, 182-193.

LEAKE, B.E. Nomenclature of amphiboles. Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, v. 9, p. 623-651, 1997.

NACHIT, H. Contribution à la typologie des granitoides, Petrogenèse et pétrologie structurale du batholite Panafricain du cercle de Tafrouste (boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas occidental, Maroc). 1994, 465p. Thèse d'Etat, Université Ibhrou Zohor, Agadir.

NOCKOLDS, S.R. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. Jour. Sci.* 1947. v. 245, n. 7, p. 401- 420.

SARDINHA, A.S., DALL'AGNOL, R., GOMES, A.C.B., MACAMBIRA, M.J.B., GALARZA, M.A., 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, CDrom (in Portuguese).

ALMEIDA, J.A.C., DALL'AGNOL, R., DIAS, S.B., ALTHOFF, F.J., 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos* 187, 201-221.

ALMEIDA, J.A.C., DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, M.A., MACAMBIRA, M.J.B., PIMENTEL, M.M., RÄMÖ, O.T., GUIMARÃES, F.V., LEITE, A.A.S., 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 120, 235-257.

# GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS GRANITOIDES DA REGIÃO DE SANTANINHA, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Luisa Gomes Braga<sup>1,2</sup>, Ronaldo Pierosan<sup>2,3</sup>, Brunno Bollella<sup>1</sup>, João Tarelou Neto<sup>2,4</sup>, Diogo Isamu de Almeida Okuno<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Bolsista de Iniciação Científica (PIBIC), Propeq - UFMT

<sup>2</sup> MAGMATO – Grupo de Pesquisa Magmatismo de Mato Grosso – UFMT

<sup>3</sup> Departamento de Recursos Minerais – UFMT

<sup>4</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências – UFMT

[luisagbraga@hotmail.com](mailto:luisagbraga@hotmail.com)<sup>1,2</sup> [brunnobollella@gmail.com](mailto:brunnobollella@gmail.com)<sup>1</sup> [diogo.geologia@gmail.com](mailto:diogo.geologia@gmail.com)<sup>1,2</sup>  
[ronaldo.pierosan@yahoo.com.br](mailto:ronaldo.pierosan@yahoo.com.br)<sup>2,3</sup> [tarelou@yahoo.com.br](mailto:tarelou@yahoo.com.br)<sup>2,4</sup>

## INTRODUÇÃO

A área estudada está localizada a noroeste de Vila Rica, próximo à localidade de Santaninha. Está inserida geotectonicamente no extremo sul da Área Xingú-Iricoumé, domínio da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 1999). Estudos anteriores na região são escassos e baseados principalmente em mapeamentos geológicos regionais na escala de 1:1.000.000. De acordo com estes estudos, os granitoides da região de Santaninha estão correlacionados às suítes intrusivas paleoproterozoicas Vila Rica e Rio Dourado.

### Trabalhos Anteriores

A Suíte Intrusiva Vila Rica (SIVR) fazia parte do que era denominado anteriormente de Complexo Xingú, sendo individualizada por Lacerda Filho *et al.* (2004). De acordo com estes autores, a suíte constitui-se de granodioritos a toleitos e biotita granitos, sendo comuns xenólitos de hornblendito, anfibolito e metabasalto. Segundo Padilha & Barros (2008), a SIVR constitui-se de biotita monzogranitos com ocorrências subordinadas de biotita sienogranitos e quartzo sienitos na forma de blocos e matacões, com coloração cinza clara por vezes rósea-acinzentada, granulação fina a média e foliação incipiente a moderada. Petrograficamente estes granitos possuem texturas hipidomórficas a xenomórficas, sendo comuns intercrescimentos mirmequíticos e quartzo recristalizado que indicam re-equilíbrio mineralógico como resposta às mudanças de condições de pressão e temperatura. Idades U-Pb em zircão entre 2001±51 a 1990±12 Ma foram obtidas por Barros *et al.* (2008). Alves *et al.* (2010) definem quatro fácies petrográficas: biotita sienogranitos a tonalitos; hornblenda-biotita granitoides de composição monzogranítica a quartzo monzonítica; hornblenda-biotita tonalitos, quartzo monzodioritos e dioritos; e muscovita-biotita monzogranito. Os litotipos apresentam diferentes intensidades de deformação, desde isotrópicos e maciços até foliados quando afetados por zonas de cisalhamento.

A Suíte Intrusiva Rio Dourado (SIRD) foi descrita a primeiramente por Cunha *et al.* (1980), durante o mapeamento geológico da folha Tocantins, Projeto Radam Brasil. Os corpos intrusivos descritos foram caracterizados como granodioritos, dioritos, granófiros, microgranitos e adamelitos. Estes autores vincularam a SIRD no Supergrupo Uatumã. Lacerda Filho *et al.* (2004) caracterizam a suíte por fácies granito, granodiorito, diorito, granófiro, microgranito e adamelito. Segundo Barros *et al.* (2011), a SIRD apresenta três tipos petrográficos: biotita granito, biotita granito com anfibólio e granito granofírico. Análises U-Pb em zircão publicadas por Barros *et al.* (2008) indicam uma idade de 1869 ±70 Ma para tais rochas, relacionando-as co-magmaticamente com as rocha vulcânicas félsicas do Grupo Iriri.

Os granitos da SIRD são isotrópicos, com granulação média a grossa, tonalidade rósea-avermelhada a rósea-esbranquiçada e podem exibir estrutura rapakivi. Comumente apresentam enclaves microgranulares máficos e félsicos, e xenólitos da Suíte Intrusiva Vila Rica e do Complexo Santana do Araguaia. As rochas desta suíte exibem texturas poiquiliticas e recristalização de quartzo (Padilha & Barros, 2008). Conforme Alves *et al.* (2010), a SIRD

possui coloração avermelhada, pórfiros de feldspato alcalino com textura rapakivi, cristais ovóides de feldspato e quartzo azul. As principais fácies são biotita sienogranito, biotita-hornblenda sienogranitos e monzogranitos. Granulação de média a grossa com texturas variando de equigranular a porfirítica, e na maior parte das vezes são isotrópicos.

## **METODOLOGIA**

A metodologia aplicada consistiu em i) Revisão bibliográfica com ênfase no magmatismo félsico do sudeste do Cráton Amazônico; ii) Levantamentos de campo, com descrição de afloramentos e coleta sistemática de amostras, além da locação dos pontos descritos e amostrados e sua inserção em base georeferenciada; iii) Petrografia, por meio do estudo petrográfico de seções delgadas em microscópio de luz transmitida e suas análises modais a partir da contagem de pontos para classificação de rochas conforme estabelecido pela IUGS (Streckeisen, 1976).

## **RESULTADOS**

Através de dados de campo e de petrografia, foram identificados dois litotipos. O primeiro, representado por monzogranito, ocorre na forma de morros e blocos e apresenta tonalidade cinza clara e textura inequigranular fina a média (variando em torno de 0,4 a 2,5 mm) (Figura 1A). Petrograficamente exibe textura holocristalina, hipidiomórfica e é composto essencialmente por plagioclásio (31-39%), quartzo (23-28%), feldspato alcalino (24-27%) e biotita (9-16%). Anfibólio, apatita, titanita e zircão ocorrem como acessórios. Os minerais secundários são epidoto, mica branca, clorita, minerais opacos e argilominerais (Figura 1B).

O quartzo possui dimensões entre 0,4 e 1,5 mm, ocorre como cristais anédricos formando subgrãos, com extinção ondulante. O plagioclásio encontra-se com hábito prismático, subédrico e possui dimensões que variam de 0,4 a 1 mm, com algumas seções chegando a até 2 mm. Em alguns cristais pode-se observar zonação composicional. Apresenta textura mimerquítica, com lamelas de quartzo no plagioclásio em contato com cristais de feldspato alcalino. No geral, os cristais encontram-se turvos devido aos processos de saussuritização e sericitização.

O feldspato alcalino ocorre sob a forma de cristais subédricos a anédricos, com dimensões entre 0,7 a 2,5 mm. Apresenta macla xadrez e mais raramente macla do tipo CarlsBad. Os intercrescimentos peritíticos em filmes são comuns nestes cristais, que se encontram argilizados.

A biotita forma cristais lamelares subédricos com cerca de 0,6 mm, cor marrom esverdeado e pleocroísmo em tons de castanho. Encontra-se associada a minerais opacos e por vezes contém inclusões de cristais prismáticos de zircões, com a formação de halos pleocróicos. Altera-se para clorita, que possui hábito fibroso e cor de interferência cinza azulada.

O anfibólio, com 0,4 mm, encontra-se cloritizado e restrito a pequenas porções das lâminas. Possui cor verde e pleocroísmo verde amarelado a verde escuro (hornblenda). Ocorre associado à biotita e titanita. A apatita geralmente está inclusa no feldspato alcalino e plagioclásio, aparece em cristais prismáticos alongados e incolores.

O segundo litotipo é caracterizado, através da análise de composição modal, por sienogranito e aflora sob a forma de blocos e matacões edificando morros suaves. Estas rochas têm coloração rosa avermelhada, granulometria média a grossa, são isotrópicas e constituem-se principalmente de feldspato alcalino (39%), quartzo (34%), plagioclásio (21%) e biotita (5%) (Figuras 1C e 1D). Em seção delgada estes granitos exibem textura holocristalina xenomórfica a hipidiomórfica, inequigranular. Os minerais acessórios são

apatita e minerais máficos. Clorita, epidoto, argilominerais e mica branca ocorrem como minerais de alteração.

O feldspato alcalino ocorre como cristais anédricos a subédricos e é definido como microclínio e ortoclásio. O ortoclásio, com dimensões de 2,5 a 5 mm, exibe geminação Carlsbad. O microclínio possui dimensões entre 1 e 1,5 mm, apresenta geminação em grade e contém inclusões de plagioclásio subédrico e biotita. Exibem cristais de quartzo inclusos próximos as bordas, indicando cristalização concomitante que origina esta textura poiquilítica. Ambos os feldspatos alcalinos são pertíticos, com o plagioclásio sódico ocorrendo em filmes. Encontram-se parcialmente alterados para argilominerais.

O quartzo possui dimensões de 0,2 a 2,5 mm, é anédrico e exibe extinção ondulante. O plagioclásio exibe dimensões entre 0,8 e 2,5 mm. Ocorre em cristais subédricos prismáticos, possui geminação polissintética, evidências de zonação e foi afetado por alteração hidrotermal, estando parcialmente saussuritizado e sericitizado.

A biotita apresenta granulação entre 0,7 a 2 mm, cor marrom e ocorre em forma de palhetas subédricas, por vezes anédricas e encontra-se cloritizada. Onde o processo de alteração não foi completo, a clorita ocorre interdigitada com a biotita.

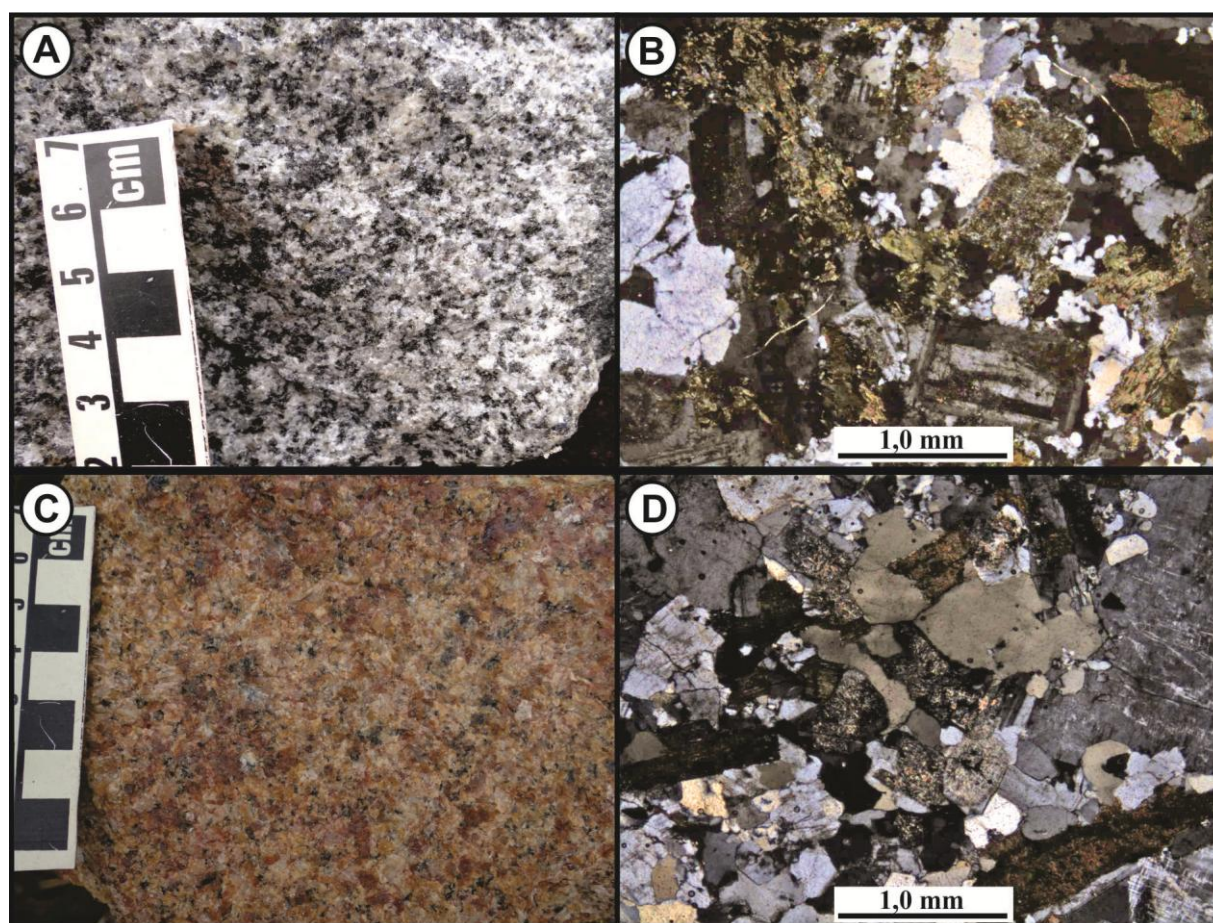


Figura 1: Aspectos gerais do monzogranito e do sienogranito: A) Feição macroscópica do biotita monzogranito com hornblenda. B) Fotomicrografia do monzogranito evidenciando seus principais minerais máficos: biotita e hornblenda. C) Feição macroscópica do biotita sienogranito. D) Fotomicrografia do sienogranito com presença de biotitas marrons.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O sienogranito descrito neste trabalho apresenta feições petrográficas semelhantes aos granitos da Suíte Intrusiva Rio Dourado. Biotita monzogranitos são descritos por Padilha & Barros (2008) na Suíte Intrusiva Vila Rica, podendo o monzogranito caracterizado neste

trabalho pertencer a esta unidade. No entanto, faz-se necessário um aprofundamento nos estudos litoquímicos e isotópicos dos granitoides da região de Santaninha para sua melhor correlação com as unidades conhecidas na porção sudeste do Cráton Amazônico.

## AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece a Propeq/UFMT pela concessão da bolsa de iniciação científica. Este trabalho contou com suporte financeiro do CNPq através do projeto Nº 481327/2013-4.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alves, C.L.; Sabóia, A.M.; Martins, E.G.; Stropper, J.L. 2010. **Projeto Noroeste Nordeste de Mato Grosso Folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura**, Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Escala 1:250.000.

Barros, M. A. S.; Pimentel, M. M.; Dantas, E. L.; Padilha, R. A. 2008. **Geoquímica e dados isotópicos da Suíte Intrusiva Vila Rica e Suíte Intrusiva Rio Dourado - Mato Grosso, área Xingú - Província Amazônia Central - Sul do Cráton Amazônico**. In: IV Simpósio de vulcanismo e ambientes associados. Foz do Iguaçu/PR..

Barros, M. A. S.; Pimentel, M. M.; Rocha, M. L. B. P.; Silva, F. R.; Padilha, R.A.; Dantas, E.L.; Moura, E. A. 2011. **Suíte Intrusiva Rio Dourado - Um Granito Tipo A de 1,88 Ga - Sudeste do Craton Amazônico - Mato Grosso - Brasil**. *Geologia USP. Série Científica*, 11:75-93.

Cunha, B.C.C.; Potiguar, L.A.T.; Lanhez, A.C.; Bezerra, P.E.L.; Pitthan, J.H.L.; Souza Junior, J.J.; Montalvão, R.M.G.; Souza, A.M.R.H.; Hildred, P.R.; Tassinari, C.C.G. 1980. **Projeto Radambrasil. Brasil-Folha SC.22 – Tocantins**. Geologia. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia. Departamento de Produção Mineral. p. 21-196.

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**. Escala 1:1.000.000. Goiânia: CPRM. 200 p.

Padilha R. A. & Barros, M. A. S. 2008. **Petrologia e geoquímica das Suítes Intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Província Amazônia Central, borda sudeste do Cráton Amazônico (MT)**. *Revista Brasileira de Geociências*. 38 (4):642-653.

Streckeisen A.L., 1976. **To each plutonic rock its proper name**. *Earth Science Reviews*, 12:1-33.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. **Geochronological provinces of the Amazonian Cráton**. *Episodes*, 22 (3):174-182.

# CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE GRANADA-GNAISSE E GRANULITOS MAFICOS DA ÁREA DE CRUZEIRO DO SUL, DOMÍNIO BACAJÁ, PROVÍNCIA TRANSAMAZONAS

Anderlone Antônio Simoa Ribeiro<sup>1</sup>

Gilmara Regina Lima Feio<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará  
[anderlonegeo10@hotmail.com](mailto:anderlonegeo10@hotmail.com) [gilmara@ufpa.br](mailto:gilmara@ufpa.br)

## INTRODUÇÃO

A área da Vila Cruzeiro do Sul está inserida no Domínio Bacajá, uma subdivisão da Província Transamazonas, um orógeno paleoproterozóico, cuja evolução é relacionada ao Ciclo Transamazônico com idade de 2.26 – 1.95 Ga (SANTOS 2003) e se estende ao longo da porção oriental do Cráton Amazônico (VASQUEZ *et al.* 2008a).

Poucos estudos e mapeamentos geológicos foram feitos na área, principalmente de caracterização mineralógica o que deixa uma grande lacuna sobre o conhecimento de condições de temperatura, pressão e metamorfismo que a área sofreu.

Dados de química mineral são amplamente utilizados em rochas metamórficas, com intuito de compreender os *fronts* de reações metamórficas, processos de substituição e alteração hidrotermal e condições de temperatura e pressão em que rochas foram submetidas (Holland & Powell 1998). Portanto, este trabalho ajudará a entender as condições de metamorfismo que essas rochas foram submetidas.

Portanto, a presente pesquisa direciona-se, inicialmente, para o estudo de química mineral em rochas aflorantes no domínio da unidade Granulito Novolândia (granada-gnaiss e granulitos).

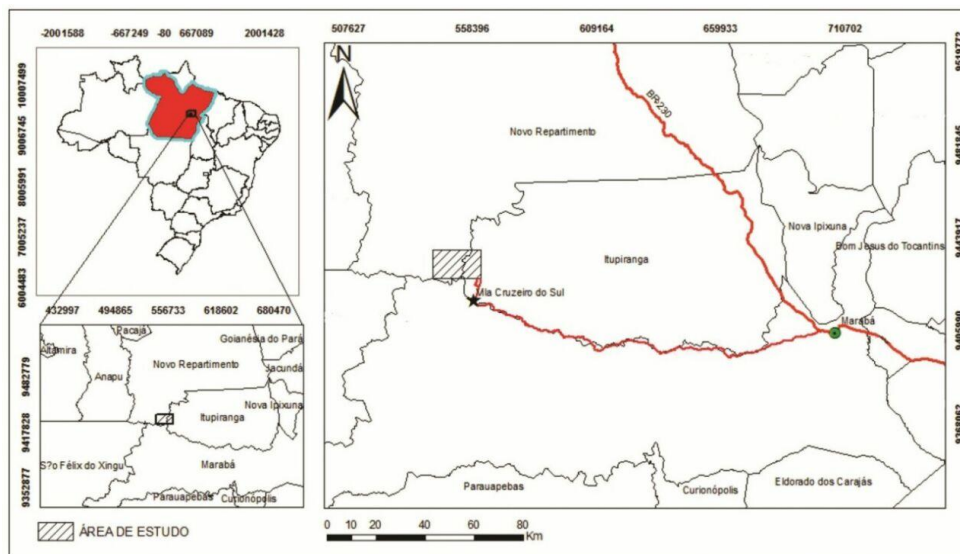


Figura 1: Mapa de localização da área estudo, exibindo o trajeto realizado a partir de Marabá. Em destaque a área onde as rochas foram coletadas (imagem extraída do relatório de Estágio de Campo II de 2013-Equipe 3).

## MATERIAIS E MÉTODOS

Realizou duas campanhas de campo II no período de 06 a 11 de janeiro pela equipe SEV e 13 a 17 de janeiro pela equipe DFR no ano de 2014, onde foram coletadas várias amostras. O mapeamento ocorreu em escala de 1:100.000, no sudeste do Pará, entre os municípios de Marabá e São Felix do Xingu, próximo à Vila Cruzeiro do Sul.

Após a petrografia das amostras, selecionou 6 para a caracterização químico-mineralógica. As preparações ocorreram na oficina de Preparação de Amostra (OPA) do PPGG (Programa de Pós-Graduação) da UFPA e consistiram em: (1) trituração das amostras ;



(2) pulverização no *shatterbox* 8515 ; (3) moagem em gral de ágata para alcançarem a granulométrica necessária de <200 $\mu$ .

Das amostras, confeccionou 5 laminas da equipe SEV e 1 lamina da equipe DFR, onde realizou análise química semiquantitativa pontual pelo método EDS (Espectroscopia de Raios-x por Dispersão de Energia) no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPA. Nas análises utilizou microscópio eletrônico LEO modelo 1430, voltagem de 20kv, análise de 30s, a 15 mm de distância de tamanho do spot 250. Lâminas preparadas e metalizadas com carbono.

Os dados de EDS/MEV foram complementados com análises por difração de raios-x, realizadas no laboratório de Difração e Fluorescência de Raios-x do Instituto de Geociências UFPA (*Campus* Belém).

Para obter os dados de Difração de Raio-x preparou as amostras em porta amostra específico com o auxílio de uma espátula, com separação dos cristais para análises químicas qualitativas e quantitativas de amostras sólidas. Para identificar a composição exata dos minerais de granadas, triturou a amostra com posterior separação dos cristais, selecionadas e tiradas fotos com o auxílio de uma lupa binocular com câmera digital acoplada. Pulverização das granadas ocorreu no grau de ágata até atingir a granulometria específica de <200  $\mu$ , para serem analisadas no difratômetro de Raio-x.

Os dados foram obtidos através do programa software *X'Pert Data Collector*, versão 2.1a, o tratamento com o software *X'Pert HighScore* versão 2.1b, da *PANalytical*. Identificou os minerais através da comparação do difratograma obtido com padrões (fichas) do banco de dados do ICDD-PDF (*International Center dor Diffraction Data – Powder Diffraction File*).

## RESULTADOS

### *Granada – A<sub>3</sub>B<sub>2</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>*

De modo geral, são granadas ricas na molécula de Almandina (Fe<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>), No granada-gnaiss, os teores de Si (afu - átomos por fórmula unitária) variam entre 3,08-3,14% e nos granulitos 3,09-3,12%. A amostra SEV-26A (Kinzigito) apresenta conteúdos mais elevados de Mg<sup>+2</sup> entre 0,92-1,04%, mostrando que pirope (Mg<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>).

A amostra SEV-8A apresenta conteúdo maior de Mn (0,20 - 0,28%), membro esperssático (Mn<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>), quando comparadas com outras amostras de gnaiss, que exibem valores de Mn menores (0,03-0,06%). Esse conteúdo mais elevado de Mn pode estar relacionado à ausência de cordierita na Amostra SEV-8A.

Os teores de Ca e Fe<sup>+3</sup> das granadas nos Granada-gnaiss são baixos, pois as granadas estudadas são do grupo das pirlspitas, ou seja, formadas durante o metamorfismo regional de sedimentos ricos em alumínio.

### *Piroxênio – XYZ<sub>2</sub>O<sub>6</sub>*

No granada-gnaiss ocorre somente ortopiroxênio. No granulito ocorre tanto clinopiroxênio quanto ortopiroxênio. Os cristais de piroxênio, tanto do granada-gnaiss quanto do granulito, constituem essencialmente o sistema CaSiO<sub>3</sub> - MgSiO<sub>3</sub> - FeSiO<sub>3</sub>. Pode-se observar a presença de dois tipos de piroxênio nos Granulitos - ortopiroxênio e o clinopiroxênio - rico e pobre em cálcio, respectivamente. Estes piroxênios, segundo a nomenclatura de Morimoto (1988), são classificados como augita, subordinadamente pigeonita, enstatita e ferrossilita. Já no gnaiss da amostra SEV-26A o piroxênio é de composição ferrossilita.

### *Feldspato – KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>, NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>, CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>*

Os feldspatos foram classificados conforme as recomendações de Deer et al. (1992) no sistema ternário Albita (Ab, membro Na) - Anortita (Na, membro Ca) - Ortoclásio (Or, membro K).

No granada-gnaiss (SEV-8A, DFR-3) há um predomínio da composição oligoclásio no limite com a Albita (An 12,9 – 11,4), enquanto que o plagioclásio, com textura antipertita, da amostra SEV-18A apresenta composição oligoclásio (An 21–22) e lamelas pertíticas de ortoclásio. Já no Granulito, a composição do plagioclásio é oligoclásio com teor de anortita entre (An24-29).

*Biotita* –  $K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$

De acordo com o diagrama Fe/(Fe+Mg) versus  $Al^{IV}$  (Deer et al. 1992), utilizando os critérios de Rieder et al. (1998), as micas do granada-gnaiss e granulito posicionam-se no campo da flogopita, com exceção da amostra SEV-18A (granada-gnaiss) que está disposta no campo da Annita. Neste diagrama, elas exibem maior variação nos conteúdos de Fe/(Fe+Mg) (0,24-0,65) em relação ao  $Al^{IV}$ . Enquanto isso, a flogopita do granulito mostra-se ligeiramente afastada das amostras do granada-gnaiss, e exibe conteúdo menor de  $Al^{IV}$  e da razão Fe/(Fe+Mg) em relação aos gnaisses. Observações em rochas metamórficas de alto grau indicou que biotita de coloração avermelhada apresentam quantidades maiores de Ti (Guidotti 1984).

É importante ressaltar que a biotita dos granulitos quando comparadas com as biotitas dos gnaisses mostram teores ligeiramente maiores de Ti. Isso poderia indicar que os granulitos se formaram em temperaturas ligeiramente mais elevadas que os gnaisses.

*Cordierita* –  $(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}.nH_2O$

Cordierita foi encontrado em duas amostras do granada-gnaiss (SEV-18A e SEV-26A). Segundo a classificação do IUGS, cordierita-granada-gnaiss podem ser denominados de kinzigitos. Na amostra SEV-18A a cordierita encontra-se totalmente alterada para pinita.

Em termos composicionais, a cordierita revelaram-se magnesianas (#Mg>0.7), exceto 3 análises que mostram um teor de Fe relativamente mais alto, com #Mg ~0.6. A amostra SEV-26A mostra conteúdo ligeiramente menor de  $Fe^{+2}$  em relação a amostra SEV-18A. O conteúdo de Al na cordierita apresenta pequena variação.

As amostras SEV-26A e SEV-18A encontra-se a associação cordierita + biotita, que pode ser utilizada como geotermômetros, baseados em reações de troca química (*Exchange reactions*). Os valores mais baixos de Mg# (~0.5) encontrados nas annitas associadas à cordierita (SEV-18A) sugerem condições de equilíbrio.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

No granada-gnaiss, os dados de química mineral mostraram que a granada é do tipo almandina, sendo que a amostra SEV-26A (Kinzigito) apresenta piropo como membro secundário. Já no granulito, embora as análises de EDS/MEV tenham mostrado que as granadas são do tipo almandina.

No granada-gnaiss ocorre ortopiroxênio do tipo ferrossilita. Enquanto que no granulito encontra-se clinopiroxênio tipo augita, subordinadamente pigeonita; e ortopiroxênio foi classificado como enstatita a ferrossilita.

A associação cordierita+ferrossilita, encontrado na amostra SEV-26A, resulta da reação: (i) 2 granada + 3 quartzo => cordierita + 4 ferrossilita. Tal reação é característica de metapelitos metamorfisados em fácies anfibolito superior a granulito, na zona do hiperstênio, sob pressões intermediárias (Juliani & Szabó, 2002).

No granada-gnaiss ocorre oligoclásio (teor de An 12,9 – 11,4), enquanto que o feldspato, com textura antipertita, da amostra SEV-18A apresenta composição oligoclásio (An

21–22) e lamelas peritíticas de ortoclásio. Já no Granulito, a composição do plagioclásio é oligoclásio com teor de anortita entre 24-29.

O início de formação de persterita (textura antipertita) se dá acima de 500°C, que é determinado pela miscibilidade da persterita. Esta característica posiciona ao menos o granada-gnaiss (SEV-18A) em condições de fácies acima do anfibolito ou Granulito em pressões intermediárias na zona da granada.

A associação ferrossilita+cordierita, estaurolita+biotita, estaurolita+granada, antipertita e o teor de Ti em biotita indica condições de metamorfismo de fácies granulito, com temperaturas da ordem de 700°C e pressão intermediária.

As rochas pelíticas, ígneas e metamórficas desenvolvem associações com cordierita, granada, e feldspato K e sillimanita (SEV-18A) em temperaturas elevadas e é típica de migmatitos pelíticos de alto grau, sendo frequentemente considerada como o início da fácies granulito, segundo as reações. Entretanto, esta mesma assembleia pode ser encontrada em graus metamórficos mais elevados (Yardley 2004).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. An introduction to the rock-forming minerals. 2. ed. Harlow, Essex; New York: Longman Scientific & Technical: Wiley, 1992.696p.

Guidotti, C.V. 1984. **Micas in metamorphic rocks**. In S.W. Bailey, Ed., Micas, vol. 13, p. 357–467. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.

Juliani & Szabó, 2002 – **petrologia metamórfica**, Notas de Aulas, Versão Preliminar, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Geotectônica

Santos J.O.S. 2003. **Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central**. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.

Rieder M., Cavazzini G., D'Yakonov Y. S., Frank-Kamenetskii V. A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P. V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E. W., Robert J-L, Sassi F. P., Takeda H., Weiss Z., Wones D. R. 1998. **Nomenclature of the Micas**. Can. Mineral., 36:905-912.

Vasquez M.L., Rosa-Costa L. T., Silva C.M.G., Klein E. L. 2008a. **Compartimentação Tectônica**. In: Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. 174 p.

Yardley B. W. D. 2004. **Introdução à Petrologia Metamórfica**. Tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. 2ª ed. revista. Editora da Universidade de Brasília. 377p.

# CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS CHARNOQUITOS DA PORÇÃO CENTRO-SUL DO CRÁTON AMAZONICO, REGIÃO DE NOVA MONTE VERDE, NORTE DO ESTADO DE MATO GROSSO

*Sergio Raffael Silva Iocca<sup>1</sup>, Henrique de Oliveira Ramos<sup>1,2</sup>, Alessandra Santana Corrêa<sup>2</sup>; Carlos Humberto da Silva<sup>3,1</sup>; Ana Cláudia Dantas da Costa<sup>2,3</sup>*

<sup>1</sup>Bolsista do PIBIC Af - CNPq/ UFMT

<sup>2</sup>Graduanda do Curso de Geologia, Universidade Federal de Mato Grosso

<sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso

[sergiorsiocca@gmail.com](mailto:sergiorsiocca@gmail.com)<sup>1</sup> [chsilva@ufmt.br](mailto:chsilva@ufmt.br)<sup>1,3</sup> [acdcosta@ufmt.br](mailto:acdcosta@ufmt.br)<sup>2,3</sup>

## INTRODUÇÃO

Seguindo a definição de Holland (1900) a IUGS (Le Maitre, 2002) recomenda referir-se a Granitóides com abundância de piroxênio como Charnokitos. Os Charnokitos que ocorrem na região de Nova Monte Verde, norte do Estado de Mato Grosso estão inseridos na porção centro-sul do Cráton Amazônico, (CPRM, 2005). Esta área localiza-se em uma faixa pouco estudada do Cráton em comparação com as outras porções geológicas pré-cambrianas conhecidas no território nacional, onde os principais trabalhos de geologia regional foram feitos nas décadas de 70 e 80 (Araújo et al. 1976; Basei, (1977); Silva G.H., et al. 1980 E Silva Neto et al. 1980). O objetivo deste trabalho é a partir da análise petrográfica provar a presença de um corpo charnoquítico na zona centro sul do Cráton Amazônico.

## METODOLOGIA

Para confecção desse trabalho foi inicialmente realizado estudo bibliográfico da geologia do Cráton Amazônico na região norte do estado de Mato Grosso. Posteriormente foram realizados trabalhos de campo para mapeamento geológico, durante os quais foram coletadas amostras para estudos laboratoriais (Figura 2). Em etapa posterior estas amostras foram descritas macroscopicamente. Algumas amostras foram selecionadas para confecção de lâminas delgadas. Para este trabalho foram descritas sete amostras, nas quais foram analisados: mineralogia, formas e dimensões, relações texturais e estruturais, além de processos de alteração. As lâminas foram descritas em microscópio petrográfico binocular Olympus, modelo BX50, no Laboratório de Microscopia do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal do Mato Grosso. As informações obtidas nas várias etapas foram sintetizadas no presente trabalho.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

As amostras utilizadas para o estudo foram classificadas em duas fácies petrográficas de acordo com sua variação composicional, conforme pode ser observado na Figura 1. A fácies 1 é formada por charnokitos (Granitos com abundância em piroxênio) e o fácies 2 por Charnoenderbitos (Granodioritos com abundância em piroxênio).

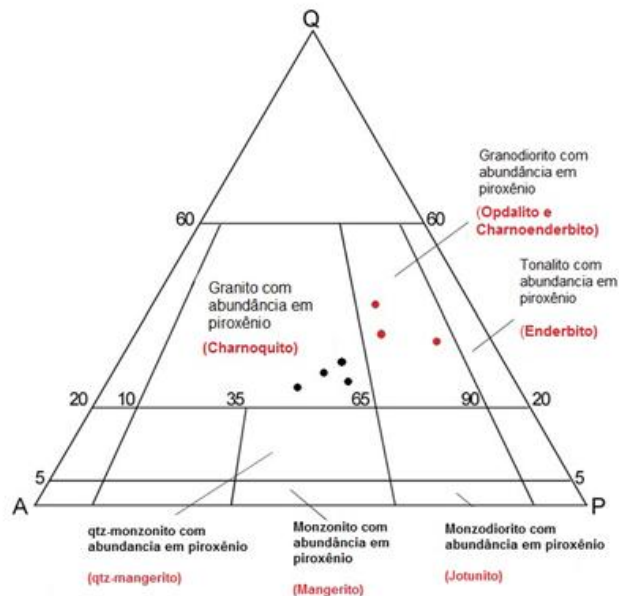


Figura 1. Diagrama QAP que mostra a série composicional charnoquítica (Rajesh & Santosh 2012)

As rochas da fácies 01 apresentam granulação média a grossa, inequigranular, com porfiroclastos de andesina, exibem textura gráfica (Figura 4B) e mirmequítica. São constituídos por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, biotita, orto e clinopiroxênio, anfibólio, clorita, epidoto e minerais opacos. O plagioclásio (25%), identificado como andesina, é subédricos a anédricos, tabulares, ripiformes de granulação média. Exibe processo de alteração por saussuritização. Os cristais de feldspato alcalino (20%) são subédricos, tabulares, ripiformes, prismáticos, com granulação média. Encontram-se pouco alterados e apresentam inclusões de apatita. O quartzo (19%) é granular, anédricos, de granulação média. Tem contato com plagioclásio e feldspato alcalino. A biotita (15%) apresenta pleocroísmo variando de marrom a marrom-avermelhado, são subédricos e tabulares. Ocorre nos interstícios entre feldspatos e quartzo. Portam inclusões de zircão com halos pleocróicos e apatita. O clinopiroxênio (7%) apresenta cor pálida, marrom claro, alto relevo, as cores de interferência são de segunda ordem e o ângulo de extinção entre 40° e 43°, a partir do qual foi classificado como diopsídio. O ortopiroxênio (5%) apresenta extinção paralela, clivagem perfeita formando ângulo aproximadamente reto e contém forma prismática, evidenciando um hiperistênio. O anfibólio (5%) é secundário, produto da alteração do piroxênio para hornblenda, podendo ocorrer a substituição completa ou formar coroas no entorno dos cristais de piroxênio.

As rochas da fácies 02 apresenta granulação média, inequigranular, com porfiroclastos de quartzo e plagioclásio. É observada textura nematoblástica (Figura 4A). É constituída por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, clino- e ortopiroxênio passando pelo processo de uralitização (Figura 3A e 3B), anfibólio, epidoto e minerais opacos.

O plagioclásio (27%) foi identificado como andesina, são subédricos a anédricos, tabulares, ripiformes com granulação média a fina. Nos cristais de plagioclásio foi observado o processo de saussuritização e inclusões de apatita. A biotita (25%) apresenta pleocroísmo variando de marrom avermelhado a marrom-claro, são subédricos e tabulares. Também ocorre como mineral secundário, produto de alteração do anfibólio. O quartzo (23%) é incolor, anédrico, de granulação média. Ocorre em contato com o plagioclásio. c inclusões de apatita. O clinofanfibólio (8%) apresenta relevo moderado, clivagem característica, forte pleocroísmo

em tons de verde, a extinção é oblíqua com ângulo entre 25° e 30°, caracterizando uma hornblenda. Os cristais são subédricos a anédricos, com hábito prismático e granular. O feldspato alcalino (7%) são subédricos, tabulares, ripiformes, prismáticos, com granulação média.

Encontram-se pouco alterados. O clinopiroxênio (5%) apresenta cor pálida, marrom claro, alto relevo, as cores de interferência são de segunda ordem e o ângulo de extinção oblíquo, identificado como diopsídio. O ortopiroxênio (3%) apresenta extinção paralela, clivagem perfeita formando ângulo aproximadamente reto e contém forma prismática, evidenciando um hiperistênio. A uralitização encontra-se em estágios avançados onde em alguns casos a maioria do piroxênio já foi consumida e apenas há alguns traços dele.

A definição de um corpo charnoquítico na área de estudo, a partir da análise das duas fácies petrográficas, vem através das variações composicionais dentro dos limites da série charnoquítica, onde a sua formação pode ser inferida na fácies metamórfica granulito, o que gera durante a paragênese metamórfica uma migração de fluídos e que acabou acarretando em uma alta taxa de uralitização nas amostras estudadas. A partir disso podemos descartar a possibilidade dessas amostras serem um migmatito, pois ele se forma na ausência de fluídos penetrantes (Fyfe, 1973).



Figura 2. Foto de afloramento para a retirada de amostras

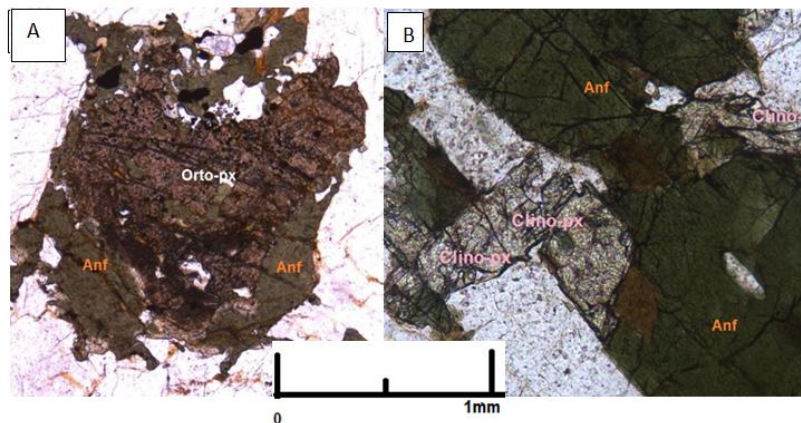


Figura 3. A- Uralitização nas bordas do Ortopiroxênio; B- Uralitização avançada entre o clinopiroxênio e a homeblenda

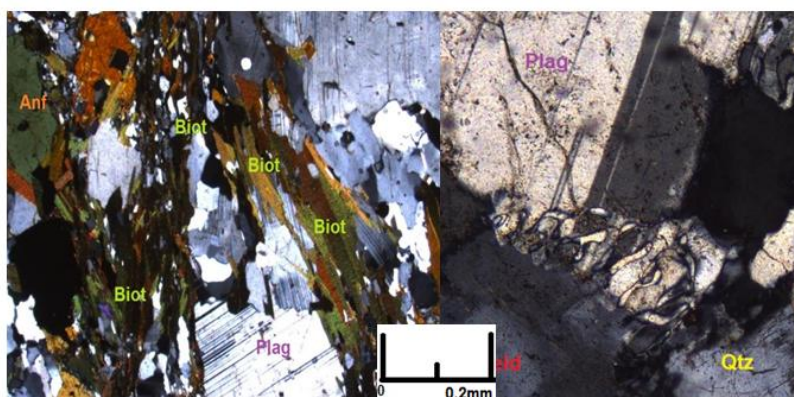


Figura 4. A- Textura Nematoblástica, com os cristais de biotita orientados; B- Textura Gráfica, com vênulas de quartzo no contato com o K-feldspato e Plagioclásio

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo Neto, H. & Moreira, H. L. Projeto Estanho do Abonari; Relatório Final. [s.l.]: DNPM/CPRM, 1976. 2v. il. (Relatório Inédito).
- Basei, M. A. S. O vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife. PE, 1978. Anais..., Soc. Bras. Geol., v.6, 2.400-2.422, nov. 1978
- CPRM- SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL 2005. Brasília (DF). Programa de levantamentos geológicos do Brasil. Geologia e Recurso Minerais da Folha São João da Barra, Folha SC.21-V-D, escala 1:250.000
- Fyfe, W.S., 1973. The Granulite Facies, Partial Melting and the Archaean Crust, A273. Transactions of the Royal Society of London. 457e461.
- Holland, T.H., 1900. The charnockite series, a group of Archean hypersthenic rocks in Peninsular Indi. Memoirs of the Geological Survey of India 28, 192e249
- Le Maitre, R.W. (Ed.), 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge Univ Press.
- Rajesh, H.M. & Santosh, M. 2012. Charnockites and charnockites, Geoscience Frontiers, 3:737-744.
- Silva, G. H.; Leal, J. W. L.; Montalvão, R. M. G. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RadamBrasil. Folha SC.21 - Juruena. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1980, p. 21-116. Levantamento de Recursos Naturais, v. 20).
- Silva Neto, C. S.; Santos, C. A.; Pereira, E. R.; GUIMARÃES, L. R. Projeto Apiacás. Relatório de Progresso II. Belém: Convênio DNPM/CPRM, 1980. 2v.

# REDEFINIÇÃO GEOLÓGICA, PETROGRÁFICA E O ESTUDO DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA EM ROCHAS DO COMPLEXO CAJAZEIRAS E GRANULITO NOVOLÂNDIA, VILA CRUZEIRO DO SUL, PORÇÃO ORIENTAL DO DOMÍNIO BACAJÁ

Ricardo Lima Figueira<sup>1</sup>

José de Arimatéia de Costa de Almeida<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará  
[ricardolimageo@hotmail.com](mailto:ricardolimageo@hotmail.com)<sup>1</sup> [ari@unifesspa.edu.br](mailto:ari@unifesspa.edu.br)<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

O conhecimento geológico sobre o Domínio Bacajá, Província Transamazonas (Cráton Amazônico) ainda é baixo quando comparado com regiões como Carajás e Tapajós. Tal conhecimento deve-se em grande parte pelos levantamentos geológicos regionais das décadas de 1970 e 1980 executados pela SUDAM (Forman et al., 1972), RADAM-IBGE (Issler et al., 1974; Silva et al. 1974; Santos et al. 1975), CPRM/DNPM (Martins & Araújo, 1979) e Eletronorte (Santos et al., 1988). Entretanto, esses estudos se concentraram nas áreas de Novo Repartimento, Pacajá, Belmonte, Manelão, Belo Monte, Brasil Novo e Medicilândia, ocasionando um desnível de conhecimento no Domínio Bacajá, haja vista que as informações geológicas em sua porção sudoeste e sul são mínimas, como é o caso da área da Vila Cruzeiro do Sul, alvo do presente estudo. A presente pesquisa direciona-se para o refinamento dos dados geológicos e petrográficos existentes e para o estudo do comportamento magnético das rochas do Complexo Cajazeiras (Biotita Gnaiss e Granada-Biotita Gnaiss) e Granulito Novolândia (Gnaiss, Granulito Máfico/intermediário, e Gnaiss com granada) aflorantes na área da Vila Cruzeiro do Sul (FIGURA 1), sudeste do estado do Pará.

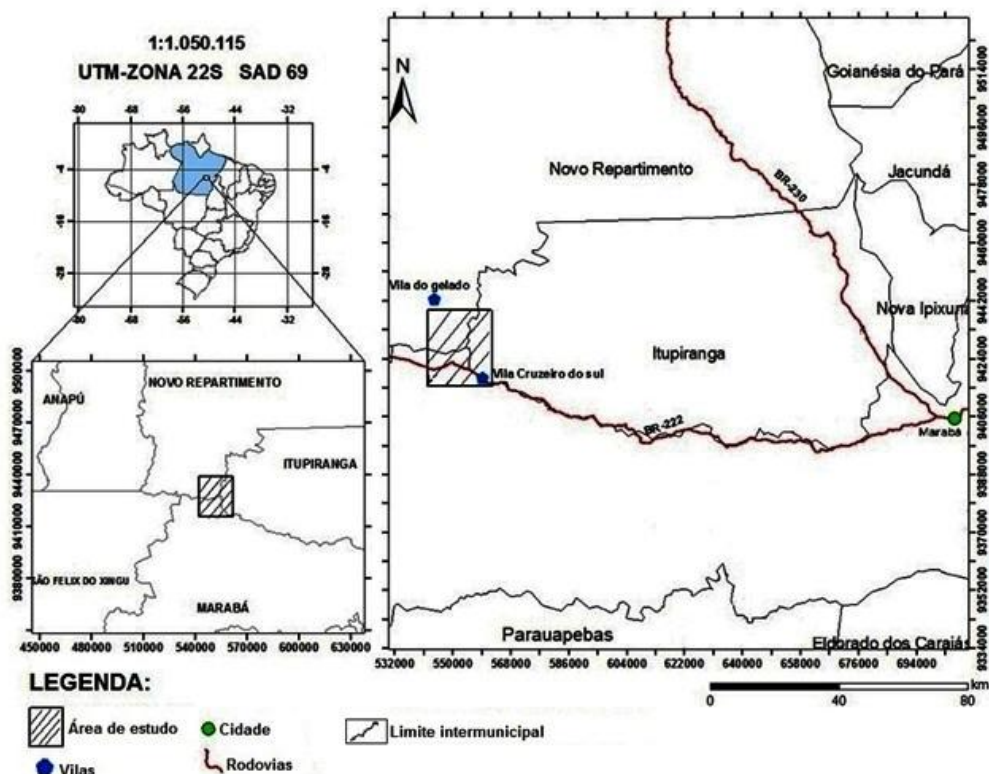


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, exibindo o trajeto realizado a partir de Marabá-Pa. Em destaque a área de estudo (hachurada).



## MATERIAIS E MÉTODOS

Foi realizado um levantamento bibliográfico referente à geologia da região enfocada, e foram consultados artigos e livros sobre temas relacionados a suscetibilidade magnética e óxidos de Fe e Ti. As amostras estudadas neste trabalho foram oriundas do mapeamento geológico acadêmico dos estudantes de Geologia da Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA). Este trabalho foi desenvolvido durante o período de 06 a 19 de Janeiro de 2014, por 25 estudantes distribuídos em 8 equipes.

A petrografia de tais rochas foi apresentada nos relatórios das equipes I-V e III-VII da disciplina Estágio de campo II (2014). Essas equipes coletaram um total de 67 amostras, sendo 39 pertencentes ao Granulito Novolândia e 28 do Complexo Cajazeiras. As lâminas delgadas confeccionadas abrange um universo de 39, sendo 21 da primeira unidade e 18 da segunda unidade. Este trabalho resultou no refinamento das descrições macroscópicas e microscópicas realizadas pelas equipes.

As medidas de Suscetibilidade Magnética (SM), total de 67 amostras das rochas do Complexo Cajazeiras e Granulito Novolândia foram realizadas no Laboratório de Estudos Geológicos da Faculdade de Geologia (LAEG) da UNIFESSPA. Tais medidas foram feitas utilizando um suscetibilímetro portátil, com dimensões 100 x 65 x 25 mm, da marca SM-30, fabricado pela *ZH INSTRUMENTS*. O tratamento dos dados foi realizado com o programa *Minitab 17*, através da elaboração de diagramas de probabilidade e histogramas de frequência. O mapa de distribuição de suscetibilidade magnética e o perfil magnético do domínio das rochas do Complexo Cajazeiras e Granulito Novolândia foram produzidos utilizando-se o software *Arg Gis 9.2*, através da extensão *3D analyst*.

## RESULTADOS

Os metagranitóides do Complexo Cajazeiras foram agrupados em duas unidades: 1) Biotita Gnaiss e 2) Granada-Biotita Gnaiss. Os Biotita Gnaisses são constituídos por monzogranitos, com granodioritos subordinados, exibindo uma textura granoblástica e mineralogia constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, zircão, epidoto e opacos.

A fácies Granada-Biotita Gnaiss do Complexo Cajazeiras é composta por rochas de composição granodiorítica com textura porfiroblástica sendo constituída mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, granada e silimanita.

As fácies do Granulito Novolândia foram redefinidas neste trabalho em Granada Gnaiss, Granulito Máfico/intermediário, e Gnaiss com granada. Os Granada Gnaisses são formados por monzogranitos a tonalitos e é mineralogicamente composto por quartzo, plagioclásio, granada, cordierita, biotita vermelha, ortopiroxênio, estauroлита, cordierita, minerais opacos e zircão.

Os granulitos máficos/intermediários são compostos mineralogicamente por plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita e K-feldspato e eventualmente granada. Os Gnaisses com granada apresentam coloração cinza, composições granodioríticas e sendo constituídas por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, ortopiroxênio, clinopiroxênio e epidoto.

As rochas do Complexo Cajazeiras apresentam valores de suscetibilidade magnética (SM) variando entre 0,01 à 38,50 ( $\times 10^{-3}$  SI), com média 4,57 ( $\times 10^{-3}$  SI), ou seja entre log -1,41 e -4,89. O gráfico de probabilidade gerou 3 populações magnéticas (A, B e C). A população A (Biotita Gnaiss) é formada por amostras com altos valores de SM situados entre 3,01 a 38,50 ( $\times 10^{-3}$  SI). A população B (Biotita Gnaiss/Granada-Biotita Gnaiss) possui valores intermediários de SM localizados 0,07 a 1,55 ( $\times 10^{-3}$  SI). A população C (Biotita Gnaiss/Granada Biotita Gnaiss) é composta por baixos valores de SM localizados entre 0,01 a 0,03 ( $\times 10^{-3}$  SI).

No mapa de distribuição dos valores de SM no domínio das rochas do Complexo Cajazeiras, nota-se que os maiores valores estão localizados na porção leste, com picos máximos nas proximidades dos dois *stocks* de granada-biotita gnaïsse, ao passo que as rochas com menores valores de SM ocupam a porção oeste da área. Este comportamento é claro no perfil A-B de SM, onde nota-se que na porção NW do perfil as amostras exibem menor valor de SM, ao passo que na parte SE os valores são mais elevados.

As rochas do Granulito Novolândia (Granulitos/Gnaïsses com granada) apresentam valores de SM variando entre 0,01 a 47,07 ( $\times 10^{-3}$  SI), com média  $8,36 \times 10^{-3}$  com histograma de frequência no intervalo entre os logs -1,33 e -5,08. Em gráfico de probabilidade foram distinguindo as populações A, B e C. A população A é formada por rochas com altos valores de SM situados entre 6,32 a 47,07 ( $\times 10^{-3}$  SI). A população B possui valores intermediários de SM localizados 0,11 a 5,32 ( $\times 10^{-3}$  SI) composta por granada gnaïsses. Já a população C possui baixos valores de SM situados entre 0,01 e 0,02 ( $\times 10^{-3}$  SI), sendo constituída exclusivamente por gnaïsses.

No mapa de distribuição dos valores de SM na área do Granulito Novolândia, os valores de SM se concentram nas bordas sudoeste e nordeste do principal corpo de rochas granulíticas. Já as áreas que apresentam os valores relativamente mais baixos de SM estão relacionadas ao granada gnaïsse. O perfil A-B de SM exibe um crescimento no valor de SM ao passo que no centro do perfil têm-se dois picos de elevados valores e quando nos deslocamos para noroeste da área ocorre uma gradativa diminuição no valor de SM.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

O autor reconheceu as fácies biotita gnaïsse e granada-biotita gnaïsse dentro do Complexo Cajazeiras. No caso do Granulito Novolândia, o autor considerou três fácies como constituinte desta unidade, granulitos, granada gnaïsse e gnaïsse com granada. Nas medidas de SM do Complexo Cajazeiras, seu pico ocorre entre *log* de -4,25 e -3,57, em um intervalo menor em relação ao intervalo do pico observado no Granulito Novolândia (*log* de -2,25 e -1,25). O maior pico de SM do Granulito Novolândia está relacionado às rochas granulíticas de composições máficas e intermediárias, já no pico das medidas de SM do Complexo Cajazeiras incidem as rochas da fácies biotita gnaïsse.

Analisando os gnaïsses do Complexo Cajazeiras, observa-se que as rochas com granadas são menos frequentes e os seus valores de SM caem dentro do intervalo de SM dos biotita gnaïsses. Os baixos valores de SM podem ser justificados pelo baixo conteúdo de magnetita nessas rochas (Fácies Granada-Biotita Gnaïsse) devido seu próprio caráter leucocrático e/ou a intensa martitização desses cristais, no caso dos gnaïsses do Granulito Novolândia, é muito claro que as rochas mais ricas com granada (Granada Gnaïsse) apresentam SM mais baixa em relação aquelas com baixa quantidade de granada (Gnaïsse com Granada).

De modo geral, os gnaïsses do Complexo Cajazeiras exibem valores de SM ligeiramente mais baixos em relação aqueles do Granulito Novolândia, Esse quadro está intimamente ligado a presença de rochas granulíticas, e podem ser justificados pela forte presença de magnetita nessas rochas, a alta densidade que essas rochas apresentam podem ser indicativa da presença deste mineral. Dentre as principais conclusões obtidas a partir deste trabalho, destacam-se:

✓ O Complexo Cajazeiras é representada pelos Biotita Gnaïsse (fácies amplamente dominante) e Granada-Biotita Gnaïsse, já o Granulito Novolândia é constituído por Granulitos, Granada-Gnaïsse e Gnaïsse com Granada;

✓ As rochas do Complexo Cajazeiras apresentam valores de suscetibilidade magnética (SM) entre 0,01 à 38,50 ( $\times 10^{-3}$  SI). A população A, de mais alta SM, é constituída principalmente por Biotita Gnaïsses, ao passo que a população B, com valores intermediários

de SM é composta pelas fácies Biotita Gnaisses e Granada-Biotita Gnaiss, já a população C é constituída por baixos valores de SM é composta por duas amostras da fácies Biotita Gnaisses e uma da fácies Granada-Biotita Gnaiss. Os baixos e intermediários valores de SM notados nas amostras das populações B e C podem ser justificados pelo baixo conteúdo de magnetita em função do seu próprio caráter leucocrático e/ou a intensa martitização desses cristais, por outro lado as rochas pertencentes à população A, podem apresentar conteúdos de magnetita superior e maior grau de preservação dos seus cristais.

✓ Os valores de SM das rochas do Granulito Novolândia variam entre 0,01 a 47,07 ( $\times 10^{-3}$  SI). A população A é formada por rochas com altos valores de SM, sendo constituída principalmente por Granulitos e Gnaisses com Granada. A população B possui valores intermediários de SM, englobando principalmente Granada Gnaiss. Já a população C possui baixos valores de SM e é constituída exclusivamente por gnaisses. Os altos valores de SM relacionados aos granulitos podem ser justificados pela forte presença de magnetita nessas rochas. Observa-se que os Granada Gnaisses apresentam valores de SM inferiores quando comparados aos Gnaisses com Granada.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

FORMAN, J.H.A.; NARDI, J.I.S.; MARQUES, J. P. M.; LIMA, M.I.C. 1972. **Pesquisa mineral no Iriri/Curuá**. SUDAM/Geomineração, 62 p. (Relatório técnico)

ISSLER, R.S., ANDRADE, A.R.F., MONTALVÃO, R.M.G., GUIMARÃES, G., SILVA, G.G., LIMA, M.I.C. 1974. **Geologia. Folha SA.22 - Belém**. DNPM/Radam, v.5, p.1-71. (Relatório técnico)

MARTINS, R.C. & ARAÚJO, O.J.B., 1979. **Projeto de integração geológico-geofísica sul do Pará: Relatório Final**. Belém. CPRM/DNPM. 12 v. (Relatório técnico)

SANTOS, M.V. et al. **Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio rio Xingu – Altamira-PA**. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. Anais... Belém: SBG, 1988. v. 1, p. 363-377.

# PETROGRAFIA DO GRANITO SÃO PEDRO, PROVÍNCIA RIO NEGRO – JURUENA, NORTE DO ESTADO DE MATO GROSSO

*Henrique de Oliveira Ramos<sup>1</sup>; Carlos Humberto da Silva<sup>2</sup>; Ana Cláudia Dantas da Costa<sup>2</sup>;  
Sergio Raffael da Silva Iocca<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Curso de Graduação em Geologia – ICET/UFMT

<sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral- UFMT

[ramos.henrique92@hotmail.com](mailto:ramos.henrique92@hotmail.com)<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

Os granitos cálcio-alcálicos de alto potássio estão presentes em vários ambientes geodinâmicos. Indicam uma variação de regimes tectônicos, podendo ocorrer tanto durante períodos de relaxamento tectônico em episódios colisionais, ou na transição entre um regime compressivo para um regime transtensivo. Esses granitos são abundantes nos cinturões orogênicos sendo relacionadas a colisão continental, em geral associados ao fim do processo colisional (Barbarin 1999). Na região do rio Apiacás Souza et al. (2005) individualizaram granitos cálcio alcálicos de alto potássio, individualizando-os como Granito São Pedro. Segundo os autores essas rochas são leucocráticas a mesocráticas, com coloração rósea a cinza, foliadas a maciças. Apresentam textura porfíricas com granulação média a grossa. Os principais litotipos identificados são biotita granitos, hornblenda-biotita granitos, granada-biotita granitos e subordinadamente alcaligranitos e monzogranitos. A idade de cristalização dessas rochas é de U/Pb  $1.784 \pm 17$ Ma. O presente tem por objetivo apresentar descrição petrográfica das rochas do granito São Pedro, na região do médio Apiacás, e compará-la com outros granitos cálcio-alcálicos de alto potássio descritos na literatura.

## METODOLOGIA

O desenvolvimento do presente trabalho teve início com revisão bibliográfica sobre a geologia do Cráton Amazônico na região norte do estado de Mato Grosso. Em etapa posterior foram realizados trabalhos de campo, durante os quais foram coletadas amostras para estudos laboratoriais. Após o campo as amostras coletadas foram descritas macroscopicamente, e um total de cinco foram selecionadas para confecção de lâminas delgadas. Na descrição petrográfica foram enfatizados os seguintes aspectos: mineralogia, formas e dimensão dos grãos, relações texturais e estruturais, além de processos de alteração. As informações obtidas nas várias etapas foram sintetizadas no presente trabalho.

## RESULTADOS

As rochas do granito São Pedro ocorrem em *stocks* e plútons de forma elíptica por todo o vale do médio Apiacás. Os seus afloramentos são na forma de blocos arredondados de tamanho variável. Macroscopicamente são marcados por uma cor cinza a cinza rosada ou cinza escura quando alterada. Apresentam granulação grossa, textura inequigranular, com porfiroclastos de feldspato potássico. Apresentam xenólitos de rochas máficas e gnáissicas. Varia composicionalmente de monzo a granodiorito (biotita-monzogranito, biotita-monzogranito com titanita e hornblenda-biotita granodiorito), conforme mostra a Figura 1. São compostas essencialmente por quartzo (20-30%), plagioclásio (20-40%), k-feldspato (5-30%), biotita (10-20%) e anfibólio (15%). Os principais minerais acessórios são: titanita, zircão, apatita, epidoto, allanita e minerais opacos. Na maior parte das amostras estudadas é observada uma foliação definida pela biotita e por arranjos recristalizados de quartzo.

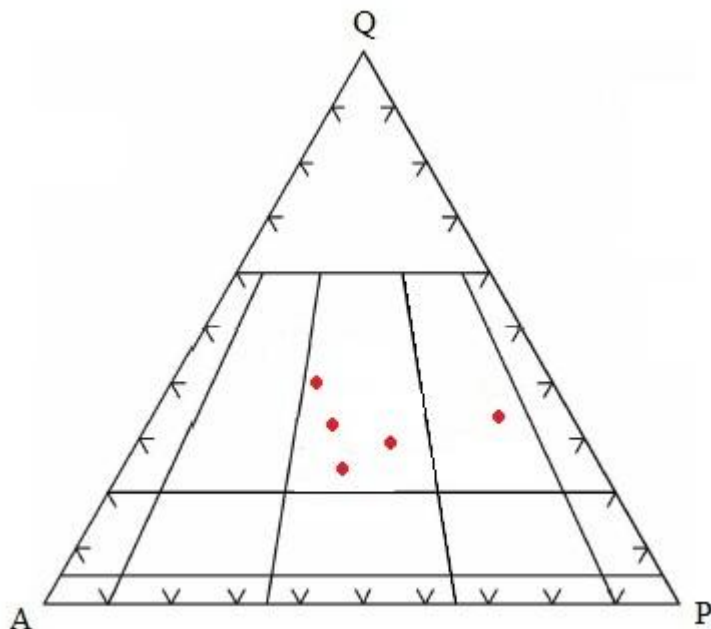


Figura 1: Classificação modal das rochas em estudo plotadas no diagrama QAP, Streckeisen (1976).

Tabela 1 – Porcentagem dos minerais encontrados nas lamínas (%).

	NMV - 34	NMV - 39A	NMV - 52	NMV - 62	NMV - 93A
Quartzo	40	25	20	25	30
Plagioclásio	20	30	35	40	25
K-Feldspato	25	25	25	5	30
Biotita	10	15	10	15	10
Hornblenda				15	
Titanita		5			5
Apatita	x	x	x	x	x
Calcita				x	x
Epidoto	x	x	x	x	x
Muscovita		x	x		
Zircão	x	x	x	x	
M. Opacos	5	x	x	x	5

Os grãos de quartzo são anédricos, granulares, por vezes alongados, com extinção ondulante e bandas de deformação. Variam de 0,01mm até 2,5mm. São incolores, com cores de polarização de 1º ordem. Observa-se texturas do tipo *bulging*, granoblástica e mimerquita, bem como formação de subgrão e pequenos cristais recristalizados. O plagioclásio, classificado como labradorita, é anédrico a euédrico de hábito prismático, com cores de polarização de 1º ordem. Apresentam macla do tipo polissintética e por vezes combinação. Alguns cristais são zonados. O tamanho varia entre 0,1 e 7,5 mm. Observa-se forte extinção ondulante com algumas maclas levemente deformadas. É comum a ocorrência de sericitização, carbonatização, saussuritização e inclusões de biotita, anfibólio e minerais opacos. O principal feldspato alcalino observado é o ortoclásio que ocorre em cristais

anédricos e granulares, raramente maclados, onde presente é do tipo Carlsbad, o tamanho varia entre 0,3 e 5 mm. Apresenta extinção ondulante, sendo comum a ocorrência de pertita “em chamas”. Outro feldspato alcalino observado é a microclina que ocorre como porfiroclastos cujo tamanho pode atingir 5mm. Apresentando geminação em grade. Os porfiroclastos englobam cristais de plagioclásio, epidoto, biotita e muscovita. É observada forte extinção ondulante. A biotita apresenta-se em cristais subédricos a euédricos de hábito prismático, pleocróicos em tons de marrom a amarelo e verde claro a verde escuro, com típica extinção olho de pássaro. Por vezes ocorrem associadas aos minerais opacos, titanita, anfibólio e epidoto. São comuns inclusões de zircão circundadas por halos pleocróicos. A biotita define a foliação da rocha. Os cristais de hornblenda são menos comuns, possuindo forma anédrica e granulação média, as vezes envolvendo ripas de biotita. No contato entre ambos se observa também a alteração da hornblenda para biotita. Titanita e biotita ocorrem como resultado do processo de desopatiação dos minerais opacos.

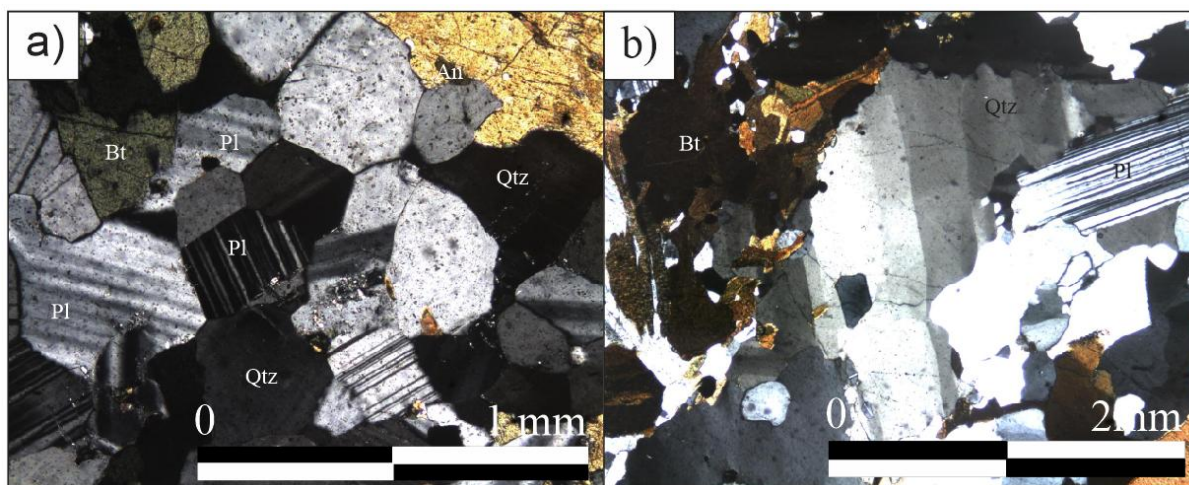


Figura 2: a) Textura granoblástica característica pelos mosaicos minerais com junção tríplice, composto Quartzo e Feldspato (LP – 10x). b) Textura do tipo *bulging* (LP – 4x).

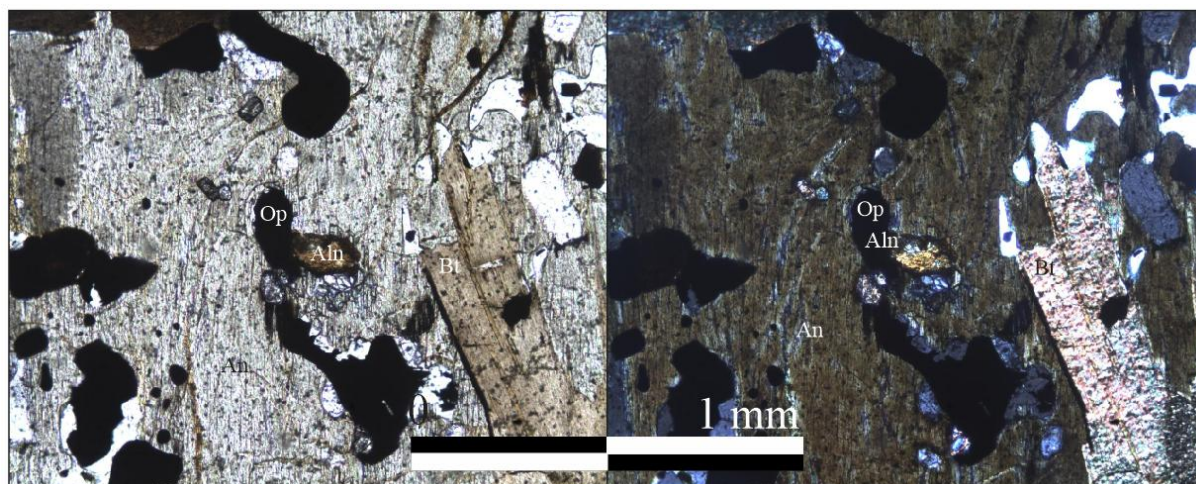


Figura 3: Cristal de Allanita associado a Hornblenda, Biotita e minerais opacos.

## DISCUSSÃO

Barbarin (1999) sugere que rochas graníticas com porfiroclastos de K-feldspato, associados a biotita, pouco anfibólio, e com apatita, zircão, allanita e titanita como minerais acessórios, são características minerais comumente associados aos granitos cálcio-alcálicos ricos em potássio. Essas características são reconhecidas nas rochas do Granito São Pedro na região do médio rio Apicás, conforme atestam os dados apresentados no presente trabalho. Trabalhos futuros envolvendo cartografia geológica, litogeoquímica, e geocronologia permitirão avaliar as demais características do Granito São Pedro e compará-las aos granitos cálcio-alcálicos ricos em potássio desta e de outras partes do Cráton Amazônico.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARBARIN, B. A.; **Review of the Relationships Between Granitoid Types, Their Origins and Their Geodynamic Environments.** -*Lithos*, v. 46, n. 3, 1999.

EVANGELISTA, H. J.; **Petrologia Ígnea e Metamórfica: Minerais Petrográficos de Rochas Ígneas e Metamórficas – Resumo das Propriedades Ópticas e Ocorrências.** UFOP: Universidade Federal de Ouro Preto, 1988.

PIMENTEL, M.; **Resultados Geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta (Relatório Interno).** UnB - Universidade de Brasília, 2001.

RIBEIRO, P.S.E.; VILLAS BOAS, P.F.; **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA).** Geologia e Recursos Minerais da Folha São João da Barra.– SC.21-V-D. Escala: 1:250.000. Brasília: CPRM, 2005.

SOUZA, J. O.; FRASCA, A. S.; OLIVEIRA, C. C.; **Geologia E Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta.** Relatório Integrado. 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. Escala 1:” Brasília, 2004.

# PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DE GRANITOS E SIENITOS DO MACIÇO ALTO PARAÍSO, RONDÔNIA: RESULTADOS PRELIMINARES

*Washington Barbosa Leite Júnior<sup>1</sup>, Bruno Leonelo Payolla<sup>2</sup>, Carlos Augusto Tavares Dias<sup>1</sup>, Jorge Silva Bettencourt<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP

<sup>2</sup>Eletronorte S.A.

<sup>3</sup>Instituto de Geociências – USP

[wleite@rc.unesp.br](mailto:wleite@rc.unesp.br)<sup>1</sup> [cat.dias@bol.com.br](mailto:cat.dias@bol.com.br)<sup>1</sup> [bruno.payolla@eletronorte.gov.br](mailto:bruno.payolla@eletronorte.gov.br)<sup>1</sup>  
[jsbetten@usp.br](mailto:jsbetten@usp.br)<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

O maciço Alto Paraíso situa-se no município homônimo e no domínio da Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia (998-974 Ma) (Fig. 1). Essa suíte ígnea é do tipo-A e inclui, pelo menos, três associações (subsúites) distintas de rocha. Uma associação é precoce e dominante em área, é composta por monzo- e sienogranitos, com biotita e/ou hornblenda como minerais máficos principais e apresenta um caráter metaluminoso a marginalmente peraluminoso. As duas outras são mais jovens e espacialmente menos expressivas. Uma é constituída por sienitos, granitos, traquitos e riólitos metaluminosos a peralcalinos e a outra inclui granitos e riólitos peraluminosos (Bettencourt et al., 1999). Na mina Bom Futuro, os traquitos e sienitos pórfiros antecedem a colocação dos pórfiros graníticos com topázio (Dias et al., 2013).

## METODOLOGIA

Os métodos e técnicas utilizadas para esse trabalho foram: mapeamento geológico de reconhecimento e estudos petrográficos e litogeoquímicos das amostras coletadas. Para o mapeamento geológico foram adotados os critérios estabelecidos em Ulbrich et al. (2001). Os estudos petrográficos e as análises químicas dos elementos maiores foram realizados, respectivamente, no Laboratório de Microscopia II e de Fluorescência de Raios-X do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, em Rio Claro (SP), enquanto que as análises químicas dos elementos em traços foram realizadas por ICP-MS no Acme Analytical Laboratories Ltda, em Vancouver, Canadá. Para as análises dos elementos maiores e em traços foi utilizado o método de fusão com borato de lítio (Nardy et al., 1997; AcmeLabs, 2015).

## RESULTADOS

O maciço Alto Paraíso tem, aparentemente, uma forma alongada na direção NE-SW e cerca de 100 km<sup>2</sup> de área, em parte recoberta por sedimentos cenozóicos. No mapeamento geológico foram reconhecidas fácies petrográficas hololeucocráticas e leucocráticas, porém, sem uma definição das suas extensões em área, bem como da natureza dos contatos entre elas. Os tipos litológicos reconhecido são sienogranitos róseos e róseos acinzentados, porfiríticos e equigranulares, com biotita ou biotita e hornblenda como minerais máficos principais (Fig. 2A, B, C, D e E). Em exposição bem mais restrita ocorrem hornblenda±biotita melassienitos pórfiros e microgranulares, com allanita, titanita, zircão e apatita como minerais acessórios identificados (Fig. 2F).

Segundo Frost et al. (2001), trata-se de rochas ferrosas (Fig. 3A), sendo que os sienitos (SiO<sub>2</sub> = ~60%) são de caráter alcalino e os granitos (SiO<sub>2</sub> = 71,94 a 73,61) são cálcio-alcalino a álcali-cálcico (Fig. 3B). De acordo com Maniar & Piccoli (1989), os sienitos são metaluminosos (A/CNK = ~0,80) e os granitos são marginalmente peraluminosos (A/CNK = 0,98 a 1,03) (Fig. 3C) e todos têm afinidade potássica (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 1,09 a 1,59). De acordo com Whalen et al. (1987), os granitos ocupam o campo dos granitos tipo-A (Figs. 3D) e segundo Pearce (1996), o campo dos granitos intraplaca (Fig. 3E). Já os padrões de ETR, para



quatro amostras analisadas de granito e uma de sienito, são no geral semelhantes quanto ao enriquecimento em ETRL sobre os ETRP (4,6 a 11,4) e anomalias negativas de Eu (0,24 a 0,33). Contudo, o sienito mostra um leve enriquecimento de ETRM sobre as ETRP, uma leve anomalia negativa de Ce e conteúdo total de ETR bem mais alto que os granitos, neste caso, com valores da ordem de 353 a 2.960 vezes e de 15 a 558 vezes os teores do condrito, respectivamente (Figura 3F).

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Pelo menos duas associações de rochas distintas são reconhecidas no maciço Alto Paraíso. Uma é dominante e composta por sienogranitos marginalmente peraluminosos com características geoquímicas de granito tipo-A e intra-placa. A outra, mais restrita em área, inclui sienitos metaluminosos com teores relativamente bem mais altos em ETR. A primeira é também dominante em quase todos os maciços conhecidos da suíte ígnea, enquanto as rochas traquíticas ou sieníticas são identificadas atualmente apenas nos maciços Massangana e São Carlos (Romanini, 1982; Bettencourt et al., 1995), na mina Bom Futuro (Dias et al., 2013), mas ainda não foram reconhecidas no maciço Santa Cruz, no qual foi recentemente identificado um granito peralcalino (Leite Júnior et al., 2014). No geral, as rochas traquíticas e sieníticas são relativamente mais jovens que os granitos marginalmente peraluminosos, mas podem fornecer informações importantes sobre a fonte e a evolução dos granitos peralcalinos e peraluminosos tardios da Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia.

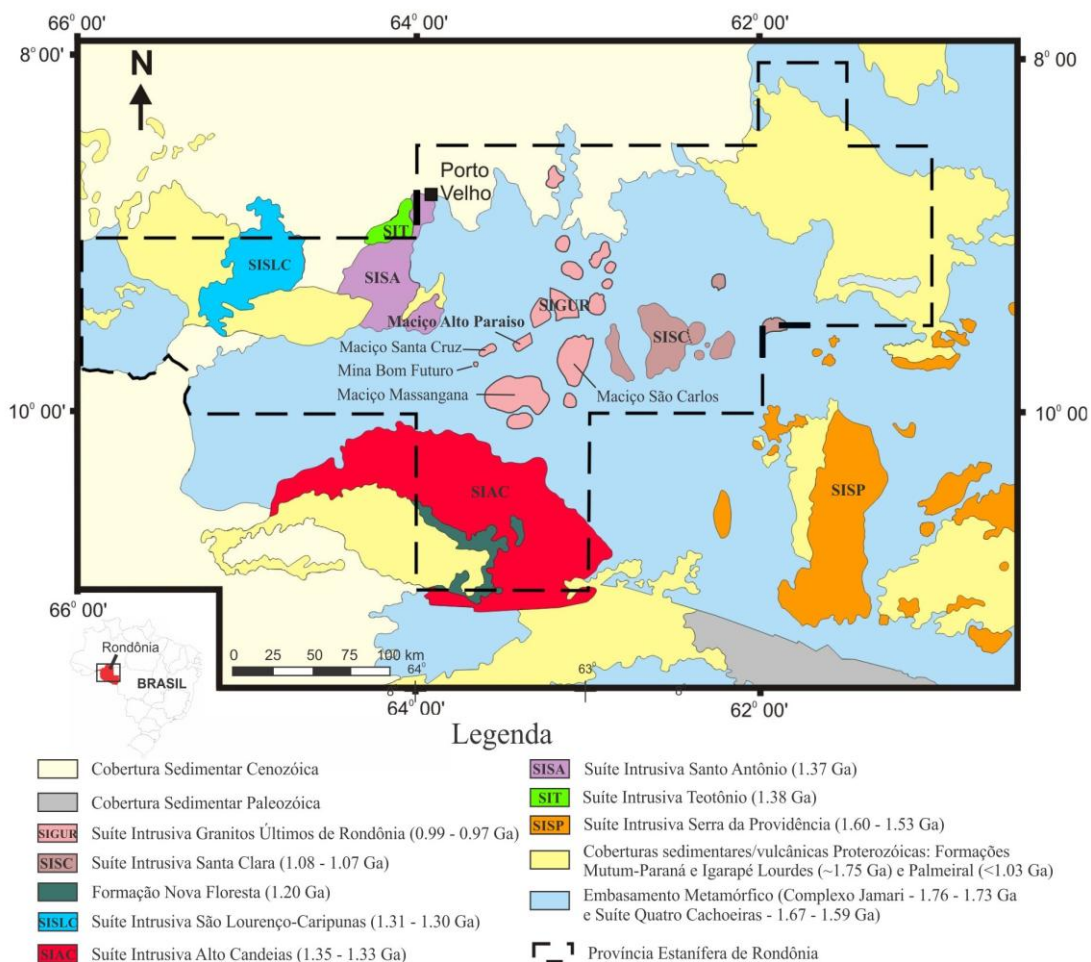


Figura 1: Mapa geológico simplificado da Província Estanífera de Rondônia e áreas adjacentes, com a localização do maciço Alto Paraíso (modificado de Bettencourt et al., 1999)

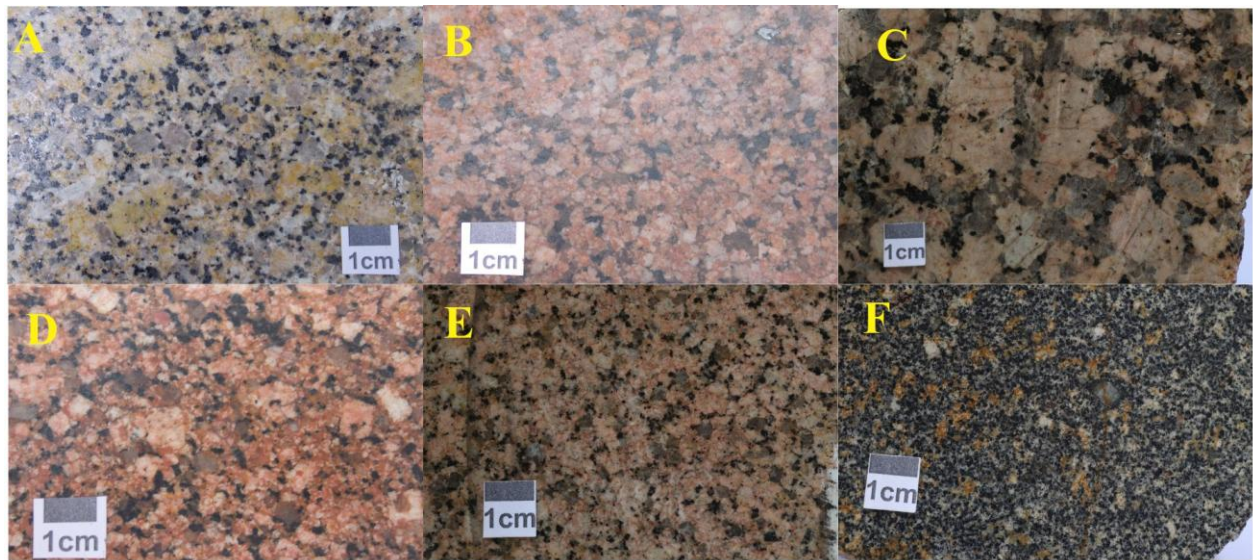


Figura 2. Fotografias das fácies petrográficas reconhecidas no maciço Alto Paraíso: A - Hornblenda-biotita sienogranito porfirítico de matriz média; B - Hornblenda-biotita sienogranito equigranular de grão médio; C - Biotita sienogranito porfirítico de matriz média; D - Biotita sienogranito porfirítico de matriz fina a média; E - Biotita granito equigranular de grão médio; F - Hornblenda melassienito pórfiro.

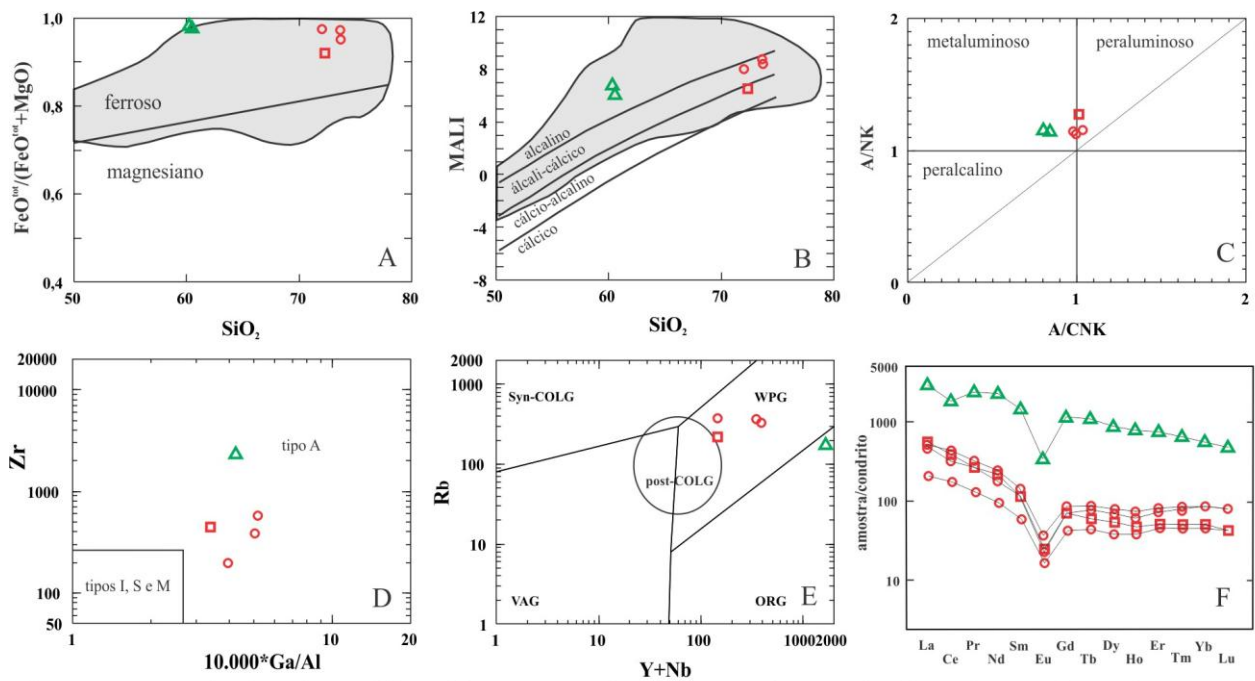


Figura 3. Resultados de análises litogeoquímicas de granitos e sienitos do maciço Alto Paraíso nos diagramas: A-  $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO}) \times \text{SiO}_2$  de Frost *et al.* (2001); B-  $\text{MALI} \times \text{SiO}_2$  de Frost *et al.* (2001); C-  $\text{A/NK} \times \text{A/CNK}$  de Maniar & Piccoli (1989); D-  $\text{Zr} \times 10.000 \times \text{Ga/Al}$  de Whalen *et al.* (1987); E-  $\text{Rb} \times \text{Y+Nb}$  de Pearce (1996); F- Elementos Terras Raras normalizados pelos valores do condrito de Boynton (1984). Simbologia: (□) Hornblenda-biotita sienogranito, (○) Biotita sienogranito, (△) Hornblenda ± biotita melassienito.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTDA (AcmeLabs) 2015. **Sample Preparation and Analysis**. Disponível em: <http://www.acme.com>. Acessado em 02/07/2015.

BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R.M., LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L. 1995. **Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province**. In: Bettencourt, J.S. & Dall'Agnol, R. (ed.) *The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province and related Mineralization*. Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Excursion Guide, p. 5-14.

BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R.M., LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L. 1999. **Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia tin province and adjacent area, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil: I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications**. *Precambrian Research*, **95**: 45-67.

BOYNTON, W.V. 1984. **Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies**. In: Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistr*. Elsevier, p. 63-114.

DIAS, C.A.T., LEITE JÚNIOR, W.B., MUZZOLON, R., BETTENCOURT, J.S. 2013. Geologia e mineralogia do pegmatite Cascavel, mina Bom Futuro, Rondônia. *Geociências*, **34**(4):731-735.

FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J., FROST, C.D. 2001. **A geochemical classification for granitic rocks**. *Journal of Petrology*, **42**: 2033-2048.

LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L., LESSI, L.F., SANTIAGO, S.G., DIAS, C.A.T., BETTENCOURT, J.S. 2014. **Petrografia de granitos do maciço Santa Cruz, Rondônia: evidência de granito peralcalino na Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia**. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Resumos*, 1 CD-ROM.

NARDY, A.J.R., ENZWEILER, J., BAHIA FILHO, O., OLIVEIRA, M.A.F., PENEREIRO, M.A.V. 1997. **Determinação de elementos maiores e menores em rochas silicáticas por espectrometria de fluorescência de raios-X: resultados preliminares**. In: 6º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Salvador, *Anais*, 1: 345-347.

ROMANINI, S.J. 1982. **Geologia e geoquímica do Complexo Granitóide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho**. MS Dissertation, Universidade Federal da Bahia, 85 p.

PEARCE, J. 1996. **Sources and settings of granitic rocks**. *Episodes*, **19**:120-125.

ULBRICH, H.H., VLACK, R.F., JANASI, V.A. 2001. Mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(2):163-172.

WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., CHAPPELL, B.W. 1987. **A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis**. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419.

# CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DO GRANITO INDIAVAÍ, SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Danielle Cristine da Silva<sup>1</sup>, Carlos Humberto da Silva<sup>2</sup>, Ana Cláudia Dantas da Costa<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra – (ICET), Universidade Federal de Mato Grosso – (UFMT)

<sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET, UFMT

chsilva@ufmt.br; acdcosta@ufmt.br<sup>2</sup>

## INTRODUÇÃO

A Suíte Intrusiva Pindaiatuba, em conjunto com as suítes intrusivas Santa Helena e Água Clara, compõe o orógeno acrescionário Santa Helena (Bettencourt et al. 2010), considerado por Geraldés et al. (2001) e Ruiz (2005) como um arco magmático do tipo andino, que ocorre na Província Rondoniana-San Ignacio, sudoeste do Cráton Amazônico. A Suíte Intrusiva Pindaiatuba consiste de vários batólitos e *stocks* de composição predominantemente monzograníticos, com termos tonalíticos a sienograníticos, que afloram ao longo de um *trend* N30-50°W, controlado por zonas de cisalhamento subverticais. Um dos corpos desta suíte é o Granito Indiavaí que ocorre na forma de um *stock* com cerca de 20 km<sup>2</sup>, orientada segundo a direção N10W, a norte da cidade de Indiavaí, SW do estado de Mato Grosso (Figura 1). Este trabalho tem como objetivo a caracterização geológica do Granito Indiavaí, enfatizando aspectos petrográficos e geoquímicos.

## RESULTADOS

### Aspectos Geológicos e Petrográficos

As rochas do granito Indiavaí afloram principalmente na forma de blocos e matacões, constituindo morros e morrotes, sendo raramente em forma de lajedo. Apresenta composição sienogranítica, subordinadamente monzogranítica a granodiorítica, coloração cinza, granulação média a muito grossa, por vezes porfirítica, em alguns casos textura rapakivi. São reconhecidos xenólitos de anfibólito e gnaiss.

A deformação nesse corpo é heterogênea, em função da ocorrência de zonas de cisalhamento dúcteis, orientadas N10-20°W com mergulhos subverticais. Em áreas próximas as zonas de cisalhamento são observadas rochas com foliação milonítica podendo ser reconhecidos protomilonitos, milonitos e xistonitos. Em áreas distantes o Granito Indiavaí apresenta uma discreta foliação ou é isotrópico.

A associação mineralógica principal é constituída de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e anfibólito. Em função da granulação da rocha foram reconhecidas duas fácies petrográficas (Figura 2). A fácies fina a média é caracterizada por ser leucocrática, equigranular de granulação média, isotrópica e com xenólitos de anfibólito. Em algumas porções as rochas desta fácies englobam porções da fácies grossa. A fácies grossa a muito grossa varia de leucocrática a mesocrática, de predomínio inequigranular, com presença de textura rapakivi.

Microscopicamente a rocha é composta por quartzo, ortoclásio, microclina, plagioclásio, hornblenda e biotita. Ambas as fácies apresentam a mesma proporção modal dos minerais constituintes havendo apenas variação na granulação dos minerais. É notada um pequeno aumento na proporção de minerais máficos nas rochas da fácies grossa.

O quartzo ocorre sob a forma de cristais primários anédricos com extinção ondulante e por vezes com contatos retos. O ortoclásio varia de anédrico a subédrico, prismático, em alguns casos com geminação carlsbad. É comum a presença de intercrescimento perítico e processos de alteração como: sericitização e argilização. A microclina, assim como o ortoclásio, ocorre sob forma anédrica a subédrica, prismática, com geminação em grade, textura perítica e processos de sericitização e argilização. O plagioclásio, estimado como labradorita através do método Michel Levy, é anédrico a euédrico, prismático, com maclas

polissintética. Algumas vezes apresenta zoneamento normal. São observados intensos processos de alteração relacionados a sericitização e argilização.

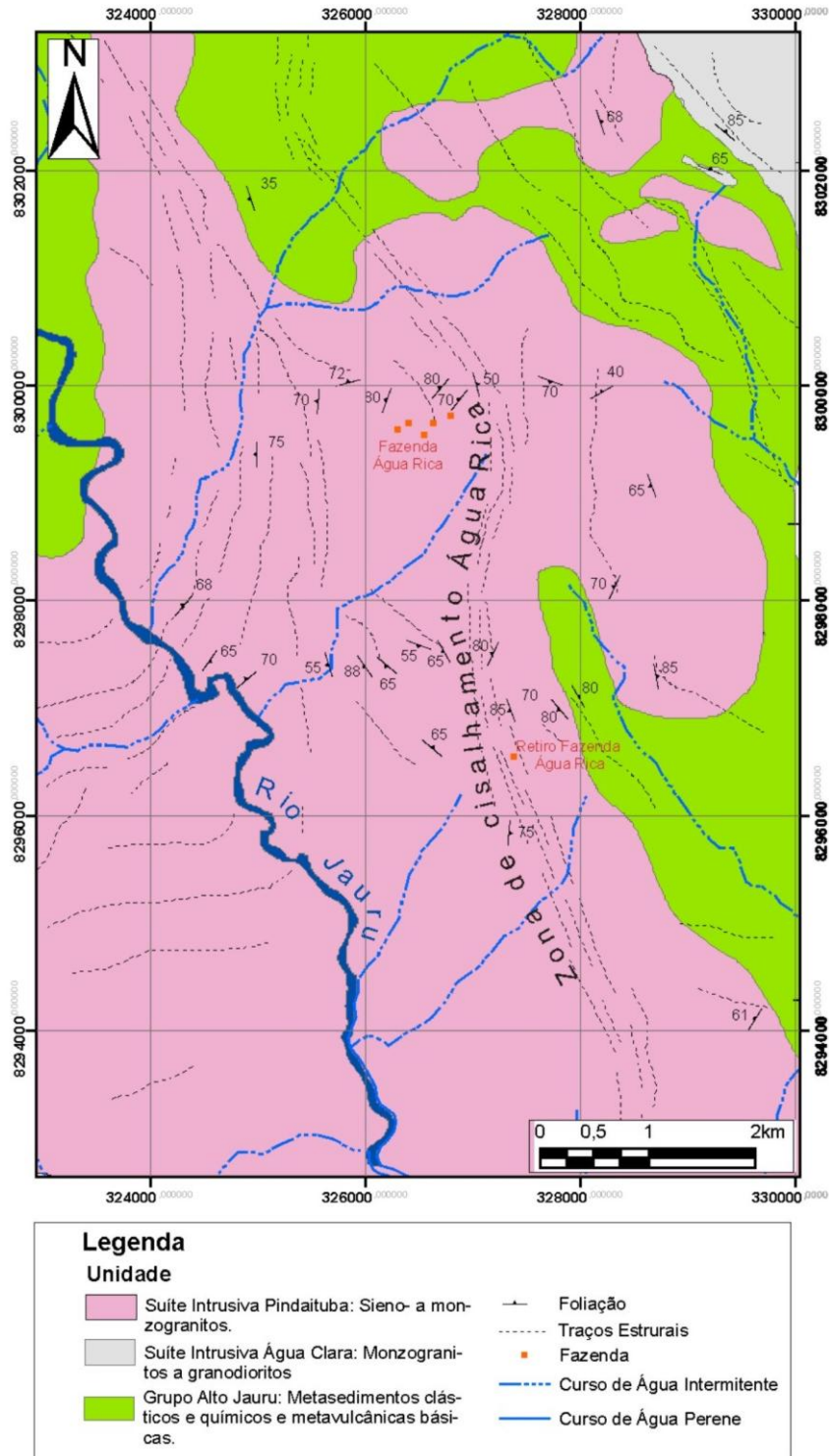


Figura 1: Mapa geológico do Granito Indaiavá, situado no SW do estado de Mato Grosso.

Os minerais máficos compreendem hornblenda e biotita. A hornblenda ocorre anédrica a subédrica, prismática com pleocrismo de verde claro a verde escuro. Contém inclusões de minerais opacos e em alguns casos alteram-se para biotita. A biotita é anédrica a subédrica de hábito micáceo, pleocrónica em tons de amarelo a marrom-acastanhado. Ocorre sob duas

formas: primárias e secundária, como produto da alteração da hornblenda. Apresenta inclusões de zircão e de minerais opacos. Os minerais acessórios mais comuns são os minerais opacos, apatita, que ocorrem intersticialmente, e zircão e allanita, que ocorrem como inclusões na biotita, anfibólio e plagioclásio. Os minerais secundários são: sericita, muscovita e argilo-minerais, que estão associados a alteração dos feldspatos.

## GEOQUÍMICA

A caracterização geoquímica do Granito Indaiavaí foi feita com base 10 amostras representativas de todo o corpo, cujas análises foram realizadas no ACME *Analytical Laboratories* (ACMELAB). As rochas do Granito Indaiavaí podem ser classificadas como granitos a partir do diagrama álcalis versus SiO<sub>2</sub> de Cox et al. (1979). As rochas do Granito Indaiavaí pertencem a uma associação cálcio alcalina de alto K, com algumas amostras tendendo ao campo das rochas shoshoníticas com um *trend* característico de granitos evoluídos (Irvine e Baragar 1971; Cox et al. 1979). São classificadas como peraluminosa a metaluminosa conforme diagrama ANK vs. ACNK (Maniar e Picolli 1989). Em relação ao ambiente tectônico o Granito Indaiavaí foi gerado em ambiente de arco magmático a intraplaca (Pearce et al. 1984).

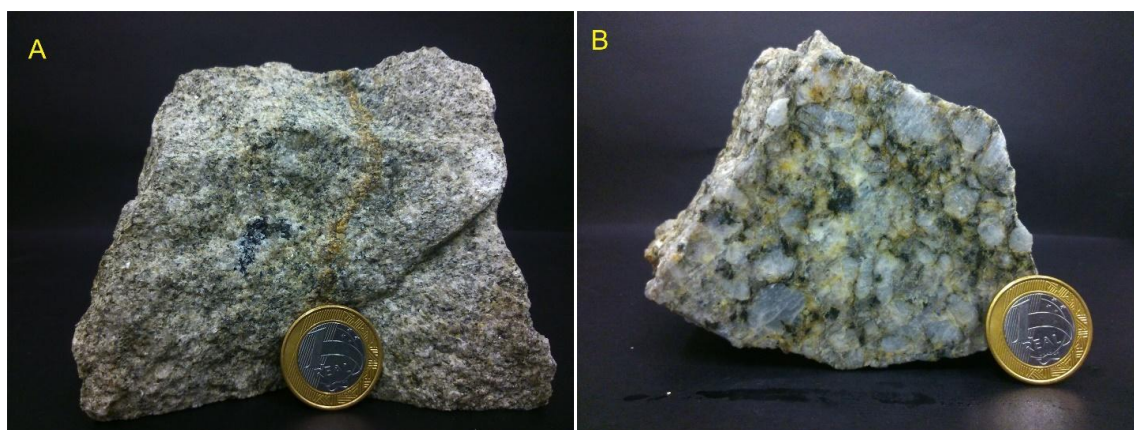


Figura 2: A- aspecto macroscópico da fácies média. B- aspectos macroscópicos da fácies grossa.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Granito Indaiavaí é um granito *sensu strictu* composto por rochas de granulação média a grossa, composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio e biotita. Apresenta características similares aos granitos cálcio-alcálicos de alto potássio que são gerados em diversos ambientes geodinâmicos, particularmente em episódios colisionais (Barbarin 1999). Investigações adicionais deverão revelar a idade e posicionamento geotectônicos dessas rochas na evolução tectônica do Cráton Amazônico.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bettencourt, J.S., Leite W.B.J., 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.

Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1979). **The Interpretation of Igneous Rocks.** George Allen & Unwin.

Geraldes, m.c.; van schmus, w.r.; condie, k.c.; bell, s.; teixeira, w.; babinski, m. **Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil**. Precambrian Research, v. 111, p. 91-128, 2001.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. (1971). **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks**. Canad. Jour. of Earth Sci., 8, 523-548.

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**. Journ. Petrol., 25, 956-983

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. IGCE/UNESP Rio Claro, 289 p.

# PETROGRAFIA E TIPOLOGIA DE ZIRCÕES DO COMPLEXO GNÁISSICO CHIQUITANIA NA REGIÃO DE DON MARIO - ORIENTE BOLIVIANO

Maurício Brito de Sousa<sup>1,2,3,4,7</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>1,3,5</sup>; Fabiele Dalmaso Spode<sup>1,3,4</sup>; Kamila Fernandes<sup>1,3,4</sup>; Rafael Duarte Modesto<sup>1,2,3,4</sup>; Iara Sena Rocha<sup>1,2,3,4</sup>; Meice Mendes<sup>1,6</sup>; Davi Brustolin Sperandio<sup>1,2,3,4</sup>

<sup>1</sup>Grupo de Pesquisa em Tectônica e Evolução Crustal – Guaporé

<sup>2</sup>Grupo PET-Geologia

<sup>3</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM

<sup>4</sup>Graduação em Geologia, Instituto de Ciências Exatas e da Terra (ICET)/ Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT)

<sup>5</sup>Departamento de Geologia Geral - DGG/UFMT

<sup>6</sup>Programa de Pós-graduação em Geociências UFMT.

mauriciobritosousa@gmail.com<sup>1,2,3,4,5,6,7</sup>

## INTRODUÇÃO

O Complexo Gnáissico Chiquitania constitui o embasamento do Terreno Paraguá, tendo sido influenciado pela formação da Faixa Móvel Sunsás, onde segundo Matos *et al.* (2010) apresenta idade de 1,7Ga, formando por gnaisse granítico marcado pela intercalação de bandas de quartzo-feldspato com minerais micáceos, sem a presença de hiperstênio e/ou cordierita (Figura 1).

O objetivo deste trabalho é contribuir para a compreensão dos terrenos gnáissicos situados a sul do Lineamento San Diablo, por meio da descrição petrográfica e classificação tipológica dos zircões do Complexo Gnáissico Chiquitania.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Faixa Móvel Sunsás, formada na Orogenia Sunsás (1.20 – 0.95 Ga), encontra-se inserida no SW do Cráton Amazônico, com orientação NNW, apresenta metamorfismo regional na fácies xisto verde e magmatismo granítico cálcico-alcálico conforme relatam Teixeira *et al.* (2010). Ainda segundo Teixeira *et al.*, (2010), a Faixa Sunsás é composta pelos grupos Sunsás, Vibosi, Complexo Rincón del Tigre Rb/Sr 993±139Ma, e granitoides relacionados a orogênese.

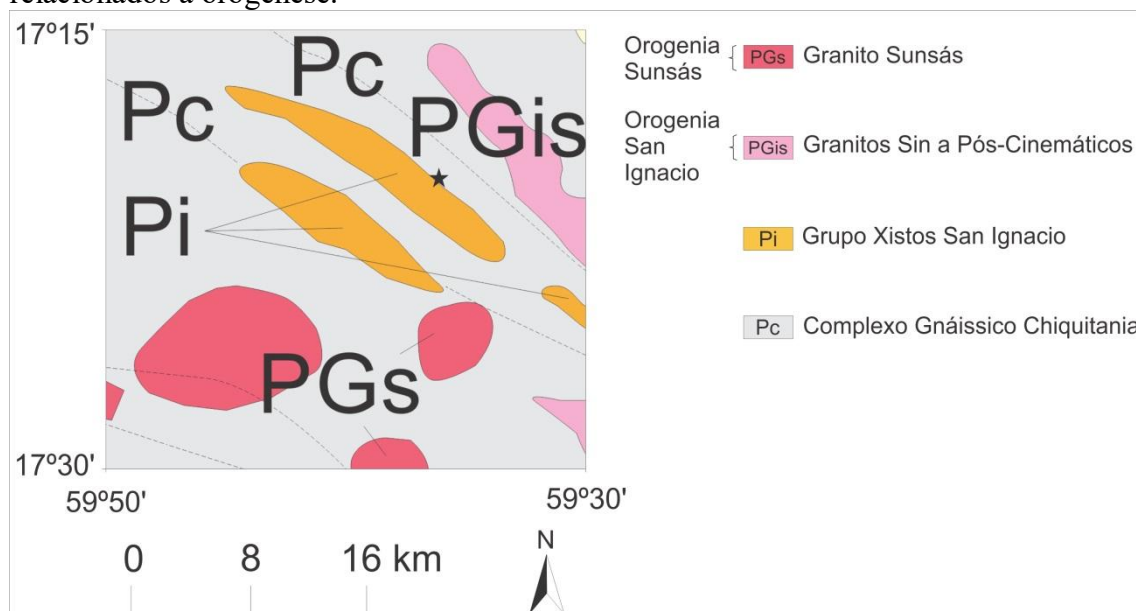


Figura 1: Mapa geológico da área de estudo, região de Buena Vista, destaque para o Complexo Gnáissico Chiquitania e granitos Sunsás e Pensamiento (Extraído de Matos 2010).



## **METÓDO DE PESQUISA**

Para realização desse trabalho foi selecionada uma amostra de aproximadamente 500g, fotografada e feita uma caracterização mineralógica macroscópica com auxílio de lupa de mão com aumento de 20X, bem como microscópica. Após a caracterização petrográfica a amostra foi preparada reduzindo-se seu volume com auxílio de uma marreta de 5kg, e posteriormente britada no moinho de mandíbula, sendo passada em seguida duas vezes no moinho de disco, logo após a amostra foi peneirada em um conjunto de peneiras compostas pelas frações de 0.180mm, 0.125mm, 0.90mm, 0.63mm e o fundo das peneiras respectivamente. As frações de 0.125mm, 0.90mm, 0.63mm e a de fundo foram bateadas em água, sendo obtido concentrados de minerais pesados. Os concentrados foram colocados em placas de petry e posteriormente secos na chapa magnética à 90°C, o excesso de minerais magnéticos foram retirados com o auxílio de um ímã, e os zircões da fração concentrada no fundo das peneiras foram separados manualmente com auxílio de lupa binocular a luz natural e uma agulha de seringa de 1ml, logo após foram capturadas imagens dos grãos em um microscópio petrográfico com câmera acoplada com auxílio do programa Infinity Capture.

A classificação tipológica dos zircões foi baseada na tabela de classificação genética para granitoides de Pupin (1980), levando em conta as possíveis combinações entre os prismas {100} e {110} e suas pirâmides {211} e {101}, pois segundo Santos-Pinto (2000) os com pirâmides {301} são puramente teóricos. Os zircões foram agrupados em famílias e posteriormente classificados.

## **ASPECTOS PETROGRÁFICOS**

A rocha apresenta mineralogia básica composta primariamente por Quartzo (20%), Plagioclásio – oligoclásio e andesina (25%), Ortoclásio (20%), Microclina (15%) e Biotita (10%), minerais secundários como epidoto (5%) e minerais traços representado por Zircão (2%), bem como Titanita (1%) e Apatita (1%) como acessórios e opacos (1%), apresentando texturas gnáissica, granolepidoblástica, porfiroclástica, pertítica, sendo observada a presença de fenocristais de Plagioclásios, Ortoclásio e Microclina. Os principais processos de alteração observados são sericitização e cloritização, que representam o gnaisse do Complexo Gnáissico Chiquitania (Figura 2).

## **TIPOLOGIA DE ZIRCÕES**

Os zircões separados foram associados aos do quadro de tendência evolutiva tipológica extraído de Pupin (1980), possibilitando assim a identificação dos tipos presentes. As combinações entre os prismas {100} e {110} e suas pirâmides {211} e {101} indicam o quimismo do meio (índice A) e temperatura de cristalização dos grãos (índice T), pois de acordo com o quadro os prismas {100} indicam altas temperaturas de cristalização, enquanto que os {110} indicam baixas temperaturas, já as pirâmides {211} indicam ambiente fortemente aluminoso, enquanto que as {101} indicam meios hiperalcalinos.

Na análise tipológica foram separados 54 zircões, dentre eles 26 grãos foram agrupado em 4 famílias distintas (Figura 3), sendo a família I representada por zircões do tipo S<sub>7</sub> e S<sub>12</sub>; a família II por S<sub>3</sub>, S<sub>8</sub> e S<sub>13</sub>; família III por S<sub>4</sub>, S<sub>9</sub> e S<sub>19</sub> e a família IV por S<sub>5</sub>, S<sub>10</sub> e S<sub>15</sub>.

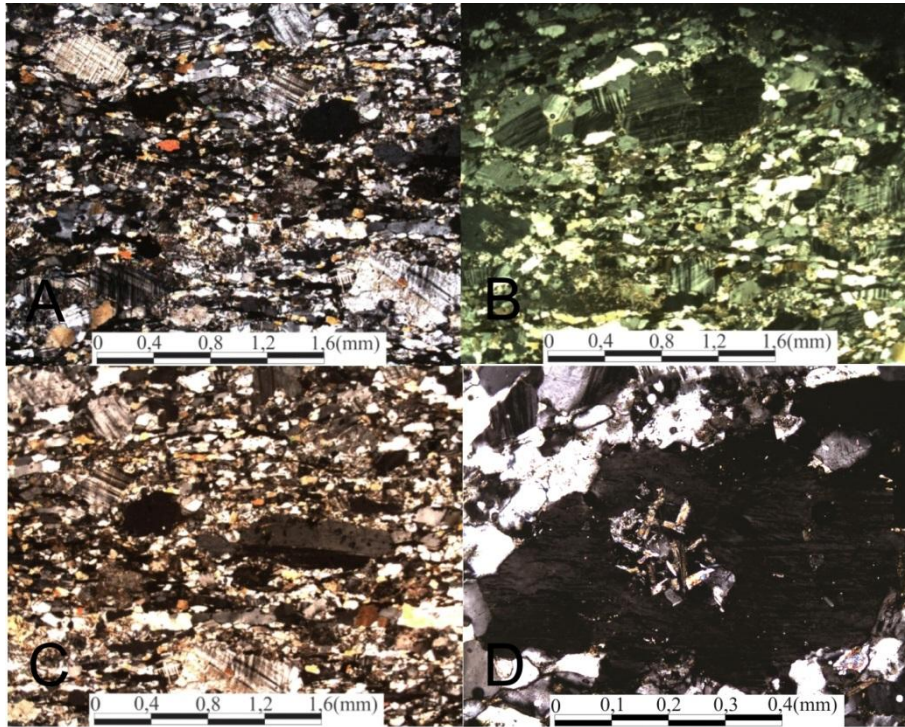


Figura 2: Fotomicrografias ilustrando: (A), (B) e (C) texturas granolepidoblastica nos cristais de quartzo e biotita e porfiroclástica com pórfiros de ortoclásio, plagioclásio e microclima. (B) textura kink band no cristal de plagioclásio. (D) porfiroclasto de ortoclásio com textura ofítica.

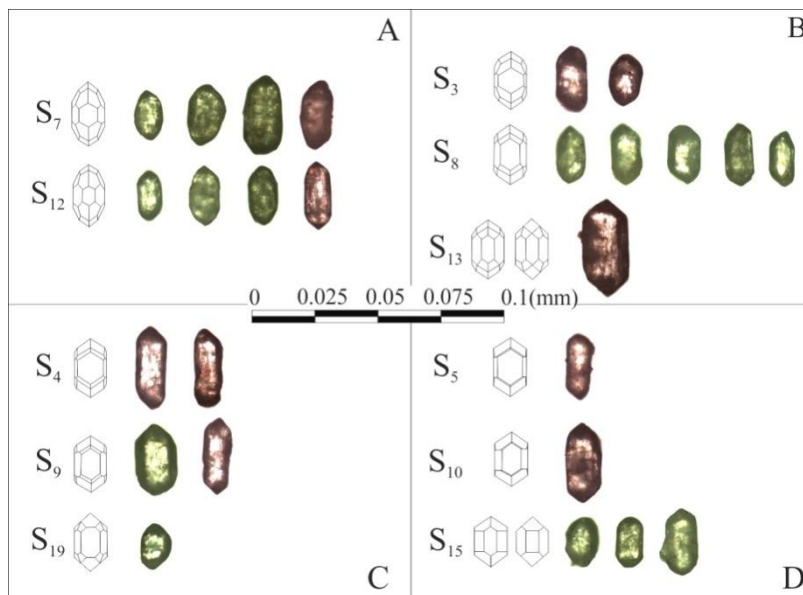


Figura 3: Grãos de zircão separados em famílias, fotografados em microscópio petrográfico com objetiva de 40X.

As 4 famílias de zircões apresentam grão euédricos a subédricos com cores que variam de incolores a tons de amarelo claro e bordas escurecidas, diferenciando-se nos arranjos prismáticos e piramidais.

A família I com zircões do tipo S<sub>7</sub> e S<sub>12</sub> apresenta prismas curtos e pirâmides bem desenvolvidas na grande maioria dos grãos, de cores que variam de amarelo claro a levemente roseado, bem como presença de fraturas, apresentando combinações piramidais do tipo  $\{101\} \langle \{211\}$  e prismáticas do tipo  $\{100\} \langle \{110\}$  e  $\{100\} = \{110\}$  respectivamente (Figura 3-A).

A família II com zircões do tipo S<sub>3</sub>, S<sub>8</sub> e S<sub>13</sub> possui grãos em sua grande maioria com pirâmides arredondadas, apresentando combinações piramidais do tipo {101}={211} e prismáticas do tipo {100}<<{110} para S<sub>3</sub>, {100}<{110} para S<sub>8</sub> e {100}={110} para S<sub>13</sub> (Figura 3-B).

A família III S<sub>4</sub>, S<sub>9</sub> e S<sub>19</sub> caracteriza-se por apresentar a maioria dos grãos com pirâmides bem formadas, com combinações piramidais do tipo {101}>{211} e prismáticas do tipo {100}<<{110} para S<sub>4</sub>, {100}={110} para S<sub>9</sub> e {100}>{110} para S<sub>19</sub> (Figura 3-C).

Já a família IV S<sub>5</sub>, S<sub>10</sub> e S<sub>15</sub> é formada por grãos com combinações piramidais do tipo {101}>>{211} e prismáticas do tipo {100}<<{110} para S<sub>5</sub>, {100}<{110} para S<sub>10</sub> e {100}={110} para S<sub>15</sub> (Figura 3-D).

## CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

O Complexo Gnáissico Chiquitania na área de Don Mario é constituído por gnaisses graníticos, identificados com base nas características mineralógicas descritas na petrografia, apresentando porfiroclastos de ortoclásio, microclina e plagioclásios.

Na tipologia de zircão foram distinguidas 4 famílias, as quais refletem o quimismo e temperatura do meio durante a sua cristalização, com prismas dos tipos {101}<{211}, {101}={211}, {101}>{211} e {101}>>{211} cristalizados numa faixa de temperatura que varia de 650°C a 800°C.

Para melhor compreensão das condições de formação do Complexo, foram separados zircões para análises em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), bem como análises geocronológicas U-Pb em SHRIMP.

## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM; Ao grupo Grupo de Pesquisa em Tectônica e Evolução Crustal – Guaporé; Aos professores, Prof Dr<sup>a</sup> Maria Zélia Aguiar de Souza, Departamento de Recursos Minerais/UFMT e Prof. Dr. Ramiro Matos Salinas Departamento de Geologia, IGEMA/UMSA.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Matos R. 2010. **Geocronologia e Evolução Tectônica Paleo-Mesoproterozoica do Oriente Boliviano – Região Sudoeste do Cráton Amazônico**, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado 240 p.

Pupin, J. P., 1980. **Zircon and granite petrology**. Contribution to Mineralogy and Petrology, vol. 73, p. 207-220.

Santos-Pinto, M.; Peucat, J.J. 2000. **Zircão - uma ferramenta importante na caracterização petrogenética de granitóides no Bloco Gavião, Bahia**. Sitientibus. Revista da Universidade Estadual de Feira de Santana, Feira de Santana, v. 23, p. 19-34.

Teixeira, W., Geraldés, M.C., Matos, R., Ruiz, A. S., Saes S.G., Vargas-Mattos, G. 2010. **A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Cráton**. *Journal of South American Earth Sciences*. 29, 47-60.

# PETROGRAFIA VULCANO-PLUTONISMO PALEOPROTEROZOICO ASSOCIADO AO DEPÓSITO DE FOSFATO SERRA DA CAPIVARA, REGIÃO DE VILA MANDI (PA), SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

*Fernanda Tainá Oliveira da Cruz<sup>1</sup>, Carlos Marcello Dias Fernandes<sup>1</sup>, Bruno Lagler<sup>2</sup>, Caetano Juliani<sup>2</sup>, Danilo Amaral Strauss Vieira<sup>1</sup>, Jeovaci Martins da Rocha Júnior<sup>1</sup>, Victor Matheus Lopes Gonçalves<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Laboratório de Metalogênese, nandatainaoliveiracruz@gmail.com, cmdf@ufpa.br, strauss.danilo@gmail.com jeovacijr@gmail.com, victor.mlgoncalves@gmail.com

<sup>2</sup>Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, bruno.lagler@mbacfert.com, cjuliani@usp.br

## INTRODUÇÃO

Dentro do contexto geotectônico do sul do Cráton Amazônico, a oeste do município de Santana do Araguaia (PA), distrito de Vila Mandi, ocorre extenso vulcano-plutonismo efusivo e explosivo paleoproterozoico com texturas e estruturas bem preservadas, porém pouco estudadas. Este conjunto é genericamente correlacionado ao evento vulcano-plutônico conhecido *lato sensu* como Uatumã (Santos *et al.* 1975, Pessoa *et al.* 1977).

Na área de estudo tal conjunto vulcano-plutônico ocorre associado a um complexo máfico-carbonatítico com mineralização fosfática, relacionada a um perfil saprolítico residual resultado do intemperismo de rochas carbonatíticas ricas em apatita na Serra da Capivara (Chiquini 2011, Lagler *et al.* 2014).

Mapeamento geológico recentemente desenvolvido na área revelou que esse sistema vulcano-plutônico é heterogêneo, formado por ao menos três pulsos de lavas, provavelmente não-cogenéticos e não-contemporâneos. Assim, pretende-se com este trabalho contribuir com o conhecimento geológico da região com a caracterizações petrográfica, mineralógica e textural dessas unidades vulcânicas.

## MÉTODOS

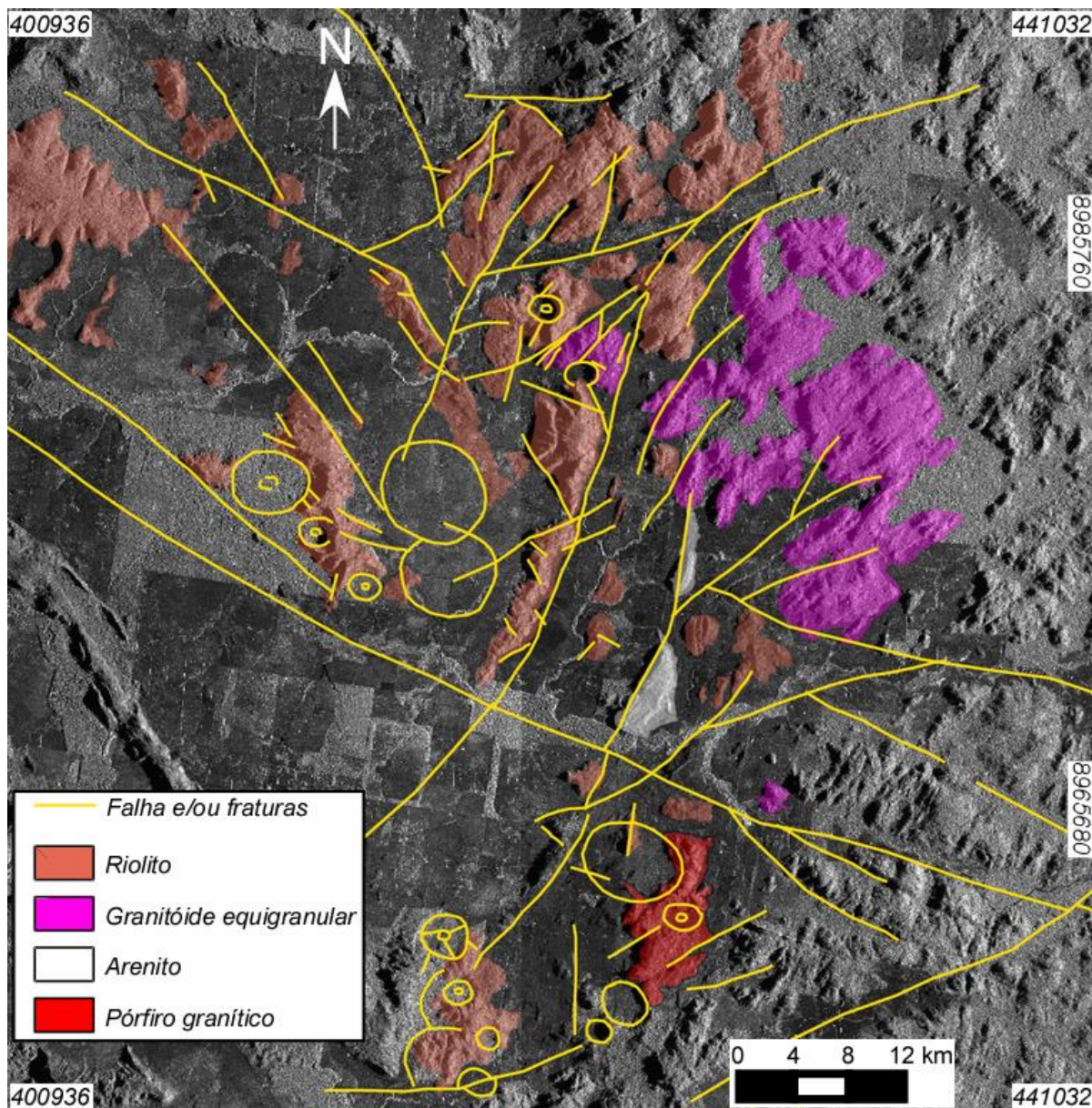
O desenvolvimento deste trabalho incluiu três fases: Pesquisa Bibliográfica, Mapeamento Geológico e Descrição Petrográfica.

A fase inicial envolveu a pesquisa bibliográfica sobre a geologia regional da área estudada, através da análise sistemática de livros e artigos. Posteriormente um trabalho de campo na área de estudo entre os dias 14 e 26 de outubro de 2014. Foram descritos aproximadamente 70 pontos de afloramento com seus aspectos litológicos e estruturais; também foram feitas coletas sistemática dos principais litotipos identificados para os estudos petrográficos.

Foram realizadas descrições mesoscópicas sistemáticas das amostras coletadas em campo, objetivando-se a identificação dos minerais, suas relações texturais e estado de preservação conforme critérios estabelecidos na literatura (Deer *et al.* 1992, Gifkins *et al.* 2005). Adicionalmente, as rochas foram classificadas e nomeadas conforme estabelecido pela IUGS (Le Maitre 2002).

## RESULTADOS

Com base na nos tipos de fenocristais presentes nas rochas vulcânicas porfiríticas foi utilizada a classificação de McPhie *et al.* (1993), resultado em 7 grupos: Riolitos, dacitos, andesitos, pórfiros graníticos, basanita, ijolito e brechas (Fig. 1).



**Figura 1** – Mapa geológico preliminar do sistema vulcano–plutônico da região de Vila Mandi, município de Santana do Araguaia, extremo sul do Estado do Pará.

*Riolitos* – São rochas de cor rósea a cinza-púrpura, apresentando principalmente textura porfírica com matriz afanítica. Os fenocristais são em sua maioria de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo com predominância do primeiro. São subédricos a euédricos com dimensões de 1 a 9 mm. Estruturas de fluxo estão presentes em alguns afloramentos, formando localmente dobras convolutas, assim como estruturas de laminação, gerando orientação dos fenocristais. Feições de reequilíbrio termodinâmico dos tipos *lithophysae* e esferulitos são comuns. Por vezes há presença de fenocristais de anfibólio e biotita, bem como cristais de pirita. Alteração dos feldspatos para epidoto e localmente encraves máficos e concentrações de minerais máficos são comuns. Ocorrem associados ainda riolitos afíricos, podendo conter sulfeto ou não. Em diversas amostras coletadas há ocorrência de veios hidrotermais milimétricos seccionando as rochas.

*Dacitos* – são rochas de cor púrpura-escuro apresentando textura porfírica com matriz afanítica. Os fenocristais são em sua maioria de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico com predominância do primeiro. Texturalmente são subédricos a euédricos e

dimensões variáveis entre 1 e 15 mm. Foliação de fluxo é marcante, ocorrendo também a orientação dos fenocristais supracitados. No geral as amostras coletadas apresentam veios hidrotermais milimétricos a centimétricos (3 cm) que invadem as rochas, bem como cavidades miarolíticas preenchidas por material quartzo-feldspático.

*Andesitos* – os andesitos ocorrem em menor proporção na área, são rochas de cor cinza com textura porfirítica e matriz afanítica. São predominantemente isotrópicas, mas em alguns afloramentos exibem marcante foliação de fluxo magmático horizontal, bem feições de amígdalas preenchidas por carbonatos. Os fenocristais na maioria são de plagioclásio subédricos a euédricos que variam de 3 a 10 mm. Por vezes há presença de fenocristais de quartzo, minerais máficos (anfíbólio), cristais de pirita. Alteração propilítica com epidoto e carbonato ocorre nos estilos fissural e seletiva nos fenocristais. Ocorrem associados ainda andesitos afíricos.

*Pórfiros graníticos* – São rochas de cor rósea, apresentando textura porfirítica e matriz de granulação fina, geralmente isotrópicas. Os fenocristais na maioria são de feldspato potássico subédricos a euédricos que variam de 3 a 15 mm, embora ocorra também quartzo. Anfíbólio, biotita e pirita ocorrem como acessórios primários. Ocorre ainda alteração do plagioclásio para epidoto.

*Basanita* – rocha afanítica e cor cinza-escuro, provavelmente composta por plagioclásio, feldspatoide e mineral ferro-magnésiano.

*Ijolito* - rocha afanítica de coloração cinza escura e granulação fina, apresenta fenocristais de minerais alongados e fibrosos de piroxênio com dimensões de 5 a 1,2 cm.

*Brechas* – são rocha de cor púrpura composta por clastos de fragmentos líticos e por vezes apresenta fragmentos de rochas félsicas (riolito e dacito). Os clastos de fragmento lítico são subarredondados a subangulosos, mal selecionados (1 a 9 mm) e geralmente coesos, entre os clastos há ocorrência de cimento carbonático, em algumas porções da rocha os fragmentos são mais angulosos e maiores (3 cm) com maior quantidade de cimento. Associado a essas rochas podem ocorrer pacotes de lapilli-tufos de matriz muito fina (Chiquini 2011).

Assim, interpreta-se que a área de estudo abriga um sistema vulcano-plutônico muito bem preservado com estruturas, texturas e estratigrafia comparáveis com as ocorrentes em sistemas vulcânicos do Cenozoico. A estratigrafia, estilo de erupção e litologia identificadas são características correlacionáveis com aquelas descritas na região de São Félix do Xingu (Juliani & Fernandes 2010), permitindo posicioná-lo também no Paleoproterozoico.

Os derrames efusivos de lavas básicas a intermediárias representadas na área pelo andesito afírico são definidos como a unidade basal, sendo ela pouco expressiva na área, contudo podem ser correlacionadas com as rochas vulcânicas básicas a intermediárias da Formação Sobreiro descritas na região de São Félix do Xingu.

Destaca-se na região centro-oeste ocorre a mineralização de fosfato associado aos carbonatitos. Na área do depósito foram observadas janelas de rochas máficas como basaltos e andesitos compatíveis com aquelas anteriormente descritas, sugerindo que esses andesitos foram formados antes das rochas que geraram a mineralização supergênica.

A unidade superior é predominantemente fissural e consiste em riolitos, dacitos, brechas polimíticas maciças, lapilli-tufos e possíveis ignimbritos. Essa litologia mais félsica ocorre geralmente em serras isoladas onde na base estão as brechas, os lapilli-tufos e os *ash tuffs* com fragmentos líticos riolíticos e de composição mais básica. Alterações hidrotermais dos tipos propilítica e potássica ocorrem em estilo seletivo e fissural. Assim, interpreta-se preliminarmente que o estilo de erupção dessa unidades foi polifásica, conforme o modelo de (Juliani & Fernandes 2010) para o vulcanismo félsico na região de São Félix do Xingu.

## AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem: à CAPES (Processo 0096/05-9) e CNPq (Processos 555066/2006-1, 306130/2007-6, 475164/2011-3 e 550342/2011-7) pelo apoio financeiro. Este trabalho é uma contribuição ao projeto INCT Geociências da Amazônia (Processo CNPq/MCT/FAPESPA n° 573733/2008-2).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Chiquini A.P. 2011. *Estudo geológico e petrográfico das vulcânicas e das alterações hidrotermais associados no médio Rio Xingu*. Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 51 p.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *Rock-forming minerals*: London, Longmans, 696 p.

Gifkins C., Herrmann W., Large R.R. 2005. *Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation*: University of Tasmania, Centre for Ore Deposit Research, 275 p.

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**(3-4):167-179.

Lagler B., Tedesco M.A., Oliveira A.S.D., Juliani C., Waring M.H., 2014. Geologia do Depósito de Fosfato Serra da Capivara - São Félix do Xingu, Pará, MbAC Fertilizer Corp.

Le Maitre R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*: London, 193 p.

McPhie J., Allen R., Doyle M. 1993. *Volcanic textures : a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*: Hobart, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 p.

Pessoa M.R., Andrade A.F., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V., 1977. Projeto Jamanxim, DNPM/CPRM, Manaus.

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, DNPM, Rio de Janeiro.

# MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO EMBASAMENTO DO TERRENO JAURU, NA REGIÃO DE JAURU, SW DO ESTADO DE MATO GROSSO

Pollyne Rodrigues de Avelar<sup>1</sup>, Carlos Humberto da Silva<sup>2</sup>, Ana Cláudia Dantas da Costa<sup>2</sup>,  
Fernanda Silva Santos<sup>3</sup>, Elivelton Suhre<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Graduanda do Curso de Geologia, Bolsista de Iniciação Científica (PIBIC), Universidade Federal de Mato Grosso – (UFMT)

<sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral, ICET, UFMT

<sup>3</sup>Graduandos do Curso de Geologia, Universidade Federal de Mato Grosso – (UFMT).

[fernandasantos.geo@gmail.com](mailto:fernandasantos.geo@gmail.com)<sup>3</sup> [eliveltonsohrehre.cv@gmail.com](mailto:eliveltonsohrehre.cv@gmail.com)<sup>3</sup>  
[pollyne.rodrigues@gmail.com](mailto:pollyne.rodrigues@gmail.com)<sup>1</sup> [chsilva@ufmt.br](mailto:chsilva@ufmt.br) [acdcosta@ufmt.br](mailto:acdcosta@ufmt.br)<sup>2</sup>

## INTRODUÇÃO

A Província Rondoniana-San Ignacio, parte do SW do Cráton Amazônico, é um sistema orogênico formado a partir de vários eventos que incluem a acreção de arcos, fechamento de bacias oceânicas e colisão continente – continente. Compreende os seguintes terrenos: (1) Terreno Paragua (1,74-1,32 Ga); (2) Terreno Rio Alegre (1,51-1,38 Ga); (3) Cinturão Alto Guaporé (<1,42-1,34 Ga); e (4) Terreno Jauru que hospeda as rochas do embasamento (1,78-1,72 Ga) e dos orógenos acrescionários Cachoeirinha (1,56-1,52 Ga) e Santa Helena (1,48-1,42 Ga).

Mapeamentos geológicos em escala de detalhe realizados no embasamento do Terreno Jauru tem mostrado o quão complexo é a evolução geológica desse terreno. Esta evolução envolve rochas de diversas origens e composições que representam diferentes domínios de um orógeno paleoproterozoico. O presente trabalho tem por objetivo contribuir para o conhecimento geológico das rochas do embasamento do Terreno Jauru apresentando os resultados de mapeamento geológico de uma área situada a norte da cidade de Jauru, no SW do estado do Mato Grosso.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Em etapa inicial, antecedendo as atividades de campo, foi realizada revisão bibliográfica com o intuito de estabelecer ideias iniciais para um melhor entendimento da evolução geológica e geotectônica do SW do Cráton Amazônico. Nessa etapa também foi elaborado mapa base, constando de drenagens, estradas, topografia, além de zonas homólogas e estruturas, interpretadas a partir de imagens de satélite.

## GEOLOGIA LOCAL

No mapa geológico da região de Taquaruçu foram individualizados anfíbolitos associados ao Grupo Alto Jauru; metagabros e serpentinitos correlacionados a Suíte Intrusiva Figueira Branca; gnaisses ortoderivados relacionados ao Complexo Metamórfico Alto Guaporé; sienogranitos foliados correlacionados a Suíte Intrusiva Pindaituba; e sienogranitos pofiríticos com bandamento gnáissico associados a Suíte Intrusiva Santa Helena.

Os *anfíbolitos*, correlacionados ao Grupo Alto Jauru, afloram na forma de blocos rolados ou *in situ*, principalmente na nas porções norte e noroeste da área estudada. Macroscopicamente apresenta coloração preta, com índice de cor melanocrática, granulação média a grossa, onde os grãos aparentam ser em sua maioria equigranulares. Microscopicamente a rocha exibe aspecto inequigranular, holocristalina, constituída essencialmente de anfibólio (45%), piroxênio (20%) e plagioclásio (25%), e minerais acessórios, como o Epidoto (7%) e Zircão (3%).

Os *metagabros* e *serpentinitos* são associados a Suíte Intrusiva Figueira Branca. Os metagabros afloram em forma de matacões, blocos rolados e *in situ*, situando-se preferencialmente na região norte da área de estudo mapeada. Apresenta macroscopicamente granulação média a grossa, sendo a rocha equigranular com coloração cinza, melanocrática, possuindo orientação preferencial com direção NW. Microscopicamente, a rocha se apresenta de textura inequigranular, holocristalina, constituída principalmente de anfibólio (40%), plagioclásio (30%), piroxênio (20%), e os minerais acessórios, destacando epidoto (4%), apatita



(3%), zircão (2%) e titanita (1%). O serpentinito aflora na forma de blocos rolados e *in situ*, encontradas no setor central da área mapeada. A rocha, microscopicamente, se apresenta de forma equigranular, holocristalina, constituída na sua maioria de Serpentina (50%), Anfibólio (30%), como mineral secundário Muscovita (17%) e Opacos (3%).

O Complexo Metamórfico Alto Guaporé é representado por *gnais*ses de composição tonalítica a granodiorítico, que afloram em blocos *in situ* ou rolados. São cinza, mesocráticos, com granulação média a fina, exibindo grãos equigranulares. Quanto ao mapa, localizam-se predominantemente na porção leste da área mapeada. Microscopicamente, a rocha se apresenta holocristalina, inequigranular, com granulação variando entre média a fina. Apresenta texturas poiquiloblástica, porfiroblástica e granoblástica. Quanto aos minerais destaca-se, pela ordem de estimativa da composição modal, o quartzo (40%), anfibólio (35%), epidoto (12%), plagioclásio (10%), titanita (2%) e opacos (1%).

O *sienogranito* com bandamento composicional são associados a Suíte Intrusiva Santa Helena. Em geral afloram em blocos, matacões e lajedos *in situ*. A rocha é leucocrática, com granulação de grossa a muito grossa, inequigranular com porfiroclastos de K-feldspato. Microscopicamente a rocha é inequigranular a equigranular, holocristalina, composta essencialmente de quartzo (27%), K – feldspato (25%), plagioclásio (20%) e biotita (18%), e pelos minerais acessórios ou de alteração epidoto (4%), muscovita (3%), titanita (2%) e apatita (1%).

A Suíte Intrusiva Pindaituba é associada a rochas graníticas, variando de sienogranitos a monzogranitos, e a rochas tonalíticas, encontradas a SW da área mapeada.

## **GEOLOGIA ESTRUTURAL**

A área mapeada apresenta uma complexa evolução estrutural das rochas do Grupo Alto Jauru, Complexo Metamórfico Alto Guaporé e Suíte Intrusiva Figueira Branca, apresentam duas fases de deformação e as das suítes intrusivas Santa Helena e Pindaituba apresentam uma única de deformação.

A principal estrutura relacionada à fase Dn é a foliação Sn marcada pelo bandamento gnáissico nos *gnais*ses e xistosidade nos anfibolitos, cuja orientação é N10W/82SW. Essa foliação é dobrada pelas estruturas da fase Dn+1. Na posição plano-axial ocorre uma clivagem de crenulação nas rochas do Grupo Alto Jauru, Complexo Metamórfico Alto Guaporé e Suíte Intrusiva Figueira Branca ou como uma xistosidade nos granitos das Suítes Intrusivas Santa Helena e Pindaituba. Esta foliação é orientada preferencialmente N55W/77SW.

## **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Acredita-se que a evolução geológica da área de estudo tem início com derrames de rochas básicas associadas a sedimentares em um assoalho oceânico. Em etapa posterior parte dessas rochas foram soterradas e subductadas gerando deformação e metamorfismo nas rochas do Grupo Alto Jauru. Este processo conduz parte das rochas do Grupo Alto Jauru a porções profundas da crosta terrestre onde foram fundidas gerando inicialmente magmatismo máfico ao qual é associado a Suíte Intrusiva Figueira Branca e posteriormente tonalítico a granodiorítico relacionado ao Complexo Metamórfico Alto Guaporé. Estas rochas são posteriormente envolvidas no processo deformacional gerando deformação e magmatismo. Acredita-se que essas rochas foram geradas em uma evolução geológica de idade Paleoproterozoica.

Os dados de campo permitem interpretar que as rochas das suítes intrusivas Santa Helena e Pindaituba foram geradas posteriormente, pois, apresentam uma única fase de deformação e intrudem as rochas polideformadas da orogênese paleoproterozoica. Essa informação é condizente com aquelas da literatura já que a Suíte Intrusiva Santa Helena apresentam idade de 1,46-1,42 Ga e Pindaituba 1,45 Ga (Bettencourt et al. 2010).

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Bettencourt, J. S., Junior, W. B. L., 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.

# PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO BETEL – SUÍTE INTRUSIVA PENSAMIENTO - TERRENO PARAGUÁ – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

Meice Mendes<sup>1,4,5</sup>; Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>1,2,4,5</sup>; Amarildo Salina Ruiz<sup>1,3,4,5</sup>; Newton Diego Couto do Nascimento<sup>4,5,6</sup>; Débora Almeida Faria<sup>3,4,5</sup>; Cinthya De Deus Souza<sup>1,4,5</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências-ICET/UFMT

<sup>2</sup>Departamento de Recursos Minerais ICET/UFMT

<sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral-ICET/UFMT

<sup>4</sup>Grupo de Pesquisa e Evolução Crustal - Guaporé

<sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM

<sup>6</sup>Instituto de Engenharia/UFMT

[meicemendes@hotmail.com](mailto:meicemendes@hotmail.com)<sup>1,4,5</sup>

## INTRODUÇÃO

O Granito Betel (Mendes, 2015), alvo deste trabalho, possui dimensões batolíticas e está inserido no Terreno Paraguá, da Província Rondoniana-San Ignácio, no sudoeste do Cráton Amazônico. Neste trabalho, dados petrográficos e análises geoquímicas, obtidos a partir de mapeamento, na escala de 1:100.000, do Granito Betel e suas encaixantes, propiciaram a caracterização preliminar desse magmatismo associado a Suíte Intrusiva Pensamiento, da Orogenia San Ignácio.

## GEOLOGIA REGIONAL

Segundo Litherland *et. al.* (1986), o termo Complexo Granitoide Pensamiento é aplicado para as rochas graníticas sin a tardi-cinemáticas do embasamento regional, descritas em território boliviano, que não foram afetadas pela Orogenia Sunsás. Para Bettencourt *et.al.* (2010) o Complexo Granitoide Pensamiento (1.37-1.34 Ga) forma a maior parte do Terreno Paraguá e está relacionado à Orogenia San Ignácio, compondo parte do embasamento mesoproterozoico. No Brasil, o termo Suíte Intrusiva Pensamiento foi proposto por Ruiz *et. al.* (2012) para designar rochas do Complexo Granitoide Pensamiento (Litherland, *et.al.* 1986) e intrusões que ocorrem na parte brasileira relacionadas à Orogenia San Ignácio. Esses mesmos autores abrigam nessa suíte intrusiva a ocorrência das intrusões sin-cinemáticas que constituem os batólitos alongados de composição granodiorítica a sienogranítica, representados pelos granitoides Guaporeí (1314±2 Ma), Fronteira (1333±4 Ma), Tarumã (1349±7 Ma) Morrinhos (1350±12Ma) e Santa Maria (1316±7 Ma); além das intrusões tardia pós-cinemáticas que formam corpos menores, principalmente *plutons* e *plugs* arredondados e discordantes, de composição sienogranítica a monzogranítica, como os Granitos Lajes (1310±34 Ma) e Passagem (1291±16 Ma).

No contexto da evolução tectônica do sudoeste do Cráton Amazônico, a Suíte Intrusiva Pensamiento retrata a manifestação ígnea relacionada ao desenvolvimento de ambiente de arco magmático continental, durante a Orogenia San Ignácio (Bettencourt *et.al.* (2010) Ruiz *et. al.* (2012).

## ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS

O Granito Betel está alojado em rochas gnáissicas do Complexo Serra do Baú e em granulitos do Complexo Lomas Manechis, a profusão de xenólitos dessas unidades atestam essa relação de contato. Exibe clara discordância erosiva com as rochas metassedimentares do Grupo Aguapeí, particularmente com os conglomerados oligomíticos e arenitos quartzosos da Formação Fortuna (Fig. 1).

É formado por rochas holo a leucocráticas, tendo biotita como principal mineral máfico. Apresenta veios pegmatíticos e aplíticos e grande quantidade de enclaves máficos,

caracterizados como xenólitos e identificados por Mendes (2015) como: Ortopiroxênio anfíbolito, Hornblenda-anfíbolito, Anfíbolito bandado, Sillimanita-granada-biotita gnaíse e Granada-biotita gnaíse.

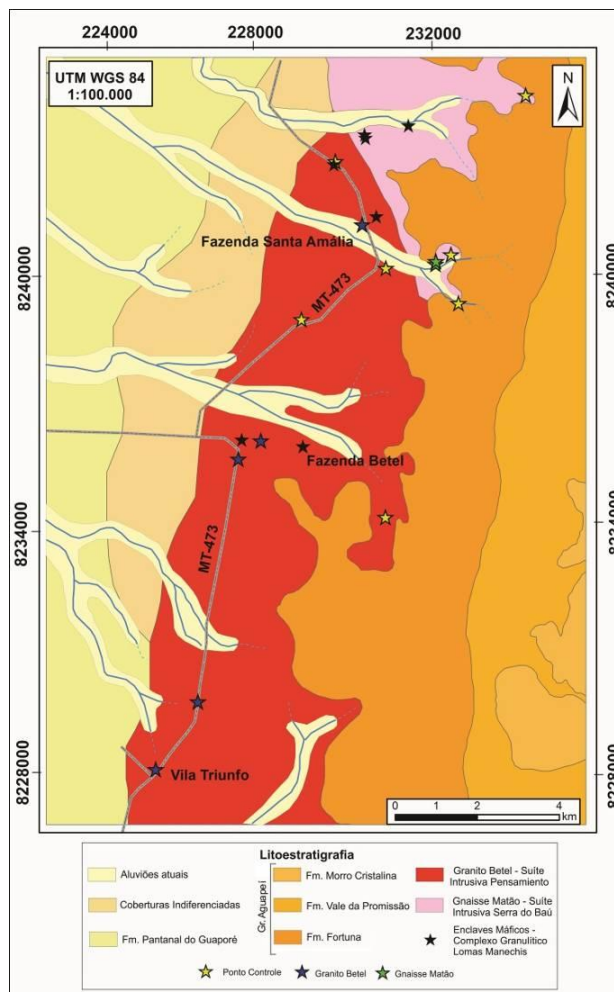


Figura 1: Mapa geológico do Granito Betel e seu entorno, destaque para as ocorrências de enclaves máficos, Mendes (2015).

Duas fácies petrográficas (Figs. 2A e 2D) foram identificadas a partir do estudo macro e microscópico desse granito. A mais evoluída é, por vezes, foliada e caracterizada por litotipos de textura inequigranular xenomórfica grossa a porfirítica (Figs. 2B e 2C), hololeucocráticos de cor rosa a cinza-rosado impressa por cristais de microclina; a outra é formada por rochas leucocráticas de cor cinza com tons esbranquiçados e textura inequigranular grossa a média. Ambas as fácies são, essencialmente, compostas por quartzo, feldspatos alcalinos peritéticos (microclina e ortoclásio), plagioclásio (albita a oligoclásio) e biotita; tendo titanita, zircão, allanita, minerais opacos e apatita como paragênese primária acessória, enquanto argilominerais, epídoto, sericita/muscovita, clorita e prehnita representam produtos de alterações hidrotermais.

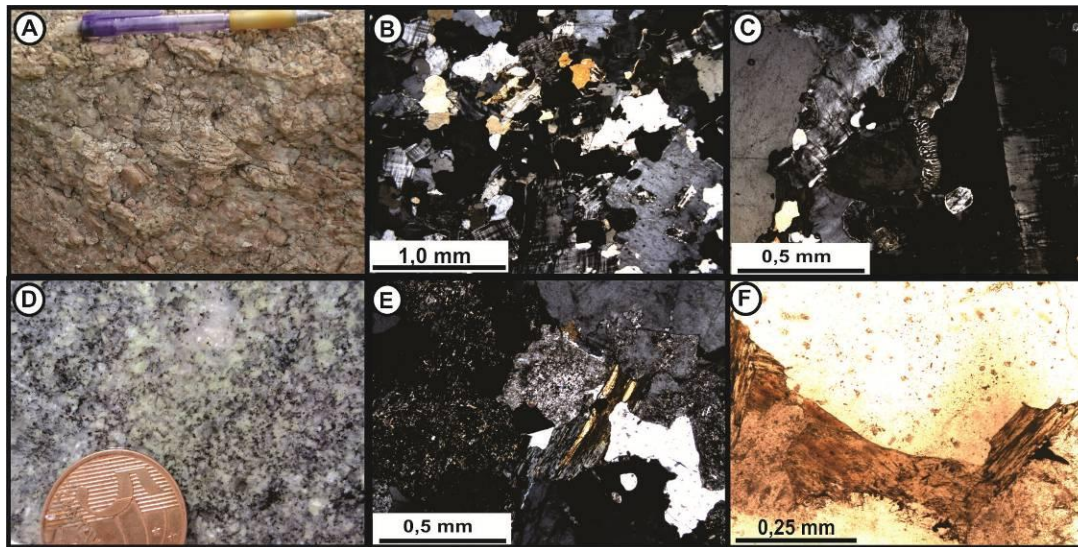


Figura 2. Aspectos petrográficos do Granito Betel, fácies hololeucocrática: A) amostra de cor rosa; B) textura inequigranular xenomórfica; C) textura mirmequítica. Aspectos petrográficos do Granito Betel, fácies leucocrática D) detalhe da cor cinza-esbranquiçada; E) cloritização da biotita e plagioclásio intensamente alterado e F) biotita com textura sagenítica. Fotomicrografias B, C e E com polarizadores cruzados e F paralelos.

## GEOQUÍMICA

Foram selecionadas sete amostras para análises químicas em rocha total, em amostras representativas desta unidade. As amostras foram britadas e pulverizadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso. 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, Vancouver, Canadá. Os resultados geoquímicos evidenciam que o Granito Betel tem composição granodiorítica a monzogranítica e caráter peraluminoso, conforme os diagramas R1-R2 (Fig 3A) e  $Al_2O_3/Na_2O+K_2O$  versus  $Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO$  (Fig. 3B) propostos, respectivamente, por La Roche *et. al.* (1980) e Maniar & Piccoli (1989). O magmatismo que o originou é classificado como cálcio-alcálico, como ilustrado na figura 3C de Irvine & Baragar (1971), com variação para álcali-cálcico, conforme sugere o diagrama de Frost (2001; Fig. 3D). Na figura 3E os dados de Elementos Terras Raras (ETR), normalizados pelo condrito de Nakamura (1974), exibem um padrão semelhante ao da série cálcio-alcálica, com enriquecimento de Elementos Terras Raras Leves em relação aos ETR Pesados e anomalia de Eu para três amostras de rochas mais evoluídas. Enquanto o diagrama Hf-Rb/30-3Ta (Fig. 3F), proposto por Harris *et. al.* (1986), sugere um ambiente de arco magmático para a colocação desse magma.

## DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Granito Betel é constituído por rochas granodioríticas a monzograníticas, holo a leucocráticas, de cor rosa até cinza-esbranquiçada, de granulação média a grossa equi a inequigranulares, às vezes porfíricas, que foram geradas, em ambiente de arco, a partir de um magmatismo da série cálcio-alcálica a álcali-cálcica, essencialmente peraluminoso.

Pelo contexto geológico e deformacional, associado a assinatura geoquímica apresentada, sugere-se que o Granito Betel faça parte da história ígnea vinculada a evolução de um arco magmático continental, provavelmente relacionado a Orogenia San Ignácio. No entanto, destaca-se a necessidade de dados geocronológicos robustos, por exemplo U-Pb (SHRIMP), para definir a idade de formação do magma granítico, além de dados isotópicos que permitam definir a idade de residência crustal e a fonte de extração do magma parental.

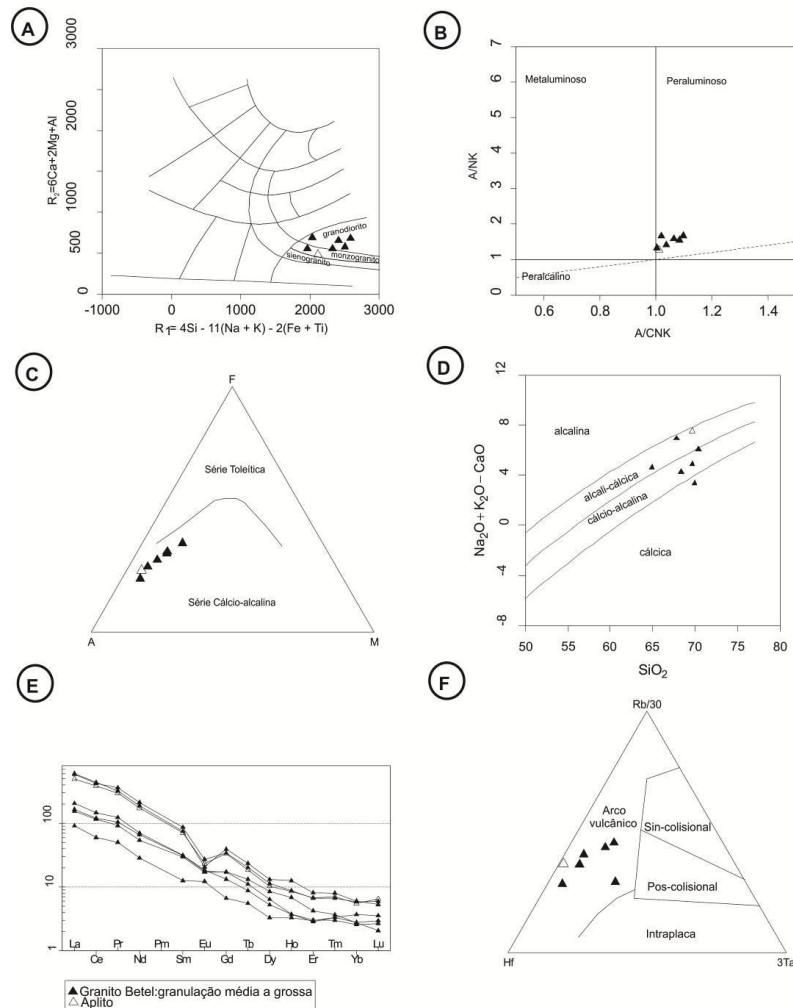


Figura 3. Classificação geoquímica para o Granito Betel a partir dos diagramas: A) R1-R2 (La Roche *et al.*, 1980); B) A/NK versus A/CNK de Maniar & Piccoli (1989); C) AFM de Irvine & Baragar (1971); D) SiO<sub>2</sub> versus Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO de Frost (2001); E) Distribuição de ETR, normalizados pelos condritos de Nakamura (1974) e F) Hf-Rb/30-3Ta de Harris *et al.* (1986).

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao GEOCIAM e a CNPq (479779/2011-2) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento desta pesquisa. A primeira autora agradece a CAPES pela concessão de bolsa, ao Programa de Pós-graduação em Geociências da UFMT e Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica - Guaporé pela oportunidade do desenvolvimento e amadurecimento científico.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bettencourt, J. S., Leite, Jr. W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payola, B. L., Tosdal, R. M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, Mexico, v. 29, n. 1. p 28-46.
- Litherland M., Annel R.N., Appleton J. D., Berrangé J.P., Blommfield K., Burton C.C.I., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Llanos A., Mitchell W.I., O'connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G. Webb B.C. 1986. 153 p. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. London: British Geological Survey (Natural Environment Research Council).
- Mendes, M. 2015. *Caracterização petrográfica e estrutural dos enclaves máficos do embasamento gnáissico-granítico da porção sudoeste da serra de Santa Bárbara - Terreno Paraguá - SW do Cráton Amazônico - região de Pontes e Lacerda (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 76 p.
- Ruiz, A.S., Matos, J. B., Sousa, M. Z. A.; Lima, G. A.; Macambira, M. B.; Matos, G. R.; Faria, D. A.; Faça, O.; Costa, P. C. C. 2012. Granites of Pensamiento Intrusive Suite: Records of Continental Magmatic Arc San Ignacio in Brazil. *In: VIII South American 74 Symposium on Isotope Geology, Medellín. Anais do VIII South American Symposium on Isotope Geology*, v. único.

# CONTRIBUIÇÃO AO VULCANO-PLUTONISMO PALEOPROTEROZOICO ASSOCIADO AO DEPÓSITO DE FOSFATO SERRA DA CAPIVARA, REGIÃO DE VILA MANDI (PA), SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

*Danilo Amaral Strauss Vieira<sup>1</sup>, Carlos Marcello Dias Fernandes<sup>1</sup>, Bruno Lagler<sup>2</sup>, Caetano Juliani<sup>2</sup>, Fernanda Tainá Oliveira da Cruz<sup>1</sup>, Jeovaci Martins da Rocha Júnior<sup>1</sup>, Victor Matheus Lopes Gonçalves<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Laboratório de Metalogênese, [strauss.danilo@gmail.com](mailto:strauss.danilo@gmail.com); [cmdf@ufpa.br](mailto:cmdf@ufpa.br); [nandatainaoliveiracruz@gmail.com](mailto:nandatainaoliveiracruz@gmail.com), [jeovacjr@gmail.com](mailto:jeovacjr@gmail.com), [victor.mlgoncalves@gmail.com](mailto:victor.mlgoncalves@gmail.com)

<sup>2</sup>Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, [bruno.lagler@mbacfert.com](mailto:bruno.lagler@mbacfert.com), [cjuliani@usp.br](mailto:cjuliani@usp.br)

## INTRODUÇÃO

Dentro do contexto geotectônico do sul do Cráton Amazônico, a oeste do município de Santana do Araguaia (PA), distrito de Vila Mandi, ocorre extenso vulcano-plutonismo efusivo e explosivo paleoproterozoico com texturas e estruturas bem preservadas, porém pouco estudadas. Este conjunto é genericamente correlacionado ao evento vulcano-plutônico conhecido *lato sensu* como Uatumã (Santos *et al.* 1975, Pessoa *et al.* 1977).

Na área de estudo tal conjunto vulcano-plutônico ocorre associado a um complexo máfico-carbonatítico com mineralização fosfática, relacionada a um perfil saprolítico residual resultado do intemperismo de rochas carbonatíticas ricas em apatita na Serra da Capivara (Chiquini 2011, Lagler *et al.* 2014).

Dessa forma, o mapeamento geológico recentemente realizado buscou contribuir com o conhecimento cartografia e empilhamento lito-estratigráfico dessas unidades vulcano-plutônicas (Figura 1), bem como discutir a sua relação genética com as rochas geradoras do depósito da Serra da Capivara.

## METODOLOGIA

### Pesquisa Bibliográfica

A fase inicial deste trabalho envolveu o levantamento bibliográfico acerca da geologia regional da área estudada em livros e artigos científicos.

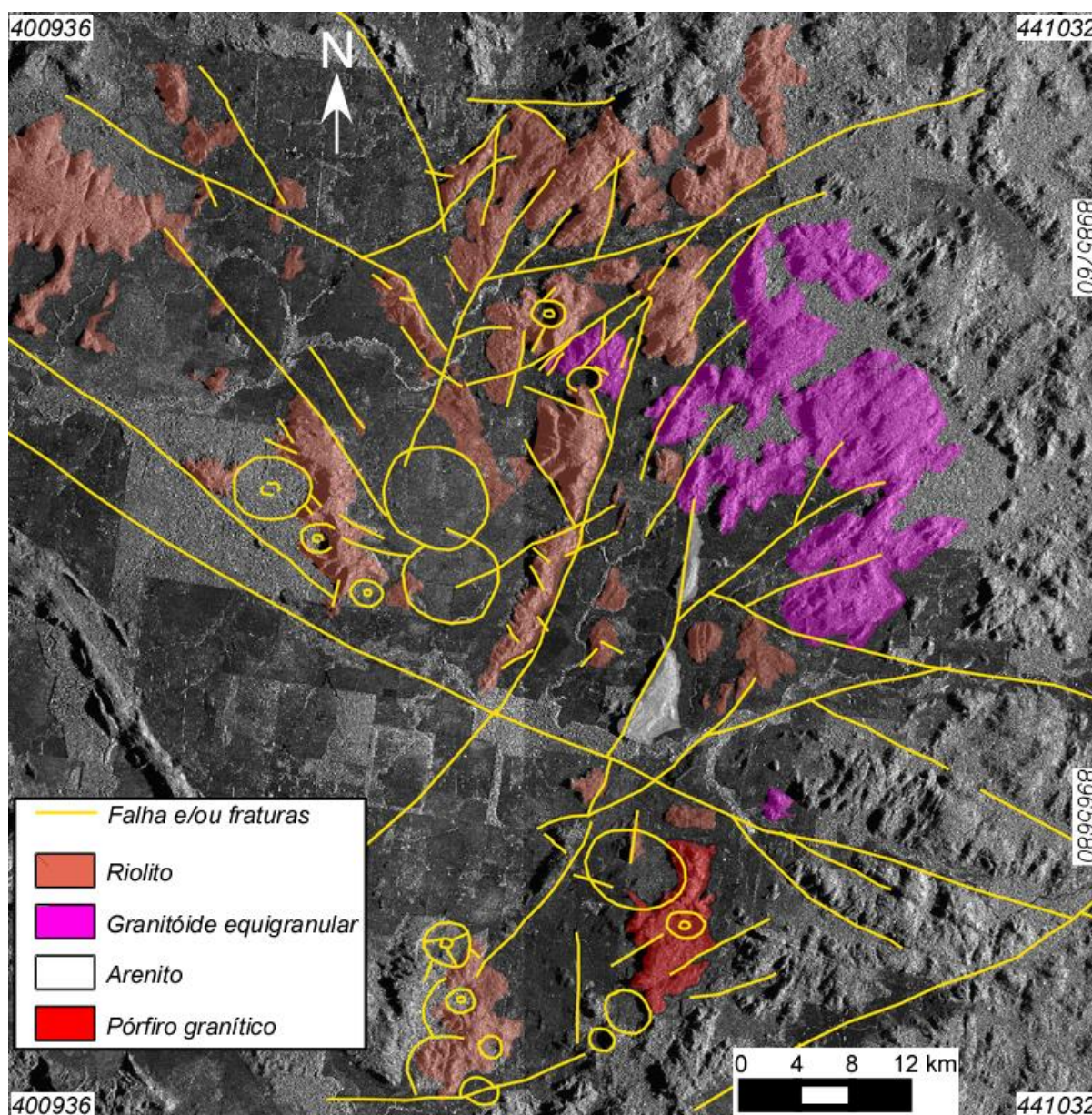
### Mapeamento Geológico

A cartografia preliminar foi confeccionada com auxílio de produtos de sensores remotos (radar R99, satélite TM-LANDSAT 8), mosaicos de radar SRTM e de cartas aeroradiométricas e aeromagnetométricas. Foi realizado um trabalho de campo na área de estudo com descrição dos principais aspectos litológicos e estruturais; além de coleta sistemática dos principais litotipos identificados para os estudos petrográficos posteriores.

## RESULTADOS

Dentro da área estudada foram identificadas pelo menos três sequências vulcano-plutônicas associadas às rochas fosfáticas do depósito. A primeira sequência consiste em de fluxo de lavas intermediários materializados por andesito afírico exibindo marcantes foliações de fluxos magmáticos horizontalizados (Figura 2A), bem como amígdalas preenchidas por carbonatos, clorita e epidoto. Embora localizados na área de estudo, foram observados ainda associados a essa sequência afloramentos de rochas máficas ultramáficas, bem como brechas polimíticas maciças e lapilli-tufos com clastos angulosos de rochas vulcânicas e plutônicas suportados por matriz carbonática, semelhantes àqueles descritos nas três sequências (Figura

2B), sugerindo que elas se formaram antes dos litotipos máfico-carbonatíticos que geraram o depósito supergênico. Localmente ocorrem ainda raros afloramentos de tufos de cinza com relação genética duvidosa.

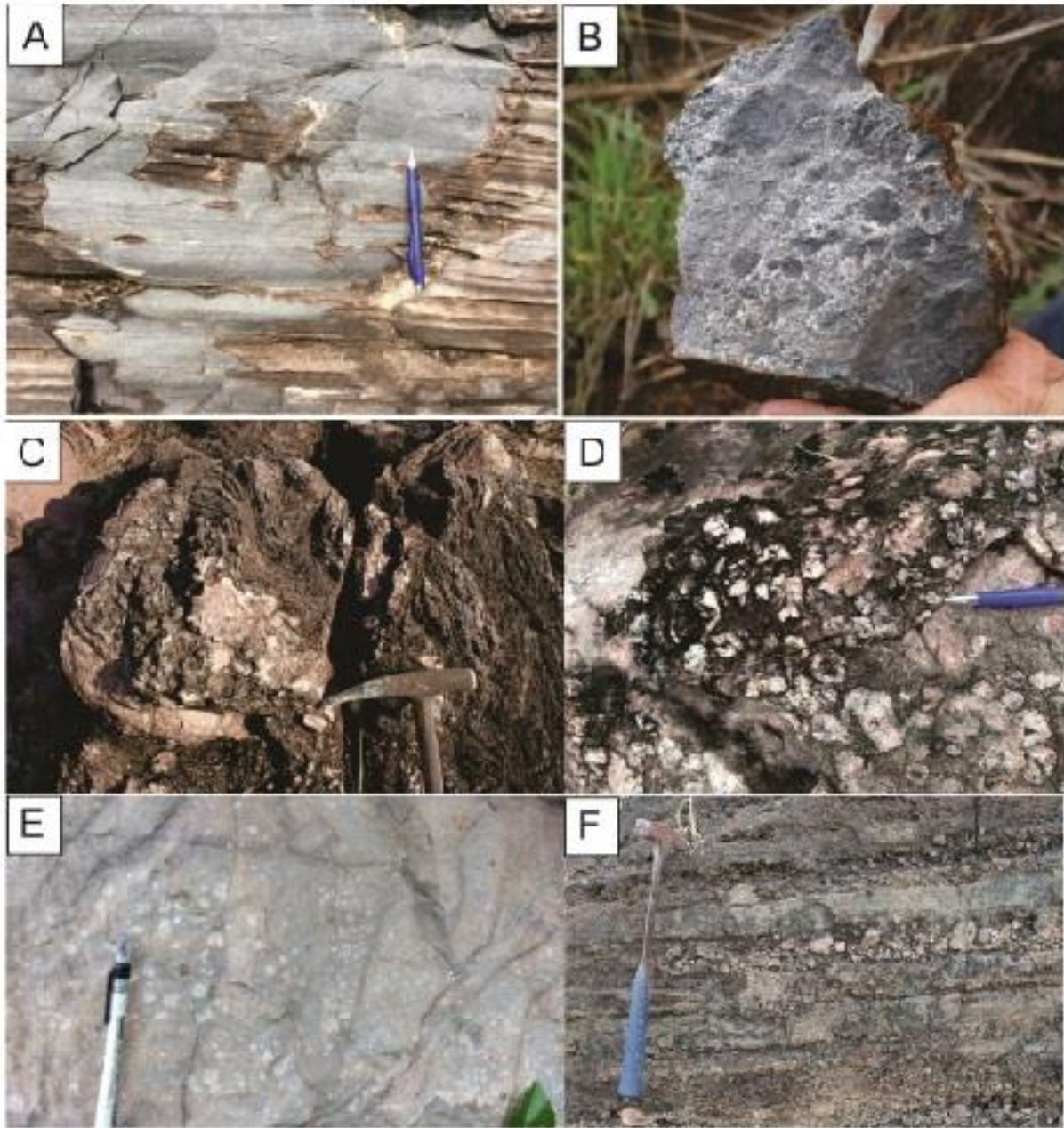


**Figura 1** – Mapa geológico preliminar do sistema vulcano–plutônico da região de Vila Mandi, município de Santana do Araguaia, extremo sul do Estado do Pará.

A segunda sequência é composta por riolitos, dacitos, pórfiros graníticos, granitoides equigranulares e rochas vulcanoclásticas como lapilli-tufos e brechas polimíticas maciças extremamente evoluídas e silicosos e controlados por grandes fissuras crustais com mais de 20 km de comprimento em um sistema fissural com serras orientadas preferencialmente NE-SW. Porém também com ocorrências em pequenas serras espalhas pela área, bem como estruturas circulares generalizadas, sugerindo uma evolução polifásica com possível presença de restos de caldeiras vulcânicas. As estruturas vulcânicas presentes nessas rochas são foliações de fluxo de lava verticalizados, dobras convolutas (Figura 2C), bem como *lithophysae*, esferulitos (Figura 2D) e amígdalas preenchidas por clorita no topo dos derrames. Em alguns afloramentos são identificadas alterações hidrotermais dos tipos



propilítica, potássica e sericítica em estilo pervasivo, seletivo e fissural que podem indicar uma outra unidade de riolitos ainda mais antiga. Associados a estes litotipos ocorrem arenitos imaturos com estratificação cruzadas definindo serras na direção NW-SE e localmente NE-SW, provavelmente originado pela erosão de unidades vulcano–plutônicas mais antigas.



**Figura 2** – Texturas e estruturas identificados nas rochas estudadas. A) Andesito afirico com foliação de fluxo magmático. B) Lapilli-tufo com clastos de andesito afirico relacionados a sequência vulcânica mais antiga mapeada na região. C) Dobras convolutas e foliações de fluxo em Riolitos porfíricos. D) *Lithophysae* e esferulitos em riolitos porfíricos. E) Carbonatito da terceira sequência. F) Intercalações de lapilli-tufos e brechas carbonáticas.

A terceira sequência é uma associação máfica-ultramáfica alcalina com piroxenito, basanito, anfibólio sienito e carbonatitos (Figura 2E). Dentro dessa sequência há ainda rochas vulcanoclásticas com clastos de composições compatíveis com as sequências anteriores e variações de tamanho formando intercalações de lapilli-tufos e brechas carbonáticas (Figura

2F). Nessa associação encontra-se a mineralização de fosfato da Serra da Capivara, onde segundo Lagler *et al.* (2014) os carbonatitos e as vulcanoclásticas carbonáticas são as suas rochas fonte.

## CONCLUSÕES

Os resultados obtidos até o momento permitem comparar e correlacionar o sistema vulcano–plutônico estudado com aquele que ocorre na região de São Félix do Xingu e está agrupado nas formações Sobreiro e Santa Rosa (Juliani & Fernandes 2010). Sendo assim os derrames de lavas andesíticas da área estão na base da sequência, representando a unidade mais antiga e podendo ser correlacionadas a Formação Sobreiro. As rochas félsicas representam um vulcanismo fissural, posterior ao derrame efusivo das lavas andesíticas, correlatos aos riolitos da Formação Santa Rosa. Já a última sequência máfica-ultramáfica alcalina ainda é pouco conhecida, porém com o mapeamento geológico feito no presente trabalho define-se que essa unidade representa um vulcanismo carbonatítico alcalino posterior às unidades vulcano-plutônicas acima descritas.

## AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem: à CAPES (Processo 0096/05-9) e CNPq (Processos 555066/2006-1, 306130/2007-6, 475164/2011-3 e 550342/2011-7) pelo apoio financeiro. Este trabalho é uma contribuição ao projeto INCT Geociências da Amazônia (Processo CNPq/MCT/FAPESPA nº 573733/2008-2).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Chiquini A.P. 2011. *Estudo geológico e petrográfico das vulcânicas e das alterações hidrotermais associados no médio Rio Xingu*. Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 51 p.

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**(3-4):167-179.

Lagler B., Tedesco M.A., Oliveira A.S.D., Juliani C., Waring M.H., 2014. Geologia do Depósito de Fosfato Serra da Capivara - São Félix do Xingu, Pará, MbAC Fertilizer Corp.  
Pessoa M.R., Andrade A.F., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V., 1977. Projeto Jamanxim, DNPM/CPRM, Manaus.

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, DNPM, Rio de Janeiro.

# **GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GABRO-ANORTOSITO SERRA DA ALEGRIA – TERRENO RIO APA - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO**

*Cristian Luciano Andrade Borges<sup>4,5,6</sup>, Maria Zélia Aguiar de Sousa<sup>1,3,4,5</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>1,2,4,5</sup>, Maria Elisa Fróes Batata<sup>5</sup>, Shayenne Fontes Nogueira<sup>1,4,5</sup>*

<sup>1</sup>-Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFMT

<sup>2</sup>-Departamento de Geologia Geral/UFMT

<sup>3</sup>-Departamento de Recursos Minerais/UFMT

<sup>4</sup>-Instituto Nacional de Ciência de Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM)

<sup>5</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica Guaporé

<sup>6</sup>- Curso de Graduação em Geologia/UFMT

[cristianlucianoa.borges@gmail.com](mailto:cristianlucianoa.borges@gmail.com)<sup>4,5,6</sup>

## **INTRODUÇÃO**

O Gabro-Anortosito Serra da Alegria foi primeiramente descrito por Silva (1998), e possivelmente participa da Suíte Intrusiva Alumiador. Essa intrusão gabroica aflora no sopé da serra homônima e é intrudido pelo Granito Aquidabã (Nogueira *et al.* 2013). O objetivo desse trabalho é contribuir, por meio da petrografia e caracterização geológica, para a compreensão do magmatismo básico que se destaca no Terreno Rio Apa sob a forma de diques, *plugs* e *stocks*.

## **MATERIAIS E MÉTODOS**

A princípio, foi realizada uma etapa de revisão bibliográfica do acervo científico, sendo possível posteriormente, a identificação de estruturas regionais e sua localização através de imagens de satélite. Em seguida, foram realizadas duas campanhas de campo, para coleta de amostras para confecção de lâminas delgadas para estudos petrográficos nos laboratórios do Departamento de Recursos Minerais (ICET/UFMT), bem como para definição das relações de contato e litoestruturais. A etapa posterior compreendeu o tratamento dos dados obtidos, sendo possível a elaboração de um mapa geológico/faciológico da Serra da Alegria e seu entorno (Fig. 1).

## **CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

O Terreno Rio Apa está situado a sudoeste do estado do Mato Grosso do Sul, estendendo-se por 220 km até o Paraguai, compondo um prolongamento do Cráton Amazônico (Ruiz, 2005). Cordani *et al.* (2010) propõem uma subdivisão do Terreno Rio Apa em dois blocos com histórias evolutivas distintas: Blocos Oriental e Ocidental. O Bloco Ocidental é constituído pelo Gnaiss Porto Murtinho, pela Supersuíte Intrusiva Amoguijá (Intrusiva Alumiador e a Formação Serra da Bocaina), pelas suítes Intrusivas Morro do Triunfo e Gabro Anortosítica Serra da Alegria e pelo Grupo Campanário (Cabrera *et al.* 2015). O Bloco Oriental é formado Grupo Alto Tererê, Gnaiss Caracol, Gnaiss Morraria, Granito Baía das Garças e os gnaisses, granitos e migmatitos da Província Paso Bravo.

As rochas da Suíte Gabro Anortosítica Serra da Alegria ocorrem em contato do tipo intrusivo com as rochas do Granito Aquidabã pertencente ao Arco Magmático Amoguijá. Silva (1998) e Nogueira *et al.* (2013) descrevem a ocorrência desta intrusão máfica como litotipos cumuláticos, constituídos por anortositos, leucogabros, gabros e melagabros, e Lacerda Filho *et al.* (2006) apresentam idade de 1790 Ma para uma amostra de anortosito (JV-14), datada pelo método U-Pb (*SHRIMP*) em zircão.

## ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS

O Gabro-Anortosito Serra da Alegria é composto, na área mapeada, por litotipos maciços, melanocráticos, cinza-escuros, com forte magnetismo devido à presença de cristais de magnetita. De composição essencialmente gabróica, estas rochas ocorrem como blocos e matacões (Fig. 2A) e apresentam uma variação textural que permite separá-las em quatro fácies: Fácies equigranular média hipidiomórfica ; Fácies equigranular média xenomórfica; Fácies porfírica e Fácies pegmatítica (Figs. 2 B, C e D).

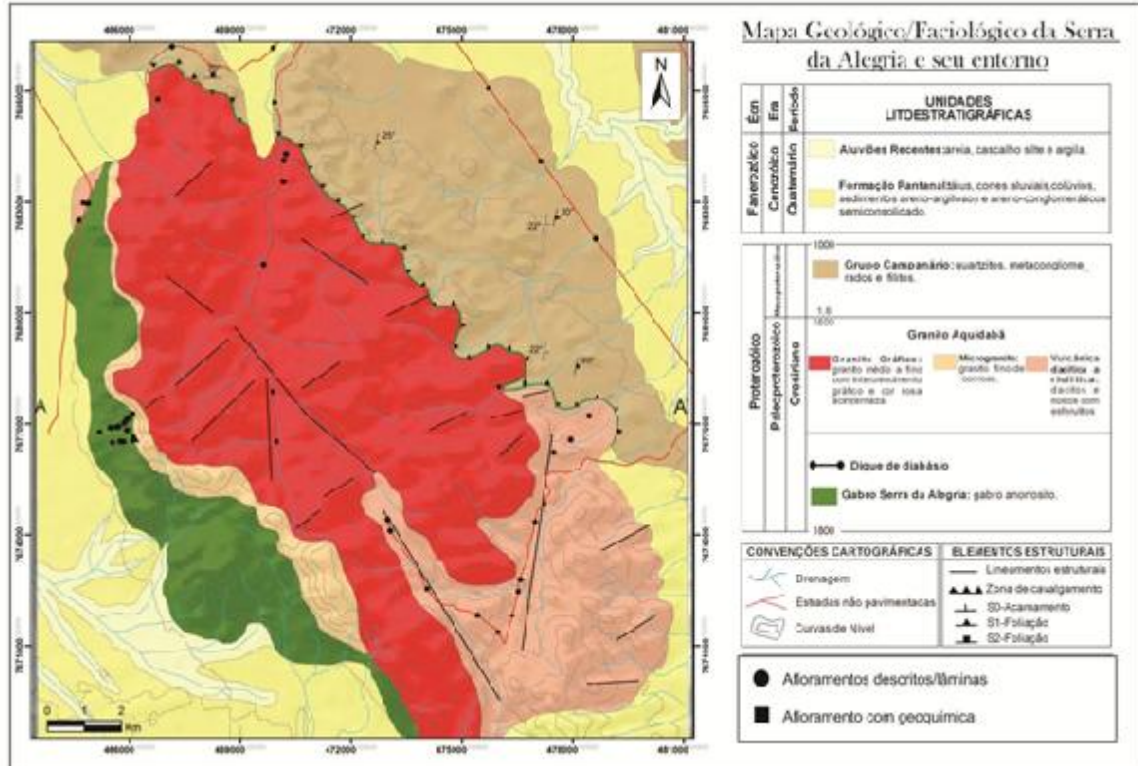


Figura 1: Mapa geológico da região da Serra da Alegria-MS (Extraído de Nogueira *et al.* 2013)

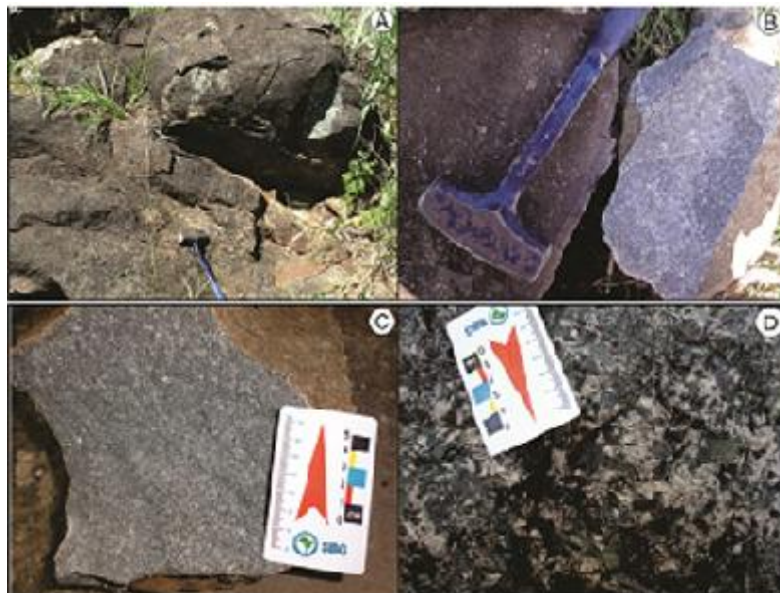
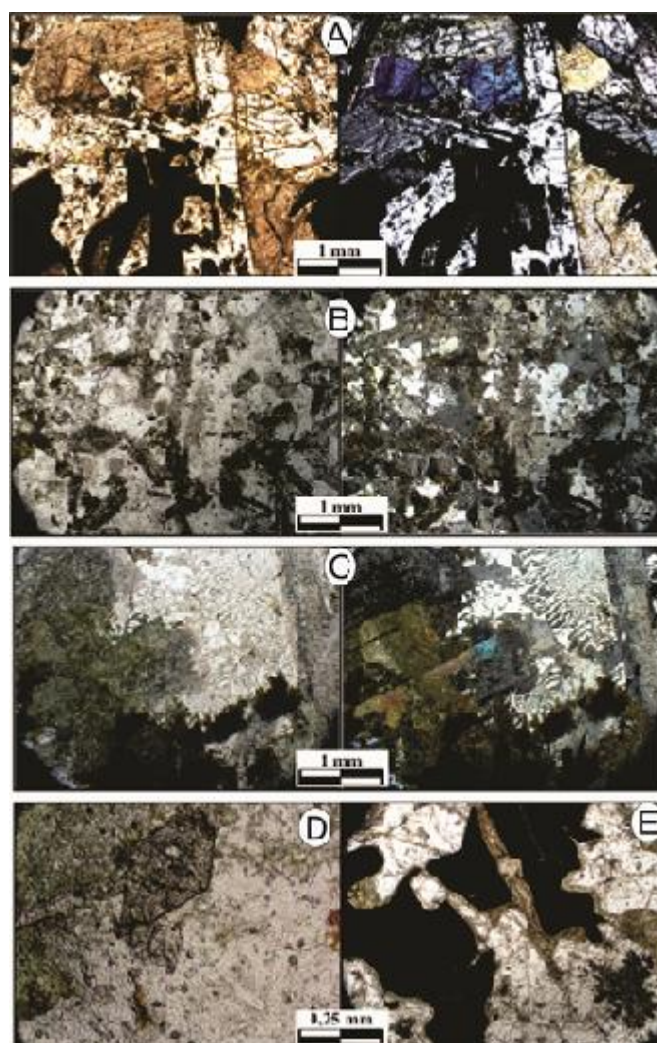


Figura 2: Aspectos de campo do Gabro-Anortosito Serra da Alegria, ilustrando: (A) forma de ocorrência em blocos e matacões, (B) e (C) aspectos macroscópicos: cor cinza e textura inequigranular média; (D) variação faciológica –destacando granulação pegmatítica e textura subofítica formada por ripas de plagioclásio entre cristais de piroxênio e -anfibólio de cor verde.

Opticamente, essas rochas são caracterizadas por textura ofítica a sub-ofítica (Figura 3A) ocorrendo também intergranular (Figura 3B). As variações faciológicas são distinguidas pelas diferenças texturais, sendo que todas possuem a mesma paragênese essencial. São constituídas essencialmente por plagioclásio (andesina a labradorita) que apresenta aspecto turvo devido a intensa saussuritização; piroxênio de cor castanho clara e composição augítica, parcialmente uralitizados, por vezes, com geminação setorial e anfibólios identificados como hornblenda de pleocroísmo verde claro a verde musgo e actinolita de hábito fibroso; tendo raro feldspato alcalino intercrescido com quartzo vermicular; titanita em cristais romboédricos (Figura 3D); apatita acicular; minerais opacos esqueletais a simplectíticos, dentre eles, magnetita; biotita; epidoto; sericita; talco; clorita; argilominerais e carbonato como paragênese acessória e de alteração. Localmente, encontra-se textura simplectítica formada por cristais de plagioclásio e minerais opacos (Figura 3A), intercrescimento granofírico (Figura 3C), bordas de reação e textura coronítica (Figura 3E).



**Figura 3:** Fotomicrografias do Gabro-Anortosito Serra da Alegria ilustrando: (A) textura ofítica formada por cristais de augita incluindo cristais tabulares de plagioclásio e textura simplectítica entre mineral opaco e plagioclásio; (B) textura subofítica a intergranular e aspecto turvo dos feldspatos devido a saussuritização e argilização; (C) geminação setorial em cristal de piroxênio quase totalmente substituído por hornblenda, actinolita e clorita e textura granofírica; (D) cristal euédrico de titanita associado a anfibólio e clorita; (E) opacos com bordas de alteração. Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita em A, B e C e apenas paralelos em D e E.

## CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

O mapeamento das rochas gabroicas que ocorrem na Serra da Alegria, e a integração com os dados petrográficos permitiram a revisão e novas considerações sobre as rochas que constituem esta unidade litoestratigráfica, e permitiu que se identificasse quatro variações faciológicas baseadas nas diferenças texturais, sendo elas: Fácies equigranular média hipidiomórfica; Fácies equigranular média xenomórfica; Fácies porfírica e Fácies pegmatítica. O Gabro Anortosito Serra da Alegria foi intrudido pelo Granito Aquidabã, o que mostra a relação temporal mais nova da unidade fêlsica. Entretanto, não se descarta a possibilidade de tratar-se uma intrusão estratiforme, onde os membros gabroicos e anortosíticos constituiriam a porção basal da intrusão. Estudos geocronológicos robustos e de geologia isotópica, são necessários para elucidar a evolução desse magmatismo básico.

Descarta-se no entanto a sua correlação com os enxames de diques máficos da Suíte Intrusiva Rio Perdido, uma vez os gabros estudados encontram-se recortados pelo Granito Aquidabã de idade paleoproterozoica.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq, 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 o CNPq pela concessão da bolsa de iniciação científica ao primeiro autor.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Cabrera, R. F. ; Ruiz, A. S. ; Batata, M. E. F. ; Sousa, M. Z. A. ; Santos, G. ; Dagrella-Filho, M. S. ; Hollanda, M. H. B. M. . **Campanario Group, a Mesoproterozoic Deformed Sequence in the Rio Apa Terrane, Southern Amazon Craton**. Brazilian Journal of Geology, (subm).
- Cordani, U, G.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; and 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.
- Lacerda Filho, J. W.; Brito, R.S.C.; Silva, M.G.; Oliveira, C.C. De, 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. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 - 28p.
- Nogueira S. F.; Sousa, M. Z. A. ; Ruiz A.S. ; Batata M. E. F.; Cabrera R. F.; Costa J. T. 2013. **Granito Aquidabã - Suíte Intrusiva Alumiador - Sul do Cráton Amazônico Geologia, Petrografia e Geoquímica**. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia.
- Nogueira, S. F.; Souza, M.Z.A ; Ruiz, A.S.; Batata,M.E.F.; Cabrera, R.F. 2013. **Geologia e Petrografia da Suíte Gabro-Anortosítica Serra da Alegria- Terreno Rio Apa Extremo Sul do Cráton Amazônico**. In: 13 Simpósio de Geologia do Centro Oeste.
- 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, 14-245p.
- Silva, E. L. 1998. **Geologia da região da Serra da Alegria, extremo sul do Cráton Amazônico, município de Porto Murтинho- MS**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 147 p.

# GEOLOGIA, PETROGRAFIA E LITOQUÍMICA DE ROCHAS DO EMBASAMENTO EM TESTEMUNHOS DE SONDAGEM DA REGIÃO DE PRIMAVERA (PARÁ)

*Lidiane Medeiros Maciel Costa<sup>1</sup>, Paulo Sergio de Sousa Gorayeb<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia  
[lidiane\\_macielcosta@hotmail.com](mailto:lidiane_macielcosta@hotmail.com)<sup>1</sup> [gorayebp@ufpa.br](mailto:gorayebp@ufpa.br)<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

O presente trabalho envolve a caracterização de rochas do embasamento da região de Primavera, nordeste do Pará, o qual utilizou testemunhos de sondagem doados pela empresa de geologia GREIPHIL MINAS LTDA. Nessa região o embasamento é constituído por granitoides foliados encontrados abaixo da cota de -45 metros, sob depósitos de rochas calcárias sub-horizontais que estão em vias de serem exploradas para a indústria de cimento.

A área de estudo está localizada na Folha SA-23-V-A-V, escala 1:100.000 e situa-se nos arredores da cidade de Primavera e Quatipuru, nordeste do estado do Pará (Figura 1A). A análise petrográfica e geoquímica com ênfase nas rochas graníticas sondadas permitiu caracterizar petrograficamente os litotipos, a natureza dos granitoides, e discutir correlações com outros corpos conhecidos na região nordeste do Pará. A área de estudo está inserida na Bacia Bragança-Viseu bem como no Cráton São Luís (Almeida 1967), do Paleoproterozóico, que é bordejado em seu flanco sul pelo Cinturão Gurupi do Neoproterozoico (Figura 1B). Na região nordeste do Pará e na faixa costeira da plataforma continental as rochas do embasamento estão cobertas por unidades sedimentares do Terciário, compostas pelas formações Pirabas (Mioceno) e Barreiras (Mioceno a Plioceno), por coberturas Pós-Barreiras (Pleistoceno) e depósitos quaternários (Pastana 1995).

A pesquisa contou com o apoio financeiro do projeto Instituto de Geociências da Amazônia –INCT-GEOCIAM – MCT/CNPq/FAPESPA (Proc. No 573733/2008), e os autores agradecem ao Geólogo Javier Villegas da empresa GREIPHIL MINAS LTDA a cessão dos testemunhos utilizados nesta investigação.

## METODOLOGIA

O material de estudo compreende quatro furos de sondagem cedidos pela empresa GREIPHIL MINAS LTDA que foram coletadas no município de Primavera. A testemunhagem estudada foi apenas a parte referente a amostragem do embasamento cujas dimensões são 4,60, 9,25 e 8,20 metros, correspondente aos furos RP-07, RP-16 e RP-18, e o furo RP-76 compreende apenas uma amostra. Os testemunhos foram descritos petrograficamente, selecionando-se as melhores amostras, e 17 lâminas delgadas foram detalhadas utilizando microscopia ótica polarizada convencional.

A análise petrográfica envolveu a descrição dos testemunhos e lâminas petrográficas através da qual foi possível se obter informações texturais/microestruturais, mineralógicas e análise modal, levando à identificação e classificação dos litotipos seguindo as recomendações de Fettes & Desmons (2012), Le Maitre (2002) e Gill (2014), que auxiliaram na interpretação dos processos de formação da mesma. Para o estudo geoquímico foi seguida a sistemática de rotina utilizada pelos laboratórios do IG/UFPA para preparação de amostras envolvendo britagem, moagem, pulverização, quarteamento e homogeneização das amostras em equipamentos do Laboratório de Preparação de Amostras do IG/UFPA, com separação de alíquotas, as quais foram analisadas os elementos maiores, menores e traços, incluindo os terras raras nos laboratórios da empresa ACME Analytical Labs, Vancouver, Canadá.

Os dados analíticos foram utilizados para a caracterização geoquímica das rochas e de suas assinaturas geoquímicas e elaboração de diagramas de classificação para definição da natureza do magmatismo. Após processamento, integração e interpretação de todos os dados

se passou à fase discursiva sobre os processos de formação dessas rochas. Além disso, foi feito um estudo comparativo dessas rochas com outros corpos graníticos melhor conhecidos do Cráton São Luís.

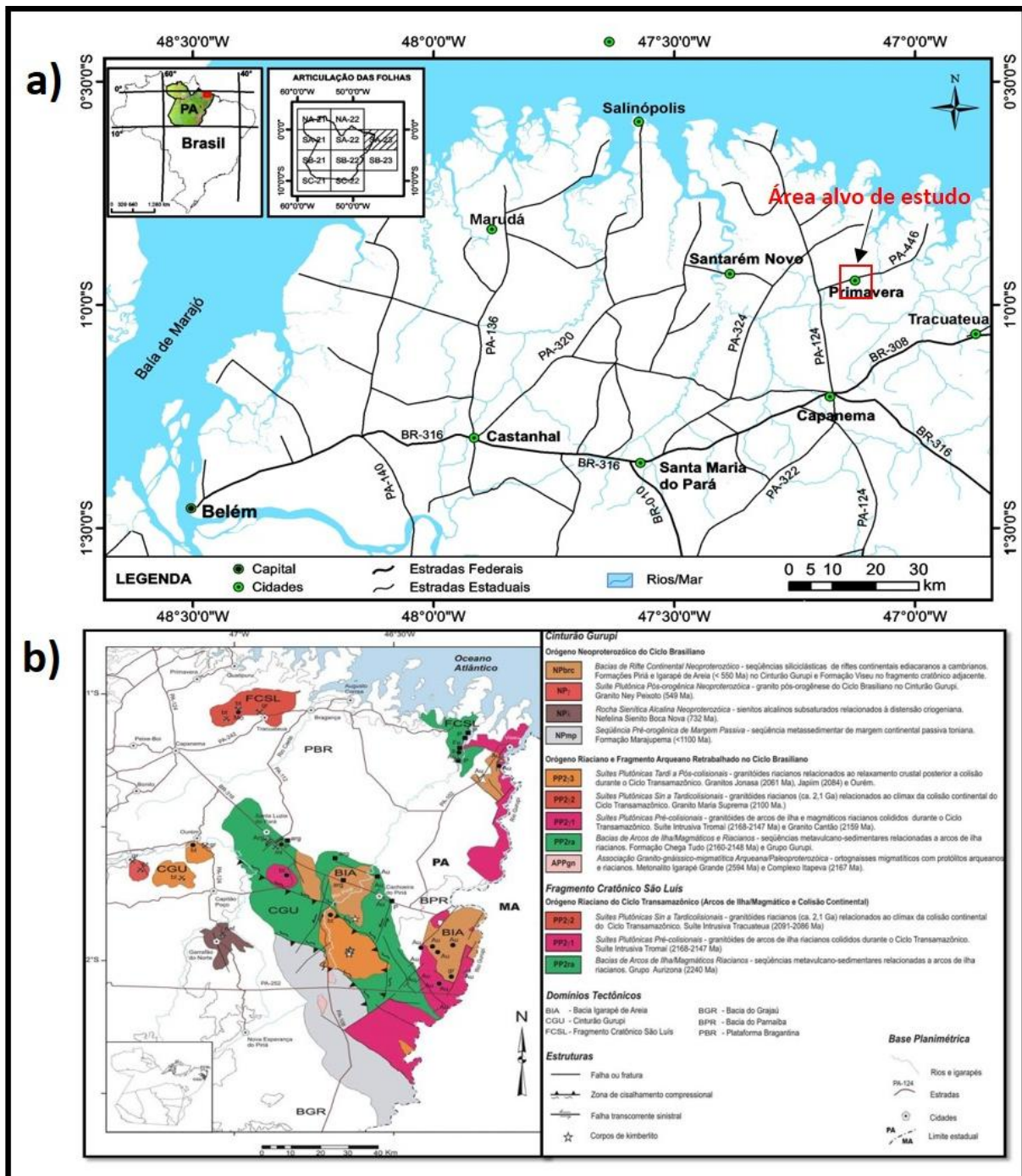


Figura 1:(a) Mapa de localização da área de estudo; (b) Mapa geológico regional da região nordeste do Pará, segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008).

## PETROGRAFIA

Os testemunhos obtidos nas sondagens mostram características de rochas compactas de cores cinza escura ou clara, apresentando em algumas amostras uma foliação definida pela orientação preferencial das lamelas de micas e cristais alongados de quartzo. As rochas granitoides contêm vênulas de quartzo, acompanhando a foliação. Para a petrografia



microscópica foram descritas 17 lâminas delgadas, em que os principais aspectos observados foram a morfologia dos cristais, suas relações texturais, bem como as associações minerais que permitiram a classificação das principais rochas graníticas e suas variedades petrográficas. Para obtenção das composições modais utilizou-se o contador de pontos automático da marca SWIFT do LAPETRO/PPGG. Posteriormente tais composições foram plotadas no diagrama Streckeisen (1974) utilizando o programa GCDKit 3.0 que permitiu identificar quatro grupos petrográfico-composicionais que são: Muscovita-Biotita Tonalito; Biotita Granodiorito; Biotita Monzogranito e Metatonalito foliado, descritos a seguir.

**Muscovita-Biotita Tonalito** – Essas rochas são representadas pelas amostras FPR-76/CX12/44,47m; FPR-16/CX11/62,20m; FPR-16/CX10/49,55m; FPR-16/CX11/64,15m; FPR-16/CX10/49,22m; FPR-16/CX11/66,60m; FPR-16/CX10/48,75m; FPR-18/CX10/60,98m; FPR-76/CX12/45,63m; FPR-18/CX10/62,11m; FPR-18/CX10/56,64m e FPR-16/CX10/49,67m. Elas exibem coloração cinza com tons esbranquiçados, granulação média, baixo índice de cor variando de hololeucocrática a leucocrática, e são inequigranulares. Sob observação microscópica apresentam textura granular hipidiomórfica. Quanto à mineralogia as fases essenciais são representadas por plagioclásio, microclínio, quartzo, biotita e muscovita. Em algumas amostras a muscovita e microclínio estão ausentes. Minerais tais como granada, opacos, apatita e zircão representam as fases acessórias, enquanto as fases secundárias compreendem sericita, epidoto e muscovita.

**Biotita Granodiorito** – Este litotipo está representado pelas amostras FPR-16/CX11/62,29m; FPR-16/CX11/65m e FPR-18/CX10/56,75m. Elas caracterizam rochas inequigranulares, de granulação média, textura granular hipidiomórfica, leucocráticas e apresentam localmente textura antipertítica no plagioclásio. Seus constituintes minerais são formados essencialmente por plagioclásio, quartzo, microclínio e biotita. Zircão, apatita e opacos aparecem como minerais acessórios; e as fases secundárias são sericita/muscovita, clorita e epidoto.

**Biotita Monzogranito** – Esse tipo foi identificado na amostra FPR-16/CX11/63,92m. Possui granulação média, é inequigranular, hololeucocrática com texturas predominantemente granular hipidiomórfica. Quanto à mineralogia é constituída de quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e muscovita que são as fases essenciais; enquanto apatita e zircão correspondem à fase acessória. Sericita, argilominerais e epidoto compreendem fases secundárias.

**Metatonalito Foliado** – Identificado na amostra FPR-76/CX12/44,57m. Representam rochas de cor cinza, leucocráticas de granulação média. Os minerais essenciais são plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e microclínio, além dos acessórios granada, apatita, zircão e opacos. Apesar das feições tectono-metamórficas, ainda preservam a textura reliquiarmagmática granular hipidiomórfica. No geral as rochas apresentam uma foliação definida pela orientação preferencial das micas e estiramento de quartzo denotando processo de deformação e recristalização. Cristais de biotita apresentam microcisalhamentos semelhantes à kink bands.

## **GEOQUÍMICA**

A classificação geoquímica foi baseada na avaliação do comportamento dos teores dos elementos maiores e menores, traços incluindo os elementos terras raras. Os resultados permitiram discriminar e classificar geoquimicamente as rochas e compará-las com granitoides do Cráton São Luís. As análises químicas mostram grande similaridade entre as

amostras. Em geral, apresentam altos valores de SiO<sub>2</sub> (72,52 a 72,90), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,35 a 14,63), e baixos valores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,80 a 2,48), e MgO (0,46 a 0,97). Utilizando os diagramas TAS e R1-R2 verifica-se que as rochas situam-se no campo do monzogranito e granodiorito. Os aranhogramas mostram assinaturas semelhantes o que indica cogeneticidade entre as amostras desses granitóides. O diagrama binário referente à saturação em alumínio demonstra que os granitos têm comportamento peraluminoso, o que está refletido pela mineralogia pela presença predominante de muscovita e biotita. Isto também é corroborado pela classificação geoquímica em diagramas binários Y x Ga/Al; Nb x YGa/Al; Zr x Ga/Al, que indica tratarem-se de granitos tipo S de origem sedimentar na classificação de Whalen 1987.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir das análises feitas até o presente foi possível identificar quatro tipos petrográficos-composicionais nos testemunhos de sondagens do embasamento da Bacia Bragança-Viseu, na região de Primavera, são eles: Muscovita-biotita granodiorito, Biotita Monzogranito, Muscovita-biotita tonalito e Metatonalito foliado. Os dados geoquímicos indicam tratar-se de rochas de natureza granítica de caráter peraluminoso para as amostras estudadas, e apesar de não ter dados geocronológicos, os dados litoquímicos e petrográficos permitem correlacionar os granitoides estudados com os granitos Tracuateua e Mirasselas que são granitos peraluminosos com duas micas (Costa 2000; Palheta 2001), e com assinatura geoquímica de granitos tipo-S e da série da ilmenita segundo Lowell (1985). Diante dos resultados conclui-se que as amostras representam rochas graníticas plutônicas magmáticas cogenéticas com contribuição sedimentar em sua origem, caracterizados como granitos tipo S.

A presença de micas orientadas e por vezes contorcidas, cristais de quartzo estirados e recristalizados, e microcissalhamentos indicam que essas rochas foram afetadas por uma tectônica e metamorfismo regionais. Dados cartográficos mostram que os testemunhos estudados ocorrem a uma distância média de 18 km do batólito Bragança.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. 1967. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 241, 36p.
- Gill, R. 2014. **Rochas e processos ígneos: um guia prático**. Porto Alegre, Bookman, 427 p.
- Le Maitre R.W. 2002. **A Classification of igneous rocks and glossary of terms**. London: 193 p.
- Lowell G.R. 1985 **Petrology of the Bragança batholith São Luís Craton, Brazil**. In: The crust- the significance of granites-gneisses on the lithosphere. Athens. Theophrastus Publications S.A. 13-14.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J.; (1996). **Microtectonics**, 289p.
- Pastana, J.M.N. 1995. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Turiaçu e Pinheiro, NE do Estado do Pará e NW do Estado do Maranhão**. Belém. DNPM/CPRM.
- Streckeisen, A. L. 1974. **To each plutonic rock its proper name**. Earth Science reviews, 12:133.
- Vasquez M. L., Rosa-Costa. 2008. **Texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado do Pará, escala 1:1.000.000**. CPRM- Belém. 328p.
- Yardley, B.W. D. 2004. **Introdução à Petrologia Metamórfica**. Brasília: Editora UnB.
- PALHETA, E.S.M. 2001. **Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides**. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- COSTA, J.L. 2000. **Projeto Castanhal**. Relatório Final. Folha. SA.23-V-C .Belém: 136 p.

# ASPECTOS PETROGRÁFICOS E MINERALÓGICOS DO MAGMATISMO PENATECAUA, REGIÃO DE RURÓPOLIS E ITAITUBA NO PARÁ, BACIA DO AMAZONAS

*Rosemery da Silva Nascimento*

*Ariel Souza Negri*

*Pedro Augusto Santos da Silva*

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará

[rsn@ufpa.br](mailto:rsn@ufpa.br)<sup>1</sup> [arielsouzanegri@gmail.com](mailto:arielsouzanegri@gmail.com)<sup>1</sup> [pedrogeologia8@hotmail.com](mailto:pedrogeologia8@hotmail.com)<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

Na Bacia do Amazonas ocorreu no Mesozoico, cerca de 200 Ma atrás, um expressivo evento magmático de natureza toleítica, descrito na literatura como Diabásio ou Magmatismo Penatecaua (Rezende 1971; Isller *et al.* 1974; Pastana 1999; Cunha 1994; Cunha *et al.* 2007; Nascimento *et al.* 2011). Este evento integra a Província Mágmatca do Atlântico Central (CAMP) que representa um extenso magmatismo básico toleítico de idade de Jurássico-Cretáceo, relacionado com a ruptura do Pangea e abertura do Atlântico Central (Deckart *et al.* 1997; Marzulli *et al.* 1999; Nomade *et al.* 2002; De Min *et al.* 2003; Deckart *et al.* 2005). As rochas básicas do Magmatismo Penatecaua ocorrem como corpos intrusivos (*sills*, diques, soleiras) nas sequencias sedimentares devonianas e carboníferas da Bacia do Amazonas que correspondem às formações Trombetas, Maecuru, Ererê, Curuá, Faro, Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda. Apesar da correlação do Magmatismo Penatecaua com a CAMP (Deckart *et al.* 2005), os dados cartográficos, mineralógicos, geoquímicos e geocronológicos na Região Amazônica são escassos (Caputo & Andrade 1968; Rezende 1971; Thomaz Filho *et al.* 1974; Pastana 1999; Cunha *et al.* 2007; Nascimento *et al.* 2011; Costa *et al.* 2012). Assim, este estudo apresenta essencialmente a caracterização petrográfica e mineralógica de diabásio procedente da região de Rurópolis e Itaituba, oeste do Estado Pará, que ocorre como *sills* e diques em calcário, arenito carbonático e dolomito da Formação Itaituba, correlacionado com o Diabásio ou Magmatismo Penatecaua,

## METOLOGIA

O desenvolvimento do trabalho consta de pesquisa bibliográfica para levantamento das principais características do Magmatismo Penatecaua, manuseio cartográfico para apoio e montagem da proveniência da amostragem, elaboração de ficha de identificação com origem da amostra, descrição macroscópica e microscópica de rochas sedimentares e magmáticas. As análises laboratoriais envolveram microscopia ótica e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS). Foram estudados quatro furos de sondagem, de 60m de profundidade, de rochas sedimentares da Formação Itaituba, foi observado que as rochas classificadas como diabásios, ocorrem, em geral, de forma intrusiva nas rochas da Formação Itaituba, a partir dos 50m de profundidade.

## RESULTADOS

No contato com dolomito, calcário e arenito com cimento carbonático da Formação Itaituba de ambiente marinho raso a plataformar (Cunha *et al.* 2007; Lima 2010; Silva 2014; Augusto *et al.* 2015), as rochas magmáticas, classificadas como olivina-diabásio e diabásio, gradam para tipos afaníticos, destacando micrólitos de plagioclásio (Figura 1) e poros preenchidos por cristais radiais de quartzo e carbonato. Contudo, as rochas estudadas, em geral, apresentam cor negra a cinza-esverdeado, são faneríticas, holocristalinas, mesocrocáticas e de granulação média. Os estudos petrográficos realizados por microscopia ótica e MEV-EDS revelaram que a mineralogia é composta essencialmente por plagioclásio (labradorita) e clinopiroxênio do tipo pigeonita, além de olivina parcialmente substituída por

iddingsita e minerais acessórios como apatita, magnetita e ilmenita. A análise textural mostra texturas do tipo intergrular, ofítica e subofítica (Figura 2), podendo variar localmente para textura “*quenching*” em cristais de plagioclásio, formada num estágio de resfriamento rápido do magma (Cox *et al.* 1979; Vernon 2004).

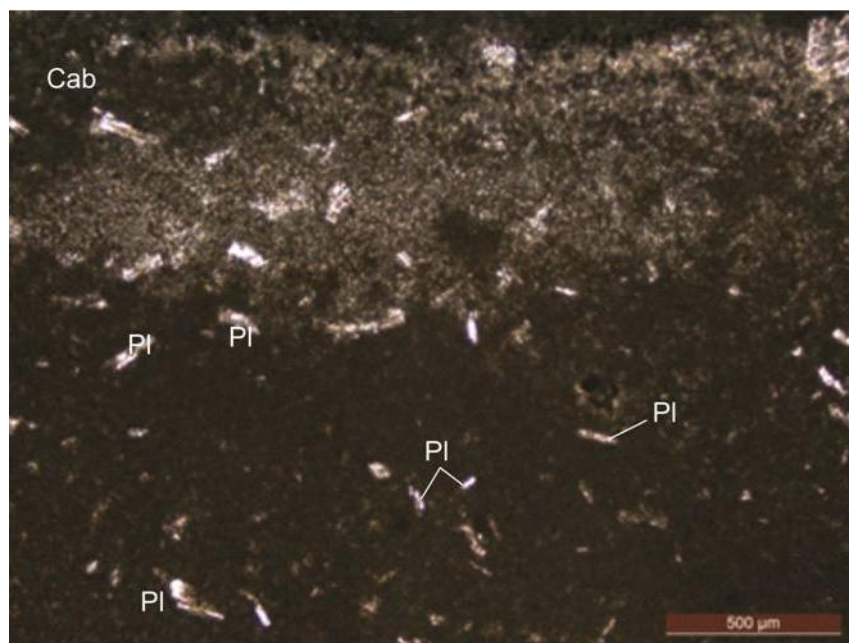


Figura 1: Fotomicrografia do contato entre as rochas básicas afaníticas do Magmatismo Penatecaua e os carbonatos da Formação Itaituba (Cab), destacando micrólitos de plagioclásio (Pl).

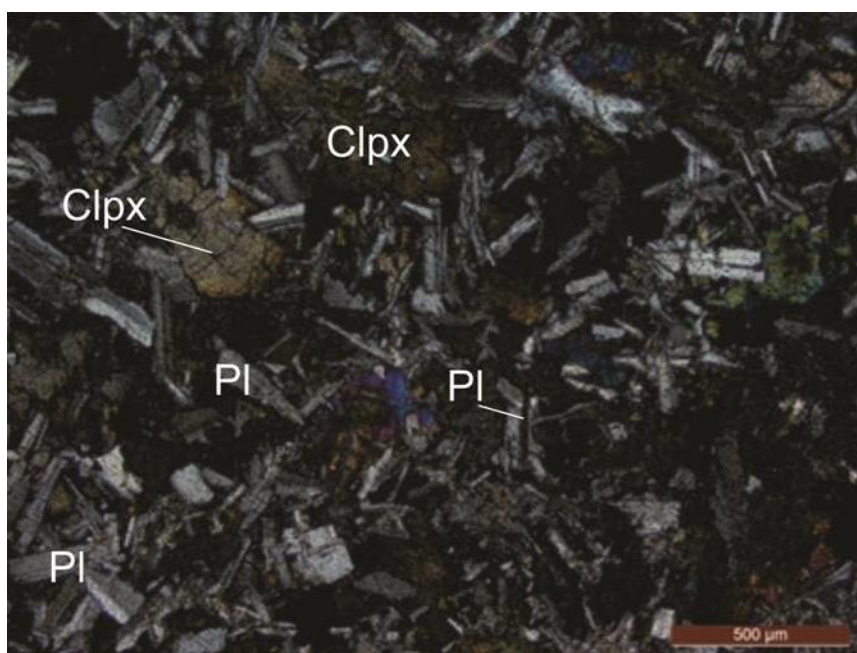


Figura 2: Fotomicrografia de diabásio com textura subofítica, cristais de clinopiroxênio (Clpx) englobando parcialmente cristais de plagioclásio (Pl).

## CONCLUSÕES

A literatura relata que as rochas magmáticas básicas que ocorrem na região de Rurópolis e Itaituba, oeste do Estado do Pará, intrusivas na Formação Itaituba, estão relacionadas ao Magmatismo Penatecaua e ocorrem na forma de soleiras, *sills* e diques

(Cunha *et al.* 2007; Lima 2010; Silva 2014; Augusto *et al.* 2015), mas a grande maioria das pesquisas não apresentam dados de detalhe da petrografia, mineralogia, geoquímica e geocronologia destas rochas magmáticas. As amostras estudadas neste trabalho são procedentes desta região, correspondem a furos de sondagem de 60m de profundidade, sendo que os primeiros 50m correspondem às rochas sedimentares da Formação Itaituba e o restante ao Diabásio Penatecaua. O contato entre duas unidades é irregular e intrusivo. As análises petrográficas e de MEV-EDS revelaram a presença de plagioclásio (labadorita), pigeonita, olivina e ilmenita nos diabásios. Estes resultados estão de acordo os dados de Nascimento *et al.* 2011 e Costa *et al.* 2012 que estudaram o Magmatismo Penatecaua na Região de Monte Alegre e Medicilândia no Pará, descrevendo um magmatismo intraplaca de natureza toleítica, contudo para interpretações e correlações precisas, quanto a mineralogia, natureza e ambiência do diabásio da região de Rurópolis e Itaituba, no Pará, serão necessários futuros estudos de microsonda eletrônica, geoquímica analítica e geoquímica isotópica.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Augusto P., Afonso J., Soares J., Nogueira A. 2015. **Depósitos de plataforma mista, Neocarbonífero da bacia do Amazonas, região de Uruará, Estado do Pará.** *Geologia USP Série Científica*, **15**(2):41-60.
- Caputo M.V. & Andrade F.G. 1968. **Geologia em Semidetalhe do Flanco Sul da Bacia Amazônica entre os Rios Curari e Abacaxis.** PETROBRÁS-RENOR (Relatório Técnico).
- Costa J., Vasconcellos E.M.G., Barros C.M.E., Cury L. F., Juk K.V.F.V. 2012. Petrologia e geoquímica da soleira de Medicilândia, Diabásio Penatecaua, PA. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**(4):754-771.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. **The Interpretation of Igneous Rocks.** George Allen & Unwin. London. 450p.
- Cunha P.R.C. 1994. **Bacia do Amazonas.** *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**:47-55.
- Cunha P.R.C., Melo J.H.G, Silva O. B. 2007. **Bacia do Amazonas.** *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**:227-251.
- Deckart K., Féraud G., Bertrand H. 1997. **Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: implications of the initial opening of the Central Atlantic Ocean.** *E. Planet Sci. Lett.*, **150**:205-220.
- Deckart K., Bertrand H., Liégeois J.P. 2005. **Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP).** *In: Guyana and Guinea. Lithos*, **82**:289-314.
- De Min A., Piccirillo E.M., Marzoli A., Bellieni G., Renne P.R., Ernesto M., Marques L. 2003. **The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: petrology, geochemistry,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ages, paleomagnetism and geodynamic implications.** The Central Magmatic Province insights from fragments of Pangea. *AGU Geophys*, **136**:209-226.
- Isller R.S., Andrade A.L.F., Montalvão R.M.G., Guimarães G., Silva G.G., Lima M.I.C. 1974. Geologia. In: Brasil, **Projeto RandamBrasil.** Folha SA-22 Belém. Levantamento de Recursos Naturais, 5. Rio de Janeiro, DNPM, p.1-60.
- Lima H. P. 2010. **A sucessão siliciclástica-carbonática Neocarbonífera da Bacia do Amazonas, regiões de Monte Alegre e Itaituba (PA).** MS Dissertation, Instituto de Geociências, PPGG, Universidade Federal do Pará, Belém, 121p.
- 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*, **248**:616-618.
- Nascimento R. S., Dutra A.C.S., Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V. 2011. **Aspectos petrográficos e geoquímicos do Diabásio Penatecaua na região de Monte Alegre-PA,**

- borda nordeste da Bacia do Amazonas.** *In:* Nascimento R.S.C., Horbe A.M.C., Almeida C.M. (eds) *Contribuições a Geologia da Amazônia*, 7. SBG-NO. Belém. p. 45-56.
- Nomade S., Pouclet A, Chen Y. 2002. **The French Guyana doleritic dykes: geochemical evidence of the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province.** *J. Geodynamics*, **34**:595-614.
- Pastana N. M. J. 1999. **Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia – PRIMAZ.** Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia. Informações Para Gestão Territorial – GATE. Belém.
- Rezende W.M. 1971. **O Mecanismo de Intrusões de Diabásio nas Bacias Paleozóica do Amazonas e do Maranhão.** *In:* 25° Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, p. 123-137.
- Silva, P. A. S. 2014. **Paleoambiente e diagênese da Formação Itaituba, Carbonífero da bacia do Amazonas, com base em testemunho de sondagem, região de Uruará, Pará.** MS Dissertation, Instituto de Geociências, PPGG, Universidade Federal do Pará, Belém, 91p.
- Thomaz Filho A., Cordani U.G., Marino, O. 1974. **Idades K-Ar de rochas basálticas da Bacia do Amazonas e sua significação tectônica regional.** *In:* 28° Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre, Anais v. 6, p. 27-278.
- Vernon H.R. 2004. **A practical guide to rock microstructure.** Cambridge University Press, 594p.

# CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DE ALTO GRAU METAMÓRFICO DO COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE, SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS, AMAPÁ

Hanna Paula Sales Paiva<sup>1</sup>, Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb<sup>1</sup>, Lúcia Travassos da Rosa-Costa<sup>2</sup>, Jean-Michel Lafon<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica/UFPA

<sup>2</sup>Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, Belém.

## INTRODUÇÃO

O Complexo Tartarugal Grande representa uma associação de alto grau metamórfico do Paleoproterozoico, com relíquias arqueanas, que se estende na porção oriental do Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006), no contexto da Província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Escudo das Guianas (Tassinari & Macambira 2004) (Figura 1-A). Esta região tem sido alvo de levantamentos geológicos regionais pela CPRM (João *et al.* 1979, Rosa-Costa *et al.* 2014, Barbosa *et al.* 2013), e de pesquisas acadêmicas, com ênfase em geocronologia (Avelar 2002, Rosa-Costa 2006, Oliveira *et al.* 2008). O presente trabalho envolveu levantamentos de campo, coleta sistemática das amostras e análise petrográfica em detalhe voltada para a caracterização geológica e petrológica deste terreno metamórfico. A pesquisa contou com o apoio financeiro do projeto Instituto de Geociências da Amazônia –INCT-GEOCIAM – MCT/CNPq/FAPESPA (Proc. No 573733/2008).

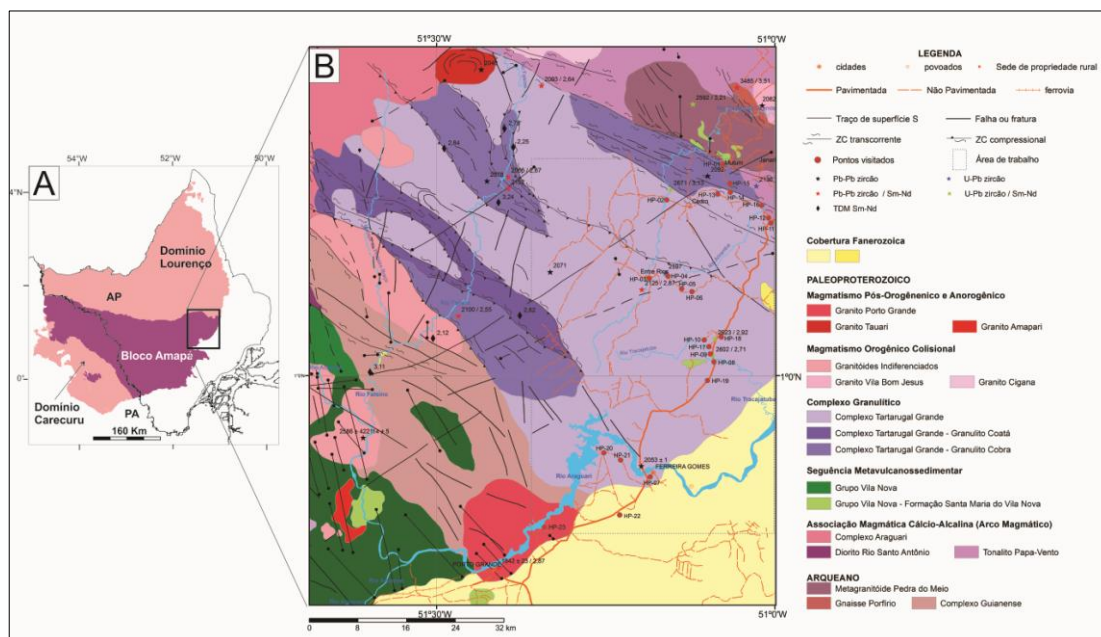


Figura 1:A) Associação entre os domínios Lourenço e Carecuru e Bloco Amapá (modificado de Rosa-Costa *et al.* 2006); B) Mapa geológico da região de Ferreira Gomes, onde está localizado o Complexo Tartarugal Grande (modificado de Rosa-Costa *et al.* 2014 e Barbosa *et al.* 2013).

## GEOLOGIA DA ÁREA

A área de estudo está delineada no mapa da Figura 1-B, tendo como referência a cidade de Ferreira Gomes, a partir da qual, para norte e noroeste, estão expostas as rochas de interesse do trabalho. Representa a porção oriental do Bloco Amapá, um fragmento continental Arqueano retrabalhado no Paleoproterozoico. Nesta área, o Arqueano está representado pelo Complexo Guianense (2,6 Ga), que reúne ortognaisses de composição diorítica e monzogranítica, anfibolitos, granitoides deformados e paragnaisses aluminosos. O Paleoproterozoico está representado pelo Complexo Tartarugal Grande (2,12 a 2,06 Ga), que

reúne rochas granulíticas (principalmente enderbítos, charnoenderbítos, charnockitos e granulitos máficos), e pela sequência metavulcanossedimentar do Grupo Vila Nova, constituída por metabasaltos, metariolitos, metaultramáficas, xistos diversos, quartzitos e rochas ferríferas bandadas (Rosa-Costa *et al.* 2014; Barbosa *et al.* 2013). Estas unidades são cortadas por diversos granitoides paleoproterozoicos, orogênicos e pós-orogênicos.

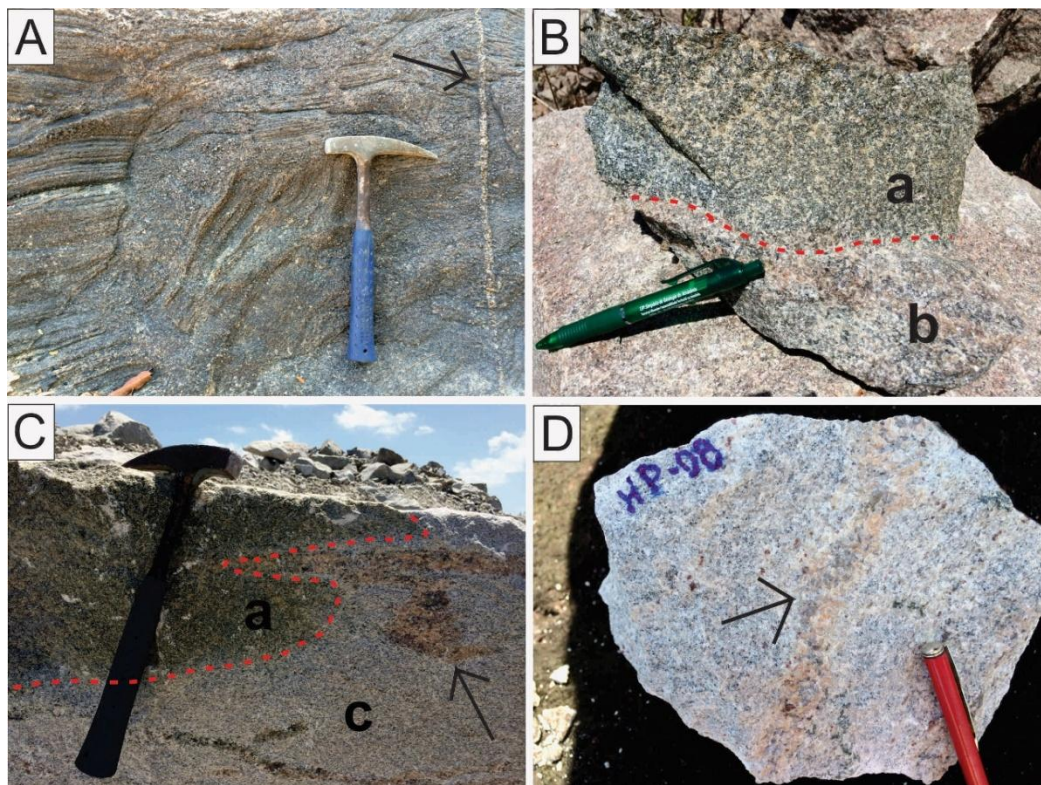


Figura 2:A) Granulito charnockítico com bandamento marcante totalmente deformado, cortado pelo veio quartzo-feldspático (seta); B) Relação de contato brusco entre o granulito enderbítico (a) e o granulito charnockítico (b); C) Contato entre o granulito enderbítico (a) e o granada-biotita-gnaiss (c). Notar bolsão de mobilizado pegmatítico de composição quartzo-feldspática com granada (seta) englobado no gnaiss e; D) Granada leucognaiss com discreta orientação, exibindo neossoma quartzo-feldspático (seta).

## CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA

A análise por microscopia ótica convencional, tendo como base a situação geológica de campo, e o estudo de 26 lâminas delgadas, permitiu a identificação de quatro grupos petrográficos, a seguir descritos:

**Granulitos charnockíticos** – Essas rochas apresentam bruscas relações de contato com os granulitos enderbíticos, além da associação com os leucognaisses e os granulitos máficos. Em alguns pontos, esse litotipo exibe foliação discreta, mas também podem ocorrer tipos com bandamento marcante, havendo situações na qual é registrada estruturação complexa em razão da presença de zonas de cisalhamento que modificaram a foliação (Figura 2-A). Veios de composição quartzo-feldspática também estão presentes, cortando estes granulitos de forma concordante ou discordante. São rochas de cor cinza esverdeada, granulação grossa, equigranulares, destacando textura granoblástica. O conteúdo mineralógico é formado por microclina mesopertítica, quartzo e plagioclásio antipertítico, em menor quantidade clinopiroxênio, ortopiroxênio, biotita e minerais opacos, e acessórios zircão e apatita. Intercrescimentos mirmequíticos são comuns nos bordos do plagioclásio em contato com álcali-feldspatos. Os contatos entre os constituintes minerais da rocha são geralmente retos. A hornblenda apresenta pleocroísmo variando do marrom escuro ao verde e geralmente ocorre



associada aos piroxênios substituindo-os parcialmente em suas bordas, formando coroas, ou totalmente, representando fases hidratadas crescidas durante o retrometamorfismo. Os cristais de biotita se apresentam em dois tipos, um em equilíbrio com os outros minerais, formando trilhas orientadas com pleocroísmo marrom avermelhado ao marrom pálido, e o outro substituindo as bordas da hornblenda, exibindo um pleocroísmo mais fraco (marrom ao amarelo pálido), que, também foi gerado na descendência da temperatura no processo contínuo de retrometamorfismo. Em alguns desses granulitos se registra discreto bandamento, e a deformação é destacada por extinção ondulante de quartzo, cominuição e contatos irregulares entre feldspatos e quartzo, implicando na redução dos grãos a tamanhos inferiores a 2 mm.

**Granulitos enderbíticos** – Essas rochas exibem contatos bruscos com os granulitos charnockíticos (Figura 2-B) e leucognaisses (Figura 2-C). Apresentam veios concordantes e discordantes que cortam a estruturação dessa rocha, sendo esta, maciça ou formada por bandamento discreto. São registrados bolsões quartzo-feldspáticos centimétricos que ocorrem de forma restrita nessa rocha, possivelmente relacionados a anatexia. São tipos equigranulares de granulação grossa, cor cinza esverdeada e textura granoblástica. Em termos de seu conteúdo mineralógico predomina o plagioclásio, com menor quantidade de quartzo e microclina, além de clino e ortopiroxênio, hornblenda, biotita e minerais opacos. Como acessórios registra-se zircão, apatita e titanita. As características óticas dos principais minerais são semelhantes à rocha anteriormente descrita. O clinopiroxênio exhibe pleocroísmo fraco, que varia do incolor ao verde pálido, enquanto que o ortopiroxênio apresenta pleocroísmo variando de rosa claro ao marrom claro ou incolor. Ambos apresentam contatos retos com os outros cristais. A hornblenda é encontrada tanto em equilíbrio na rocha (com pleocroísmo variando de marrom amarelado ao verde amarronzado), quanto substituindo os piroxênios, total ou parcialmente, em suas bordas. Os cristais maiores de quartzo estão cominuídos e recristalizados em múltiplos grãos poligonais, em tamanhos diminutos. Também é registrada extinção ondulante nos cristais de quartzo, enquanto que os feldspatos e os piroxênios exibem microfraturas, detalhes estes que indicam um processo deformacional frágil-dúctil ou dúctil superposto nessas rochas.

**Granulitos Máficos** – Esse litotipo ocorre como corpos menores, de dimensões métricas, mais restritos em termos de volume e área aflorante e estão associados aos granulitos charnockíticos/enderbíticos, ocorrendo encaixados nestas rochas. Provavelmente representam corpos intrusivos tipo diques ou sills mais antigos que cortavam as unidades antes do metamorfismo. Estas rochas exibem cor cinza escura ou preta, são maciças, equigranulares, de granulação média, com textura granoblástica poligonal. São constituídos por orto e clinopiroxênios, plagioclásio, hornblenda, biotita e minerais opacos e, em quantidades menores, quartzo. Apatita e zircão ocorrem como minerais acessórios. As características e propriedades óticas dos minerais que compõe este litotipo são semelhantes às das rochas supracitadas.

**Leucognaisses aluminosos** - Essas rochas ocorrem associadas aos granulitos enderbíticos/charnockíticos, exibindo contatos bruscos com estes litotipos. Também são encontradas evidências de migmatização, como a presença de neossomas félsicos (Figura 2-D). Estão distribuídas principalmente na porção centro-leste da área estudada. As variedades petrográficas identificadas foram baseadas na presença ou ausência de biotita e granada, porém, no geral, têm características semelhantes. Rosa-Costa *et al.* (2014) identificaram a presença de cordierita nesses gnaisses. Essas rochas exibem cores cinza claro ou branca com pontilhados marrons, devido a presença de granada e/ou biotita. Apresentam discreto

bandamento composicional, onde as bandas mais claras são constituídas por quartzo, microclina pertítica e plagioclásio e, outras em tons cinza, compostas por biotita e/ou granada, bem como álcali-feldspatos. Como minerais acessórios são encontrados zircão, apatita e rutilo. Os cristais de quartzo ocorrem em proporções bem maiores que as demais rochas, exibindo contatos retos com os demais minerais e porções em que foram transformados em vários cristais poligonais, além de extinção ondulante e contatos serrilhados, indicando a deformação a que esta rocha foi submetida. O plagioclásio antipertítico apresenta maclamento do tipo albita e intercrescimentos mirmequíticos, enquanto que a microclina mesopertítica exibe maclamento do tipo xadrez. Algumas dessas rochas não apresentam bandamento, sendo identificadas na escala microscópica apenas uma discreta orientação da biotita e alongamento dos cristais de quartzo. Os cristais de biotita exibem pleocroísmo variando do marrom pálido ao marrom avermelhado. A granada apresenta cor marrom pálida destacando microporfiroblastos euédricos ou subédricos, assim como pequenos cristais na matriz da rocha.

## DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A partir da avaliação da literatura e dos dados obtidos neste trabalho pode-se apontar que o conjunto de rochas que compõe o Complexo Tartarugal Grande foi envolvido em um evento tectono-termal no Riacciano (Rosa-Costa *et al.* 2014), representada por uma complexa associação de litotipos com diferentes idades, origens e intensidades de deformação. A existência de uma associação de rochas de alto grau metamórfico que atingiu a fácies granulito é indicada pelas seguintes paragêneses:; Mic. Pert. + Qtz + Pl Antip. + Opx + Cpx + Bt (Granulito charnockítico); Pl + Qtz + Mic. Pert. + Opx + Cpx + Bt ± Hbl (Granulito enderbítico); Pl + Qtz + Opx + Cpx ± Bt ± Hbl (Granulito máfico); Qtz + Mic. Pert. + Pl ± Grt ± Bt (Leucognaisse aluminoso). As paragêneses permitem estabelecer que as condições metamórficas que atingiram a área dentro de um quadro de metamorfismo regional, atingiram a fácies granulito, com anatexia localizada. As estimativas de temperatura são indicadas a partir de 780°C, porém inferiores a 900° C em razão da presença da hornblenda em equilíbrio com os ortopiroxênios (Spear 1995). Pressões moderadas da ordem de 6 a 8 kbar são consideradas para a área devido a ausência de olivina e granada nos tipos máficos, conforme discutido por Ringwood 1975, *apud* Spear (1995), bem como pela presença de cordierita nos leucognaises. A presença de hornblenda e biotita substituindo os piroxênios indicam efeitos retrometamórficos relacionados à regressão da temperatura.

## REFERÊNCIAS

- Avelar V.G., *et al.* 2001. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Amapá. Implicações para a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. In: SBG, Simp. Geol. da Amazônia, 7. Belém, *atas*, CD-ROM.
- João X.S.J., *et al.* 1979. Relatório Projeto Rio Falsino. Belém, DNPM-CPRM. 199 p.
- Oliveira E.C., *et al.* 2008. Datação Sm-Nd em RT e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *R. B. Geociências*, **38**:114-127.
- Rosa-Costa L.T. 2006. *Geocronologia Pb-Pb, Sm-Nd, U-Th-Pb e 40Ar-39Ar do segmento sudeste do Escudo das Guianas*. Doutorado, UFPA, Belém, 221 p.
- Rosa-Costa L.T., *et al.* 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research.*, **10**:277-300.
- Rosa-Costa L.T., *et al.* 2014. Mapa Geológico da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B), 1:250.000. Belém, CPRM.
- Barbosa J.P.O., *et al.* 2013. Mapa Geológico da Folha Macapá (NA.22-Y-D), 1:250.000. Belém, CPRM.
- Spear F. 1995. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Washington D.C., Mineralogical Society of America. 799p.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004 A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito neves, B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano*: São Paulo: Ed. Beca, p.471-485.

# GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GRANITO BARROLÂNDIA - CINTURÃO ARAGUAIA, BARROLÂNDIA/TO

*Layse Holanda Sousa*

*Juvenal Juarez Andrade da Silva Neto*

*Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb*

[layseholandas@gmail.com](mailto:layseholandas@gmail.com) [juveneto@gmail.com](mailto:juveneto@gmail.com) [gorayebp@ufpa.br](mailto:gorayebp@ufpa.br)

## INTRODUÇÃO

O Granito Barrolândia encontra-se na cidade homônima localizada na porção central do estado de Tocantins e está inserido na unidade geotectônica Cinturão Araguaia, de idade Neoproterozoica, com 120 km de extensão que atravessa submeridianamente o centro-norte do Brasil.

O magmatismo granítico do Cinturão Araguaia é restrito em termos de área aflorante e em número de plútons, os corpos melhor conhecidos são os granitos Santa Luzia, Ramal do Lontra e Presidente Kennedy. Este trabalho pretende avançar nos estudos de caracterização geológica e petrográfica do Granito Barrolândia, intencionando auxiliar com enriquecimento de dados desta granitogênese. O granito em questão está encaixado em rochas metassedimentares da Formação Xambioá pertencente ao Grupo Estrondo localizado no segmento leste do Cinturão Araguaia, domínio de maior grau metamórfico desta unidade. Desta forma, os processos magmáticos envolvidos na formação deste granito possam está relacionados com o final da estruturação do Cinturão Araguaia.

## OBJETIVO/JUSTIFICATIVA

Poucos corpos graníticos foram identificados e estudados, merece destaque os trabalhos de: Abreu (1978), Macambira (1983) e Alves (2006) no Granito Ramal do Lontra; Bulhões & Dall'Agnol (1985) e Santos (2011) no Granito Presidente Kennedy; Moura & Gaudette (1993), Lamarão & Kotschoubey (1996), Moura & Sousa (2002) no Granito Santa Luzia; Santos (2011) no Granito Barrolândia.

São escassos os estudos acerca do Granito Barrolândia sendo citado no trabalho de Lamarão & Kotschoubey (1996) e mais detalhado por Santos (2011). Pretende-se com este trabalho contribuir com amostragem, os estudos cartográficos e petrográficos deste granito e suas rochas encaixantes.

## METODOLOGIA

Para a fotointerpretação foi utilizadas de imagens de satélites do *Google Earth Pro* e a Folha SC-22-X-D (Miracema do Norte), na escala de 1:250.000, beneficiados nos softwares, como *ArcGis 10.1*, *Global Mapper 12.0*. Em campo foram feitas amostragens sistemáticas e análises de relação entre as unidades geológicas. Os estudos petrográficos utilizou-se o microscópio ótico petrográfico para identificação de minerais, análises de texturas magmáticas, microtexturas e feições deformacionais,

## GEOLOGIA DA ÁREA

Na área de estudo é delimitadas pelas coordenadas geográficas 9°42'2" - 9°58'3" de latitude S e 48°39'22"- 48°53'19" de longitude W, foram reconhecidos litotipos pertencentes a Formação Xambioá (porção basal do Grupo Estrondo), o Granito Barrolândia, unidades da Bacia do Parnaíba e coberturas detrítico-lateríticas (Figura 1).

Na região de trabalho, a Formação Xambioá equivale aproximadamente 45% da área, disposta nas porções noroeste, central e sul. Nestas zonas a Formação Xambioá, representada predominantemente por biotita xistos, encontra-se em contato concordante com o Granito Barrolândia e é recoberta por rochas paleozoicas da Bacia do Parnaíba.

Os biotita xistos não apresentam grandes formas de relevo, comumente os corpos são representados por lajedos levemente ondulados e de relativa distribuição geográfica. Este litotipo possui tonalidade cinza escuro, granulação média e são fortemente foliado, xistosidade marcada por minerais micáceos estirados. Em algumas situações ocorrem bandas milimétricas enriquecidas em quartzo e feldspato. A foliação apresenta direção com NW-SE e mergulho de 65 a 75 para NE (Figura 2-B).

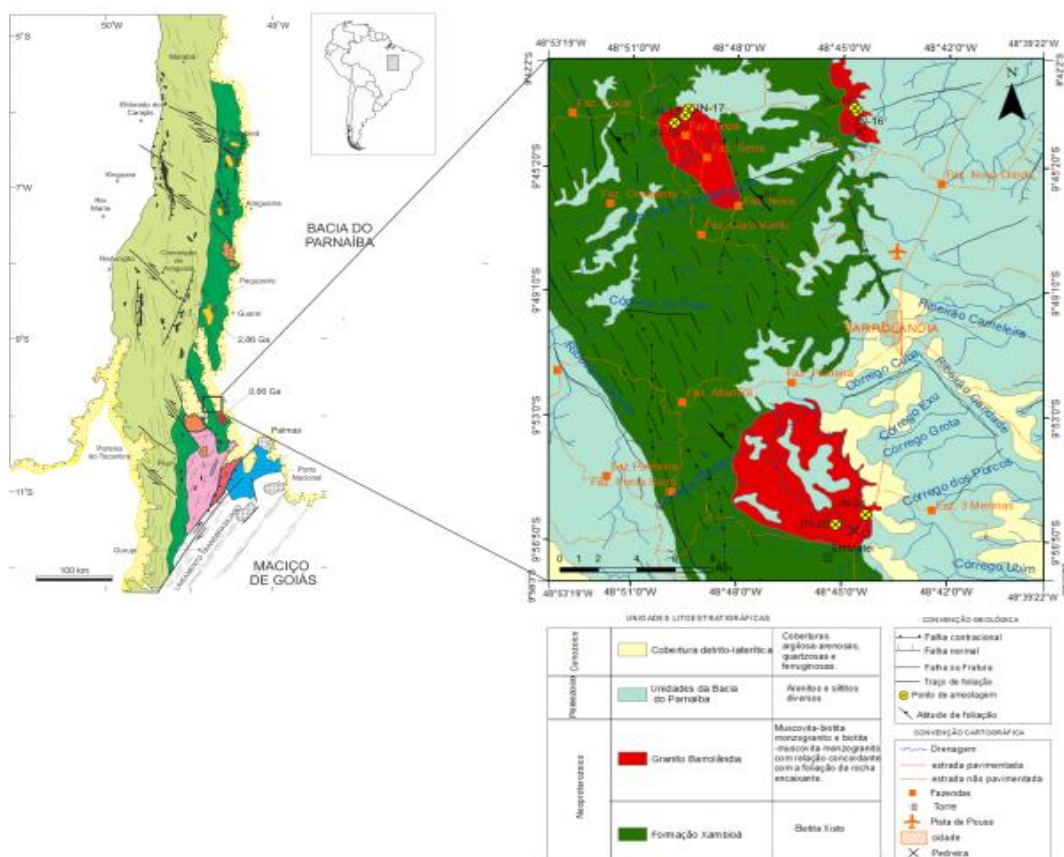


Figura 1: Mapa geológico da área de ocorrência do Granito Barrolândia.

O Granito Barrolândia (GB) corresponde a 5% da área estudada, ele está em contato com a Formação Xambioá, recoberto parcialmente por unidades da Bacia do Parnaíba e coberturas detrítico-lateríticas. São observadas três exposições deste corpo granítico, a norte com área de 5 km<sup>2</sup>, noroeste com 14 km<sup>2</sup> de área e sul com 35 km<sup>2</sup> em área (Figura 1), o GB ocorre em forma de *stock* e aflora ao longo de margens de drenagem, lajedos e em morros (Figura 2-A). Nas três áreas de exposição do granito apresentam o contato concordante entre GB e o biotita xisto da Formação Xambioá. Observa-se que em algumas localidades o granito possui uma foliação delimitada por orientação de biotitas com direção aproximadamente NW-SE, concordante com a xistosidade do biotita xisto. Além disto, há enclaves de xistos com feições corroídas contidos no granito (Figura 2-C). Ocorrem nos granitos veios pegmatíticos, ver Figura 2-D, de espessuras centimétricas (compostos por álcali-feldspato, quartzo, plagioclásio, muscovita e, em alguns casos turmalina) e *schlieren* em forma elíptica com dimensões entre 5 a 12 cm, marcadamente dominado por concentrados de cristais de biotita (Figura 2-E).

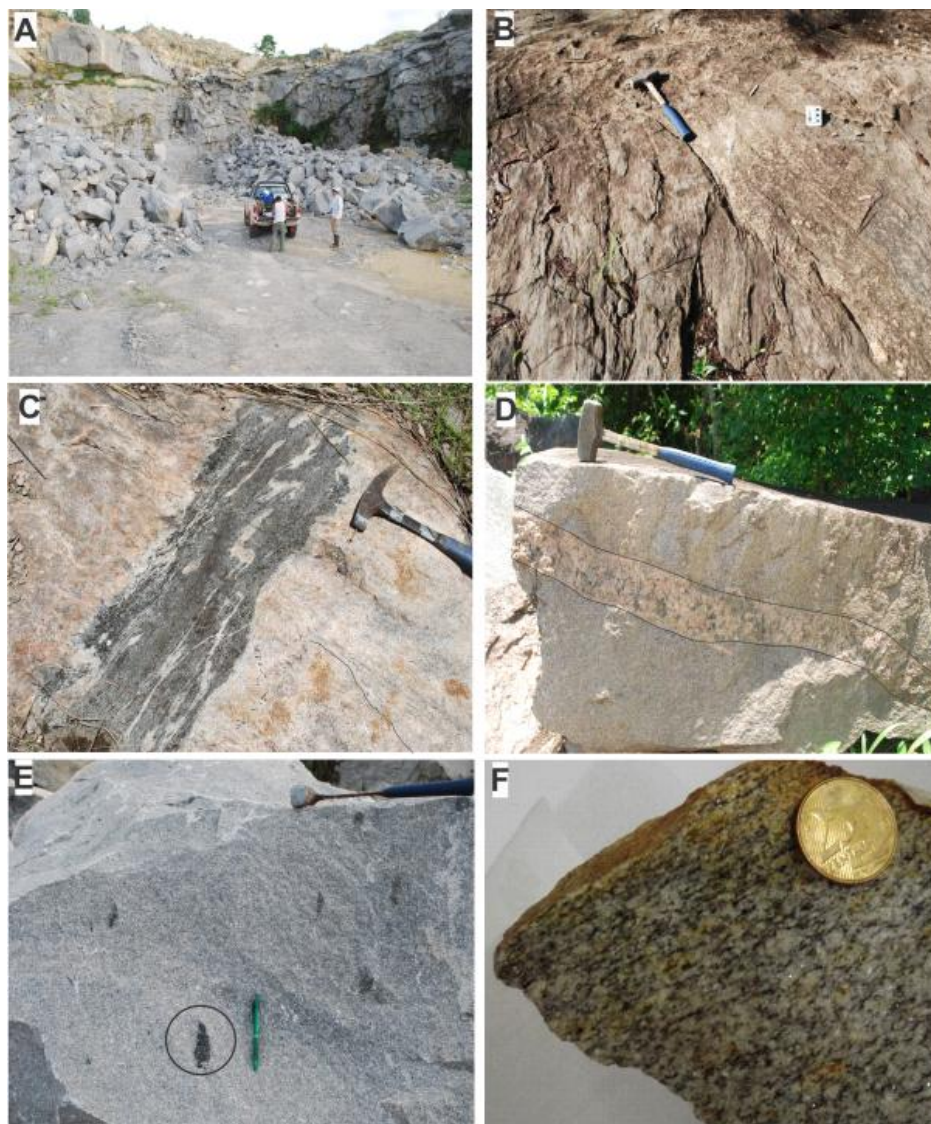


Figura 2: A) Aspectos gerais do Granito Barrolândia na Pedreira Santa Mônica B) Lajedo formado por biotita-xisto, marcante foliação com direção com NW-SE e mergulho entre 60 a 75 NE. C) Trata-se de um xenólito com as bordas corroídas de biotita xisto da Formação Xambioá envolvida pelo Granito Barrolândia. D) Granito Barrolândia cortado por veio pegmatítico de espessura centimétrica. E) Destaque a ocorrência de *schlieren* no Granito Barrolândia. F) Foliação marcada por biotitas, principalmente, em muscovita-biotita monzogranito.

## PETROGRAFIA

A descrição petrográfica realizada no Granito Barrolândia envolveu a análise de cinco lâminas e sete amostras de mão, de modo geral, são rochas hololeucocráticas a leucocráticas (M=5-10), equigranulares e com granulação média, com ocorrência de granulação grossa. Apresentam a cor predominante cinza claro, observadas exemplares mais esbranquiçados e levemente rosados.

**Granito:** a microclina constitui 25-45% da rocha, possui tamanho entre 0,5 a 5 mm, subédrica a anédrica, com maclamento xadrez, os cristais maiores apresentam as bordas levemente irregulares, contato irregular com o plagioclásio e alteração para argilo-mineral. O plagioclásio compreende 20-40% da rocha, tem o tamanho entre 0,3 a 4 mm, subédrico a anédrico, com maclamento albita, apresenta alteração para argilo-mineral, sericita, epidoto e raramente para carbonato, os cristais maiores possuem contato irregular com o quartzo e podem ser alongados. O quartzo corresponde a 25-30% da rocha, apresenta-se anédrico a subédrico, com tamanho entre 0,1 a 4 mm, os exemplares maiores exibem extinção ondulante, com bordas irregulares e normalmente são alongados. Comumente os menores cristais de

quartzo, plagioclásio e microclina ocorrem juntos em contatos retos. A biotita equivale a 5-10% da rocha, possui pleocroísmo marrom-esverdeado e castanho esverdeado claro, tamanho entre 0,4 a 1 mm, apresenta contato direto com o quartzo e plagioclásio, podem está inclusos nestes dois. A muscovita constitui 3-7% da rocha, tem tamanho entre 0,3 a 1 mm, é subédrica, possui contato reto com a biotita, quartzo, plagioclásio e microclina, ocorre como inclusão em minerais de quartzo. Tanto biotita quanto muscovita formam uma foliação incipiente (Figura 2-F). Como minerais acessórios ocorrem minerais opacos, zircão, titanita e granda. Com análise dos minerais principais chegou-se à classificação de muscovita-biotita monzogranito.

Através da análise microtextural nos muscovita-biotita monzogranitos pode-se observar a texturas de origem ígneas, como hipidiomórfica, caracterizadas por cristais subédricos, principalmente, de microclina e plagioclásio; intercrescimento de quartzo em forma de gotas, principalmente, e vermes no plagioclásio em contato com a microclina caracterizando a textura mimerquítica, e, em alguns casos, sem a ocorrência de microclina nas proximidades, resultando na textura simplectítica e também há cristais de plagioclásio com zoneamento concêntrico. Além de texturas ígneas, há texturas deformacionais, como: a orientação de minerais placosos, biotitas e muscovitas; cristais anédricos e subédricos de quartzo, microclina e plagioclásio em contatos retos formando pontos tríplices.

**Biotita-xisto:** caracterizado por bandas, uma formada por lamelas de biotitas orientadas, caracterizando a textura lepidoblástica e outra, por níveis de minerais de quartzo e plagioclásio em contato reto formando pontos tríplices na textura granoblástica poligonal. Há ocorrência de epidoto, titanita e clorita como alteração da biotita.

## CONSIDERAÇÕES

Com a fotointerpretação e o estudo de campo, obteve-se que o Granito Barrolândia apresenta três ocorrências, a norte, noroeste e a sul da área estudada, com 5 km<sup>2</sup>, 14 km<sup>2</sup> e 35 km<sup>2</sup>, respectivamente. São rochas compreendidas mineralogicamente por muscovita-biotita monzogranitos encaixados em biotita xisto da Formação Xambioá, foi observado em campo o contato concordante entre o GB e os micaxistos, o granito acompanha a foliação de direção NW-SE do xisto, e ainda, xenólitos métricos com feições corroídas contidos nos monzogranitos.

## CONCLUSÃO

Com o estudo realizado no Granito Barrolândia pretende-se contribuir com os trabalhos cartográficos e geológicos já existentes deste granito e auxiliar na compreensão dos processos magmáticos de caráter graníticos no Cinturão Araguaia. O GB é localizado no segmento de maior grau metamórfico do Cinturão Araguaia caracterizado pelas rochas metassedimentares do Grupo Estrondo. O entendimento deste corpo granítico pode contribuir para o conhecimento da evolução do Cinturão Araguaia, visto que a granitogenese envolvida na formação do GB pode ter relação com o fim da estruturação desta unidade geotectônica de idade neoproterozoica.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu F. A. M. 1978. **Estratigrafia e Evolução Estrutural do Segmento Setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia**. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 90p. (Dissertação de Mestrado).
- Alves, C.L.A. 2006. **Petrografia, 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, Belém. 132p

- Bulhões, E. M.; Dall'Agnol, R. 1985. **Mapeamento geológico e petrografia do Granodiorito Presidente Kennedy – Faixa de Dobramentos Araguaia (GO)**. In: SIMP. GEOL.AMAZ., 2., Belém. p. 59-76.
- Macambira, J. B. 1983. **Geologia e ocorrências minerais do braquianticlinal do Lontra (GO)**. Universidade Federal do Pará, Dissertação (Mestrado em Geologia), Belém, 108 p.
- Lamarão, C.N. & Kotschoubey, B. 1996. **Granitoides Santa Luzia registro do magmatismo granítico brasileiro do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins**. Revista Brasileira de Geociências. 26:277-288.
- Moura, C.A.V., Gaudette, H.E. 1993. **Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution**. Revista Brasileira de Geociências, 23:117-123.
- Moura, C.A.M., Sousa, C.S. 2002. **Idades Pb-Pb em zircão por evaporação no Granito Santa Luzia: implicações para a determinação da idade da granitogênese brasileira tardi tectônica no Cinturão Araguaia-TO**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Anais, João Pessoa. p.500.
- Santos, W. P. 2011. **Petrografia, geoquímica e geocronologia dos granitos Presidente Kennedy e Barrolândia, noroeste do Tocantins – Cinturão Araguaia**. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Belém. 108p.

# AS CROSTAS LATERÍTIICAS DO DOMÍNIO CANAÃ-PA, REGIÃO DE CARAJÁS

*Elaine de Oliveira Menezes<sup>1,2</sup>, Marcondes Lima da Costa<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada; <sup>2</sup>Faculdade de Geologia - Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará

Email: [elainemnzs@gmail.com](mailto:elainemnzs@gmail.com) [marcondeslc@gmail.com](mailto:marcondeslc@gmail.com)

## INTRODUÇÃO

Os perfis lateríticos são produtos do intemperismo tropical e paleotropical e são encontrados no mundo inteiro, as mais novas na zona intertropical atual (Costa, 1991; Schellmann, 1994; Freyssinet et al., 2005). A Amazônia se apresenta como uma região rica em formações lateríticas tanto maduras como imaturas, muitas delas formadoras de importantes depósitos minerais, como bauxitas, ferro, níquel, manganês, ouro, fosfatos, entre outros (Costa, 1991; Schellmann, 1994; Kotschoubey et al., 2005; Costa, 2007). Nesta região de Carajás, uma rica província mineral, as formações lateríticas estão muito bem representadas e grande parte de seus minérios tiveram na lateritização o principal processo de enriquecimento (Costa, 1997). Considerando a importância paleoambiental das formações lateríticas, principalmente nas reconstituições paleoclimáticas, iniciou-se no âmbito do Instituto Tecnológico Vale o projeto Paleoclima, visando avaliar as mudanças paleoclimáticas desta área e seu entorno, utilizando, além de outras ferramentas, as formações lateríticas. Dentro deste contexto, este trabalho descreve as crostas lateríticas aflorantes no município de Canaã, no sudeste do Pará.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Previamente foi realizado reconhecimento da extensão das ocorrências de crostas lateríticas nos terrenos baixos que margeiam a Serra dos Carajás em sua porção leste-sudeste, estendendo-se pelos municípios de Canaã, Xinguara e Rio Maria. Nesta oportunidade, coletou-se amostras envolvendo crostas lateríticas e rochas primárias aflorantes. Estas atividades foram realizadas pelos pesquisadores Marcondes Lima da Costa, Arnaldo Queiroz, Gilmaria Regina Feio, Roberto Dall'Agnol e Tasso Guimarães. Do ponto de vista geológico Canaã dos Carajás pertence ao Domínio Canaã (Feio et al., 2013), e as crostas lateríticas identificadas na área do presente trabalho estão sobrepostas a rochas do embasamento arqueano, do Complexo Xingu e do Corpo Granítico Plaquê (Sousa, 2007; Schwarz, 2010; Fabre et al., 2011).

Nos laboratórios as amostras foram descritas macroscopicamente e microscopicamente, com auxílio de lupa binocular e microscópio petrográfico de luz refletida, e acompanhadas por imagens fotográficas. Posteriormente foram pulverizadas para análises mineralógicas e químicas. As fases mineralógicas foram identificadas por meio de difração de raios-X (DRX), microscopia eletrônica de varredura (MEV) para obtenção de fotomicrografias e análises químicas semiquantitativas por espectrometria de raios-X de energia dispersiva (EDX). As análises mineralógicas foram ainda suportadas por espectroscopia de infravermelho com transformada de Fourier (FTIR) para identificação de grupos funcionais na região de 4000  $\text{cm}^{-1}$  a 400  $\text{cm}^{-1}$  e análises termodiferencial (DTA) e termogravimétrica (TGA) pelo aquecimento da amostra a partir da temperatura ambiente até 1100 °C. A interpretação qualitativa foi feita pelas características dos picos endotérmicos e exotérmicos dos minerais (DTA), e a análise quantitativa da goethita e da caulinita pela perda de massa da amostra (TGA). Todas essas análises foram realizadas nos laboratórios do PPGG junto ao Instituto de Geociências da UFPA e contaram com o apoio do projeto Paleoclima do ITV.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

As crostas investigadas são cavernosas, porosas e nodulares (Figura 1A). São formadas principalmente por hematita, goethita, além de caulinita e quartzo. Esses minerais



foram parcialmente identificados por microscopia óptica (Figura 1B) e MEV/EDX (Figura 2), e principalmente por DRX (Figura 3).

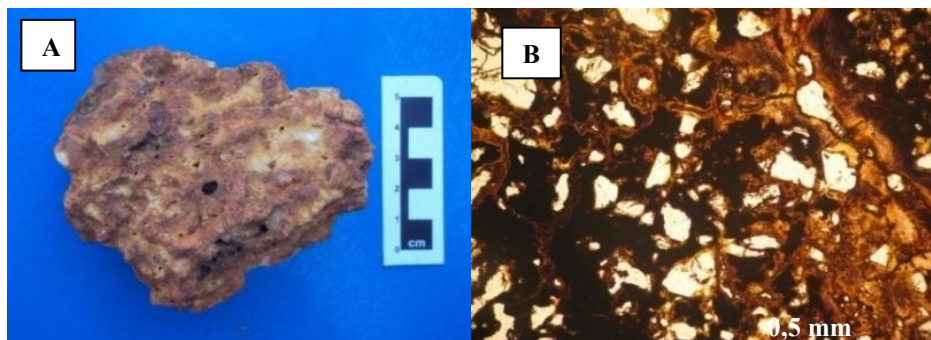


Figura 1: Aspecto textural de crosta laterítica (A). E fotomicrografia de crosta, que apresenta plasma reticular goethítico e caulínítico, hematítico em porções mais escuras, nicóis // (B).

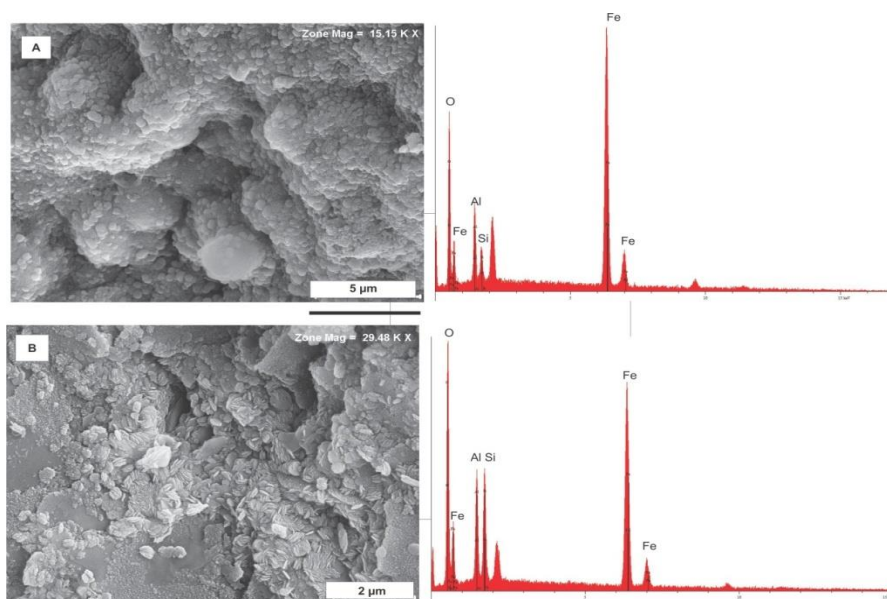


Figura 2: Imagens de MEV de aspectos pontuais das crostas e suas respectivas análises químicas EDX. Aglomerados de partículas com tamanho e forma irregular de óxi-hidróxido de ferro com caulinita (A). E formação de nanoplacas de goethita ( $\alpha$ -FeOOH) associada com caulinita (B).

As análises por FTIR (Figura 4) apresentam bandas funcionais de Al – O – H visualizadas a  $3696\text{ cm}^{-1}$ ,  $3620\text{ cm}^{-1}$  e  $914\text{ cm}^{-1}$ , e bandas de estiramento Si – O – Si visualizadas a  $1033\text{ cm}^{-1}$  e  $694\text{ cm}^{-1}$ , correspondentes a caulinita. As bandas a  $794\text{ cm}^{-1}$  e a  $541\text{ cm}^{-1}$  são respectivamente atribuídas a  $\nu$  – OH e hematita. A banda a  $1629\text{ cm}^{-1}$  está provavelmente relacionada ao estiramento H – O – H das moléculas de água adsorvidas na caulinita. Os espectros obtidos mostram grande similaridade entre as amostras investigadas.

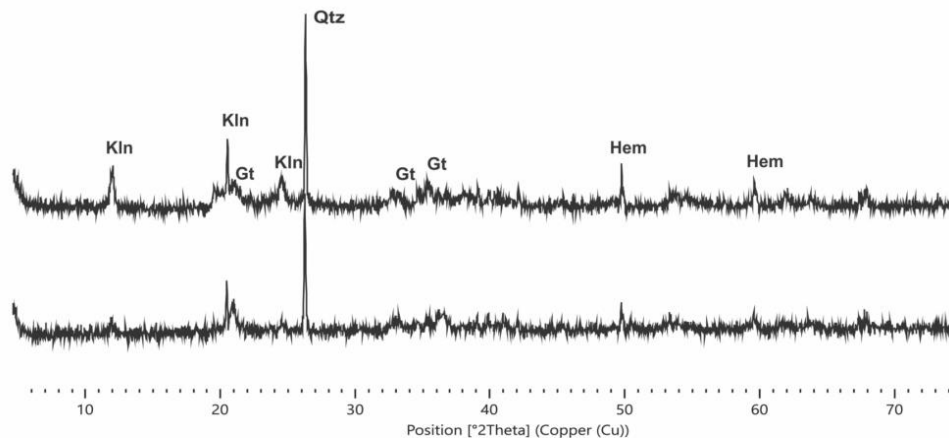


Figura 3: Difratoogramas de raios-X de crostas lateríticas, em que se identificam caulinita (Kln), goethita (Gt), quartzo (Qtz) e hematita (hem).

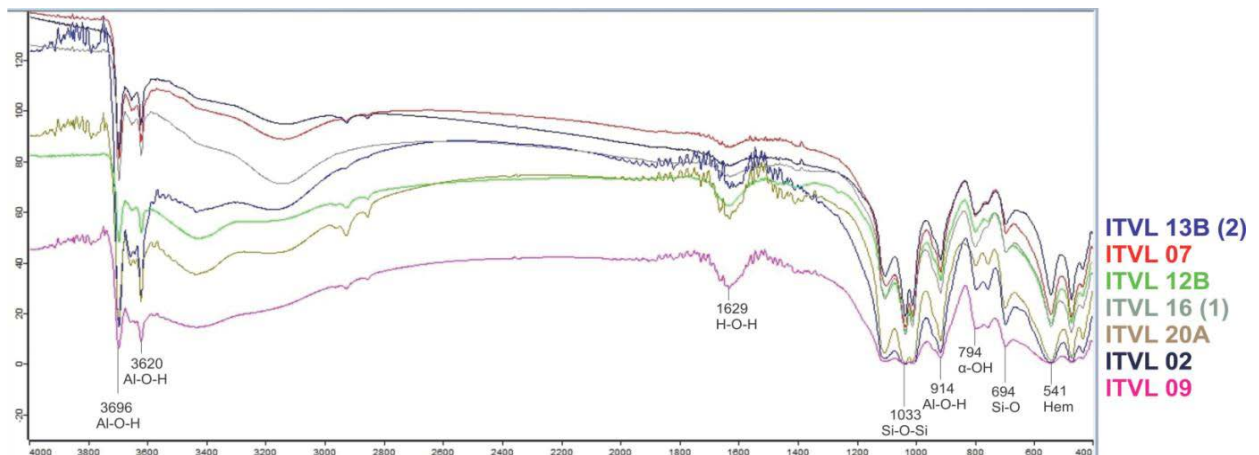


Figura 4: Espectros de absorção no infravermelho de crostas com indicação dos grupos funcionais e valores de bandas de estiramento.

O comportamento térmico (Figura 5) mostrou pico endotérmico (a 299,95 °C) provavelmente associado à decomposição da goethita com formação de hematita, intervalo de 260 °C a 691 °C, com perda de 3,02%. O segundo pico endotérmico (a 472,28 °C) está relacionado à dehidroxilação da caulinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH}_4)$ ), entre as faixas de temperatura 420 °C a 570 °C, com perda de 6,29%. Nesta faixa de temperatura é evidenciado o comportamento típico da caulinita em dois momentos: desidratação e transformação para metacaulinita por perda de água. A 1030 °C observa-se ligeiro pico exotérmico atribuído à possível formação da mulita.

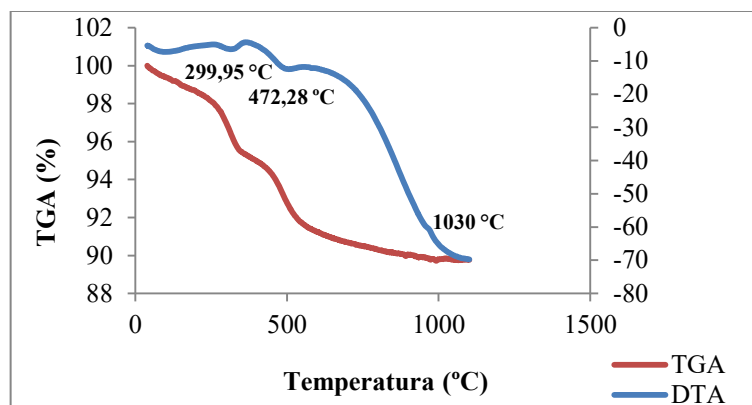


Figura 5: Termograma de crosta laterítica com a presença de dois picos endotérmicos e um, quase que imperceptível, exotérmico.

## CONCLUSÕES

As crostas lateríticas do Domínio Canaã refletem a composição mineralógica e química características de perfis lateríticos ferruginosos, dominados por hematita, goethita, quartzo e caulinita, compatíveis a perfis lateríticos da Amazônia, do tipo imaturo. Possivelmente por sua composição mineral derivaram de rochas aluminossilicatas, tendo as rochas granitoides do Domínio Canaã como as rochas geradoras principais.

## REFERÊNCIAS

- Costa, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2): 146-160, junho.
- Costa, M.L. 1997. Lateritisation as a major process of ore deposit formation in the amazon region. *Explor. Mining Geol.*, 6 (1): 79-104.
- Costa, M.L. 2007. Introdução ao intemperismo laterítico e à lateritização. In: Licht, O.; Fabre, S.; Nédélec, A.; Poitrasson, F.; Strauss, H.; Thomazo, C.; Nogueira, A. 2011. *Iron and sulfur isotopes from the Carajás mining province (Pará, Brazil): implications for the oxidation of the ocean and the atmosphere across the Archaean-Proterozoic transition*. *Chemical Geology* 289, p. 124–139.
- Feio, G.R.L.; Dall’Agnol, R.; Dantas, E.L.; Macambira, M.J.B.; Santos, J.O.S.; Althoff, F.J.; Soares, J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 227 (2013), p. 157–185.
- Freyssinet, Ph.; Butt, C.R.M.; Morris, R.C. 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. *Econ. Geol. 100th Anniversary Volume*, 681-722.
- Kotschoubey, B.; Truckenbrodt, W.; Calaf, J. M. C. 2005. Evolução geológica da porção meridional da província de bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará e extremo oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, 35(2): 263-272, junho.
- Schellmann, W. 1994. Geochemical differentiation in laterite and bauxite formation. *Catena* 21, p. 131-143.
- Schwarz, M.R. 2010. *Depósito de cobre e zinco de Pojuca corpo quatro, mineralização do tipo vms na província mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado – Centro de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Sousa, F.D.S.S. 2007. *Estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metassomatismo sódico, de rochas granitoides e máficas da região de Canaã de Carajás, Província Mineral do Pará*. Dissertação de Mestrado – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

## **AS CROSTAS LATERÍTICAS DO DOMÍNIO RIO MARIA, REGIÃO DE CARAJÁS**

*Rayara do Socorro Souza da Silva<sup>1,2</sup> e-mail: rayarasilva93@gmail.com; Marcondes Lima da Costa<sup>1,2</sup>, e-mail: marcondeslc@gmail.com*

<sup>1</sup>Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada; <sup>2</sup>Faculdade de Geologia - Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará.

### **INTRODUÇÃO**

As crostas lateríticas, amplamente distribuídas em perfis lateríticos na Amazônia, se constituem como importantes registros paleoclimáticos e paleoambientais. Elas são produtos geológicos resultantes de processos de lateritização, associadas ao intemperismo tropical e paleotropical de rochas expostas à interação atmosfera-hidrosfera (Costa, 2007); e desenvolvem importantes processos formadores de depósitos minerais. A província de Carajás apresenta um dos maiores depósitos de Fe do mundo, além de depósitos de Mn, Cu, Ni e Al. As principais jazidas de Fe de Carajás estão associadas às crostas lateríticas e seu respectivo perfil subjacente (Bizzi et al., 2003). Em função da sua importância econômica, as crostas lateríticas da Amazônia têm sido alvo de estudos mineralógicos e geoquímicos sistemáticos, destacando-se os trabalhos de Costa (1990), Costa (1991), Araújo (1994), Horbe & Costa (1999), Kotschoubey et al. (2005), dentre outros autores.

Em perfil laterítico, as crostas ferroaluminosas representam o horizonte tampão do perfil completo e autóctone, maturo ou imaturo. Caracterizadas como a porção mais dura e compacta do perfil e, em geral são macios, coesos e incoesos, terrosos ou argilosos, com coloração variando de vermelho, amarelo, marrom até o branco (Costa, 2007). Sua composição mineralógica envolve geralmente óxi-hidróxidos de ferro, como hematita e goethita, bem como hidróxidos de Al, por vezes fosfatos de Al, além da quase onipresença de anatásio (Costa, 1991). O presente trabalho tem como objetivo a caracterização textural, mineralógica, e composição química das crostas lateríticas do Domínio Rio Maria.

### **MATERIAIS E MÉTODOS**

Previamente foi realizado o reconhecimento da extensão das ocorrências de crostas lateríticas nos terrenos baixos que margeiam a Serra dos Carajás em sua porção leste-sudeste, se estendendo pelos municípios de Sapucaia, Xinguara e Rio Maria. Nesta oportunidade coletou-se 16 amostras, envolvendo crostas lateríticas ferroaluminosas além de rochas primárias aflorantes no domínio laterítico. Estas atividades foram realizadas pelos pesquisadores Marcondes Lima da Costa, Roberto Dall'Agnol, Tasso Guimarães, Gilmara Regina Feio e Arnaldo Queiroz. Nos laboratórios as amostras foram descritas macroscopicamente e microscopicamente, acompanhadas por imagens fotográficas. Posteriormente foram pulverizadas para análises mineralógicas e químicas. As fases mineralógicas foram identificadas por meio da difração de raios-X (DRX), microscopia eletrônica de varredura (MEV) para obtenção de fotomicrografias e análises químicas semiquantitativas por espectrometria de raios x de energia dispersiva (EDX). As análises mineralógicas foram ainda suportadas por espectroscopia de infravermelho com transformada de Fourier (FTIR) e análises termogravimétricas (ATG). Todas essas análises foram realizadas nos laboratórios do PPGG junto ao Instituto de Geociências da UFPA e contaram com o apoio do projeto Paleoclima financiado pelo Instituto Tecnológico Vale (ITV).

### **RESULTADOS**

Em termos gerais as amostras de crostas lateríticas apresentam coloração marrom avermelhada, por vezes esbranquiçada com tons de ocre e, constituídas por nódulos com córtex, porosidade e formas cavernosas. Em algumas crostas verifica-se um estágio de degradação intermediário, caracterizado por uma interligação ainda notável dos nódulos com córtex em processo de individualização (Figura 1A), causado por perfurações de raízes. As crostas são compostas por quartzo, caulinita, goethita e hematita. Hematita, goethita e em parte a caulinita constituem plasma marrom avermelhado cimentando grãos de quartzo. Este

plasma também desenvolveu pisólitos intraplasma (Figura 1B) geralmente dominados por óxi-hidróxido de Fe. A caulinita se apresenta localmente em arranjos de cristais pseudo-hexagonais (figura 1E), além de numerosos moldes externos indicativos de possíveis grãos de quartzo que foram dissolvidos, o qual gerou uma textura porosa (figura 1F). E a ocorrência de goethita e hematita, em placas finas, formando rosetas (figura 1D).

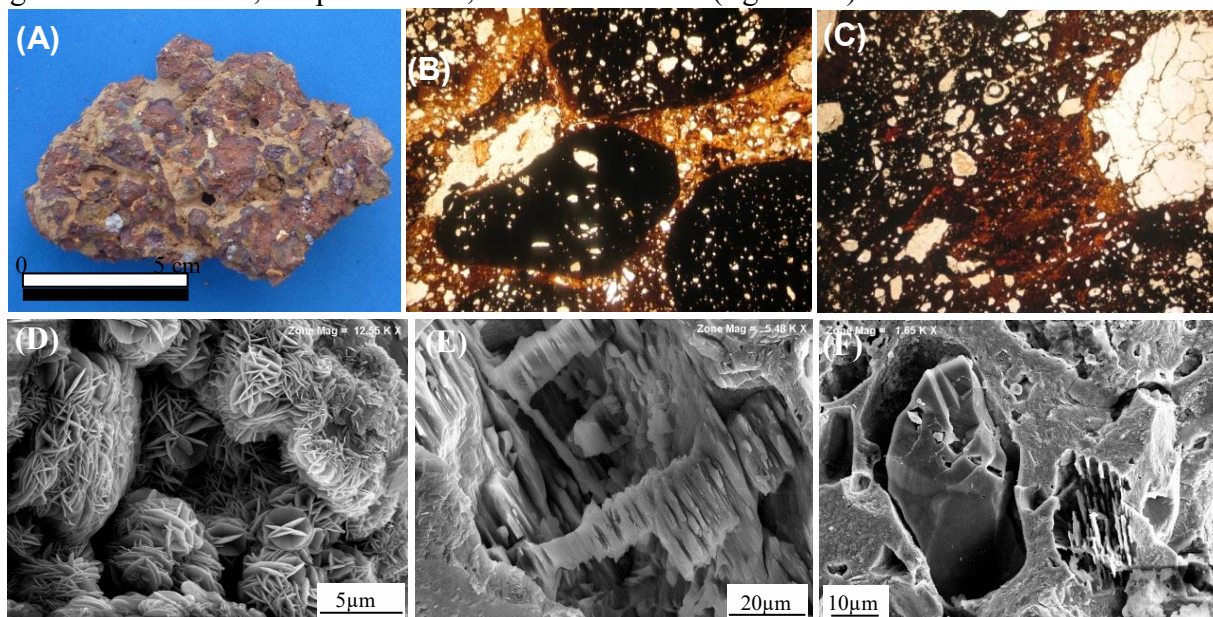


Figura 1: Crostas lateríticas ferroaluminosas. (A) amostra de mão de crosta ferruginosa; (B) nódulos com formas arredondadas e alongadas envoltos por plasma de óxi-hidróxido de Fe; (C) matriz ferruginosa porosa. Nicóis X. Micromorfologia por imagens de MEV: (D) goethita e hematita, em placas finas, formando rosetas (E) caulinita pseudo-hexagonais empilhados; (F) grãos de quartzo e moldes externos indicativos de processos de dissolução.

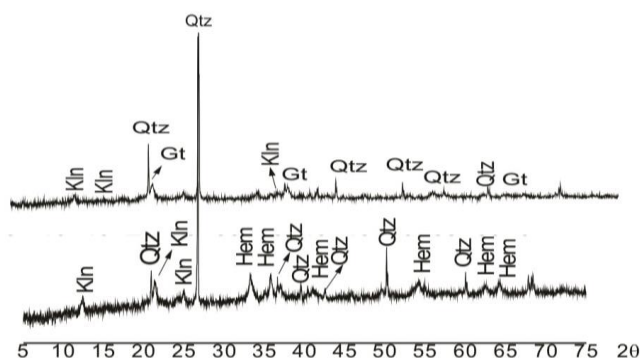


Figura 2: Difratoograma de raios-X de crostas lateríticas ferroaluminosas, onde se reconhece quartzo (Qtz), goethita (Gt), caulinita (Kln) e hematita (Hem).

A identificação dos minerais por DRX (figura 2) pode ser confirmada e/ou complementada por meio de espectroscopia de infravermelho (Figura 3). Os espectros de IV foram divididos em duas regiões: (a)  $3695\text{-}3620\text{ cm}^{-1}$  e (b)  $1034\text{-}471\text{ cm}^{-1}$ .

A presença de caulinita é indicada pelas duas bandas proeminentes em  $3695$  e  $3620\text{ cm}^{-1}$  correspondentes ao estiramento de O-H, em que se infere a presença da água na amostra (superfície interna da caulinita), o grupo de bandas ao redor de  $1034\text{ cm}^{-1}$  e  $1009\text{ cm}^{-1}$  relacionados às vibrações de estiramento Si-O-Si, e as bandas de vibrações angulares em  $914\text{ cm}^{-1}$  de Al-O-OH e  $539\text{ cm}^{-1}$  em Si-O, esta última banda pode está vinculada tanto a caulinita como o quartzo (Silva & Santana, 2013).

A hematita é indicada pela banda a  $471\text{ cm}^{-1}$  com vibrações de estiramento de Fe-O. E a goethita pela banda de vibração em  $796\text{ cm}^{-1}$  que está associada à deformação da ligação Fe-O-H. (Cornell & Schwertmann, 2003; Salama et al., 2015).

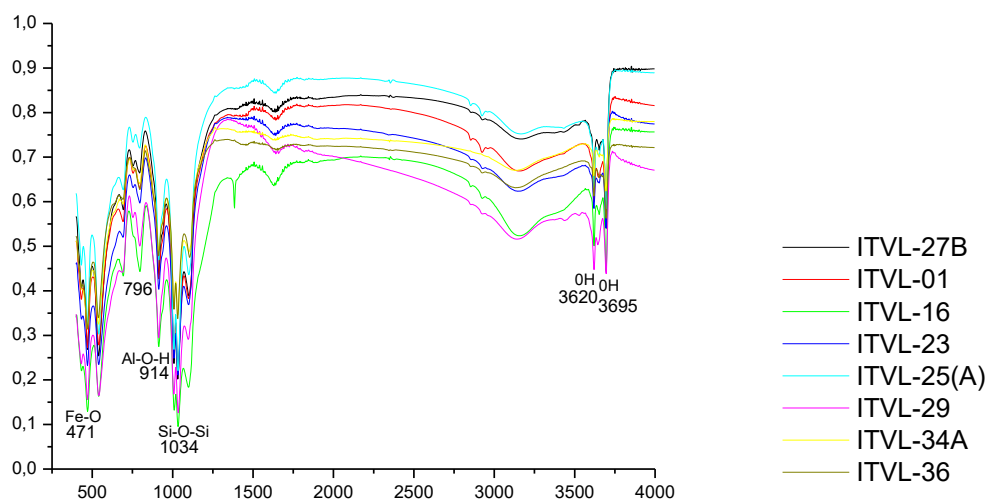


Figura 3: Espectro FTIR de crostas lateríticas e os modos de vibração das ligações químicas dos minerais presentes (hematita, goethita, caulinita e quartzo).

As análises por meio do comportamento térmico (TG - ATD) das crostas lateríticas permitiram identificar pelo menos três eventos térmicos claramente definidos durante corrida até 1100 °C. A termogravimetria registrou perdas de massas nas temperaturas  $\leq 283.42$  °C; entre 283.42 °C e 501.76 °C e  $> 970$  °C (figura 4).

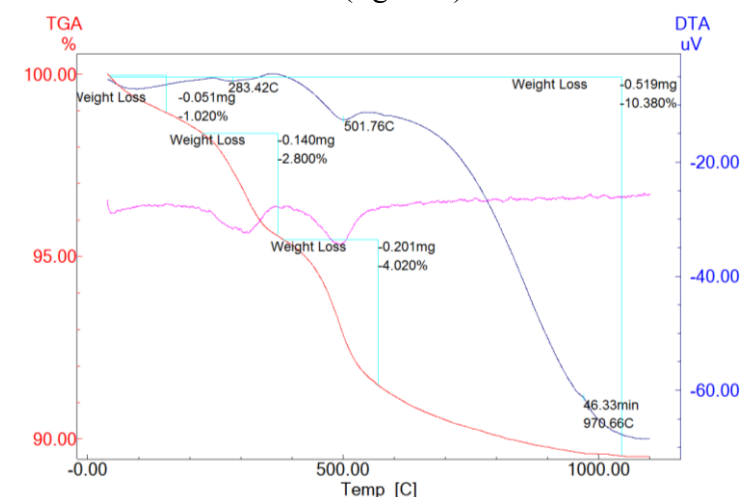


Figura 4: Análise térmica diferencial e gravimétrica de crostas lateríticas ferroaluminosas.

Na temperatura de 283.42 °C tem-se perda de massa inicial (1,02%) atribuída a goethita e a caulinita. Em 501.76 °C a perda de massa é entorno de 4.02%, acompanhado por um pico intenso endotérmico (ATD), e pode está relacionado à perda de massa da goethita, por desidroxilação, que se transforma em hematita acima desta temperatura (Ford & Bertsch, 1999). E também à eliminação de moléculas de água adsorvida sobre a superfície externa das partículas da caulinita (Cheng et al., 2010). Neste momento, a caulinita se transforma em metacaulinita, conforme a expressão abaixo.



O comportamento térmico  $> 970.66$  °C é representado por um pico endotérmico. Na temperatura de 950 a 1000 °C a metacaulinita talvez tenha se transformado em uma estrutura do espinelóbio  $\gamma$ -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ou em sílica amorfa (Cheng et al., 2010).

## CONCLUSÃO

As crostas lateríticas ferroaluminosas apresentam textura cavernosa, porosa e nodular e são constituídas por plasma marrom avermelhado com pisólitos intraplasmático. São

dominadas por hematita, goethita, caulintia e quartzo, este último como grânulos. Os dados mineralógicos foram obtidos por microscopia ótica, DRX e confirmados por FTIR e ATD/TG. Os dados texturais e mineralógicos obtidos mostram que as crostas investigadas são similares entre si, provavelmente se originaram de uma mesma rocha, sendo equivalentes aquelas de perfis lateríticos imaturos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Araújo E.S. 1994. *Geoquímica multielementar de crostas e solos lateríticos da Amazônia Oriental*. Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 241p.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves. (eds). 2003. Depósitos Minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogenéticas. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 692 p.

Cheng H., Liu Q., Yang J., Frost R.L. 2010. Thermogravimetric analysis of selected coal-bearing strata kaolinite. *Thermochimica Acta*, v.507-508, p. 84-90,

Costa M.L. 1990. Mineralogia, geoquímica, gênese e epigênese dos lateritos fosfáticos de Jandiá, na Região de Bragança (NE do Pará). *Geochimica Brasiliensis*, V.4, n. 1, p.85-110.

Costa M. L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos na Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 2, p.146-160.

Costa M.L. 2007. Introdução ao intemperismo laterítico e à lateritização. In: LICHT, O.; MELLO, C.S. & SILVA, C.R. *Prospecção geoquímica de depósitos minerais metálicos, não metálicos, óleo e gás*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica – SBGq / CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 199-244.

Ford R.G & Bertsch P.M. 1999. Distinguishing between surface and bulk dehydration-dehydroxylation reactions in synthetic goethites by high – resolution thermogravimetric analysis. *Clay and Clay Minerals*, Vol. 47, No. 3, 329-337.

Horbe A.M.C., Costa M.L 1999. Genetic relationship between lateritic duricrusts and soils in the Amazonian region – Brazil. In: Intern. Geochem. Expl. Symp., Vancouver, *Abstracts Volume*, p. 123-124.

Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Calaf J.M.C. 2005. Evolução geológica da porção meridional da província bauxitífera de paragominas durante o neógeno/pleistoceno (noroeste da bacia do Grajaú, nordeste do Pará e extremo oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, 35(2):263-272.

Cornell R.M & Schwertmann U. 2003. *The iron oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses*. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co.KGAA, Weinheim. ISBN:3-527-3027-30274-3.

Silva. S.M & Santana P.G. 2013. Caulinita: estrutura cristalina, técnicas físicas de estudo e absorção. *Scientia Amazonia*, V.2, n.3, p. 54-70.

Salama, W., El Aref, M., Gaupp R. 2015. Spectroscopic characterization of iron ores formed in different geological environments using FTIR, XPS, Mössbauer spectroscopy and thermoanalyses. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*. 1816–1826

# ANÁLISE QUÍMICA EDS DE ZIRCÃO DE GRANITO TIPO-A APLICADA PARA PROSPECÇÃO DE ESTANHO NO DOMÍNIO TAPAJÓS

Marcelo L. Vasquez<sup>1</sup>, Paulo G. M. Mileo<sup>1</sup>, Leticia B. R. Arantes<sup>2</sup>, Cesar L. Chaves<sup>1</sup>

1-Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Belém, PA

2-Curso de Geologia, UFPA, Belém, PA

## INTRODUÇÃO

A quantificação das concentrações de elementos traços em zircão tem sido usada para a identificação da tipologia de granitos e a especialização de mineralizações de Sn, F, U, Nb e Ta (Lamarão *et al.*, 2012; Nardi *et al.*, 2012).

O Domínio Tapajós é um segmento da Província Tapajós-Parima que é marcada principalmente por eventos vulcânicos e plutônicos formados entre 2033 e 1864 Ma e (Santos *et al.*, 2004; Vasquez *et al.*, 2008). Alguns destes eventos paleoproterozoicos com mineralizações de ouro associadas e surbodidamente de estanho (Klein *et al.*, 2001; Santos *et al.*, 2001, Juliani *et al.*, 2005).

O magmatismo tipo-A de 1890-1860 Ma do Domínio Tapajós é representado por rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas da Formação Moares Almeida e pelos granitos Suíte Intrusiva Maloquinha (Lamarão *et al.*, 2002; Vasquez *et al.*, 2008).

Nas folhas SA.21-Z-A-II (São Domingos) e SA.21-Z-A-II (Jardim do Ouro) foram mapeados corpos graníticos da Suíte Intrusiva Maloquinha (Vasquez *et al.*, em preparação). Dentre estes foi selecionado o maciço do Granito Serra Alta para estudo das concentrações de Zr, Hf, Y, La, Th, U, e Ca em zircão para avaliar seu potencial para identificar mineralizações de Sn e Nb-Ta associadas.

## GEOLOGIA LOCAL

O Granito Serra Alta é um batólito de forma elíptica orientado segundo NW-SE, a orientação regional do Domínio Tapajós. O batólito intruiu granitoides de 2016-2010 Ma e de 1996-1987 Ma e rochas vulcanoclásticas, sedimentares vulcanogênicas, piroclásticas e vulcânicas de idades de 2002 a 1998 Ma (Vasquez *et al.*, em preparação). O corpo é composto principalmente de sienogranitos com biotita e anfibólio como minerais subessenciais e com zircão, allanita e apatita como principais minerais acessórios. Localmente a titanita, fluorita, rutilo e ilmenita ocorrem como minerais acessórios. A clorita, sericita, argilominerais e epidoto ocorrem como minerais de alteração.

## MÉTODOS DE TRABALHO

Foram selecionadas duas amostras (CE-238 e CE-252) do Granito Serra Alta para concentração de cristais de zircão através de separação magnética, concentração por bateamento reduzido e catação de grão ao estereomicroscópio. Os grãos foram montados em embutidos de resina epoxy a frio, desbastados e polidos no laboratório de preparação de amostras da CPRM de Belém (LAMIN-BE).

A seleção dos locais de análise nos cristais foi baseada no reconhecimento de zonas de crescimento de grãos de zircão, manchas de metamictização e inclusões de minerais precoces através de imagens de detectores de catodoluminescência (CL) e elétrons retroespalhados (BSE) no microscópio eletrônico de varredura (MEV) do LAMIN-BE, um modelo EVO LS-15 da Zeiss.

As concentrações dos elementos foram obtidas por meio de espectroscopia por energia dispersiva (EDS) nos cristais de zircão no MEV. Para identificação dos elementos e de suas concentrações em pesos nos pontos analisados foi utilizado o programa AZtec da Oxford Instruments. Além dos elementos típicos do zircão (Zr, O, Si), foram avaliadas as composições de Hf, Y, La, Th, U e Ca em diferentes pontos de cada um dos cristais de zircão analisados.



## TRATAMENTO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Foram realizados perfis das concentrações obtidas em cada ponto (Figura 1) a partir dos quais foi feito um estudo dos valores médios em cada cristal de zircão das amostras.

Os teores de lantânio (La) são < 0,42% enquanto o ítrio (Y) só foi quantificado localmente na CE-252. Na maioria dos grãos de ambas as amostras, a sua concentração está abaixo do limite de detecção por EDS (0,1%).

As concentrações de Ca são mais elevadas (0,21-0,92%) nas porções metamórficas dos cristais de zircão, como observado por Ramalho (2015) para granitos arqueanos e paleoproterozoicos do leste da Amazônia.

Os cristais de zircão do Granito Serra Alta apresentam teores de Hf, Y, Th e U (0,82-1,88%) menores e razões de Zr/Hf (29,76-60,17) maiores que os granitos mineralizados a Sn que podem ter mineralização de Nb-Ta associada. Contudo, suas concentrações de Hf, Y, Th e U são também menores até que os granitos tipo-A de 1880 Ma não mineralizados do leste da Amazônia (Figura 2).

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A geoquímica prospectiva da área mapeada mostra anomalias de sedimento de corrente de La, Ce, Y, Zr, Hf e Nb nas drenagens da porção noroeste do corpo do Granito Serra Alta, mas não tem indícios de cassiterita, columbita ou tantalita nos concentrados de bateia (Vasquez *et al.*, em preparação)

Os granitos deste corpo apresentam teores de Nb (16-23ppm) e Ta (1,11-1,92ppm), mas a maioria tem teores de Sn e W abaixo dos limites de detecção. É possível que o Nb e Ta estejam concentrados em outros minerais (ex. rutilo) que ocorrem neste granito nos concentrados de bateia nas drenagens deste corpo (Vasquez *et al.*, em preparação).

As concentrações de Hf, Y, Th e U e a razão Zr/Hf dos grãos de zircão do Granito Serra Alta contrastam com a dos granitos tipo-A paleoproterozoicos (1880-1822 Ma) da Amazônia. Suas concentrações médias de Hf, Y, Th e U são inferiores a dos granitos mineralizados a Sn, W, Nb e Ta, mas também menores que de alguns granitos não mineralizados do leste da Amazônia.

A área mapeada tem ocorrências de mineralizações primárias e secundárias de ouro e indícios de ouro e cassiterita em concentrados de bateia nas drenagens dos maciços graníticos da Suíte Intrusiva Maloquinha localizados a leste batólito do Granito Serra Alta (Vasquez *et al.*, em preparação).

As baixas concentrações de Hf, Y, Th e U e os elevados valores da razão Zr/Hf dos grãos de zircão, bem como a ausência de indícios de minerais de Sn, W, Nb e Ta permitem classificar o Granito Serra Alta como não mineralizados nestes elementos. Contudo, a ocorrência de outros corpos graníticos da mesma suíte com indícios de mineralização de cassiterita sugere que as pesquisas com análise EDS em zircão se estendam a outros corpos de granitos tipo-A das áreas mapeadas em escalas de mais detalhe.

## REFERÊNCIAS

Klein, E.L., Almeida M.E., Vasquez M.V., Bahia, R.B.C., Quadros L.E.S., Ferreira L.A. 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. Brasília: CPRM, 2001. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN-Tapajós).

Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D, Snee L.W., Corrêa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R. Alcover Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, **215**(1-4): 95-125.

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., Pinho S.C.C., Paiva Júnior A.L., Galarza M.A. 2012. Mineralogy and geochemistry of the Paleoproterozoic, tin-mineralized Bom Jardim granite of the Velho Guilherme Suite, eastern Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **38**: 159-173.

Nardi L.V.S., Formoso M.L.L., Jarvis K., Oliveira L. Bastos Neto A.C., Fontana E. 2012. REE, Y, Nb, U, and Th contents and tetrad effect in zircon from a magmatic-hydrothermal F-rich system of Sn-rare metalecrolite mineralized granites from the Pitinga Mine, Amazonia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **33**: 34-42.

Ramalho I.M.O. 2015. Morfologia e composição de zircão de rochas ígneas do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico, através de microscopia eletrônica de varredura catodoluminescência (MEV-CL). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém,.... p.

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**: 278–299.

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*, **131**: 73–109.

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008. Compartimentação Tectônica. In: M.L. Vasquez & L.T. Rosa-Costa (Orgs.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, p. 39-112.

Vasquez M.L., Chaves C.L., Melo E.M., Oliveira J.K.M. (em preparação) *Geologia e recursos minerais das Folhas São Domingos – SA.21-Z-A-II e Jardim do Ouro – SA.21-Z-A-III, Estado do Pará*, Escala: 1:100.000. Programa Geologia do Brasil - PGB. Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil.

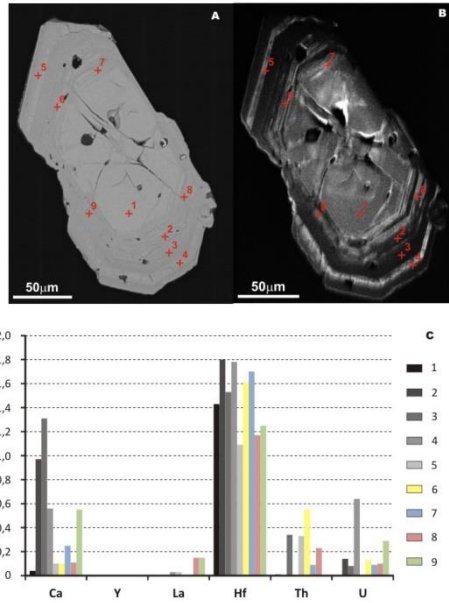


Figura 1 - Análise EDS de cristal de zircão da amostra CE-238. Imagem BSE do grão 50 com pontos analisados (A); Imagem CL com do grão 50 com pontos analisados (B); Gráfico com percentuais em peso dos elementos dos pontos analisados (C).

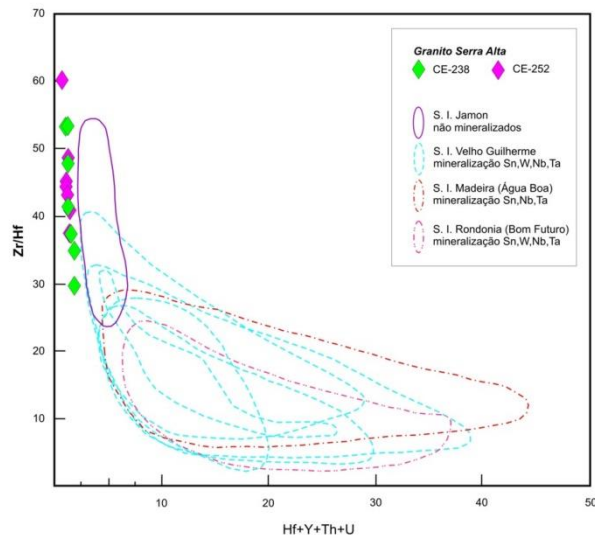


Figura 2 - Composição média dos cristais de zircão do Granito Serra Alta comparada com a dos granitos tipo-A paleoproterozoicos (1880-1822 Ma) da Amazônia com mineralização de Sn, W, Nb, Ta e não mineralizado.

# QUANTIFICAÇÃO DAS SUBSTITUIÇÕES Fe, Al EM GOETHITAS E HEMATITAS DE PERFIL LATERITO-BAUXÍTICO EM JURUTI, PARÁ

*Leonardo Boiadeiro Ayres Negrão<sup>1</sup>, Marcondes Lima da Costa<sup>2</sup>, Herbert Pöllmann<sup>3</sup>*

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

2: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Av. Augusto Correa 1, Guamá, 66075-900 Belém-PA, Brasil. mlc@ufpa.br

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

## INTRODUÇÃO

Bauxitas são rochas aluminosas formadas por processos de lateritização e constituem a principal matéria prima do alumínio e de produtos refratários. O Brasil é atualmente o terceiro maior produtor de bauxitas (Bray, 2015), sendo que 97% dessas reservas estão situadas na região amazônica.

Estudos mineralógicos das bauxitas são fundamentais na determinação dos parâmetros físico-químicos a serem utilizados durante o processamento mineral (Neumann et. al, 2014) e, auxiliam ainda no entendimento da gênese e evolução dos depósitos. Para auxiliar esse entendimento somente a caracterização das fases minerais presentes não é suficiente, torna-se necessário investigar a potencialidade de substituições iônicas, principalmente de Fe, Al nos oxí-hidróxidos desses elementos, as principais fases nas formações lateríticas.

A substituição parcial de Fe por Al em goethitas e hematitas é bastante comum (Norrish e Taylor, 1961; Thiel, 1963; Schulze, 1984; Stanjek e Schwertmann, 1992; Schwertmann e Carlson, 1994; Li et. al, 2006; Neumann et al., 2014) e tem sido freqüentemente descrita em perfis lateríticos, incluindo bauxitas (Trolard e Tardy, 1989; Neumann et al., 2014; Costa et al., 2014). Essas substituições podem ser quantificadas através da difração de raios-x, utilizando o método de refinamento de Rietveld (Rietveld, 1969), que tem sido aplicado tanto na investigação dos aspectos cristalinos desse tipo de material, como na quantificação das fases presentes (Koenig et. al, 2012; Neumann et al., 2014). Uma aplicação desse método com vistas a investigar tais substituições ao longo de um perfil laterito-bauxítico em Juruti-PA é aqui exposta e discutida.

O perfil laterito-bauxítico de Juruti está situado no platô Capiranga, junto a mina de bauxita (Figura 1) explorada pela ALCOA. Os depósitos bauxíticos de Juruti se desenvolveram durante o Paleoceno-Eoceno a partir das rochas sedimentares da formação Alter-do-Chão (Cretáceo) (Costa et al., 2014), uma das sequências continentais que encerra a sedimentação da Bacia do Amazonas. Esses depósitos se situam sob uma espessa cobertura argilosa denominada argila de Belterra (Sombroek, 1966), provavelmente de idade miocênica (Costa et. al, 2014).

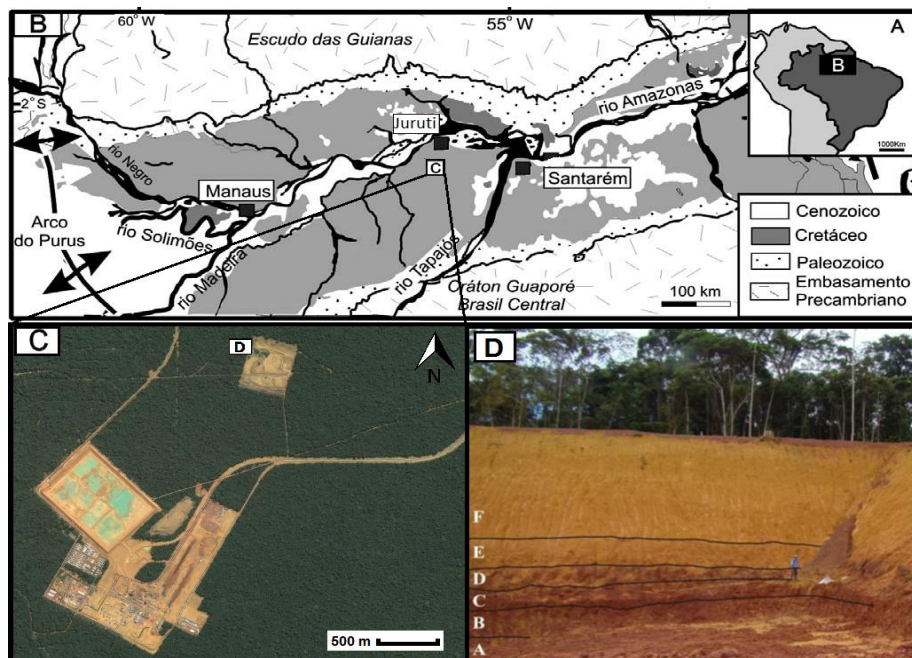


Figura 1 Localização dos depósitos bauxíticos de Juruti-PA. B: Aspectos geológicos da Bacia do Amazonas onde estão os depósitos de bauxitas de Juruti; C: Mina de bauxita da ALCOA em Juruti; D: Trincheira no platô Capiranga com diferentes horizontes do perfil laterito-bauxítico e cobertura argilosa. Modificado de Mendes et al. (2012), Google Maps (2014) e Costa et al. (2014).

## MATERIAIS E MÉTODOS

O material de trabalho consiste em amostras previamente estudadas por Costa et. al (2014) e, posteriormente refinadas pelo método de Rietveld por Negrão et al. (2014). Os parâmetros de célula unitária  $a$ ,  $b$  e  $c$  obtidos no refinamento mineralógico foram organizados e utilizados para o cálculo das substituições iônicas Fe-Al segundo os métodos propostos por Thiel (1963), Schulze (1984) e Stanjek e Schwertmann (1992).

Thiel (1963) demonstrou que o Al pode substituir o Fe na estrutura cristalina da goethita em até 33%, formando uma solução sólida parcial com o diásporo  $((\text{Fe}_{1-x}\text{Al}_x)\text{OOH})$ . Essa substituição resulta em relações lineares entre a substituição de Al por Fe e variações dos reflexos  $d_{111}$ ,  $d_{130}$ ,  $d_{140}$  e  $d_{021}$  da goethita e, também influencia o parâmetro  $b$  da célula unitária da goethita, segundo a equação 1 (Schulze 1984):

$$\text{Al (mol\%)} = 1730 - 572 \times b [\text{\AA}] \quad (1)$$

Na estrutura da hematita o  $\text{Al}^{3+}$  substitui o  $\text{Fe}^{3+}$  formando uma solução sólida parcial com o coríndon. Stanjek e Schwertmann (1992) observaram que nas hematitas essa substituição exige também substituição acoplada de  $\text{OH}^-$  por  $\text{O}_2$ , o que resulta na seguinte fórmula para hematitas aluminosas:  $(\text{Fe}_{1-x}\text{Al}_x)_{2-z/3}(\text{OH})_z\text{O}_{3-z}$ . Esta substituição pode chegar a 15% de Al e possui linearidade com os parâmetros  $a$  e  $c$  da célula unitária da hematita. Stanjek e Schwertmann propuseram a seguinte equação (2) representativa desta linearidade:

$$\text{Al (mol \%)} = (6019,83338 - 1518,37137 * a + 4,66753 * a^2 * c)/100 \quad (2)$$

Neumann et al. (2014) testaram o método proposto por Stanjek e Schwertmann (1992) comparando-os com resultados obtidos por espectroscopia Mössbauer para bauxitas de diversos depósitos do Brasil e constataram que o método pode ser implementado com sucesso.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os teores de substituição de Al na estrutura da goethita mostrados na Tabela 1 dizem respeito tanto aos calculados pelo método proposto por Thiel (1963) quanto pelo de Schulze (1984). Tais teores variam ao longo do perfil, atingindo seu máximo na cobertura argilosa

(33,76 mol% pelo método de Thiel, e 41,96 mol% pelo método de Schulze). Embora os teores calculados pelo método de Schulze (1984) apresentem boa correlação ( $R^2= 0,935$ ) com aqueles calculados pelo método de Thiel, esses valores são mais discrepantes para amostras da cobertura argilosa.

Tabela 1 - Teores de Al (%mol) das goethitas, obtidos segundo Thiel (1963) e Schulze (1984).

Amostra	Horizonte	Al (%mol), método de Thiel (1963)	Parâmetro <i>b</i> da célula unitária	Al (% mol), método de Schulze (1984)
Amostra 18	Cobertura Argilosa	33,03	2,9588	37,58
Amostra 17		32,91	2,9582	37,88
Amostra 16		33,76	2,9530	40,87
Amostra 15		33,17	2,9511	41,96
Amostra 14		33,69	2,9674	32,67
Amostra 13		33,21	2,9583	37,84
Amostra 12		32,40	2,9653	33,84
Amostra 10		33,23	2,9629	35,24
Amostra 11		32,61	2,9577	38,22
Amostra 9		32,76	2,9627	35,34
Amostra 8	Nodular Bauxítico	29,14	2,9720	30,02
Amostra 7		31,14	2,9709	30,62
Amostra 5		30,00	2,9723	29,86
Amostra 4	Nodular ferruginoso	12,79	2,9990	14,59
Amostra 3		9,40	3,0086	9,10
Amostra 2		10,07	3,0077	9,84

Já a substituição do Fe por Al nas hematitas varia de 7,25 a 11,34% (Tabela 2). Esses valores são mais elevados no horizonte bauxítico e no horizonte nodular bauxítico, enquanto no horizonte nodular ferruginoso são mais baixos.

Tabela 2 - Teores de Al (%mol) nas hematitas ao longo do perfil laterito-bauxítico de Juruti, calculados segundo o método de Stanjek e Schwertmann (1992).

Amostra	Horizonte	Parâmetro <i>a</i> da célula unitária	Parâmetro <i>c</i> da célula unitária	Al (%mol) nas hematitas
Amostra 8	Nodular bauxítico	5,0285	13,7809	11,15
Amostra 7		5,0270	13,7605	10,07
Amostra 5		5,0285	13,7738	10,30
Amostra 4	Nodular	5,0298	13,7638	8,00

<b>Amostra 3</b>	Ferruginoso	5,0318	13,7725	7,26
<b>Amostra 2</b>		5,0308	13,7675	7,60
<b>Amostra 1</b>	Bauxita	5,0279	13,7780	11,35

## CONCLUSÕES

As substituições do Fe por Al nas goethitas e nas hematitas podem ser quantificadas a partir de difratogramas de raios-x. Entretanto, a qualidade dos resultados obtidos depende da qualidade do refinamento mineralógico aplicado para obtenção dos parâmetros de célula unitária desejados. Ao longo do perfil em Juruti, os teores de Al nas goethitas e hematitas são variáveis conforme os horizontes do perfil laterítico e mostram forte relação com o maior conteúdo de Al desses horizontes.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao projeto GEOCIAM, ao CNPq e projeto Belterra.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bray, E. L., 2015. Bauxite and Alumina. In: Mineral commodity summaries 2015: U.S. Geological Survey, pp. 26-27.
- Costa, M. L., Silva Cruz, G., Faria, H. F. A., Poellmann, H., 2014. On the geology, mineralogy and geochemistry of the bauxite-bearing regolith in the lower Amazon basin: Evidence of genetic relationships. *Journal of Geochemical Exploration*, n.146, pp. 58-74.
- König, U.; Angélica, R. S.; Norberg, N. & Globbo, L., 2012. Rapid X-ray diffraction (XRD) for grade control of bauxites. IN: ICSOBA Belém. Proceedings, BX 12-T, 11p.
- Lucas, Y., 1997. The bauxite of Juruti. In: Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A.J., Lucas, Y. (Eds.), *Brazilian Bauxites*. USP/FAPESP/ORSTOM, São Paulo, pp. 107-133.
- Mendes, A. C.; Truckenbrodt, W.; Nogueira A. C., 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de geociências* vol.42, 2012.
- Negrão, L. B. A.; Costa, M. L. ;Poellmann, H. . O Refinamento Rietveld Aplicado a Bauxita e Cobertura Argilosa de Juruti, Pará. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia, 2014, Salvador-BA. 47º Congresso Brasileiro de Geologia, 2014.
- Neumann, R., Avelar, A. N., Costa, G. M., 2014. Refinement of the isomorphic substitutions in goethite and hematite by the Rietveld method, and relevance to bauxite characterization and processing. *Minerals Engineering*, 55, pp. 80-86.
- Norrish, K., Taylor, R. M., 1961. The isomorphous replacement of iron by aluminum in soil goethites. *Journal of Soil Science* 12, p. 294-306.
- Rietveld, H.M., 1969. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *J. Appl. Crystallogr.* 2, pp. 65-71.
- Schulze, D.G., 1984. The influence of aluminum on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays and Clay Minerals* 32 (1), pp. 36-44.
- Schwertmann, U., Carlson, L., 1994. Aluminum influence on iron oxides: XVII. Unit-Cell parameters and aluminum substitution of natural goethites. *Soil Science Society of America Journal* 58, pp. 256-261.
- Stanjek, H., Schwertmann, U., 1992. The influence of aluminum on iron oxides; Part XVI, Hydroxyl and aluminum substitution in synthetic hematites. *Clays and Clay Minerals* 40 (3), pp. 347-354.
- Thiel, R., 1963. Zum System a-FeOOH-a-AIOOH. *Z. Anorg. Allg. Chem.*, 326, pp. 70-78.

# ESTUDO DE PETROTRAMAS MINERAIS NA FÁCIES ALBITA GRANITO DO PLUTON MADEIRA, PROVINCIA MINERAL DE PITINGA (AM)

Carlos Alejandro Salazar<sup>1</sup>, Astrid Siachoque Velandia<sup>1</sup>

csalazar@ufam.edu.br, astridsia1116@hotmail.com

<sup>1</sup>Departamento de Pós-Graduação em Geociências Universidade Federal do Amazonas (UFAM)

## INTRODUÇÃO

O granito Madeira de idade paleoproterozóica se localiza no distrito Mineiro de Pitinga (NE do Estado de Amazonas), é um plúton alongado NE-SW intrusivo em rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, constituído por quatro fácies: i) Anfibólio-biotita-sienogranito (Rapakivi granito), ii) Biotita-feldspato alcalino granito, iii) Feldspato alcalino granito hipersolvus e, iv) a fácies Albita granito. Esta última fácies ocupa o centro do plúton Madeira, foi dividida nas subfácies Albita granito de núcleo e Albita granito de borda segundo diferenças petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas (Horbe *et al.*, 1991). Em contraste com a disposição regional NE-SW do Plúton Madeira, a fácies Albita granito é um stock levemente alongado N-S. Essa discordância na orientação dos corpos intrusivos foi sugerida por Bastos Neto *et al.*, (2014), como produto de mudanças no regime tectônico do magmatismo Madeira. Esta hipótese está ainda inexplorada e motiva a realização de estudos estruturais que permitam entender as características da deformação e da colocação plutônica. Neste sentido, o objetivo geral deste trabalho consiste em caracterizar a deformação interna a partir do estudo de tramas minerais da fácies Albita granito e avaliar a consistência da organização mineral na escala de afloramento.

## MÉTODOS

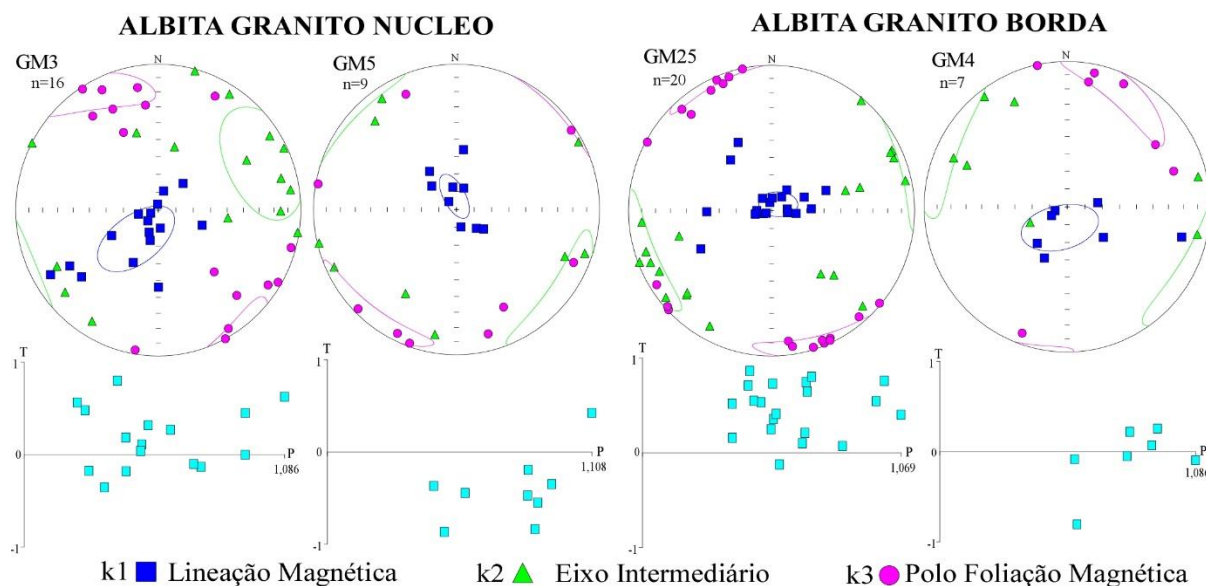
Consistiram na i) coleta de cilindros e blocos de rocha orientados em 45 afloramentos mediante perfis estruturais, ii) análises petrográficas de silicatos e óxidos, e iii) medição da susceptibilidade magnética e de anisotropia (ASM) a partir do software (*Anisoft 4.2*, AGICO Ltd) para obter o tensor representativo da susceptibilidade de cada espécime (Jelinek, 1981). Os resultados foram tratados e analisados no mesmo software, que fornece os parâmetros escalares (estiramento  $P_j$  e forma  $T$ ) e direcionais (foliação e lineação) do elipsoide magnético. Depois se obtém a integração dos espécimes representativos da trama de cada afloramento. Os parâmetros direcionais são levados para compor mapas de foliação e lineação magnética da ASM que representam a trama magnética da unidade de rocha. As análises dos dados incluíram também orientação preferencial de forma (OPF, Rodrigues *et al.*, 2009), tratamento geostatístico de dados direcionais, desenho de diagramas, figuras e mapa geológico estrutural em escala 1: 5000.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

A fácies Albita granito possui características gerais de uma deformação dúctil primária, representada por uma foliação  $S_0$  incipiente e restrita de origem magmática marcada por minerais aciculares e/ou prismáticos de mica preta e anfibólio. Os resultados da análise da trama de ASM (óxidos) e OPF (anfibólio + biotita, e quartzo), avaliam localmente a estabilidade da petrotrama dúctil medida em afloramento. A susceptibilidade magnética média (km) destas rochas é de 1.7 a 15 mSI no Albita granito de núcleo e, entre 0.18 a 0.33 mSI no Albita granito de borda. A distribuição da anisotropia magnética na área de estudo evidencia um comportamento variável, os valores mais baixos de  $P_j$  ( $\leq 1,02$ ) encontram-se nos limites da subfácies de borda (entre 1,02 e 1,04), mas localmente foram observados valores altos de  $P_j$  ( $\geq 1,04$ ) ao norte da subfácies de núcleo. Em relação à forma do elipsóide se registra um equilíbrio entre elipsoides oblatos ( $T > 0,18$ ) e prolatos ( $T < 0,16$ ) nas duas subfácies. Assim a caracterização da trama magnética é principalmente plano-planar e apresenta foliação magnética orientada NE-SW com mergulho variável entre 50-89° ora para N, ora para o S (plano normal a  $k_3$ ). Não entanto o arranjo da

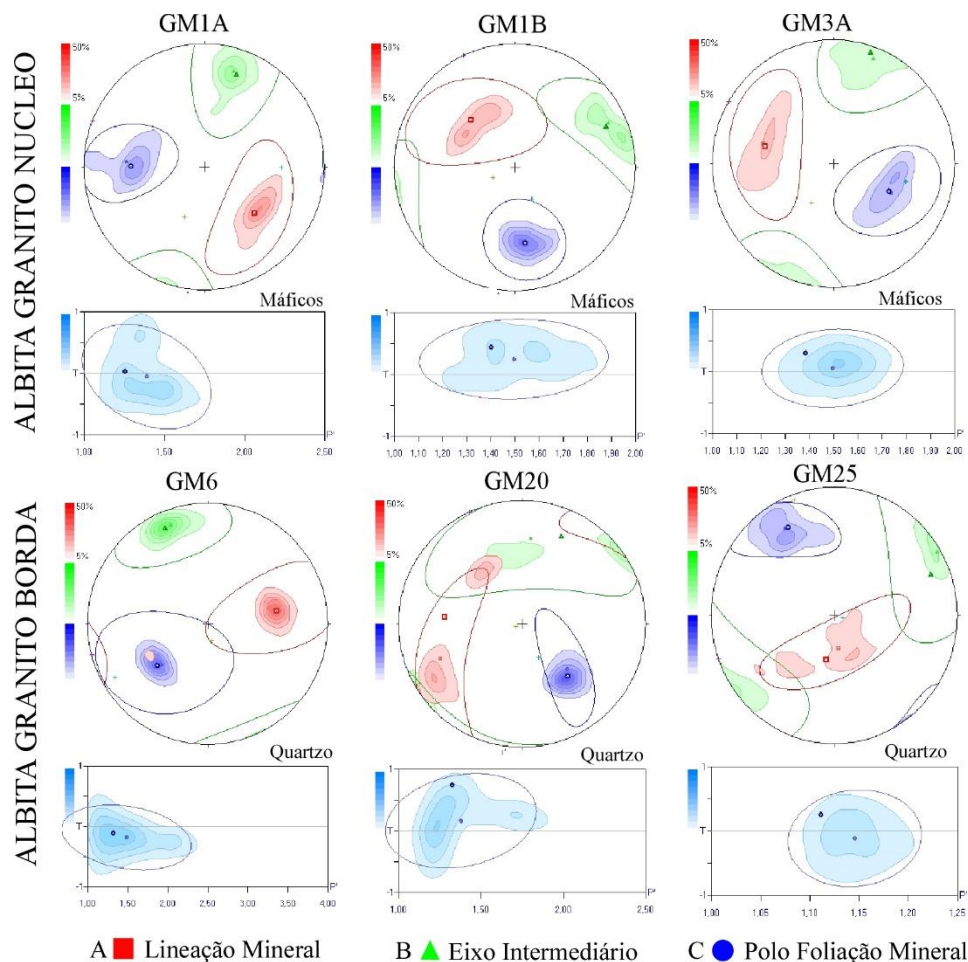


lineação magnética (k1) é principalmente de alto ângulo de inclinação nas duas subfácies e características *down dip* (Figura 1).



**Figura 1.** Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) das subfácies do Albite granito.

A OPF dos silicatos máficos calculadas na subfácies de núcleo apresentam orientação do eixo C (polo da foliação mineral) com duas atitudes: a) uma predominante entre  $260^{\circ} - 290^{\circ}/52^{\circ} - 76^{\circ}$ , e outra mais discreta disposta entre  $140^{\circ} - 170^{\circ}/56^{\circ} - 85^{\circ}$  (Figura 2). Na subfácies de borda, o marcador selecionado da OPF foi o quartzo, este apresenta dois agrupamentos (sugestivo da ocorrência de sub-tramas também observadas em análises petrográficas). O elipsoide de OPF é de tipo oblato-prolato ( $-0,1 < T < 1,5$ ). Para a subfácies de núcleo o grau de anisotropia ( $P_j$ ) varia entre 20% e 50%, e para a subfácies de borda entre 10% e 40%. A lineação é o elemento estrutural de maior variabilidade direcional na OPF, no entanto a orientação do eixo A (lineação mineral) é predominantemente E-W com caimentos baixos ( $< 40^{\circ}$ ) na subfácies de núcleo e, NE-SW com plunge variando entre  $35^{\circ} - 75^{\circ}$  na subfácies de borda.



**Figura 2.** Orientação preferencial de forma (OPF) das subfácies do Albita granito.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados das análises de ASM e OPF nas subfácies do Albita granito confirmam a existência de uma foliação primária de origem magmática que foi também medida localmente em afloramento e cuja trama é de forma plano-panar nas duas subfácies. A trama magnética definida por magnetita e hematita, é subparalela à trama de OPF, esta petrotrama é interpretada como resultante de um estágio de deformação de caráter principalmente dominado por processos de subida de magma durante o alojamento plutônico sob os efeitos de um campo regional de esforços que se manteve estável durante a cristalização.

## REFERÊNCIAS

Bastos Neto, A.C., Ferron, J.M.TM., Chauvet, A., Chemale Jr, F., Lima, E.F., Barbansone, L., Costa, C.F.M. 2014. U–Pb dating of the Madeira Suite and structural control of the albite-enriched granite at Pitinga (Amazonia, Brazil): Evolution of the A-type magmatism and implications for the genesis of the Madeira Sn–Ta–Nb (REE, cryolite) world-class deposit. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 243, p.182-196.

Horbe, M.A., Horbe, A.C., Costi, H.T., Teixeira, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from Pitinga Mine, northwestern Brazil – a review. *Journal of Geochemical Exploration*, 40: 227-249.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, v.49, 63-67.

Rodrigues, S.W.O., Archanjo, C.J., Launeau, P. 2009. Determinação da orientação preferencial de forma (OPF) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, p. 435-451.

#### **AGRADECIMENTOS**

À FAPEAM pelo financiamento do projeto, processo número 1036-2011.

À Mineração Taboca, pelo apoio logístico para a realização dos trabalhos de campo e amostragem.

Ao programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (UFAM) e ao CAPES pela bolsa de Mestrado.

# MINERAIS DIAGENÉTICOS IDENTIFICADOS EM FRAGMENTOS FÓSSEIS DE QUELÔNIO NO IGARAPÉ DIABINHO, ACRE

*Maria do Perpetuo Socorro Progene Vilhena<sup>1</sup>, Marcondes Lima da Costa<sup>2</sup>*

1- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), [sprogene@hotmail.com](mailto:sprogene@hotmail.com) ;

2- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), [mlc@ufpa.br](mailto:mlc@ufpa.br)

## RESUMO

As alterações mineralógicas ocorridas pelos fragmentos de carapaças fósseis da tartaruga marinha do Acre permitiram compreender a distribuição dos minerais autigênicos nas cavidades ósseas e processos diagenéticos sobre a preservação óssea. Alguns minerais foram identificados preenchendo os vazios dos fragmentos fósseis pelos processos diagenéticos incluindo fosfato autigênicos e a presença de minerais secundários como as precipitações de calcita, barita, siderita, gipso, óxidos e sulfatos sendo mais abundante. Calcita está presente em quase todas as amostras. A pirita é muito comum nos espaços vazios.

## INTRODUÇÃO

O Estado do Acre é conhecido pela abundância em fósseis de vertebrados, aquáticos com exemplares muito bem preservados. Os ossos de animais constituem importantes testemunhos para rastrear mudanças diagenéticas ao longo do tempo geológico.

A importância dos ossos fósseis foi demonstrada nos últimos anos como uma fonte valiosa de informações para o entendimento dos processos deposicionais e pós-deposicionais (Karkanis et al., 2000; Thompson et al., 2009). Os ossos são constituídos por fases orgânicas, inorgânicas e água. Quando um organismo morre, os ossos perdem gradualmente seus componentes orgânicos. Os ossos, cascos, carapaças, etc. podem permanecer expostos ao longo de um período de tempo, sujeitos à ação do intemperismo físico e químico, que sofrem mudanças diagenéticas nas suas constituições (Trueman, 1999). A fase inorgânica ou fração mineral é composta de carbonato fluorapatita mineral semelhante à hidroxiapatita [ $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$ ], contendo até 7% em peso de carbonato (Wopenka e Pasteris, 2005).

A diagênese modifica a composição químico-mineralógica e a estrutura dos ossos por meio da dissolução ou precipitação e, a captação de íons adsorção, difusão, e/ou hidrólise, até a recristalização mineral (Person et al., 1995). As alterações na fase mineral dos ossos fósseis podem fornecer informações úteis sobre os processos aos quais os sedimentos encaixantes, foram submetidos em épocas pós-deposicionais.

Um exemplo excelente destes processos é apresentado por um exemplar de um pequeno quelônio fóssil encontrado ao lado de um outro gigante pelo segundo autor no Igarapé Diabinho, no município de Feijó, Acre, em sedimentos miocênicos a pós-miocênicos da Formação Solimões.

## CARACTERÍSTICAS DA ÁREA

O Igarapé Diabinho é afluente pela margem direita do rio Envira, no município de Feijó (Figura 1). Tem em geral vale encaixado nos sedimentos da Formação Solimões, os quais são ricos em fragmentos de vertebrados fósseis bem como em troncos vegetais fósseis. O Igarapé Diabinho, no período chuvoso, eleva assustadoramente o seu nível de água, adquirindo alto potencial erosional, erodindo suas margens, e expondo de vez em quando registros dos referidos fósseis na vazante (Costa et al., 2003).

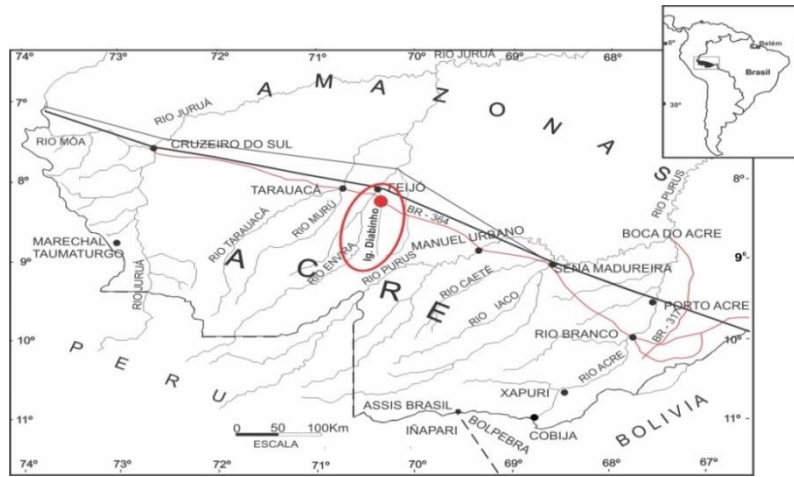


Figura 1- Mapa do Estado do Acre e da área de estudo modificado de Miranda & Coutinho (2004).

## MATERIAIS E MÉTODOS

A peça de quelônio fóssil do igarapé Diabíno foi coletada pelo segundo autor no barranco da margem direita, que estava naturalmente muito fraturada, e assim antes da subtração, foi fotografada, os fragmentos numerados e então subtraídos para que em laboratório fosse possível reconstituí-la. Também não foi totalmente possível, pois os fragmentos originais, ao se desidratarem, tornaram-se ainda mais frágeis e se fragmentaram em muitos outros menores. Desta forma só foi possível uma reconstituição parcial. A partir deste corpo parcialmente reconstituído foram selecionadas as amostras de fósseis para análises deste trabalho. As mesmas foram secadas a temperatura ambiente, uma alíquota selecionada para análises por microscopia ótica (lâmina delgada), e outra pulverizada para as determinações mineralógicas e químicas. Além da microscopia ótica empregou-se a difração de raios-X (DRX) e microscopia eletrônica com espectrometria de energia dispersiva de raios-X para a caracterização mineralógica. As análises por DRX foram conduzidas com difratômetro Bruker, modelo D2 Phaser, equipado com ânodo de cobre ( $\lambda_{Cu K\alpha} = 1.54184 \text{ \AA}$ ), gerador de tensão e corrente de 30 kV e 10 mA (300 W), e detector do tipo Lynxeye. Os difratogramas de amostras totais foram obtidos com leitura de  $2\theta$  no intervalo de  $5^\circ$  a  $75^\circ$ . As análises foram realizadas com passo de  $0,02022 (2\theta)$  e tempo de passo de 0,200 s. Os dados foram interpretados com o auxílio dos softwares EVA e X' Pert High Score do Laboratório de Caracterização Mineral. O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) empregado foi TM3000 e sistema analítico o SwiftED3000. As determinações mineralógicas foram ainda auxiliadas por espectroscopia de infravermelho com transformada de Fourier (FTIR) quando se empregou o espectrofotômetro VERTEX-70, BRUKER. O registro espectral foi obtido na região de  $4000 \text{ cm}^{-1}$  a  $400 \text{ cm}^{-1}$ .

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os fósseis do quelônio (tartaruga) são constituídos principalmente de hidroxiapatita e calcita, além de pirita, gipso, siderita e óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 2). A barita foi identificada tanto por DRX com auxílio do MEV/EDX. A siderita é relativamente abundante como cimento e identificada com análise de SED apenas os íons de Fe. A hidroxiapatita constitui o arcabouço primário do tecido ósseo, enquanto calcita, gipso e siderita, bem como óxi-hidróxidos de Fe, preenchem os espaços originais dos tecidos, bem como novos espaços originados pela dissolução dos componentes orgânicos e da própria apatita original, por ocasião do soterramento e interação com os sedimentos encaixantes, o que se equivaleria a uma diagênese (Figura 3A).

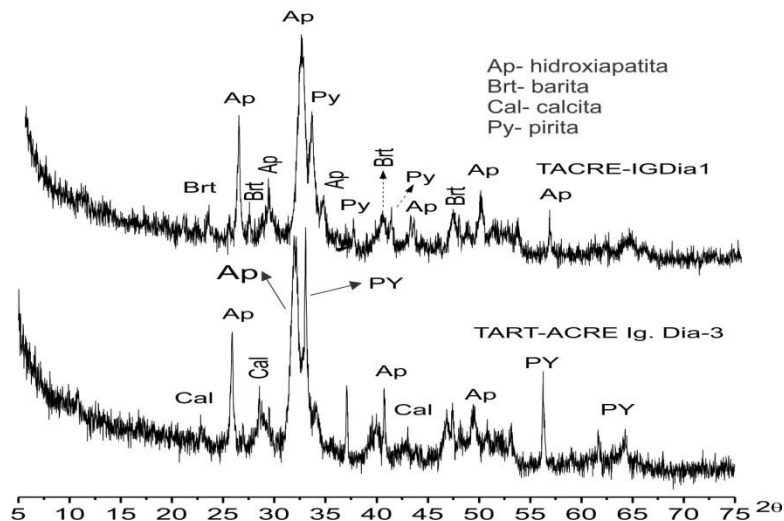


Figura 2. Difratoigramas de raios-X em amostras de fósil de tartaruga em que se identifica hidroxiapatita (AP), barita (Brt), calcita (Cal), pirita (Py).

A pirita parece refletir um novo momento, interpretado como reflexo de domínio redutor, da mesma forma como a siderita. A siderita confere um tom marrom escuro aos fragmentos. Por outro os oxi-hidroxidos de Fe demonstram a influência das condições subsuperficiais quando o esqueleto foi exposto às intempéries.

A pirita é comum preenchendo espaços vazios de tamanhos variados, como cimento ou como grãos isolados, que foram cristais euédricos e subeuédricos em aglomerados framboidais fissuras ou mesmo em superfícies inteiras dos fragmentos do casco de tartaruga (Figura 3A).

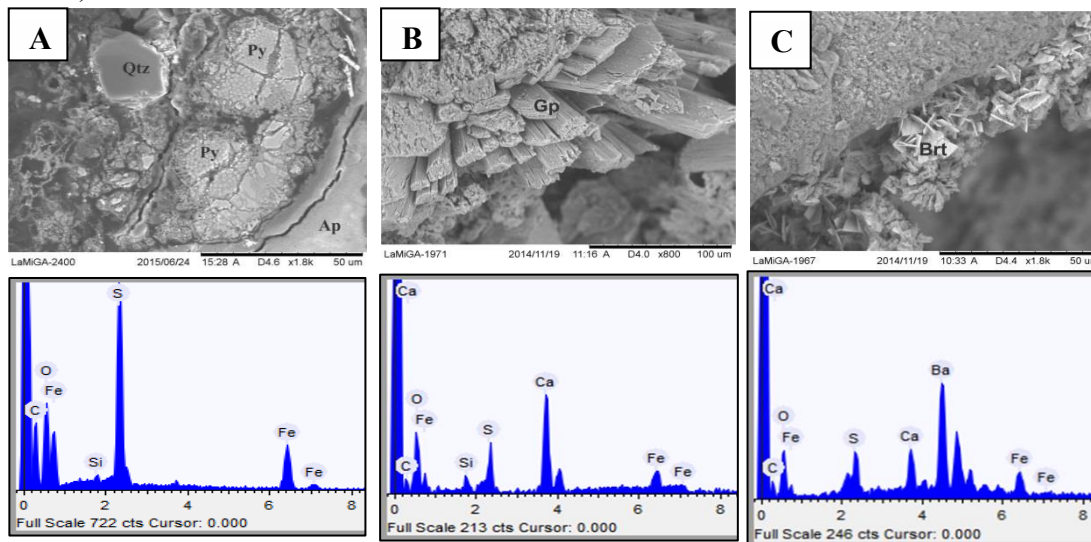


Figura 3- (A) Imagem de MEV e respectiva análise de SED de minerais interpretados como autigênicos (pirita) em cavidades de osso fósil; (B) Imagem de MEV e respectiva análise química de SED de cristais de gipso e (C) Imagem de MEV e respectiva análise de SED de cristais de barita em agregados placosos formando rosetas, como se fossem pseudomorfos de gipso.

Os oxi-hidróxidos de ferro e gipso não foram identificados por DRX nas amostras investigadas, no entanto, em microscopia de luz refletida observou-se a presença desses minerais numa fissura com pirita. O gipso só foi identificado por microscopia eletrônica de varredura-MEV (Figura 3B).

A barita é frequente e se apresentam aglomerados de cristais prismáticos subeuédricos ocupando cavidades. Também em cristais tabulares ou laminares isoladas ou como rosetas. A

ocorrência de calcita, pirita, barita, e siderita indicam ambiente de condições ligeiramente alcalino com pH 7-8 e redutor (Monge et al., 2014).

As análises de FTIR permitiram complementar os resultados de DRX e auxiliar na identificação das fases fosfatadas (Figura 4). As principais bandas de absorção dos espectros de FTIR apresentaram uma relativa homogeneidade e alguns grupos funcionais associados, como fosfatos e carbonatos estão sempre presentes (Figura 4). Esses grupos também indicaram a presença do carbonato apatita na banda de absorção em  $1.426\text{ cm}^{-1}$ .

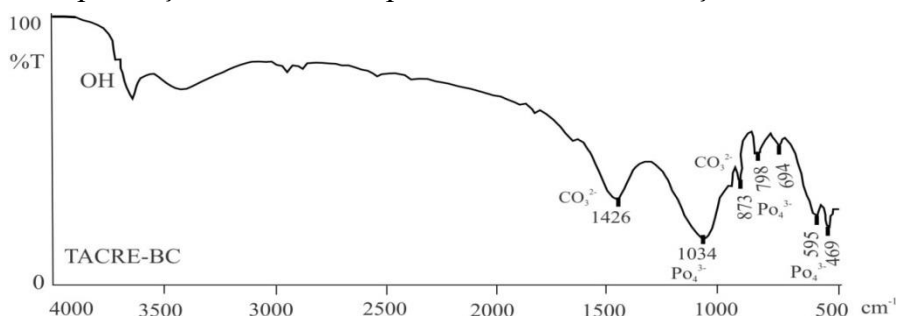


Figura 4- Espectro de FTIR de fragmentos de ossos da tartaruga fóssil do Igarapé Diabinho.

## CONCLUSÕES

Os fragmentos ossos fósseis da tartaruga do Diabinho são constituídos de hidroxiapatita ou ainda carbonato hidroapatita, minerais em parte herdados dos ossos originais e parcialmente recristalizados durante o período de soterramento dentro dos arenitos carbonáticos argilosos da Formação Solimões. Além desses minerais foram encontrados em forma significativa calcita, gipso, barita, siderita e pirita, que são minerais em parte dos sedimentos encaixantes e que preenchem e substituem estrutura dos ossos. Esses minerais demonstram que os ossos fósseis da tartaruga sofreram alteração diagenética, a mesma que atingiu os sedimentos encaixantes. Os oxi-hidróxido de ferro encontrados devem por outro ter sido formados quando da exposição do esqueleto às condições superficiais de intempéries.

## REFERÊNCIAS

- Costa, M.L., Almeida, H.D.F., Rego, J.A. R., Jesus, I.M., SÁ, G.C., Brabo, E.S., Santos, E.O., Angélica, R.S. 2003. Aspectos Físico-Químicos e Considerações Geoquímicas sobre as Águas Fluviais do Acre. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9, Belém. Anais. Belém, SBGQ. p.322-324.
- Holz, M., Schultz, C.L. 1998. Taphonomy of the south Brazilian Triassic herpetofauna; fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia* 31, 335-345.
- Karkanis, P., Bar-Yosef, O., Goldberg, P., Weiner, S. 2000. Diagenesis in Prehistoric Caves: the use of minerals that form in situ to assess the completeness of the archaeological record. *J. Archaeol. Sci.* 27, 915-929.
- Miranda, E.E., Coutinho, A.C. 2004. Brasil Visto do Espaço. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Disponível em: <<http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 1 mar. 2005.
- Monge, G., Carretero M.I., Pozo, M, Cecilio, B. 2014. Mineralogical changes in fossil bone from Cueva del Angel, Spain: *Journal of Archaeological Science* 46, 6-15.
- Thompson, T.J.U., Gauthier, M., Islam, M., 2009. The application of a new method of fourier transform infrared spectroscopy to the analysis of burned bone. *J. Archaeol. Sci.* 36, 910-914.
- Trueman, C.N. & Benton, M.J., 1997. A geochemical method to trace the taphonomic history of reworked bones in sedimentary settings. *Geology* 25, 263-266.
- Wopenka, B. & Pasteris, J.D., 2005. A mineralogical perspective on the apatite in bone. *Mater. Sci. Eng.* 25, 131e143 worked bones in sedimentary settings. *Geology* 25, 263-266.

# ASPECTOS TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DE CROSTAS FERRUGINOSAS DE PERFIL LATERÍTICO IMATURO EM RONDON DO PARÁ

Daiveson Serrão Abreu<sup>1</sup>, e-mail: daiveson\_abreu@hotmail.com; Marcondes Lima da Costa<sup>2</sup>, e-mail: mlc@ufpa.br

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará – Instituto de Geociências, Campus Universitário do Guamá, Rua Augusto Correa, 1, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brasil.

<sup>2</sup>Pesquisador do CNPQ

## INTRODUÇÃO

Perfis lateríticos imaturos foram reconhecidos por Costa (1991) e tem ampla distribuição na Amazônia e fazem parte das *formações lateríticas* (COSTA, 2007). Esses perfis em termos gerais estão estruturados em *horizontes típicos* (crosta, horizonte mosqueado/argiloso e saprólito) que se sobrepõem a rocha mãe ou a um substrato de rochas sãs. Predominam os oxi-hidróxidos de Fe (goethita e hematita), caulinita e quartzo o que quimicamente representa o domínio de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O (Costa 1991). Ao contrário dos perfis maduros, eles são menos propícios a enriquecimentos minerais, porém podem formar os depósitos de Au, Pt, Ni, Mn e de resistatos (Costa, 2007).

A região de Paragominas – Dom Eliseu – Rondon do Pará no sul do Estado do Pará se destaca pela ocorrência de formações lateríticas, com grandes depósitos de bauxitas e caulim associados, ligados a perfis lateríticos maduros. Também ocorrem com frequência formações lateríticas imaturas, as quais estão bem representadas na região de Rondon do Pará. Perfis excelentes foram expostos durante a construção da BR-222 entre Rondon do Pará e Abel Figueiredo com o desenvolvimento de espessas crostas ferroaluminosas imaturas. O presente trabalho investiga estas crostas sob o ponto de vista textural e mineralógico e discute a sua importância geológica.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos de campo com descrição dos perfis, imageamento e coleta de 6 amostras foram realizados por Marcondes Lima da Costa com suporte técnico da Votorantim Metais ao longo do Km 137 da BR-222, entre as cidades de Abel Figueiredo e Rondon do Pará, Sudeste do Pará.

As amostras empregadas nesse estudo foram descritas mesoscopicamente, em seguida confeccionadas lâminas delgadas e investigadas através de microscopia ótica. Uma alíquota foi pulverizada e analisada por difração de raios x para fortalecer as determinações mineralógicas prévias. Neste caso se empregou o difratômetro de Raios X (DRX) Bruker, modelo 2D PHASER, equipado com anodo de cobre ( $\lambda_{Cu K\alpha} = 1.54184 \text{ \AA}$ ) em condições de funcionamento de 30 kV de tensão e 10 mA de corrente, passo de 0,02 e tempo de passo de 0,2s com detector do tipo Lynxeye. Para análises por microscopia óptica empregou-se o microscópio Zeiss, modelo AXIOLAB POL. Pontualmente, a microscopia eletrônica de varredura foi utilizada na obtenção de fotomicrografias e análises químicas semiquantitativas utilizando um microscópio eletrônico de varredura modelo LEO-1430. As análises de DRX foram realizadas no laboratório de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (LaMiGA) do Instituto de Geociências da UFPA (IG-UFPA). As lâminas delgadas polidas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação (LAM) do IG-UFPA e descritas no Laboratório de Mineralogia e Gemologia do IG-UFPA. Já as análises de microscopia eletrônica foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do IG-UFPA.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

### Características Texturais e Mineralógicas

As crostas constituem um horizonte típico com espessura máxima de 2m, geralmente capeado por horizonte de material silto-argiloso amarelo tido como latossolo, em contato abrupto com estas. As crostas se encontram inalteradas a fortemente alteradas pelo



intemperismo e pela erosão física. Geralmente apresentam aspecto colunar mesoscópico (fig. 1B), em colunas de oxi-hidróxidos de Fe marrons claros a escuros, por vezes vermelhos, que paralelizam com zonas silto-argilosas amarelas, muitas vezes ainda com resíduos do material colunar, já assumindo feições de nódulos e até mesmo esferólitos. A zona compacta colunar ou não, é dura, tem internamente aspecto sub-nodular, com auréolas sub-concêntricas impressas por bandas de tonalidades diferenciadas do marrom e do vermelho, por vezes ocre. O material terroso tende a ser de aspecto argiloso a terroso. Grãos milimétricos de quartzo em contornos irregulares, límpidos, quebradiços, estão distribuídos ao longo de todo material. Essas crostas também são microporosas, e cavernosas e as paredes das cavidades geralmente recobertas por películas marrons escuras de hidróxidos de ferro, brilhosas, que quando mais espessas (mm) são ligeiramente bandadas.

As análises por DRX confirmam as observações de campo e aquelas obtidas por microscopia ótica, e mostram que as crostas são constituídas principalmente por goethita, hematita, quartzo e caulinita (fig. 1C e D). A goethita é o principal mineral, e se apresenta equivalente a goethita essencialmente férrica e a goethita aluminosa (ocre). A hematita constitui as massas marrons avermelhadas, geralmente ocupando o núcleo dos nódulos e/ou esferólitos. As películas são de goethita principalmente férrica. A caulinita constitui parte do material ocre e terro-argiloso e ocorre com frequência. Essa constituição mineralógica equivale às crostas de perfis imaturos descritos por Costa (1991).

Sob o microscópio ótico as crostas se apresentam como um plasma marrom avermelhado, com nódulos e esferólitos intraplasma, todos constituídos de goethita, hematita e ainda caulinita, os quais cimentam os grãos irregulares de quartzo (fig. 1E e F). Feições típicas de soluções coloidais estão presentes no plasma predominantemente férrico (fig. 1G).

O plasma marrom silto-argiloso é formado por nódulos intraplasma, de hematita, os quais são envolvidos por córtex compacto, sub-bandado de goethita, em matriz de goethita, caulinita e quartzo. O plasma amarelo ocre também silto-argiloso é formada além de goethita por bastante caulinita.

Em escala de microscopia eletrônica, a hematita e goethita estão representadas por cristais placosos que formam agregados botrioidais (fig. 2) e lustrosos.

## **CONCLUSÕES**

As características de empilhamento geológicos, as texturais e mineralógicas das crostas do perfil laterítico da BR-222, km 137, de fato refletem uma natureza imatura de acordo com a classificação de Costa (1991, 1997), por sua composição essencialmente em goethita, hematita, caulinita, além de quartzo. A goethita se apresenta em distintas manifestações, sugerindo distintas fases de formação, enquanto a hematita se restringe ao núcleo dos nódulos e esferólitos, sugerindo derivação do mosqueado, como defendido por Costa (2007).

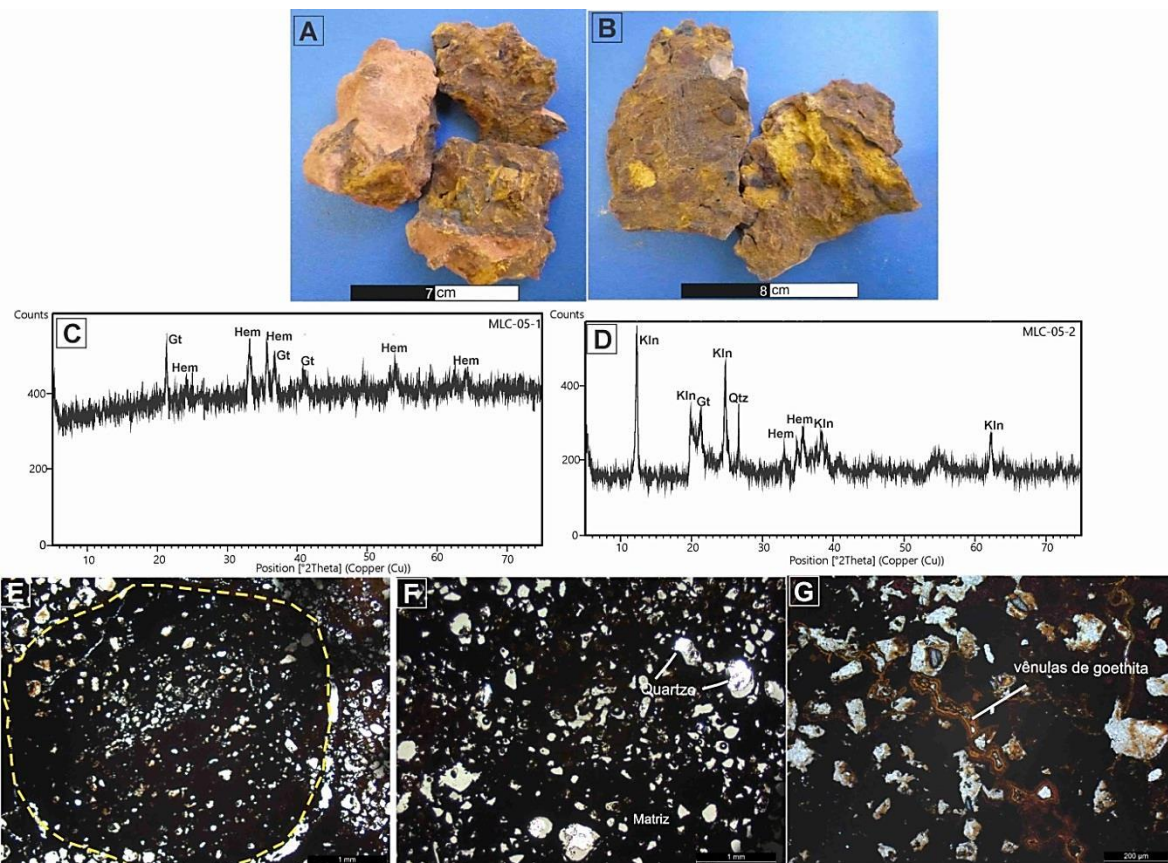


Figura 1 – A) Fragmentos da crosta ferruginosa, amostra MLC-05; B) Fragmento de crosta colunar, amostra MLC-10; C) Mineralogia da crosta ferruginosa obtida por DRX: hematita (Hem) e goethita (Gt), principalmente; D) Mineralogia da crosta ferruginosa (zona argilosa), obtida por DRX: além de hematita (Hem) e goethita (Gt), a caulinita (Kln) e quartzo (Qtz) são minerais também abundantes. E) Fotomicrografia da crosta ferruginosa; F) Fotomicrografia da crosta ferruginosa exibindo poros preenchidos parcialmente por grãos de quartzo e mostrando a matriz criptocristalina; G) Vênulas de goethita de textura coloidal.

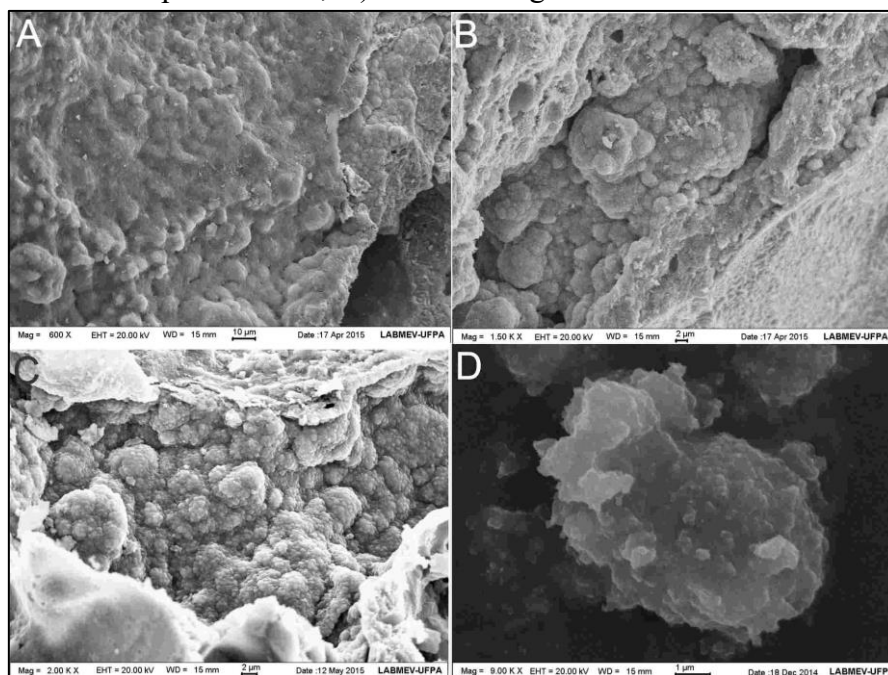


Figura 2 – Imagens de MEV da crosta ferruginosa. A) Detalhe mostrando agregados esféricos de hematita e goethita, MLC-06. B) e C) Detalhe mostrando agregados esféricos de hematita e goethita preenchendo poros, amostras MLC-10 e 05 respectivamente. D) cristal de goethita placóide de contornos arredondados, amostra MLC-10.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradecemos ao CNPq pelo financiamento do projeto Belterra (Proc. 477.411/2012-6). e ao INCT-GEOCIAM pelo apoio financeiro. Ao Laboratório de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (LaMiGA), Laboratório de Laminação (LAM), Laboratório de Mineralogia e Gemologia e Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV), todos do Instituto de Geociências da UFPA pelas análises realizadas. Ao GMGA e a todas as pessoas que colaboraram direta ou indiretamente para realização deste trabalho.

## **REFERÊNCIAS**

BOSKI, T.; HERBILLON, A.J. Quantitative determination of hematite and goethite in lateritic bauxites by thermodifferential X-ray power diffraction. *Clays Clay Minerals*, V.36, p. 176-180, 1988.

COSTA, M.L. (1991) Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, v.21, n.2, p.146-160.

COSTA, M. L.; OLIVEIRA, S. M. B.; COSTA, G. M.; CHOQUE FERNANDEZ, O. J. 2003. Morfologia e cristalquímica da goethita de pedra de ferro de interface areia-argila em sedimentos da formação barreiras, amazônia oriental.. Congresso Brasileiro de Geoquímica, v. 18, n.2, p. 121-133.

COSTA, M.L. 2007. Introdução ao Intemperismo Laterítico e à Lateritização. Universidade Federal do Pará.

COSTA, M.L., 1997. Lateritisation as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Explor. Min. Geol.* 6 (1), 79–104 (London)

DELVIGNE, J. E. *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering*. 3 ed. Mineralogical Association of Canada (in collaboration with ORSTOM, Paris), Ottawa, Ontario, 1999.

# DELIMITAÇÃO AUTOMÁTICA DAS ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMANENTE E CONFRONTO COM A OCUPAÇÃO DA ÁREA URBANA DO MUNICÍPIO DE SANTARÉM, ESTADO DO PARÁ, BRASIL

*<sup>1</sup>Simmon Viegas de Souza, <sup>2</sup>Rodolfo Maduro Almeida*  
Universidade Federal do Oeste do Pará  
<sup>1</sup>simmonviegass@gmail.com; <sup>2</sup>rodolfo.ameida@ufopa.edu.br

## INTRODUÇÃO

A construção do espaço urbano exige intervenções na paisagem e altera drasticamente boa parte de sua biodiversidade. O rápido crescimento das cidades faz com que os problemas ambientais sejam cada vez mais frequentes e reflitam de forma negativa na qualidade de vida de grande parte da população urbana. Desta forma, está entre as iniciativas governamentais mais propícias, a criação de leis que regem o uso de recursos e ocupação de áreas naturais. Porém, as grandes dimensões do espaço territorial brasileiro e a insuficiência de infraestrutura necessária para a fiscalização destas áreas resultam o não cumprimento das leis criadas para a preservação ambiental.

Em contra partida, a partir do uso do SIG (Sistema de Informação Geográfica) é demonstrado que o reconhecimento destas áreas de preservação em grandes extensões territoriais não é mais a maior dificuldade para que se possa cumprir o que regem as leis ambientais brasileiras. Por isso estas áreas hoje se tornaram objeto de estudos que buscam encontrar soluções para amenizar os problemas causados por essa rápida expansão, problemas como: alagamentos, degradação de mananciais, deslizamentos de terra e etc. Uma importante ferramenta criada para contribuir na melhoria das condições ambientais nas cidades são as Áreas de Preservação Permanente (APP's), que podemos dizer, basicamente, são formações vegetais ao longo dos rios, as chamadas matas ciliares, e suas nascentes, essas que são frágeis e que são intensamente degradadas pela urbanização. As APP's tem papel fundamental na perpetuação da biodiversidade e do abastecimento hídrico, além de se apresentar como um importante mecanismo na melhoria da qualidade do ar, de regulação das médias térmicas e para redução dos casos de alagamentos em áreas urbanas.

## METODOLOGIA

A área de estudo está situada no município de Santarém, localizado no Oeste do Estado do Pará e compreende a área em volta do perímetro urbano do município, conforme mostra a Figura 1. Definidas pelo Código Florestal Brasileiro (BRASIL, 1965) e, posteriormente, consideradas Reservas Ecológicas (BRASIL, 1981) pela lei nº. 6.938, as Áreas de Preservação Permanente (APP) representam locais de grande risco quanto a possíveis impactos ambientais (erosão, lixiviação, inundação, etc.). Conforme itens dos artigos 2º e 3º da resolução nº 303 do código florestal brasileiro (BRASIL, 2002), as categorias de APP estão definidas como terço superior dos morros, as encostas com declividade superior a 45 graus, as nascentes, margens dos cursos d'água e terço superior das sub-bacias (MORAIS et al., 2007). As áreas de Preservação Permanente são bens de interesse social, torna-se fundamental zelar para que não sejam degradados, os órgãos ambientais auxiliam nesse processo de defesa ao meio ambiente com implantação de leis e projetos que tem como objetivo proporcionar melhor interação entre o homem e meio ambiente, a importância de implantação de leis que protegem as Áreas de Proteção Permanentes tornam-se essenciais, quando se analisa os impactos atuais como

consequência do passado, tendo em mente as gerações futuras como dependentes do hoje (LUZ, 2010).

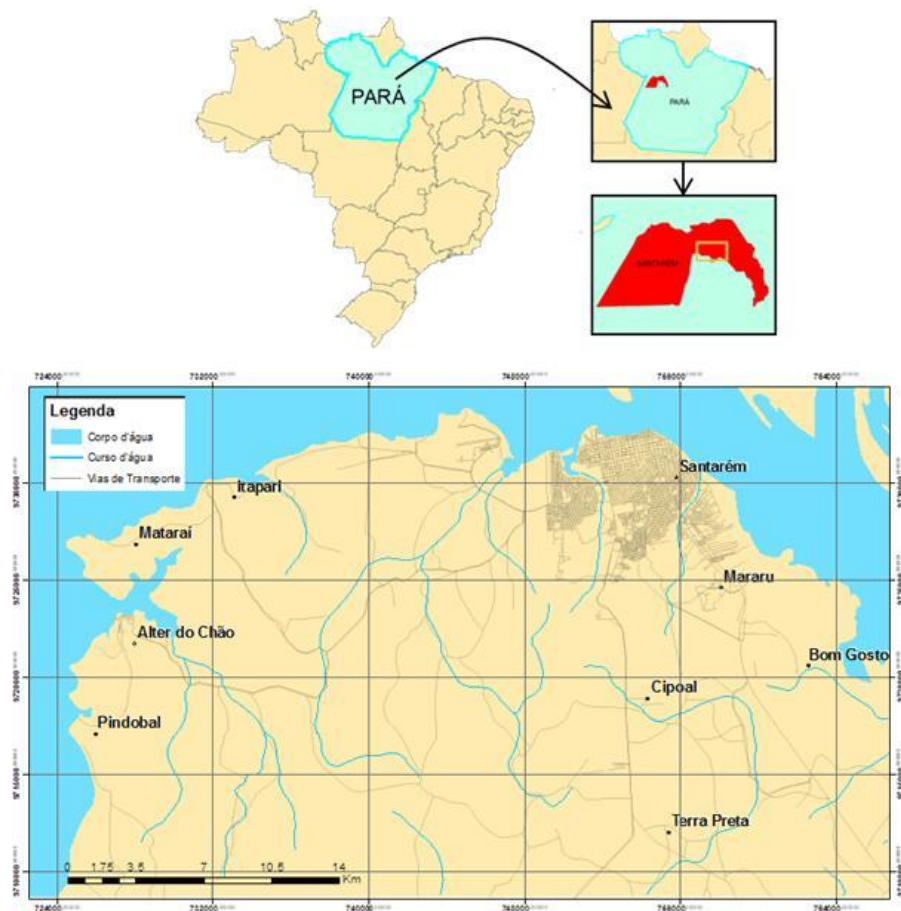


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo. Cidade de Santarém-PA.

Os dados utilizados nesta pesquisa incluem: (1) Modelo digital de elevação (ASTER/GDEM versão 2); (2) Malha de estradas (IBGE) e malha de vias internas do município de Santarém/PA (OpenStreetMap); e (3) Imagens multiespectrais dos sensores OLI/Landsat 8 (25/09/2013) da órbita/ponto 227/62. Para o desenvolvimento da delimitação automática de APP's, foram abordados os termos constantes na Resolução do CONAMA Nº 303 de 20 de março de 2002 (CONAMA, 2002), através do uso e aplicação de geotecnologias e Modelagem Digital de Elevação (MDE), e adotando a metodologia proposta por Hott et al. (2004). Neste trabalho foi utilizado o aplicativo computacional ArcGIS versão 10.1 (ESRI, 2012) e um MDE da cidade de Santarém como fonte para os dados altimétricos, com 90 metros de resolução espacial, originário da missão de mapeamento do relevo terrestre SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) disponibilizado para a América do Sul via rede mundial de computadores (USGS, 2003).

As APP's extraídas no processamento dos dados incluem: (1) As APP's de topos de morro que compreendem as áreas com altura mínima de 100 (cem) metros e inclinação média maior que 25°, as áreas delimitadas a partir da curva de nível correspondente a 2/3 (dois terços) da altura mínima da elevação sempre em relação à base; (2) APP's de encostas com declividade maior que 45 graus; e (3) APP's de cursos d'água que compreendem as áreas com 30 metros para os

cursos d'água de distância menor ou igual a 10 metros de largura e de nascentes com um raio mínimo de preservação de 50 metros. As APP's de topo de morro tem papel regulador do ciclo hidrológico e grande interferência em processos como infiltração, percolação e escoamento superficial das águas. As APP's com áreas de declividade maior que 45 graus são áreas propensas a deslizamento de terras e devem ter sua vegetação nativa inalterada ou, no caso de alteração antrópica, deve ser reposta de acordo com o previsto em lei. As APP's de cursos d'água e nascentes com sua vegetação atuando como um amortecedor das chuvas, evitando o seu impacto direto sobre o solo e a sua paulatina compactação.

Na etapa de detecção das nascentes, estas foram extraídas a partir dos cursos d'água, considerando que em cada extremidade há uma nascente sendo realizada por meio do comando BUFFER, disponível no módulo ArcToolbox do software. As imagens multiespectrais do sensor OLI/Landsat 8 (25/09/2013) da órbita/ponto 227/62 estão disponibilizadas gratuitamente no site da EMBRAPA com escala 1:60.000. E em ambiente do ArcGIS foi feita uma composição colorida das imagens.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

A metodologia de delimitação automática aplicada através do software ArcGIS utilizada neste trabalho possibilitou identificar as categorias de APP's situadas na cidade de Santarém. O modelo digital de elevação (MDE) foi a base para as análises realizadas na delimitação de APP's topos de morro, montanhas e serras, pois fornece a variação de altitude ao longo da área de estudo. A camada de informação de rios foi a base para definição das APP's de cursos d'água e de nascentes. O mapa de confronto entre as APP's e a ocupação urbana, definida a partir da sobreposição das camadas das APP's com uma imagem composição colorida da área de estudo, é apresentado na Figura 2. A imagem cor real, obtida a partir da composição colorida das bandas 432 do sensor OLI do satélite Landsat 8, foi utilizada como informação da ocupação urbana. As informações obtidas, conforme resolução espacial dos dados utilizadas, são compatíveis com a escala 1:60.000.

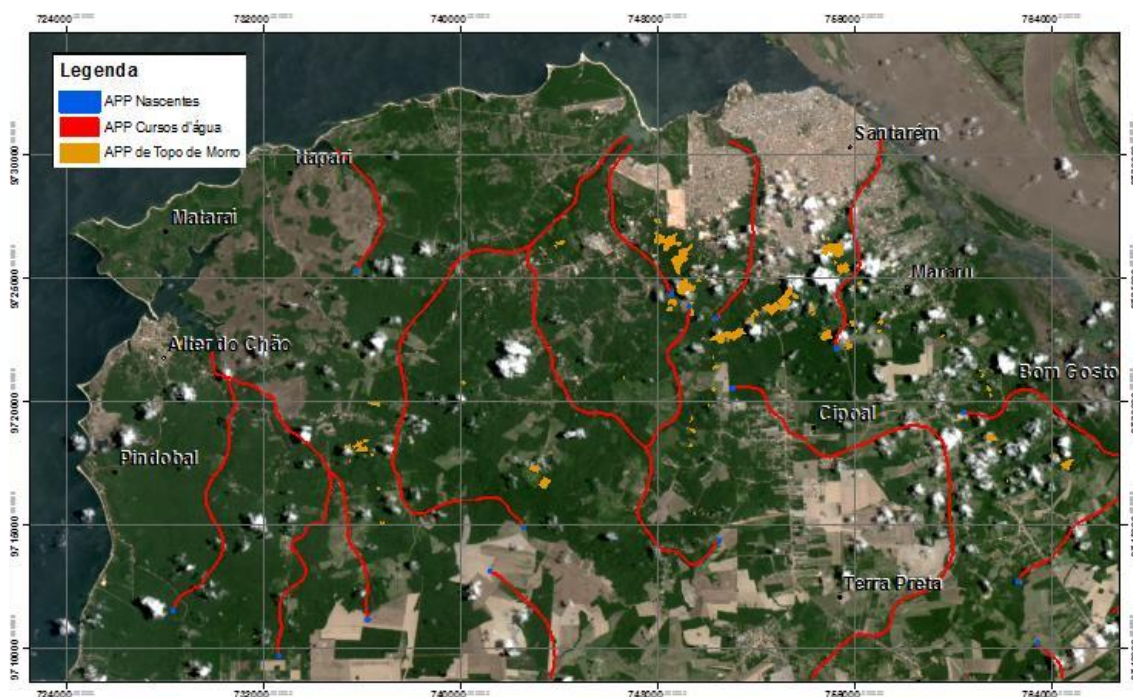


Figura 2 - Mapa de confronto entre as APP's com a ocupação urbana na cidade de Santarém/PA.

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

O método de delimitação automática de Áreas de Preservação Permanente empregado neste trabalho se mostrou adequado ao objetivo inicial. Áreas de Preservação Permanente em topos de morros, montanhas e serras, as nascentes e os cursos d'água foram reconhecidas para a cidade de Santarém e geradas com eficiência e qualidade pelo Software ArcGIS versão 10.1 (ESRI, 2012). O uso dos SIG's portanto, nos deu os resultados esperados gerando confiabilidade para ser aplicado no mapeamento de APP's e uso da ocupação urbana e servir de base para ações de planejamento ambiental e ordenamento territorial. A utilização de imagens dos satélites LANDSAT 5 e 8 obtiveram resultados satisfatórios, pois garantiram a eficácia da metodologia usada para o trabalho e comprovou ser de grande auxílio na demarcação das APP's em conflito.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ASTER/GDEM versão 2. Disponível em: <<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>>;. Acessado em: 20.Agosto.2014.

BRASIL, MINISTÉRIO DA SAÚDE. **Saúde Ambiental e Gestão de Resíduos de Serviços de Saúde**. Brasília, Editora MS, 2002.

BRASIL. **Resolução CONAMA nº 303**, de 20 de Março de 2002, dispõe sobre as áreas de preservação permanente. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/>. Acesso em: 22 de novembro de 2014.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Disponível em: <<https://www.embrapa.br/>>;. Acesso em: 20.Agosto.2014.

HOTT, M. C.; GUIMARÃES, M.; MIRANDA, E. E. **Um Método para a Determinação Automática de Áreas de Preservação Permanente em Topos de Morros para o Estado de São Paulo**. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 12., 2005, Goiânia. Anais. São José dos Campos: Inpe, 2005.

LUZ, E.F.; **Área de Preservação Permanente (APP) Módulo 05 e Setor J Localizado no município de Juína/MT**. Juína, 2010.

MORAIS, A. C.; SANTOS, A. R. **Geomática & Análise Ambiental: Aplicações práticas**. Vitória/ES: EDUFES, 2007.

OPENSTREETMAP. Disponível em: <<http://www.openstreetmap.org/#map=5/51.500/-0.100>>;. Acessado em: 20.Agosto.2014.

TERRACLASS/INPE. INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS – INPE. Disponível em: <[http://www.inpe.br/cra/projetos\\_pesquisas/terraclass2010.php](http://www.inpe.br/cra/projetos_pesquisas/terraclass2010.php)>;. Acessado em: 20.Agosto.2014.

USGS. **Obtenção dos modelos SRTM**, 2003. Disponível em: [ftp://edcsgs9.cr.usgs.gov/pub/data/srtm/South\\_America/](ftp://edcsgs9.cr.usgs.gov/pub/data/srtm/South_America/). Acesso: 22 de dezembro de 2014.

# INFERÊNCIA ESPACIAL APLICADA AO ESTUDO DA EXPANSÃO URBANA NO MUNICÍPIO DE SANTARÉM, ESTADO DO PARÁ, BRASIL

<sup>1</sup>Felipe de Souza e Souza, <sup>2</sup>Rodolfo Maduro Almeida

Universidade Federal do Oeste do Pará

<sup>1</sup>felipy\_itb@hotmail.com, <sup>2</sup>rodolfo.almeida@ufopa.edu.br

## INTRODUÇÃO

A área urbana compreende uma região com edificação contínua e com equipamentos destinados às funções urbanas básicas, como habitação, trabalho, saúde, educação, alimentação, lazer e circulação. O processo de expansão da área urbana está associado a um conjunto de fatores políticos, econômicos e sociais, que proporcionam uma demanda por espaço, que induz a ocupação de áreas até então inabitadas. Quando o processo de desenvolvimento urbano ocorre de maneira não controlada e sem planejamento, este pode gerar uma série de problemas que envolvem aspectos sociais, econômicos e ambientais, dentre os quais podemos destacar: a degradação de recursos naturais não renováveis, saneamento básico inadequado, invasão e apropriação indevida de áreas públicas ou privadas, surgimento de favelas, segregação e exclusão social, problemas de mobilidade, e a poluição do ar e de bacias hidrográficas.

Para se evitar este cenário, é cada vez mais necessário que as inserções antrópicas sejam compatíveis com o confronto entre as potencialidades dos recursos naturais e as fragilidades dos sistemas ambientais naturais. Deste modo, a pressão humana por espaço necessita ser planejada, de modo que haja uma ordenação e divisão racional das áreas propensas à ocupação, seguindo normas específicas para o seu uso. Assim, para responder aos desafios do planejamento e gestão urbana, no que diz respeito a estudos e caracterização da dinâmica de ocupação de áreas urbanas, contamos com os avanços tecnológicos nas áreas espaciais, sobretudo na área de sensoriamento remoto e Sistemas de Informação Geográfica (SIG), os quais permitem de forma sistemática e em várias escalas, monitorar mudanças e fazer análises sobre a região, auxiliando o desenvolvimento de estratégias para gerenciá-la.

O presente trabalho tem o propósito de utilizar técnicas de inferência espacial no estudo da expansão urbana do município de Santarém. A técnica fuzzy-AHP é utilizada para obtenção de dois mapas: (1) mapa de aptidão à expansão, que quantifica o potencial de expansão de áreas adensadas ou em processo de adensamento populacional, relaciona-se com o processo de expansão urbana; e (2) mapa de aptidão à ocupação, que quantifica o potencial de ocupação das áreas, e relaciona-se com a propensão do meio natural para abrigar residências. Os dois mapas, são combinados e, como resultado, é obtido o mapa de risco iminente de ocupação, delimitando áreas com alto potencial de expansão e baixo potencial de ocupação, que fornece informações importantes para a definição de políticas públicas de uso e ocupação do solo.

## METODOLOGIA

A Figura 1 exibe a área de estudo desta pesquisa, que compreende a área em torno de perímetro urbano do município de Santarém, delimitada pelas longitudes 54° 59' 56,82'' e 54°36'3.81'' oeste, e pelas latitudes 2°38'3.41'' e 2°23'46.47' sul. Os dados utilizados nesta pesquisa incluem: imagens multiespectrais do sensor TM a bordo do satélite Landsat 5 obtida no dia 29/06/2010 (USGS/NASA), malha de rodovias e estradas (IBGE), malha de vias internas do município de Santarém/PA (OpenStreetMap), mapa de uso e cobertura do solo (TerraClass/INPE), modelo digital de elevação (ASTER/GDEM versão 2), mapa de solos (EMBRAPA). Estes dados foram estruturados em um banco de dados geográficos no ambiente do software SPRING, projetados com a projeção UTM, zona 21, e datum WGS 1984.



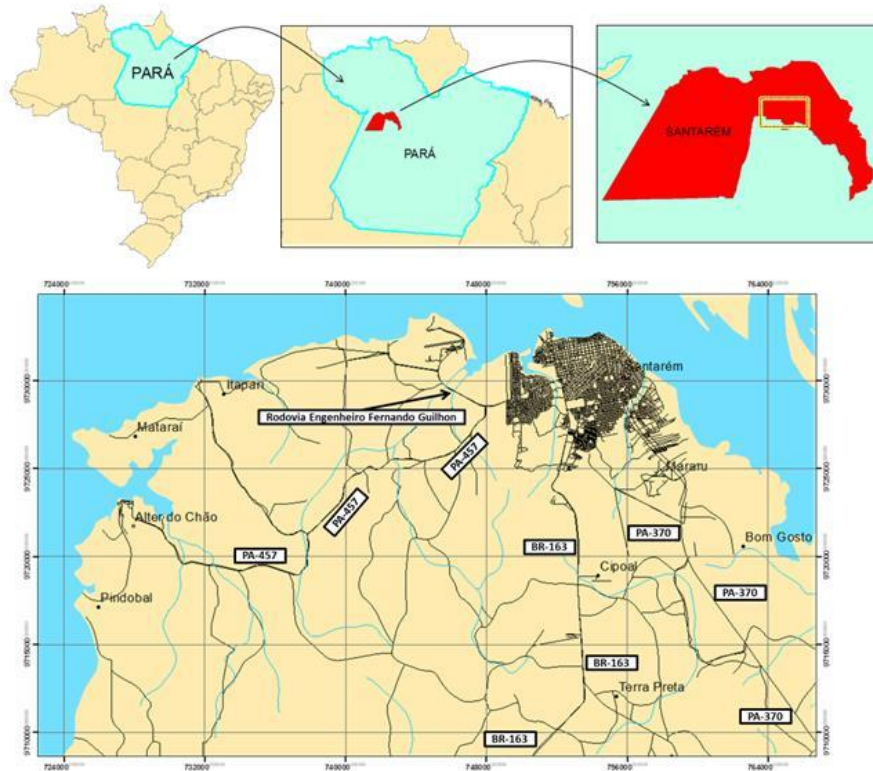


Figura 1: Localização da área de estudo

Os mapas de aptidão à expansão urbana e de aptidão à ocupação foram obtidos pelo método *fuzzy-AHP*, conforme o procedimento metodológico apresentado por (Nascimento, 2008). O método de inferência geográfica que combina a geração de mapas utilizando lógica *fuzzy* e a ponderação destes para geração de um mapa final, utilizando o método AHP, é denominado *fuzzy-AHP*. Este tipo de técnica de inferência geográfica permite obter dos mais diferentes mapas que combinam dois ou mais fatores. As Figuras 2 e 3 apresentam detalhadamente, respectivamente, os passos executados no procedimento metodológico para a obtenção dos mapas.

## RESULTADOS

A Figura 4 apresenta as regiões resultantes da sobreposição do mapa de potencial de ocupação com o mapa de potencial de expansão, identificando as áreas que possuem um alto ou muito alto potencial de expansão e baixo ou muito baixo potencial de ocupação. Este mapa indica áreas de potencial atenção para o planejamento urbano. Se habitações se instalarem sobre esta, o risco ambiental é iminente, por conta das condições da declividade.

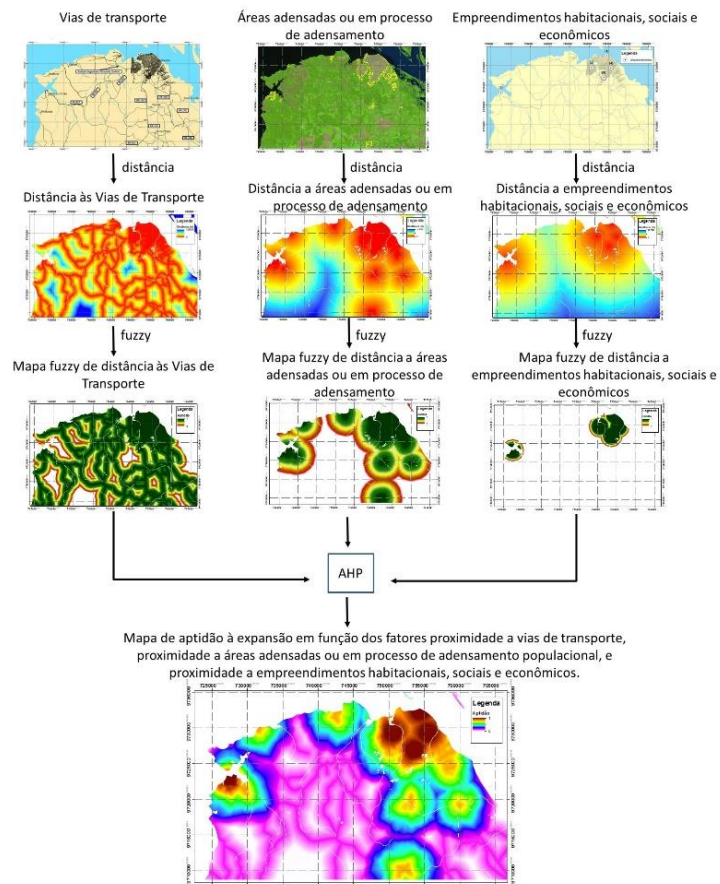


Figura 2: Procedimento metodológico para obtenção do mapa de aptidão à expansão urbana.

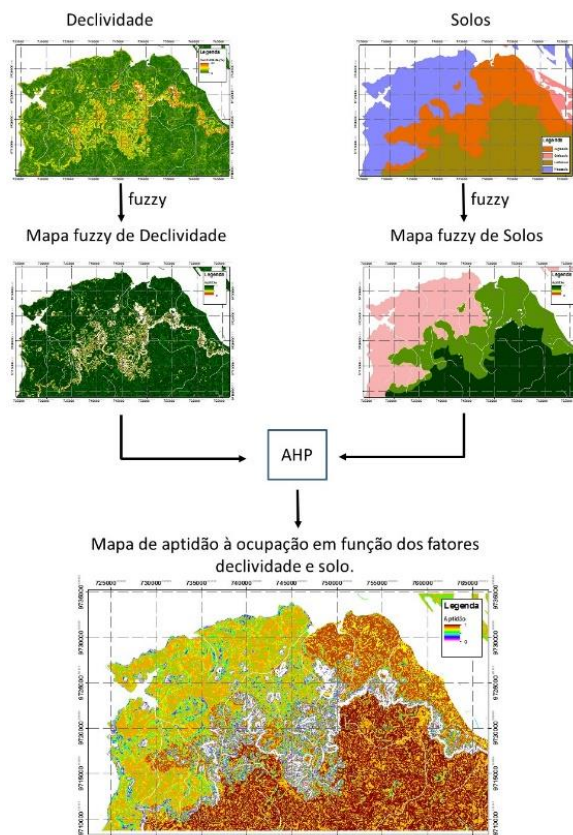


Figura 3: Procedimento metodológico para obtenção do mapa de aptidão à ocupação urbana.

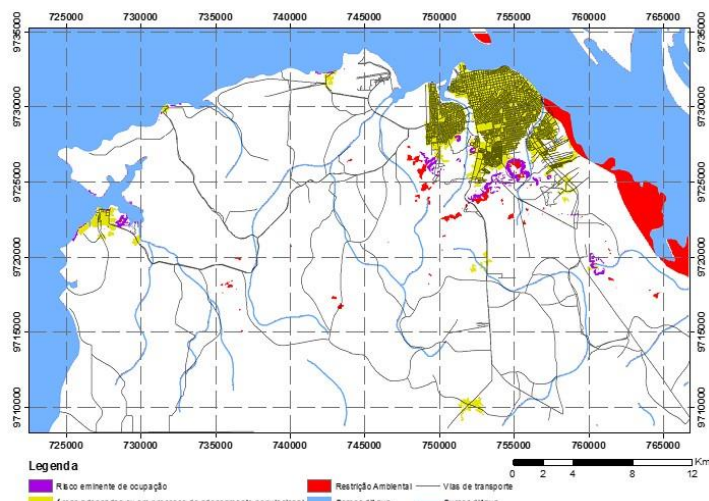


Figura 4: Mapa das áreas de potencial de ocupação baixo ou muito baixo e potencial de expansão alto ou muito alto.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

De acordo com os resultados obtidos a partir do uso de técnicas de geoprocessamento, foi possível identificar áreas que estão aptas para ocupação urbana e também áreas com aptidão à expansão urbana, levando em consideração todos os critérios e restrições envolvidos na área. Portanto, os resultados deste trabalho poderão contribuir para: 1) a minimização da ocupação urbana desordenada sobre áreas de risco; 2) elaboração de políticas que venham impulsionar a utilização de vazios urbanos obedecendo à aptidão física de cada um; 3) servir como base de dados para a orientação de futuros planejamentos de uso e ocupação do solo do município.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

**ASTER/GDEM versão 2.** Disponível em: <<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>>; Acesso em: 20.Agosto.2014.

**EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA.** Disponível em: <<https://www.embrapa.br/>>; Acesso em: 20.Agosto.2014.

**INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE.** Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/>>; Acesso em: 20.Agosto.2014.

MEIRELLES, M. S. P., MOREIRA, F. R., CAMARA, G., Netto, A. L. C., Carneiro, A. A. C., 2007. **Técnicas de Inferência Geográfica: Aplicação no Planejamento Regional, na Avaliação Ambiental e na Pesquisa Mineral.** In: Meirelles, M. S. P., Camara, G., Almeida, C. M. *Geomática: Modelos e aplicações ambientais.* Brasília, DF: Embrapa Informação Tecnológica. 593 p.

NASCIMENTO, Vânia Maria Lima Carneiro. **CARTOGRAFIA DAS ÁREAS FAVORÁVEIS À OCUPAÇÃO URBANA NO MUNICÍPIO DE JOÃO PESSOA/PB UTILIZANDO SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS.** 2008. Tese de Doutorado. Universidade Federal da Paraíba.

**OPENSTREETMAP.** Disponível em: <<http://www.openstreetmap.org/#map=5/51.500/-0.100>>; Acesso em: 20.Agosto.2014.

**TERRACLASS/INPE. INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS – INPE.** Disponível em: <[http://www.inpe.br/cra/projetos\\_pesquisas/terraclass2010.php](http://www.inpe.br/cra/projetos_pesquisas/terraclass2010.php)>; Acesso em: 20.Agosto.2014.

**USGS/NASA.** Disponível em: <<http://earthexplorer.usgs.gov/>>; Acesso em: 20.Agosto.2014.

# GERAÇÃO DE MAPAS AUXILIARES AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO OBITIDOS A PARTIR DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO UTILIZANDO O SOFTWARE QUANTUM GIS

*Sérgio Patrick Dias Queiroz Nunes<sup>1</sup>, Felipe de Souza e Souza<sup>2</sup>, Simmon Viegas de Souza<sup>3</sup>,  
Rodolfo Maduro Almeida<sup>4</sup>*

Universidade Federal do Oeste do Pará

<sup>1</sup>sergioqnunes@gmail.com; <sup>2</sup>felipy\_itb@hotmail.com; <sup>3</sup>simmonviegass@gmail.com;

<sup>4</sup>rodolfo.almeida@ufopa.edu.br

## INTRODUÇÃO

O uso de ferramentas que representem elementos dentro espaço geográfico confirmam a importância das geotecnologias na confecção do mapeamento geológico, uma vez que elas envolvem um conjunto de técnicas utilizadas para aquisição, manipulação, tratamento, análise e uso integrado da informação espacial para diversos fins. Informações de sensoriamento remoto orbital, sobretudo, modelos digitais de elevação (MDE), apresentam dados interligados a aspectos geomorfológicos que representam a topografia e também contribui para possíveis interpretações do relevo de uma determinada área.

Dentro do ambiente SIG (Sistemas de Informações Geográficas), com a utilização do software livre Quantum GIS, é possível monitorar mudanças e fazer análises sobre a região, contribuindo com o desenvolvimento de estratégias para gerenciá-la.

Este trabalho tem como objetivo gerar mapas auxiliares (mapas gerados a partir de informações de relevo e geologia) ao mapeamento geológico no município de Santarém-PA utilizando o software Quantum GIS versão 2.8.

## METODOLOGIA

A área de estudo para aplicação deste trabalho é o limite do município de Santarém que está localizada na margem direita do rio Tapajós, na região oeste do Pará (figura 1) pertencendo a Bacia do Amazonas que está localizada a norte e Brasil central a sul, sobre as rochas pré-cambrianas dos escudos das guianas, seu limite encontra-se entre a Bacia do Solimões (Alto de Purus) e o oriental, entre o rifte do mesozóico de Marajó (Arco de Gurupá), situada entre os meridianos 2° 24 ' 52" de latitude S e 54° 42 ' 36" de longitude W. A espessura total das rochas sedimentares que a preenchem atinge 5.000 m (Cunha, 1994).

Foram utilizadas imagens Modelo Digital de Elevação (MDE) Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) em (<http://srtm.usgs.gov/index.php>). Todos os dados foram estruturados dentro do ambiente do software QGIS, que é um Sistema de Informação Geográfica (SIG) de Código Aberto licenciado segundo a Licença Pública Geral GNU. O QGIS é um projeto oficial da Open Source Geospatial Foundation (OSGeo). Nele, se pode visualizar, gerir, editar, analisar dados e criar mapas para impressão.

Com base na análise das aplicações dos dados SRTM, foi criado um grande campo de aplicações nos estudos de geomorfologia, dando espaço às análises topográficas, identificação das categorias de relevo e a visualização topográfica a partir de diversos pontos de vista e, ainda, o cruzamento das informações altimétricas com dados de campo e de sensoriamento remoto óptico. Essa gama de dados gerados nos possibilita a geração de dados topográficos com precisão e que podem ser aplicados em análise geomorfológica.

Um Modelo Digital de Elevação é uma ferramenta que nos dá a possibilidade de analisar e interpretar a geomorfologia de uma dada região. A partir da hipsometria são gerados mapas que simulam a elevação de um terreno utilizando cores em geral, para baixa altitude e grandes elevações utilizamos com tons mais frios e tons mais quentes respectivamente (figura 2) A partir da geração de mapas de relevo sombreado sendo possível

uma melhor visualização de superfícies de relevo e estruturas geológicas (figura 3), assim, este mapa foi produzido para representar a posição do iluminante gerado através da ferramenta de sombreamento, com Azimute 315 e elevação do iluminante 45. A representação cartográfica da declividade do relevo figura 05 é feita através de mapas temáticos, expressos em classes com agrupamentos de intervalos que podem variar de acordo com o objetivo que o trabalho se propõe, ou por adaptação às condições físicas da área estudada. A variação da direção da declividade, ou uma orientação da vertente do terreno, compõem a geometria de exposição da superfície do terreno em representações sobreposta ao esquema de relevo (figura 4), sendo definida como o ângulo azimutal correspondente à maior inclinação do terreno, em sentido descendente, e expresso em graus, de 0° a 360°. A geração de curvas de nível é feita a partir de um raster com dados de elevação no QGIS, utilizando a ferramenta *Contorno* no menu Extração, obtendo como resultado curvas de nível acima das camadas raster (figura 5).



Figura 1 – Localização da área de estudo.

## RESULTADOS

De acordo com análise das principais características da região estudada e para uma melhor visualização das superfícies aplicando os métodos referentes para confecção de mapas, foi possível analisar de forma satisfatória, facilitando a identificação de padrões de relevo.

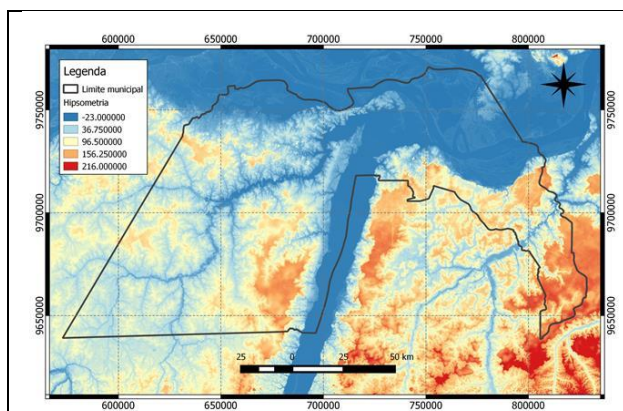


Figura 02- mapa gerado de hipsometria.

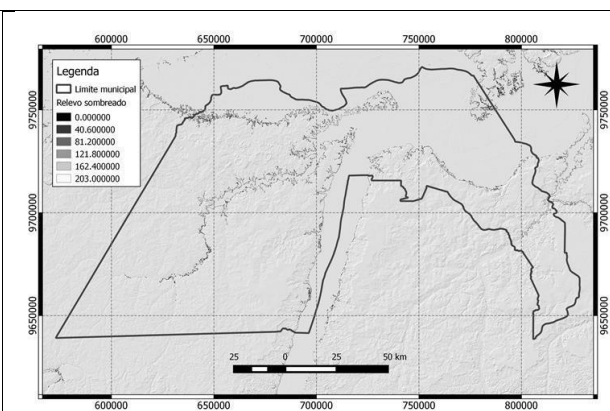


Figura 03- mapa gerado de relevo sombreado.

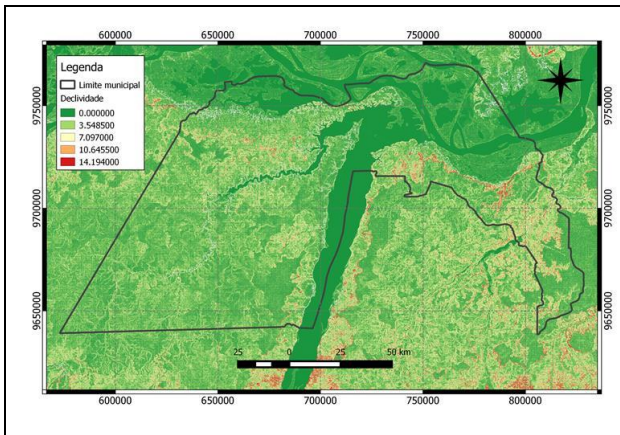


Figura 4 – mapa de declividade.

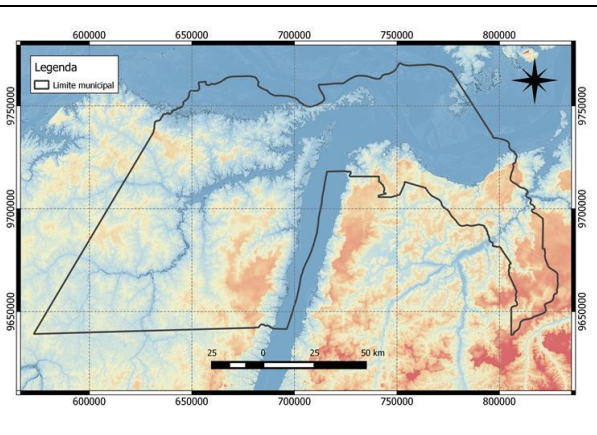


Figura 5 - mapa de hipsometria sobreposta ao relevo sombreado com 40% de transparência.

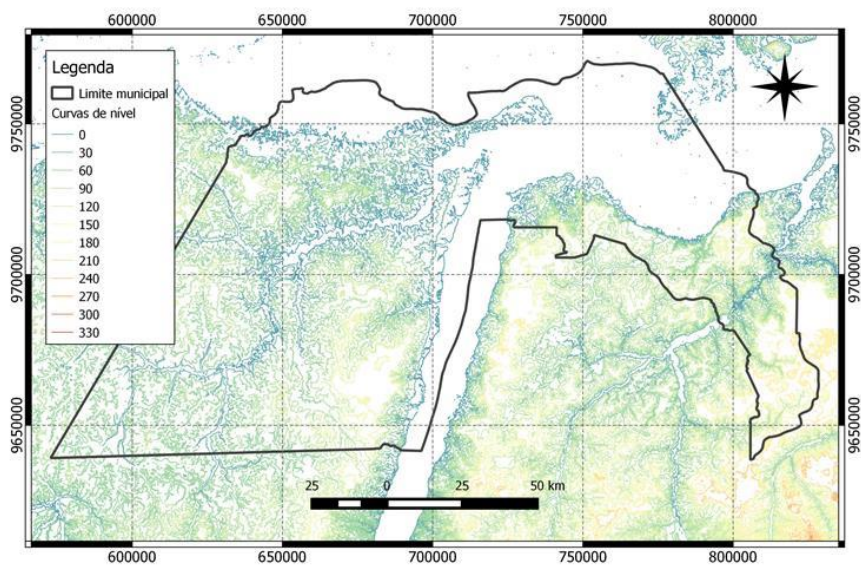


Figura 05: mapa de curvas de nível.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho apresenta uma ferramenta com base em metodologias de sensoriamento remoto, para auxílio de compreensão do relevo, topografia e feições geológicas presentes em uma determinada região, com a utilização de software gratuito e dados disponíveis para download, buscando um meio alternativo para aplicação de técnicas de mapeamentos geológicos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMBDATA. **Grupo de Modelagem para Estudos da Biodiversidade**. Disponível em: <[http://www.dpi.inpe.br/Ambdata/exposicao\\_orientacao.php](http://www.dpi.inpe.br/Ambdata/exposicao_orientacao.php)>. Acesso em: 25 de Maio de 2015.

CHRISTOFOLETTI A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.

USGS. **Earth Explorer**. Disponível em: <<http://earthexplorer.usgs.gov/>>. Acesso em: 27 de Abril de 2015.

DUARTE C., SABADIA J. **Emprego de imagens SRTM para geração de mapas auxiliares ao mapeamento geológico** – Estudo de caso Folha Santana do Cariri, XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR. Curitiba, Paraná, 2011.

SILVA A., LOPES R., VASCONCELOS A., BAHIA R. **Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores**, CPRM, Brasília, 2003.

USGS. **U.S. Geological Survey**. Disponível em: <<http://www.usgs.gov/>>. Acesso em: 18 de Maio de 2015.

# FOTOINTERPRETAÇÃO DO RELEVO DE BELTERRA/PA COM BASE EM SENSORES REMOTOS

*Laura S. Corrêa<sup>1</sup>, Bruno C. Serrão<sup>1</sup>, Anderson C. Mendes<sup>2</sup>*

1- Graduando em Geologia, IEG, UFOPA; b.contyufopa@gmil.com, laurascorrea@hotmail.com

2- IEG, UFOPA, Campus Tapajós. Anderson.mendes@ufopa.edu.br

## INTRODUÇÃO

O sensoriamento remoto é uma importante ferramenta para o mapeamento geológico. Com os dados obtidos através de satélites com sensores, pode-se fazer um levantamento de imagens e processá-las para adquirir informações. O objetivo deste trabalho é demonstrar de que maneira o sensoriamento remoto auxilia no estudo do relevo, através dos produtos extraídos dos SIG's. Além de contribuir com adição de dados relacionados a mapas geológicos da cidade de Belterra, localizada na região Oeste do Pará.

## MÉTODOS

Para a interpretação do relevo de Belterra foram elaborados mapas e utilizados dados vetoriais para a área de estudo, obtidos através do site <http://www.inde.gov.br/>. Adquiriu-se no site [www.earthexplorer.usgs.gov](http://www.earthexplorer.usgs.gov) as imagens do LANDSAT 8, localizadas na órbita 227/062 do dia 25 setembro de 2013 para geração dos mapas. Para o processamento digital de imagens empregamos o uso dos softwares Spring 5.2.6 e ArcGis 10.1, além de pesquisas bibliográficas para obtenção de informações sobre a cidade de Belterra.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

No Modelo Digital de Elevação (MDE) (Fig. 1) a cor verde simboliza altitudes mais baixas, neste caso o rio Tapajós. As colorações verde clara e azul claro evidenciam altitudes intermediárias e representam principalmente corpos d'água como igarapés. A coloração azul mais escura equivale a 207 metros de altitude, sendo a maior medida da mesma nesta imagem. A cidade de Belterra localiza-se nesta área. Nela são observadas diversas formas de relevo, “dentre elas, podem ser reconhecidas a Planície Aluvial, o Planalto Rebaixado da Amazônia e o Planalto residual Tapajós – Xingu” (Rodrigues *et al*, 2001). O Planalto Tapajós – Xingu atinge altitudes de 120 m, com bordos erosivos e seu relevo é influenciado pelos sedimentos da Formação Barreiras, principalmente argilas. A superfície tabular do Planalto Tapajós – Xingu é formada pelo relevo residual proveniente da formação supracitada.

A hipsometria é umas das formas de representação de altitudes de um terreno conforme a coloração. A área de estudo abrange o Planalto Rebaixado da Amazônia e o Planalto Tapajós – Xingu que, segundo Oliveira, 2000 “é a feição morfológica dominante na porção centro-sul do município, situada nas maiores altitudes regionais, entre 100 e 150 metros, em média”. É caracterizado por elevações de topo plano, com encostas escarpadas e ravinadas, em forma de platôs. O mapa hipsométrico mostra que a cidade de Belterra está localizada a uma altitude entre 150 m e 225 m acima do nível do mar.

As curvas de nível são um conjunto de linhas que ligam pontos na superfície do terreno e possuem a mesma altitude. Neste caso, representam curvas de nível a cada 50 metros da área estudada. Belterra localiza-se a aproximadamente 150 m de altitude. Apresenta terreno suave ondulado a ondulado e está situada nas maiores altitudes da região, no Planalto Tapajós – Xingu. Neste “as áreas tabulares são tidas como altos platôs com rebordos erosivos de fraca declividade, que se unem ao relevo dissecado do Planalto Rebaixado” (Furtado, 2006). Este platô é representado pelas linhas amarelas na Figura 2, com 150 m. Planaltos



geralmente são limitados por superfícies rebaixadas, neste caso representadas pelas linhas verde claro e verde escuro, que representam o rio Tapajós.

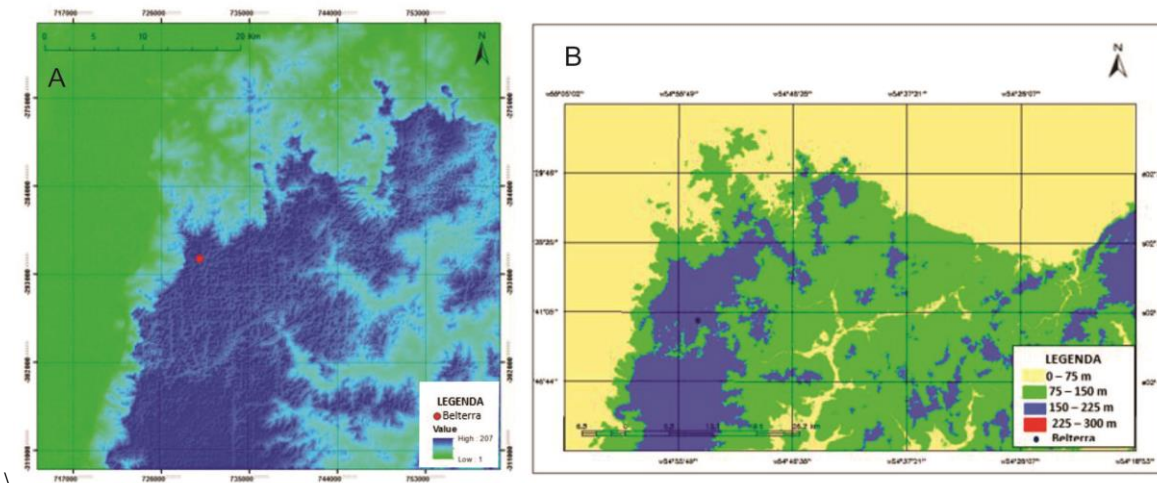


Figura 1: (A) Modelo Digital de Elevação de Belterra e seu entorno. (B) Hipsometria da região com quatro intervalos de altimetria.

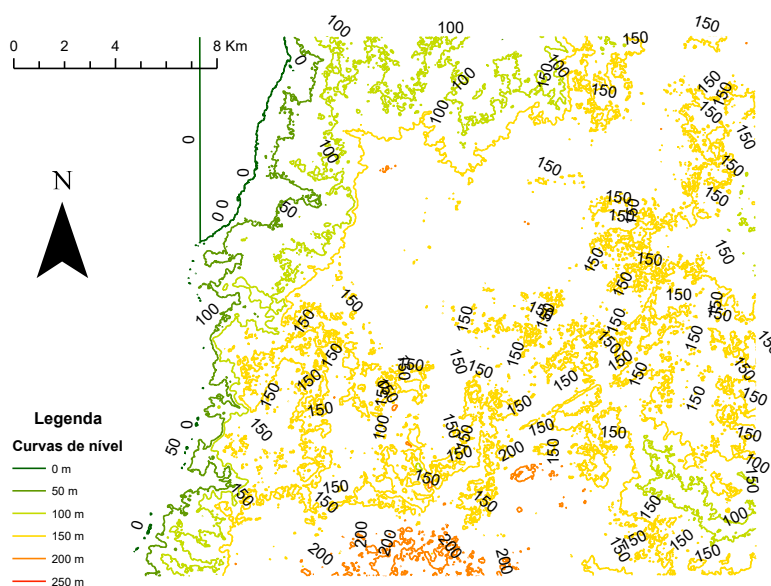


Figura 2: Curvas de nível coloridas com valor da cota altimétrica.

Apesar de não apresentar grandes variações de relevo e declividades médias, os bordos erosivos, juntamente com solos arenosos e o desmatamento de áreas argilosas representam os maiores problemas da região. A “Argila de Belterra” (Belterra Clay) é uma cobertura argilosa de origem lacustre localizada no Platô de Belterra e corresponde a parte superior do Grupo Barreiras (Klammer, 1971).

O relevo sombreado da região de Belterra ilustra poucas variações de altitude e formas de relevo, como o platô do Planalto Tapajós – Xingu. A coloração cinza escuro representa as maiores declividades, no caso os bordos erosivos, representadas pelo limite entre o planalto citado acima e o Planalto Rebaixado da Amazônia. O Platô de Belterra, por apresentar terreno mais acidentado do que os arredores, sofre erosão mais intensa e seus sedimentos migram para áreas mais baixas, no caso, as áreas representadas pelas linhas verdes (figura 2) e pela

coloração cinza escuro (figura 3 (B)), que ilustram o contato do Platô de Belterra com o Planalto Rebaixado da Amazônia. A declividade é a inclinação do relevo em relação ao horizonte. Na figura 3 (A), a coloração verde indica baixas declividades e em azul os pontos mais íngremes. Classes de declividade são definidas para classificar o relevo.

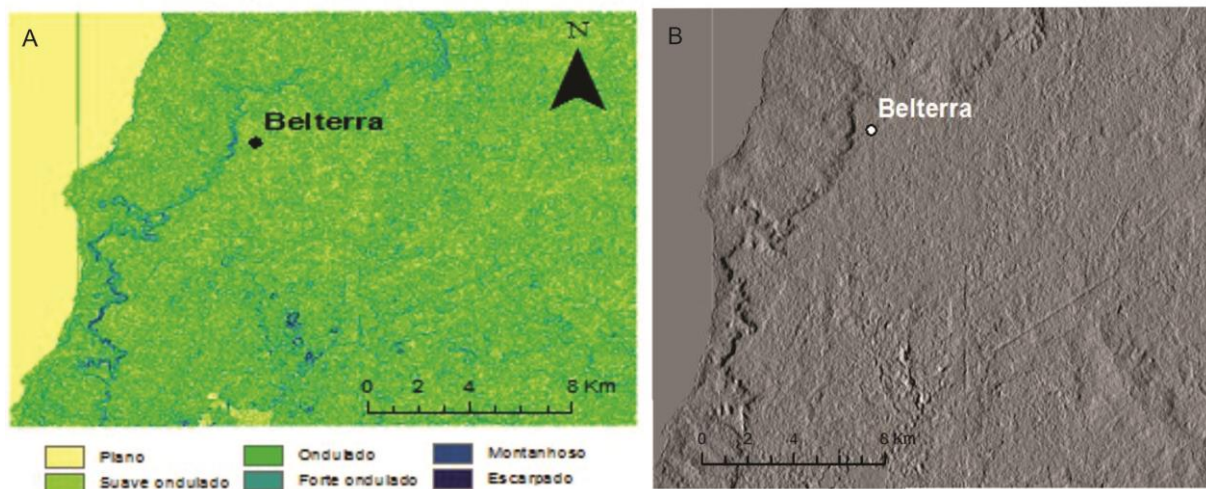


Figura 3: (A) Mapa de declividade da região de Belterra. (B) Relevo sombreado da área de estudo

Através deste mapa, podemos observar a predominância entre suave ondulado e ondulado no relevo da região e concluir que Belterra localiza-se nesta área. De acordo com (Rodrigues *et al*, 2001), Belterra encontra-se sobre o Planalto Rebaixado da Amazônia e o Planalto Tapajós - Xingu, uma vez que seu relevo é plano a ondulado, predominantemente. É comum que platôs apresentem cumes ligeiramente nivelados, porém, com serras e ondulações. O Planalto Rebaixado da Amazônia abrange grande parte da área estudada. Essa formação é separada pelo Rio Tapajós, apresentando uma grande superfície tabular, de relevo plano denominada “Planalto de Belterra”, de bordos erosivos [...] (Rodrigues et al, 2001).

A drenagem consiste na hidrografia da região, que inclui rios, córregos, igarapés, lagos e corpos d’água menores. No caso de Belterra, o rio Tapajós é o rio principal e apresenta 20 km de largura neste perímetro. Observando a figura 4, nota-se que foi possível separar 3 zonas homólogas de drenagem.

Zona 1: Possui organização linear e dendrítica, com disposição irregular, densidade média, sinuosidade mista, com angularidade baixa e média. A tropia é unidirecional e bidirecional e a assimetria é fraca. Esta zona apresenta algumas formas anômalas, como cotovelos; Zona 2: Possui organização predominantemente linear, mas também dendrítica. Sua densidade é fraca a média e angularidade é principalmente baixa, e média em alguns pontos. Nota-se tropia unidirecional e bidirecional, além de assimetria fraca; Zona 3: Nesta zona o padrão de drenagem é dendrítico, com disposição irregular. Apresenta baixa densidade, sinuosidade mista, com angularidade média, tropia bidirecional e fraca assimetria. Há poucas formas anômalas, como cotovelos. Belterra, que, como foi dito anteriormente, está sobre o Planalto Tapajós-Xingu, localiza-se nesta zona. Este planalto “é caracterizado por elevações de topo plano, com encostas escarpadas e ravinadas, em forma de platôs, onde se desenvolve uma drenagem espaçada e profunda” (Oliveira, 2000).

Como se trata de uma área plana, a estrutura geológica não exerce nenhum controle visível na disposição espacial da drenagem, característica de rios inseqüentes. O padrão dendrítico é típico deste tipo de terreno. Caracteriza-se por apresentar talwegues sem orientação preferencial.

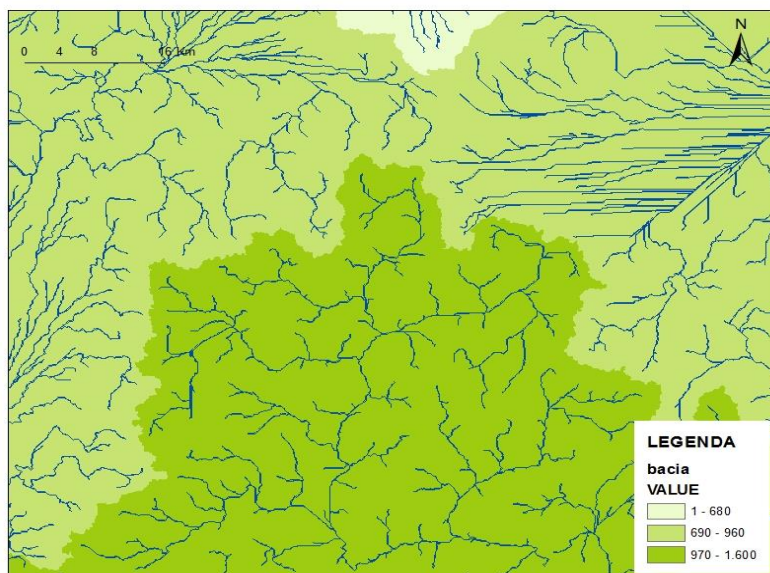


Figura 4: Zonas homólogas de drenagem da área de estudo.

A densidade deve-se ao terreno médio a pouco poroso da região, visto que este é coberto por sedimentos areno-argilosos, provenientes da Formação Barreiras (Klammer, 1971). A cobertura argilosa também explica o ravinamento da região, uma vez que a baixa porosidade, aliada a pluviometria, diminui a infiltração e aumenta a quantidade de água fluente na superfície, aumentando a quantidade de talvegues e ravinas.

O processamento e integração de dados de um modelo digital de elevação proporcionam de forma rápida e precisa bases essenciais para o desenvolvimento de estudos de relevo, como observado neste trabalho. Através das imagens de satélite, mapas da região de Belterra foram elaborados, possibilitando a interpretação das formas de relevo e drenagem da área. Comparando a bibliografia pesquisada com a interpretação de mapas, concluiu-se que o Planalto de Belterra apresenta altitudes de 150 m, em uma região tabular com um relevo suave ondulado a ondulado, cuja erosão fornece sedimentos que depositam-se nas áreas rebaixadas ao redor. Sua cobertura sedimentar é representada por sedimentos da Formação Barreiras, o que influencia sua drenagem, aumentando o ravinamento e o número de talvegues da superfície. Ciente destas informações prévias, o estudo da fotointerpretação das imagens permite o melhor desempenho de qualquer atividade *in situ* que venha a ser desenvolvida no local.

## REFERÊNCIAS

- FURTADO, A. M. M.; MACEDO, M. R. A. As unidades de relevo e a expansão do sítio urbano da grande Santarém – microrregião do Médio Amazonas Paraense – estado do Pará: observações preliminares. VI Sexto Simpósio Nacional de Geomorfologia. Goiânia, 2006.
- KLAMMER, G. 1971. Uber-plio-pleistozane Terrassen und ihre Sedimente in unteren Amazonasgebiet. Z. Geomorph. 15: 62-106.
- OLIVEIRA, J. R. et al. Caracterização hidrogeológica da cidade de Santarém e das vilas de Mojuí dos Campos e Alter-do-Chão com proposta técnica para a perfuração de poços tubulares profundos. XI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Olinda, 2000.
- RODRIGUES, T.E et al. Caracterização dos solos do planalto de Belterra, município de Santarém, estado do Pará. Belém: Embrapa Amazônia Oriental, 2001.

# USO DE IMAGENS SRTM (SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION) COM RESOLUÇÃO DE 30 METROS PARA IDENTIFICAÇÃO DE RELEVO E EXTRAÇÃO DE DRENAGEM NA MICROREGIÃO DE BARÃO DO GRAJAÚ-MA.

Bruno Eduardo Oliveira de Araújo<sup>1</sup>

Hugo de Souza Ferreira<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará – UFPA

Faculdade de Geologia – FAGEO

[brunooliver.7@hotmail.com](mailto:brunooliver.7@hotmail.com)

<sup>2</sup>Companhia de Pesquisa dos Recursos Minerais – CPRM-BE

Caixa Postal 66035-360 - Belém - PA, Brasil.

[hugo\\_meioambiente@yahoo.com.br](mailto:hugo_meioambiente@yahoo.com.br)

## INTRODUÇÃO

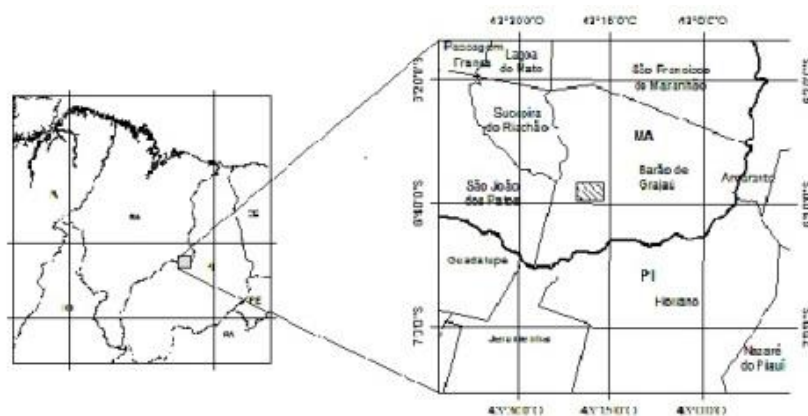
Conceitualmente o Sensoriamento Remoto é tido como a utilização de sensores para a aquisição de informações sobre objetos ou fenômenos sem que haja contato direto entre eles. (NOVO, E. M. L. M, 1989). O SR hoje é indispensável ao estudo e analogias para modelagens digitais terrestres e de elevação. A geração de Modelos Digitais de Elevação (MDE) é uma prática recente bastante utilizada dentro do geoprocessamento. Representam fontes para o conhecimento do relevo e o mapeamento de redes de drenagem de áreas extensas, isto facilita a identificação de áreas para conservação de solo, diversidade biológica, modelagem hidrológica, ortorretificação de imagens, avaliação de riscos de desmoronamento, etc. (Melgaço *et al.*, 2005).

Recentemente grandes avanços na obtenção de dados topográficos obtidos por plataformas orbitais, como do programa *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), conseguiu um imageamento da Terra satisfatório para a geração de MDE, onde anteriormente era gerado a partir da digitalização de dados topográficos coletados em campo, baseando-se no método da interferometria por radar. Os dados foram liberados em duas resoluções diferentes: 1 arco de segundo e 3 arcos de segundo. O objetivo desse trabalho será fazer o levantamento de dados referente à drenagem e relevo da área de estudo.

## METODOLOGIA

### Localização da área de estudo

A área de estudo localiza-se a leste do estado do Maranhão, nas proximidades do município de Barão do Grajaú, sendo delimitada pelas coordenadas geográficas latitudinais 6° 39' 19''S e 6° 43'40''S e longitudinais 43° 13' 4''W e 43° 15'47''W (Figura 1). A área possui extensão de 40 km<sup>2</sup>, estando inserida na folha Floriano SB-23-Z-B-IV com escala de 1:25000.

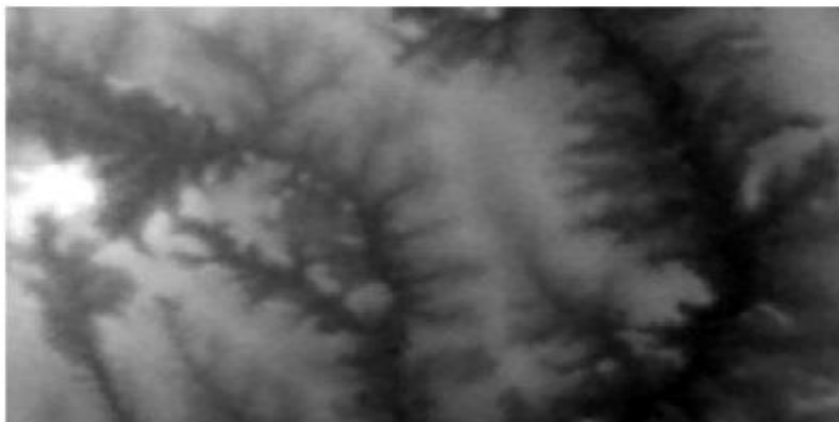


**Figura 1:** Localização da folha Floriano e da área de estudo.

## RESULTADOS

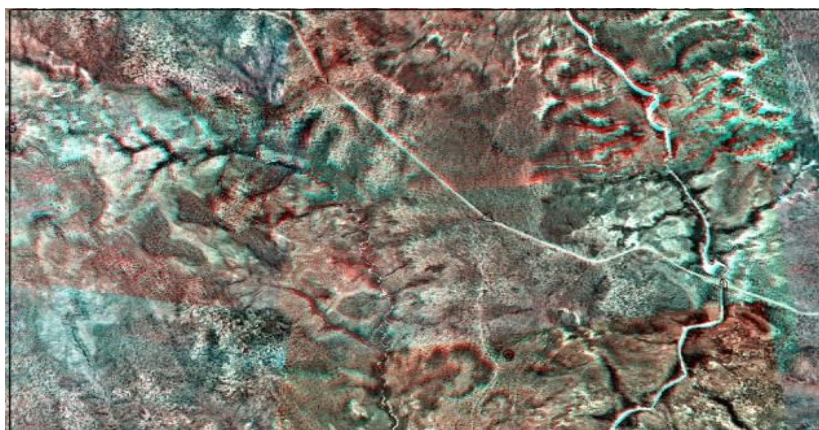
O uso de imagem SRTM com resolução de 30 metros permite gerar uma série de informações de suma importância para interpretação de elementos de relevo e drenagem.

A figura 2 é o recorte de uma imagem SRTM no qual foram elaborados Modelos Digitais de Elevação-MDE, além de relevos sombreados, extração de drenagem detalhada e quebras negativas de relevo caracterizando as zonas homólogas.



**Figura 2:** Imagem SRTM (pixel de 30 m) da área de estudo com 40 km<sup>2</sup> retirada do site: [earthexplorer.usgs.gov](http://earthexplorer.usgs.gov).

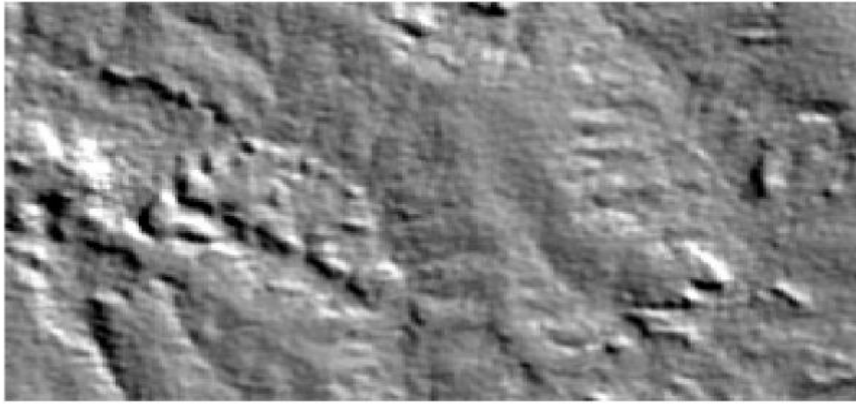
A figura 3 trata-se de anaglifos produzidos a partir de fotografias aéreas com sobreposição e efeito da paralaxe onde foram georreferenciados no *ArcMap 10.2*



**Figura 3:** Anaglifos que permitem uma visão tridimensional da área com óculos 3D.

Assim, foi possível a extração da drenagem detalhada e conseqüentemente seus lineamentos.

A figura 4 é um relevo sombreado gerado no ENVI 5.1 com padrões de inclinação e azimute de 35° e 45° respectivamente, onde é percebida a rugosidade da área. Permitindo a identificação dos elementos de drenagem e extração do relevo com auxílio de anaglifos georreferenciados, caracterizando a drenagem como dendrítica (Figura 5).



**Figura 4:** Relevo sombreado da área de estudo com inclinação e azimute de 35° e 45°, respectivamente.



**Figura 5:** Rede de drenagem (lilás), lineamentos de drenagem (preto) e curvas de nível de 20 m de intervalo (laranja), caracterizando uma drenagem dendrítica.

A partir dos elementos retirados das análises de relevo sombreado e anaglifos conclui-se que não há nenhum fator estrutural controlador, uma vez que a rede de drenagem dendrítica é caracterizada por ter um embasamento com rochas cristalinas homogêneas ou sedimentos horizontais dando um caráter de várias direções para a drenagem. (modificado de Summerfield, M.A. 1991).



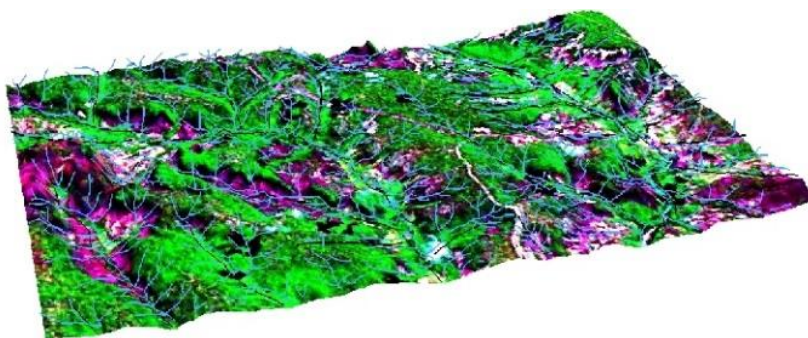
**Figura 6:** Zonas homogêneas de relevo a partir da extração de quebras negativas.

A figura 6 representa as quatro zonas homólogas de relevo que foram definidas após a identificação das principais quebras negativas da região.

A figura 7 é o produto de uma imagem SRTM com resolução de 30 metros retrabalhada no software ENVI 5.1 e que permite uma visão tridimensional da área de estudo tornando possível uma interpretação de unidades geomorfológicas, como superfície de aplainamento, superfície residual, planície aluvial, mesas, entre outros a partir dos MDE.



**Figura 7:** Imagem SRTM (resolução de 30 metros) em 3D com a rede de drenagem detalhada e seus lineamentos.



**Figura 8:** Imagem GEOCOVER retrabalhada no *ArcScene 10.2* com os valores de altitude do MDE.

## CONCLUSÕES

Pode-se concluir que com a utilização das imagens SRTM com resolução de 30 metros para criação de MDE é possível obter uma gama de produtos que facilitam a interpretação eficiente da área a ser estudada ou fazer um levantamento geomorfológico e/ou geológico preliminar satisfatório.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

*Melgaço, L. M.; Souza Filho, C. R.; Steinmayer, M.* - **Comparação entre modelos digitais de elevação gerados por sensores ópticos e por radar.**

*Novo, E.M. de M.* **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações.** São Paulo. Edgard Blucher. 1989. 308p.

*Summerfield, M.A.* **Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms.** Essex, Longman Scientific & Technical, 1991. 537p.

# GEMORFOLOGIA DAS ILHAS GRANDE DE GURUPÁ, MUTUTI, URUTUÍ, ITUQUARA, QUEIMADA, PORCOS E PARÁ, BAIXO RIO AMAZONAS, NNE DO ESTADO DO PARÁ.

<sup>1</sup>Jéssica Sousa Alves - [jsalves88@hotmail.com](mailto:jsalves88@hotmail.com);

<sup>2</sup>Larissa Mourão Pantoja - [larissa.m.pantoja@hotmail.com](mailto:larissa.m.pantoja@hotmail.com);

<sup>3</sup>Camila Farias Cardoso - [camilafariascardoso@gmail.com](mailto:camilafariascardoso@gmail.com);

<sup>4</sup>Mário Ivan Cardoso de Lima - [mario.lima@ibge.gov.br](mailto:mario.lima@ibge.gov.br)

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará (UFPA) /Faculdade de Geografia e Cartografia (graduação);

<sup>2</sup>Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA) - Engenharia Cartográfica e de Agrimensura (graduação);

<sup>3</sup>Universidade Federal do Pará (UFPA) /Faculdade de Geologia (graduação);

<sup>4</sup>Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE)–GRN/UE/PA.

## INTRODUÇÃO

O rio Amazonas nasce na cordilheira dos Andes, no Peru. Possui cerca de 6.868 km de extensão, sendo que 3.165 km estão em território brasileiro. Sua vazão, em média, é da ordem de 109.000 m<sup>3</sup>/s e 290.000 m<sup>3</sup>/s na estação de chuvas. O volume de água despejado pelo rio é tão significativo que a água do mar é doce por vários quilômetros além da desembocadura. O rio Amazonas descarrega no Oceano Atlântico 20% de toda a água doce que chega nos oceanos. É um rio típico de planície, ele e muitos de seus afluentes são navegáveis, o que é muito importante para a população da Amazônia, que se serve do rio como meio de locomoção. A largura média do rio Amazonas é de aproximadamente 5 quilômetros. No ponto onde o rio mais estreita – "Estreito de Óbidos" – a largura diminui para 1,5 quilômetro e a profundidade chega a 100 m. Isto devido à presença de corpos ígneos máficos nas cercanias do "Domo de Monte Alegre". O rio Amazonas forma extensas planícies de inundação cortando em território brasileiro terrenos sedimentares relativos a um Planalto Rebaixado, o que explica sua baixa declividade. Uma divisão elementar das terras da bacia amazônica permite classificá-las em: igapó: terras muito próximas aos rios onde está sempre alagado apresentando árvores não muito altas e rica em espécies vegetais; várzeas: terras próximas ao rio, que são inundadas pelas enchentes anuais, ou mesmo diariamente; e terras firmes: nunca são alagadas pelas enchentes. Associado a isso ainda existe o fenômeno das "terras caídas" nas orlas das terras firmes devido à presença de barrancos formado por sedimentos psamíticos meso-cenozóicos, os quais muitas vezes estão ligados a eventos neotectônicos. Apesar de toda a importância desse fantástico "Rio Mar", as ilhas fluviais que compõem o mesmo ainda não foram devidamente estudadas em termos de seus recursos naturais e situam-se dentre as maiores do território brasileiro. Podemos citar as ilhas de Marajó, Caviana, Mexiana, Grande de Gurupá, Tupinambarana, dentre outras. A primeira por ser a maior e mais importante já foi objeto de algumas pesquisas, ao passo que as de Mexiana e Caviana foram recentemente objeto de estudos por Alves & Lima (2014) e Alves *et al.* (2014). Neste trabalho será abordada a Grande de Gurupá e seus satélites, com cerca de 8.098 km<sup>2</sup> de área. Ressalte-se que as três primeiras acima citadas estão relacionadas ao estuário do rio Amazonas e compõem-se essencialmente por planícies fluvio-marinhas, enquanto que as objeto do presente estudo apresentam pouca influência marinha, sendo principalmente fluviais (Figura 1). A região em lide situa-se no Baixo rio Amazonas, região Nor-nordeste do Estado do Pará, na zona limdeira com o Estado do Amapá e pertencentes aos municípios de Gurupá, secundado por Afuá e parcela de Breves. Apresenta clima quente e úmido, com elevado índice pluviométrico. O presente estudo abarca as ilhas Grande de Gurupá (4.390 km<sup>2</sup>), Mututi (377



km<sup>2</sup>), Urutuí (336 km<sup>2</sup>), Itaquara (271 km<sup>2</sup>), Pará (465 km<sup>2</sup>), Queimada (940 km<sup>2</sup>) e Porcos (241 km<sup>2</sup>) principalmente, e ilhas menores como Conceição, Pauceria, Ananaí, Mutuquara, Vieira, Salvador, Cavalos, Morceção, Panema, Maracujá, Porquinhos, Pracuíba e Teles perfazendo um total de 1.078 km<sup>2</sup> constituindo uma parcela do arquipélago do Marajó. Vide Figura 2. As pioneiras informações sobre os recursos naturais dessas ilhas devem-se a RADAM (1974), o qual atribuiu uma idade quaternária holocênica as mesmas, inserindo-as no Domínio Morfoestrutural Planície Amazônica e definiu os modelados de acumulação em Planícies Fluviais Colmatadas, e Planície Fluviais e Baixos Terraços. O relevo é plano, com altimetria de 0 a 10 m e desníveis muito pequenos. No que tange aos solos foram definidos do tipo Hidromórficos, enquanto as classes dominantes de vegetação são de Floresta Densa Aluvial com zonas campestres restritas.

## METODOLOGIA

As literaturas consultadas basearam-se em RADAM (op. cit.), Alves & Lima (op. cit.) e Alves *et al.* (op. cit.), assim como a interpretação em imagens óticas do Landsat -5 e -7, e imagens de micro-ondas do SRTM, GEMS-SAR-X e ALOS/PALSAR-SAR-L. A metodologia aplicada é baseada no Manual de Geomorfologia do IBGE (2009). O traçado da drenagem foi, na verdade, o primeiro passo, seguido da definição de texturas e tons com vistas à delimitação de zonas homogêneas. Utilizaram-se imagens de sensoriamento remoto da faixa do ótico, a qual ficou algo prejudicada pela cobertura de nuvens. As imagens da faixa das micro-ondas apresentaram algumas ambiguidades, com destaque para a GEMS-SAR-X na definição do sistema de drenagem, ao passo que para o traçado das zonas alagadas o PALSAR-SAR-L foi bem marcante (Figura 2). As dúvidas foram dirimidas nas imagens do sistema ótico, as quais sendo coloridas possibilitaram uma gama maior de níveis de tons nos padrões de textura/tom do que as do sistema de micro-ondas. Utilizaram-se imagens SRTM as quais foram decisivas e marcantes na delimitação dos cordões aluviais e pequenos desníveis.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

A região estudada não possibilitou uma gama maior de modelados em razão de se tratar de uma região muito homogênea. O traçado da drenagem associado com os padrões de textura/tom possibilitou a definição das seguintes modelados de acumulação (Figura 1): Planície Fluvial Pleistocênica; Paleocanal Pleistocênico; Planície Fluviolagunar Holocênica; e Planície Fluvial Holocênica

Denomina-se **Planície Fluvial Pleistocênica** por ser a mais antiga e que corresponde aos terrenos mais elevados, amiúde formados por psamitos em razão da baixa densidade de drenagem. Em oposição a esta unidade tem-se a **Planície Fluvial Holocênica**, ou seja, os depósitos atuais e que estão sempre encharcados e com uma densidade de drenagem bem elevada, contribuição maior de pelitos e posição mais inferior no terreno. Na mesma pode-se observar em imagens a presença de cordões fluviais em consonância com as direções de correntes. Tais feições são perfeitamente factíveis de separação em imagens de sensoriamento remoto. Os **Paleocanais Pleistocênicos** retratam antigas drenagens bem ressaltadas nas imagens pela largura de seus canais cobertos por sedimentos. As **Planícies Fluviolagunares Holocênicas** retratam zonas deprimidas constantemente alagadas, alimentadas por drenagens centrípetas. A ilha Grande de Gurupá em sua extremidade norte abriga uma Reserva de Desenvolvimento Sustentável (RDS) chamada de Itatupã-Baquiá sendo um bom exemplo na busca do desenvolvimento sustentável. Está localizada em áreas de várzea do rio Jaburu, furo do Açacu; rio Tauari, canal de Gurupá do rio Amazonas e rio Baquiá, no município de Gurupá. Tem uma área de 64.735 ha e abarca uma planície fluviolagunar e planície fluvial holocênica, como pode ser observado na Figura 1, na extremidade norte. A análise da drenagem possibilitou vislumbrar uma drenagem dendrítica nesse conjunto de ilhas, mas de

caráter totalmente assimétrico com caimento para noroeste, os quais associados a presença de paleocanais na ilha de Grande de Gurupá e Queimada, leva a interpretar a presença de movimentos neotectônicos. Em vista disso admite-se a presença de falhas normais orientadas segundo NE-SO com bloco baixo caindo para NO. Aliás, alguns autores já reportaram a presença de movimentos neotectônicos nessa região conforme RADAM (1974), Alves & Lima (2014) e Alves *et al.* (2014).

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Mais uma vez atesta-se a excelência das imagens de sensoriamento remoto como aplicação em estudos geomorfológicos, em especial quando se trabalha com multisensores, como seja das faixas do ótico e das micro-ondas, em especial na comparação dos dados. As informações aqui reportadas são inéditas e representam em verdade uma continuação dos trabalhos desenvolvidos por Alves & Lima (op. cit.) e Alves *et al.* (op.cit.) no que tange a um melhor conhecimento desse rincão brasileiro, objetivando chamar a atenção dos órgãos públicos das ilhas que compõem o arquipélago do Marajó.

Apesar de distante da foz do Amazonas, acima de 200 km, os efeitos da ação marinha ainda são sentidas a montante desse rio, embora a formação dessas ilhas seja essencialmente por ação fluvial. Evidências de efeitos neotectônicos são mais uma vez reportadas nessa região constituindo-se em uma verdade. O fenômeno das *'terras caídas'* próprio do rio Amazonas pode ser atribuído à ação de neotectônica tipificada não só pela retilinearidade dos canais como também pelos movimentos positivos de elevação de terreno.

A assimetria de drenagem, retilinearidade do curso do rio Amazonas e a presença de paleocanais cortados por canais mais jovens, associados a outras evidências em trabalhos efetuados na foz do rio Amazonas, constituem parâmetros para se interpretar a ocorrência de movimentos neotectônicos na região estudada.

### Esboço Geomorfológico das ilhas Grande de Gurupá, Urutuí, Mututi, Queimada, Porcos, Pará e Ituquara, Baixo rio Amazonas, NNE do Pará

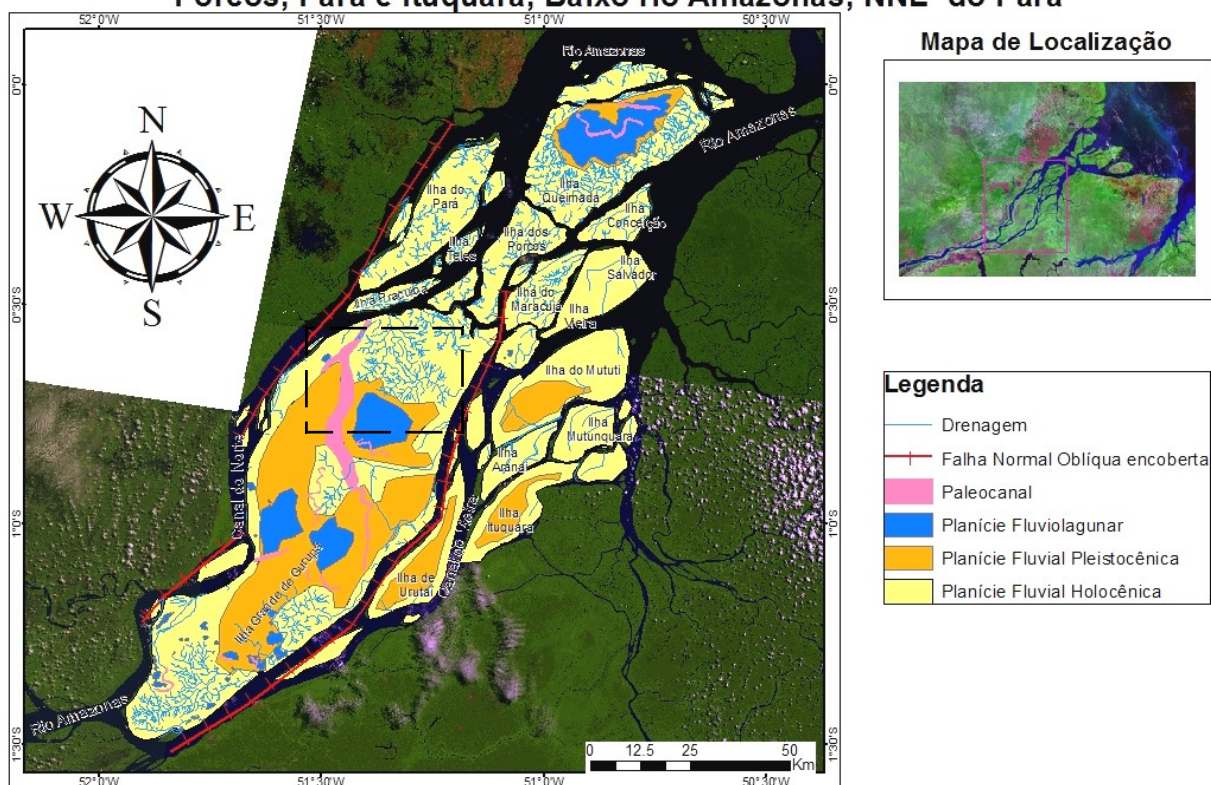


Figura 1 – Esboço Geomorfológico das ilhas Grande de Gurupá, Urutuí, Mututi, Queimada, Porcos, Pará e Itaquara. Como pano de fundo imagens Landsat-TM-5. Localização das ilhas, lado direito do mapa, em escala regional. Retângulo em linha tracejada preta constitui a locação da Figura 2. Vide explicações no texto.

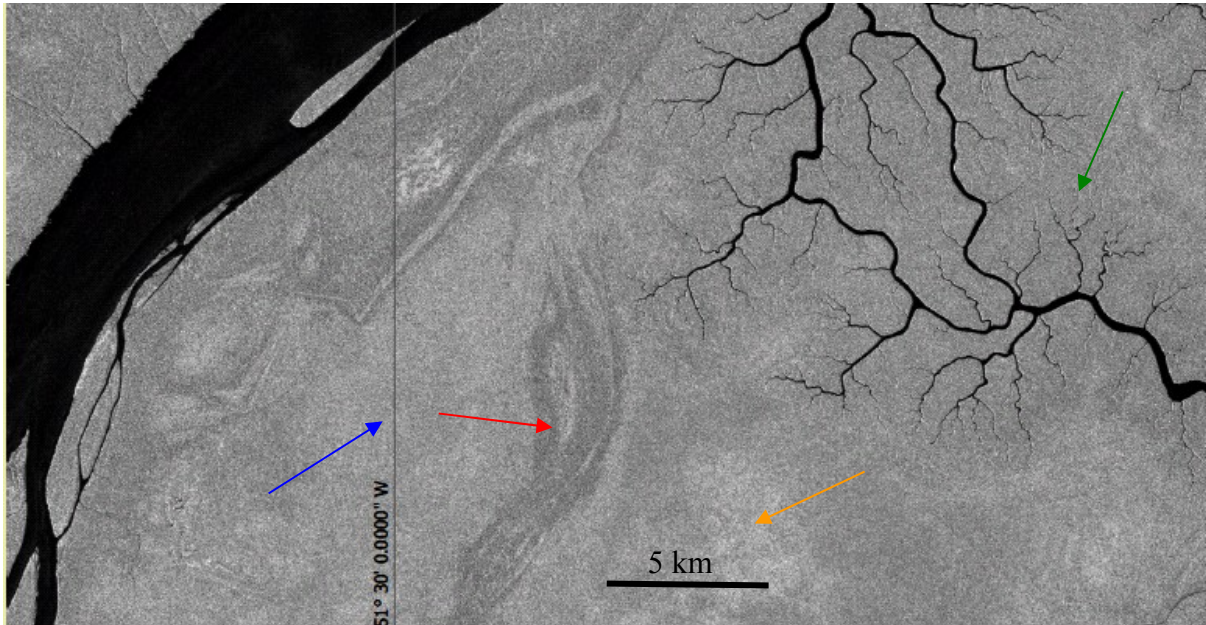


Figura 2 - Imagem de Radar-ALOS/PALSAR-L-SAR –Porção norte da ilha Grande de Gurupá. Seta vermelha Paleocanal Pleistocênico; seta azul Planície Fluvial Pleistocênica; seta verde Planície Fluvial Holocênica.; seta laranja Planície Fluviolagunar Holocênica. Na imagem acima a definição dos modelados é bem clara observando-se regiões com maior reflectância (devido à penetração e elevado retroespalhamento) retratando zonas alagadas com cobertura de vegetação específica. Vide localização desta imagem na Figura 2.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, J. S.; LIMA, M. I. C.– Geomorfologia da ilha Mexiana, arquipélago do Marajó, Nordeste do Pará. **10º SINAGEO**. 2014. Manaus-AM. CD-ROM.

ALVES, J. S.; PANTOJA, L. M.; LIMA, M. I. C. - Geomorfologia das ilhas Caviana (Setentrional e Meridional), Janaucu, Jarupari e Jurupari, arquipélago de Marajó, Nordeste do Pará. **10º SINAGEO**. 2014. Manaus-AM. CD-ROM.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – Manual Técnico de Geomorfologia – 2ª edição. Manuais Técnicos em Geociências, 5. 2009. 192 p. Rio de Janeiro.

RADAM – Folha SA.22 – Belém –geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. 1974. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).

# ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DO CINTURÃO GUIANA CENTRAL, PORÇÃO CENTRO-LESTE DE MUCAJAÍ - RR

*Fredrick Almeida do Nascimento*<sup>1</sup>; *Stélio Soares Tavares Júnior*<sup>2</sup>; *Luiza Câmara Beserra Neta*<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Graduando de Geologia - Universidade Federal de Roraima ([fred\\_tick@hotmail.com](mailto:fred_tick@hotmail.com));

<sup>2</sup>Prof.<sup>o</sup>. do Depto de Geologia - Universidade Federal de Roraima ([stelio.tavares@ufr.br](mailto:stelio.tavares@ufr.br));

<sup>3</sup>Prof.<sup>a</sup>. do Depto de Geografia - Universidade Federal de Roraima ([luiza.camara@ufr.br](mailto:luiza.camara@ufr.br)).

## INTRODUÇÃO

O Escudo das Guianas, porção norte do Cráton Amazônico, é uma importante área geológica com inúmeras feições estruturais e geomorfológicas. Segundo Fraga (2002), o Cinturão Guiana Central (CGC) atravessa o Escudo das Guianas, no extremo norte da América do Sul, passando desde as proximidades da cidade de Paramaribo no Suriname, pela Guiana e pelos estados de Roraima e Amazonas, no Brasil. É marcado por lineamentos estruturais na direção NE-SW, e foi instalado durante o estágio final do ciclo Transamazônico.

A região central do município de Mucajaí é representada por serras e maciços montanhosos isolados de vertentes intensamente ravinadas, formados por cristas e pontões alinhados, orientados na mesma direção do CGC, cujas altitudes variam de 400 a 800 metros (BESERRA NETA E TAVARES JÚNIOR, 2008). A aplicação de técnicas fotointerpretativas em imagens de sensores remotos juntamente com dados coletados em campo permite classificar e interpretar morfoestruturas geradas por processos geológicos, e consequentemente, estruturas geológicas condicionantes das formas de relevo.

## METODOLOGIA

O presente estudo foi realizado nos municípios de Mucajaí e Iracema, com acesso principal pela BR-174 sentido o estado do Amazonas e RR-325 sentido vila do Apiaú, distante aproximadamente 80 km da capital Boa Vista (Fig. 1).

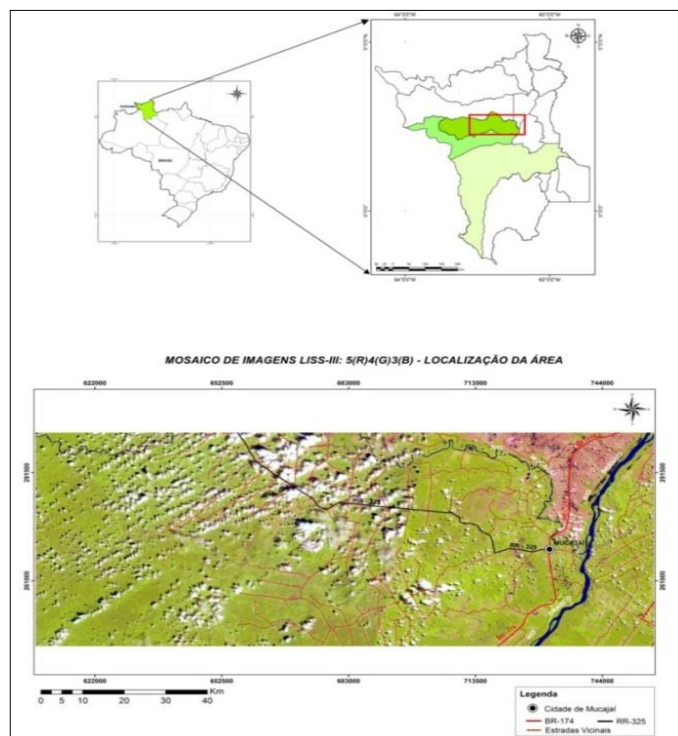


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.

As imagens de sensoriamento remoto utilizados consistiram de mosaicos de imagens ópticas dos satélites Resourcesat-1 e Landsat-7, sensores LISS-III e ETM<sup>+</sup> respectivamente de Novembro 2011 e Agosto de 2012. Em conjunto foram utilizados dados altimétricos para a geração do modelo digital de elevação (MDE) proveniente do SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission), refinado a resolução de 30x30 metros, fornecidos pelo Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil – TOPODATA/INPE (Valeriano. 2008), em escala 1:250.000.

O pré-processamento nas imagens do LISS-III e do ETM<sup>+</sup> ocorreu com a criação do banco de imagens. Essas imagens passaram por operações de processamento destinadas a atenuar os efeitos da interferência dos constituintes atmosféricos e de redução das distorções geométricas, por meio da ortorretificação através da aplicação do modelo de funções racionais.

A fotointerpretação geológica foi realizada através dos procedimentos fotointerpretativos baseado no método lógico sistemático descrito por Veneziani e Anjos,(1982) para dados ópticos, que consiste na análise sistemática das propriedades texturais da rede drenagem e relevo (densidade, alinhamentos das feições lineares, tropia e assimetria), auxiliada com a interpretação estereoscópica nas imagens. Em conjunto foi utilizado produtos multifontes obtidos através da imagem de relevo sombreado (textura do relevo) x imagem óptica, afim de indentificar a rugosidade e textura do relevo, além de contribuir para a interpretação do arranjo estrutural da área, como os altos e baixos estruturais que controlam as morfoestruturas de relevo.

Todos estes processamentos, inclusive os fotointerpretativos, desenvolvidos nas imagens digitais foram realizados utilizando os aplicativos PCI Geomatics, versão 10.2, ArcGis, versão 10, e Spring, versão 5.2.6 no laboratório de Geotecnologias do Núcleo Hydros/UFRR.

## RESULTADOS

Aplicando as técnicas de fotointerpretação propostas por Veneziani e Anjos (1982) para dados ópticos, foram gerados mapas temáticos como o de rede de drenagem (Fig. 2A), mapa feições lineares de drenagem (Fig. 2B), mapa de quebras positivas e negativas de relevo (Fig. 2C), mapa de lineamentos estruturais (Fig. 2D). Esses mapas iram evidenciar o controle tectônico-estrutural do arcabouço geológico local, caracterizado por falhas, fraturas, dobras e zonas de cisalhamento, que condicionam relevo.

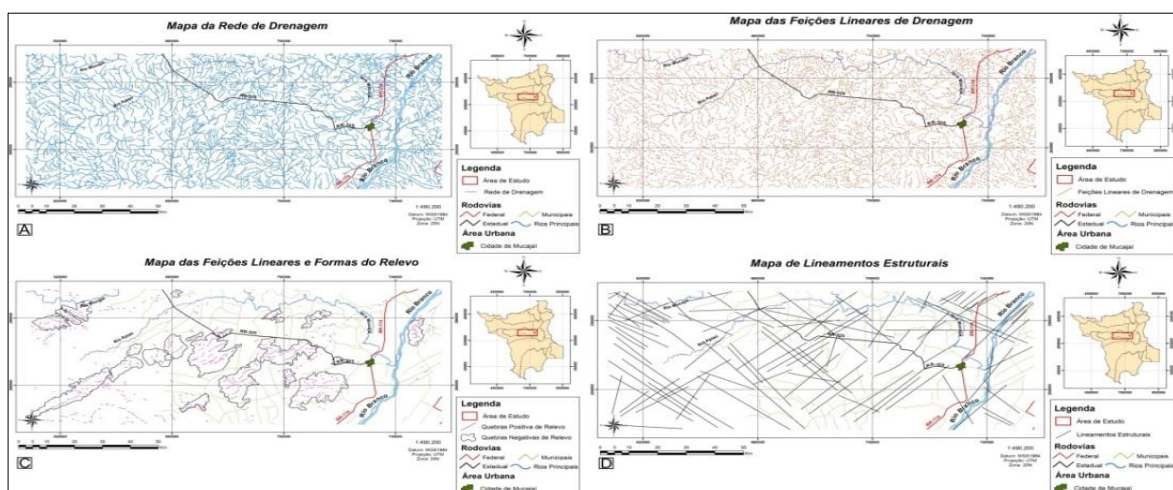


Figura 2: Quadro representativo das etapas fotointerpretativas. A) Mapa da Rede de Drenagem; B) Feições lineares de drenagem; C) Mapa das feições lineares das formas de relevo: quebras positivas e negativas; D) Mapa dos Lineamentos Estruturais.

Em conjunto com a análise do modelo lógico e sistemático (drenagem e relevo) de Veneziani e Anjos (1982) e dados de modelo digital de elevação (MDE), elaborou-se o mapa Morfoestrutural da área de estudo integrado com os lineamentos estruturais (Fig. 3). Esse mapa representa os altos estruturais, que são predominantemente Batólitos, anticlinais e zonas de cisalhamento, enquanto os baixos estruturais são representados por planos de falhas normais onde a drenagem se aloja causando áreas de denudação.

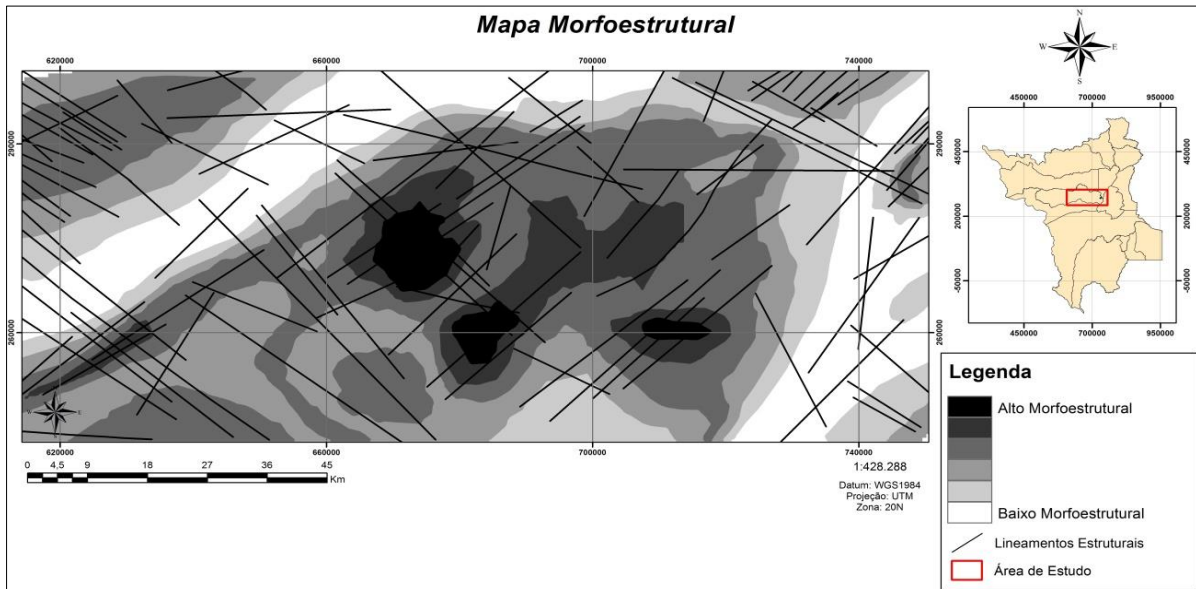


Figura 3 – Mapa Morfoestrutural.

O produto em 3D, elaborado a partir de modelos digitais de elevação (MDE), sobreposto ao relevo sombreado apresenta uma orientação preferencial NE-SW (Fig. 4) concordantes com todos os mapas temáticos e análises estereoscópicas realizadas. Em campo tanto os relevos que compõem a paisagem da região do Mucajaí, quando as quedas d'água apresentam esta orientação preferencial já interpretada, indicando que o arcabouço tectono-estrutural controla todo o condicionamento do relevo.

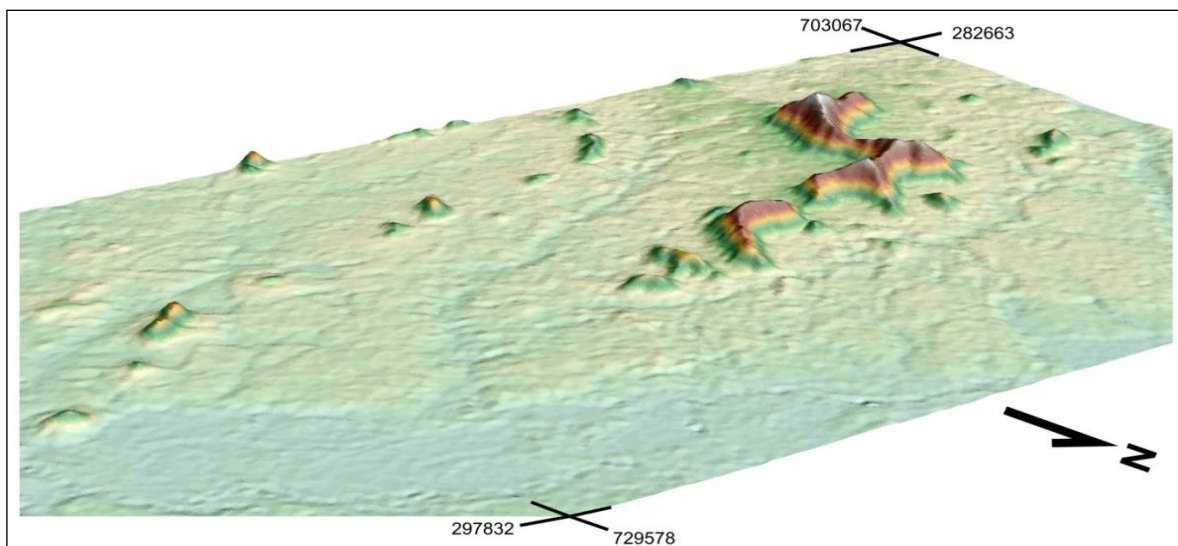


Figura 4 – Modelo Tridimensional: MDE sobreposto ao relevo sombreado.

## CONCLUSÃO

As análises fotointerpretativas realizadas nos produtos confeccionados permitiu atestar o forte condicionamento do relevo e de quedas d'água ao arranjo estrutural resultante de processos tectônicos desde a orogenia Transamazônica, evento K'Mudku (CGC) e eventos distensivos mesozoicos e cenozoicos, de orientação preferencial NE-SW.

A análise morfoestrutural realizada servira de base para estudos tanto com tectono-estrutural, bem como estudos geomorfológicos posteriores.

## REFERÊNCIAS

Fan, F. M. & Collischonn, W. 2009. *Manual Arc-Hydro para Aplicação do Modelo MGB-IPH*. Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico, UFRGS/ANA. 87pg.

Fraga, L.M.B. 2002. *Associação Anortosito-Mangerito-Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima e seus encaixantes Paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia*. Tese de Doutorado Apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica UFPA. Belém. 363p.

Reis, N. J.; Fraga, L. M.; Faria, M. S.; Almeida, M. E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Géologie de La France*, nº 2-3-4, p. 121-134.

Valeriano, M. M. 2008. *Dados Topográficos*. In: FLORENZANO, T. G. (Org.) *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. Ed. Oficina de Textos. São Paulo. pp. 72-104.

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).

# FOTOMAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DO ENTORNO DA MARGEM ESQUERDA DO RIO AMAZONAS ATÉ A FOZ DO RIO MADEIRA

*Paulo Sérgio de Rezende Nascimento*

*Mônica Cortêz Pinto*

Departamento de Geociências – Universidade Federal do Amazonas - UFAM

## INTRODUÇÃO

A carência de informações geomorfológicas na Amazônia Ocidental deve-se às dificuldades de acesso, decorrentes da densa cobertura florestal, alto índice pluviométrico e áreas inundadas. O conhecimento geomorfológico, nessa região, pode ser ampliado e maximizado com uso intensivo de produtos sensoriados remotamente. A potencialidade dessa ferramenta auxiliar de mapeamento dos recursos e feições terrestres aumenta com a disponibilização gratuita de imagens e de programas computacionais, minimizando sobremaneira os custos e o tempo para a realização de um projeto de pesquisa. A visão sinóptica da Amazônia possibilitada por esses produtos é uma realidade, sendo uma técnica inquestionável na aquisição de dados da superfície e atmosfera terrestre de forma rápida e eficiente, não obtida por outros meios. No entanto, se por um lado, a alta cobertura de nuvens torna-se uma limitação aos sensores passivos, por outro lado, os sensores ativos não possuem essa restrição. Esse é o caso, por exemplo, dos dados interferométricos por radar.

A *Space Shuttle Radar Topograph Mission* (SRTM) adquiriu dados topográficos em mais de 80% da área emersa da Terra (Jensen 2007), em 11 de fevereiro de 2000, nas bandas C e X da região das micro-ondas com resolução de 1-arc-seg (30m) e de 3-arc-seg (90m). Estes últimos dados, há anos disponíveis gratuitamente pela *Jet Propulsion Laboratory* (JET) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), foram utilizados para muitas aplicações sobre os recursos terrestres (RABUS 2003). Atualmente, a disponibilização dos dados com resolução de 30 metros proporciona a geração de produtos mais refinados.

A partir dessa breve contextualização, salienta-se que o presente trabalho tem como objetivo o fotomapeamento das unidades geomorfológicas através de dados SRTM de 30 metros de resolução, na escala de 1:100.000, na região do entorno da margem esquerda do rio Amazonas, a partir da confluência dos rios Negro e Solimões até a foz do rio Madeira. A área de estudo é delimitada pelos paralelos 03°00'00" a 03°30'00" de latitude Sul e pelos meridianos 58°30'00" a 60°00'00" de longitude Oeste.

## MATERIAL E MÉTODO

Os materiais empregados foram as documentações cartográficas na escala 1:100.000 (cartas MI579 Manaus, MI580 Bom Sucesso e MI581 São José do Amajari); os dados de interferometria de radar SRTM com resolução de 30 metros; e o programa computacional de geoprocessamento Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas (SPRING), desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Esses materiais foram adquiridos, respectivamente, no Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas, nos sites da NASA e do INPE.

Após a aquisição dos materiais supracitados, os procedimentos técnicos reúnem a confecção de um Banco de Dado Georreferenciado no SPRING; importação dos dados SRTM para esse banco; e a geração do mapa geomorfológico. Para a produção desse mapa foram realizadas as seguintes etapas: (i) preparação dos dados SRTM para serem interpretados visualmente e processados automaticamente; (ii) extração das drenagens e fatiamento dos intervalos das cotas altimétricas; (iii) delimitação das unidades de relevo.

Na etapa de preparação dos dados, o primeiro procedimento foi o refinamento da grade regular ou retangular dos dados SRTM, com a transformação da resolução de 30 metros



em 10 metros. Para tal, foi empregado o interpolador bicúbico, o qual utiliza os 16 valores de cotas dos pontos vizinhos para cada ponto altimétrico. Esse processamento gera uma superfície mais suavizada e aumenta as informações sobre a superfície, consequentemente realça as feições com cotas de valores diferentes e reduz as redundâncias em regiões quase planas. O próximo procedimento foi a aplicação da técnica de realce de contraste, que é a razão entre os seus níveis de cinza médios, visando melhorar a qualidade dos dados sob os critérios subjetivos do olho humano. Foi aplicado o aumento linear de contraste por uma transformação unidimensional, cuja função de transferência é uma reta. Esta transferência radiométrica é realizada com ajuda de histograma, que é manipulado para obter o realce desejado. Apenas dois parâmetros são empregados: (i) a inclinação da reta, que controla a quantidade de aumento de contraste e (ii) o ponto de interseção com o eixo X, que controla a intensidade média do produto final. Essa etapa constitui um pré-processamento para reconhecimento dos padrões para a interpretação visual e/ou automática.

Realizados esses pré-processamentos, os dados ficaram prontos para a extração das drenagens e fatiamento dos intervalos das cotas altimétricas. As drenagens foram extraídas manualmente pelo modo edição de dados vetoriais e constituíram-se desde drenagens de pequenas dimensões (1ª e 2ª ordens), passando pelas drenagens intermediárias (3ª e 4ª ordens) finalizando no rio Amazonas (5ª ordem). Foram extraídas também as ilhas e barras fluviais e os cordões arenosos. Finalizado esse procedimento, foi possível identificar duas unidades geomorfológicas, aqui denominadas de formas de dissecação e de acumulação. Nesta última, foram diferenciadas: (i) as barras e ilhas fluviais com presença de cordões arenosos e lagoas; e (ii) as áreas inundáveis, com relevo plano alagado, mal drenado, lagoas e drenagens fortemente dendríticas. Apesar de nitidamente distinguíveis das formas de dissecação com superfícies côncavo-convexo com alta densidade de drenagens de 1ª e 2ª ordens, optou-se por gerar um fatiamento dos intervalos das cotas altimétricas, visando otimizar a digitalização dos limites entre as unidades geomorfológicas.

Este fatiamento é realizado automaticamente a partir da definição de classes (fatias) de altimetria entre 0 e 130 metros. Vários fatiamentos foram realizados e comparados visualmente com os níveis de cinza dos dados SRTM e com as drenagens. A classe altimétrica até 10 metros coincidia, na maioria das vezes, com a delimitação das barras e ilhas fluviais. Entre 10 e 40 metros, a classe altimétrica coincidia com as áreas inundáveis, e a partir deste valor abrangia as formas dissecadas. Assim, o produto matricial gerado foi transformado em produto vetorial, e a isolinha 40 metros foi utilizada como linha mestre para auxiliar na separação das áreas inundáveis das superfícies côncavo-convexas. É importante ressaltar que o nível altimétrico não é um parâmetro seguro, usado isoladamente, para separar unidades geomorfológicas por meio de dados sensorizados remotamente. Os parâmetros ideais são o padrão e a densidade de drenagem, grau de dissecação do relevo, assim como, no caso da área de estudo, a presença de lagoas, barras e ilhas fluviais e os cordões arenosos.

Posto isso, a última etapa, a delimitação das unidades supracitadas findou no mapa geomorfológico, após a análise criteriosa desses parâmetros. As curvas (isolinhas) altimétricas evitaram a digitalização manual dos limites entre as unidades, maximizando assim a confecção do mapa geomorfológico, pois foi necessário apenas alguns ajustes das isolinhas, os quais foram realizados no editor vetorial.

## **RESULTADO E DISCUSSÃO**

Os procedimentos adotados no processo de fotomapeamento das unidades geomorfológicas da área de estudo possibilitaram gerar o mapa geomorfológico (Figura 2), apresentado juntamente com o mapa hidrográfico. Este foi essencial para a delimitação das unidades geomorfológicas. Foram definidas duas unidades geomorfológicas com relevos contrastantes: (i) formas de dissecação com superfícies côncavo-convexas e (ii) formas de

acumulação compostas por duas subunidades: áreas inundáveis e ilhas e barras fluviais com presença marcante de lagoas e cordões arenosos. Estas foram denominadas por Soares (2007) como depósitos aluvionares pleistocênicos e as formas de dissecação como terra firme (Formação Alter do Chão) de idade cretácea. Porém, Caputo (2011) propôs idade cenozóica para essa formação.

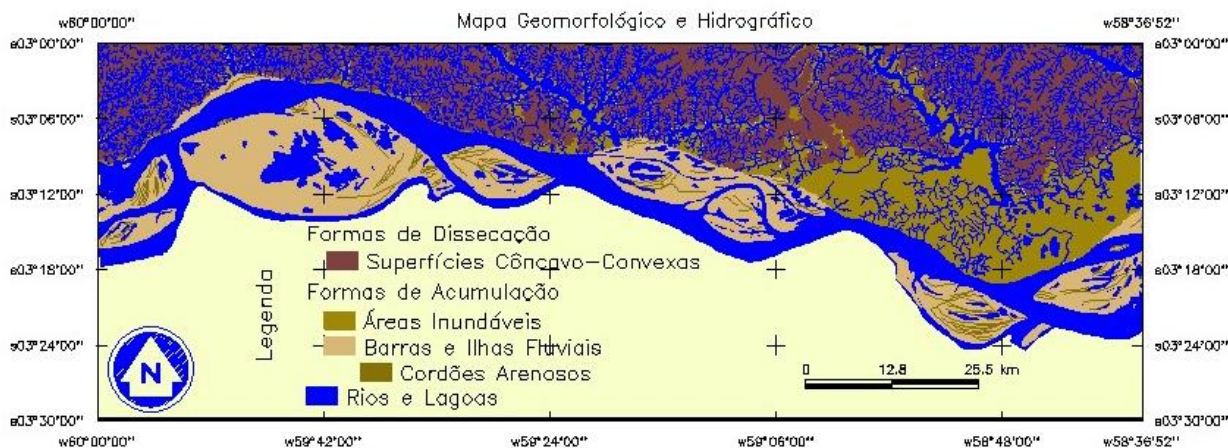


Figura 1 – Mapa geomorfológico e hidrográfico da área de estudo.

A unidade geomorfológica correspondente às formas de dissecação é representada por superfícies côncavo-convexas, abrangendo uma área de 1.796 km<sup>2</sup> e com altitudes entre 40 a 130 metros. Apresenta alta densidade de drenagens de primeira e segunda ordem, as quais formam com as drenagens de terceira ordem um padrão predominantemente treliçado, por vezes subdendrítico a subtreliçado. Este último padrão é indicativo de cabeceiras de erosão aleatórias, em formas de anfiteatro, de canais sobre rochas de resistência uniforme com pouco controle estrutural. Esse padrão é frequentemente encontrado em relevos compostos por rochas sedimentares estratificadas horizontal a sub-horizontal. O controle estrutural (neotectônica) das drenagens é marcante nas áreas onde predominam o padrão treliça de drenagem. Neste, as drenagens de primeira ordem são paralelos e as drenagens de segunda ordem são mais curtas e se ligam em ângulos aproximadamente retos com os ramos maiores. Esse padrão indica que a estrutura rochosa subjacente é inclinada. A alta densidade de drenagem denota alto grau de dissecação do relevo, com escoamento superficial das águas formando vertentes côncavas e convexas. Essa morfologia de ondulações em direção à calha do rio Amazonas é finalizada por vertentes íngremes, formando a margem, visíveis somente na época de vazante. Por outro lado, as ondulações em direção à unidade de acumulação vão se suavizando, e o contato é nitidamente marcado pela mudança abrupta das características das drenagens.

A unidade de acumulação é representada por superfícies com ondulações suaves a planas, totalizando uma área de 2.259 km<sup>2</sup> e com altitudes que atingem 40 metros. A ausência de dissecação indica que essa unidade é dominada por zonas deposicionais com presença de cordões arenosos e lagoas nas porções mais rebaixadas. A subunidade denominada de áreas inundáveis abrange 1.045 km<sup>2</sup> distribuída ao redor das drenagens de terceira e quarta ordens, posicionadas nas porções mais dissecadas e profundas da unidade anterior, formando igapós. Essas drenagens possuem um padrão treliçado e subparalelo, com canais retilíneos e curvilíneos, evidenciando um controle estrutural. Essa subunidade na porção leste da área de estudo é mais representativa, marcadamente representada por drenagens de padrão dendrítico, meandros abandonados e lagoas. Ela difere claramente da subunidade barras e ilhas fluviais, pois esta não apresenta drenagem, normalmente entrecortada por paranás e pela presença de várias lagoas e cordões arenosos abandonados com diferentes direções de crescimento. Esses

cordões possuem formas curvilíneas, que indicam um padrão meandrante do rio Amazonas, predecessor do padrão anastomosado atual.

## **CONCLUSÕES**

A partir da extração detalhada das drenagens nos dados SRTM pré-processados e da sistemática das características das drenagens foi possível gerar o mapa de unidades geomorfológicas da área de estudo. A unidade de formas de dissecação possui um controle erosivo-tectônico e a unidade de acumulação, deposicional-tectônico. No entanto, é essencial a interpretação de imagens de radar na época da vazante e avaliação em campo para detalhar as unidades geomorfológicas.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Caputo M.V. 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. *In*: R.S.C. Nascimento, A.M.C. Horbe, C.M. Almeida (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 7, Sociedade Brasileira de Geologia, p.:7-23.

Jensen J.R. 2007. *Remote sensing of environment: an earth resource perspective*. Prentice Hall, New Jersey, 597pp.

Rabus G.T. 2003. *Digital elevation model technologies and applications*. Bethesda: Maryland, 540pp.

Soares E.A.A. 2007. Depósitos Pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 205 p.

# MAPEAMENTO DE ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMANENTE NA CARTA SB-22-X-D-1 NA ESCALA DE 1:50.000 E IDENTIFICAÇÃO DO USO DA TERRA

*Kesia Mayara Miranda Almeida, Hienne Danielle da Silva Gomes*

*Leonardo Brasil Felipe*

Unifesspa

## INTRODUÇÃO

As Áreas de Preservação Permanente (APPs) foram definidas e constituídas pelo Código Florestal Brasileiro, tendo sido criadas para proteger o ambiente natural, o que significa que não são áreas apropriadas para alteração de uso da terra, devendo estar cobertas com a vegetação original existente. Este trabalho tem como objetivo a delimitação de APPs previstas na Legislação (Código Florestal Brasileiro – Lei 12.651/2012 – e resolução CONAMA 303/2002) e sua classificação em relação ao Uso da terra, de acordo com Terra Class 2010, disponibilizado pelo INPE, na escala de 1:50.000, apoiado na utilização de técnicas de ferramentas computacionais de geoprocessamento e produtos de sensores remotos. A área estudada encontra-se dentro da Folha Marabá SB-22-X-D (1:250.000) está localizada no Sudeste Paraense, município de Marabá, possuindo possui área total de 47.332295 km<sup>2</sup> (FIG.1).

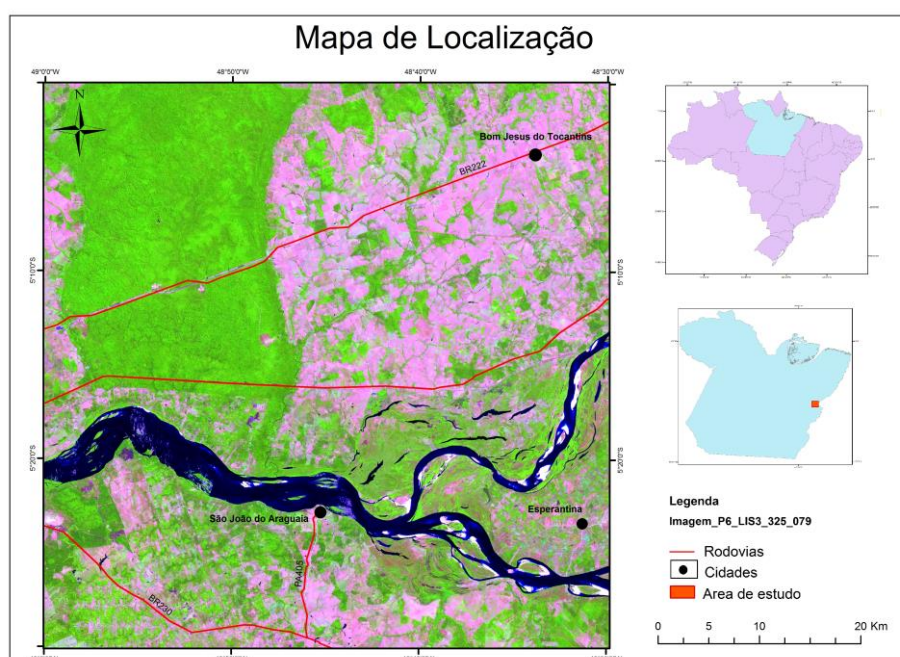


FIGURA 1- Área de estudo, na confluência entre os estados do Pará, Maranhão e Tocantins.

Este trabalho faz parte do Programa de Estudos em Sistemas Fluviais Araguaia-Tocantins, e fará parte das observações em Geomorfologia Fluvial na região de Marabá, antes do início da construção da barragem, prevista para o ano de 2015. Embora a legislação ambiental brasileira seja bastante abrangente, alguns problemas contribuem para a fiscalização da agressão ao meio ambiente como a deficiência de recursos humanos e materiais. Contudo, a geração do produto cartográfico da área de estudo pode subsidiar as políticas públicas voltadas para a região, com o intuito de melhorar o planejamento e a ocupação do solo nestas áreas de preservação permanente (COELHO; MONTEIRO; SILVA, 2006).

## METODOLOGIA

A área foi delimitada com base na Carta Topográfica do IBGE, escala 1:50.000. Neste trabalho foram utilizados Modelo Digital de Elevação (MDE) com aproximadamente 90 metros de resolução espacial. Enfatiza-se que todo o trabalho foi realizado com o uso do

software ArcGis 9.3 As áreas de preservação permanente relacionadas a rede hidrográfica foram demarcadas segundo o método usado por Peluzio; Santos e Fieldler (2010).

Neste programa foi produzido um croqui para cada classe, feito o cálculo de cada área zoneada e também foi feita a delimitação e cálculo das áreas de APP's úmidas (entorno de nascentes, margens de cursos d'água e lagos) com a ferramenta *Buffer* delimitou-se um círculo com raio de 50m no entorno de cada nascente e uma faixa marginal medida em projeção horizontal em relação aos cursos d'água, de 30 metros de comprimento e a partir do modelo digital de elevação realizou-se a análise das APPs de declividade e a delimitação de APPs de topo de Morro.

O uso do solo foi caracterizado em cinco classes (área urbana, floresta, vegetação secundária, pasto/solo exposto, não-floresta) de acordo com TerraClass de 2010, disponibilizado pelo INPE para fazer o confronto com as APPstotais e, assim, se verificar como as mesmas estão distribuídas entre as respectivas classes e os conflitos de uso do solo existente entre o definido pela legislação e o atual uso e ocupação do solo.

## DISCUSSÃO

A metodologia de delimitação automática das áreas de preservação permanente possibilitou identificar e quantificar as categorias de APPs, ao longo das margens cursos d'águas – APP-1, nas nascentes – APP-2, lagos – APP-3. A análise da TAB 1 mostra a participação entre as categorias de APPs, sendo as APPs de drenagem principal e secundárias agrupadas apenas em uma variável (APP-1).

TABELA 1- Quantificação das APPS na área de estudo.

Categorias de APPs	Área	
	Ha	%
APP-1	46.624,89	95,2
APP-2	2.047,15	0,8
APP-3	2.109,78	4
<b>TOTAL</b>	<b>50.781,82</b>	<b>100</b>

Na área estudada, não foi detectado regiões classificadas como APP de topo de morro, podendo levar em consideração a baixa altitude da região, bem como o seu relevo. Em relação a classe de declividade, a região de estudo apresentou relevo com declividades inferiores a 100 %, que representa 45° de inclinação, por esse motivo não se identificaram áreas de preservação permanente de encostas.

Em relação a caracterização das APPs com relação ao uso da terra, teve a finalidade de localizar e quantificar o uso indevido das áreas de preservação permanente, por atividades agrícolas e pecuárias, foi executada a superposição com o mapa de uso da terra e o mapa de área total de preservação permanente (App total), gerando a ocorrência de conflitos de acordo com as classes de uso que foram identificadas e mensuradas, obtendo-se o mapa final para quantificação de áreas de acordo com a categoria e o tipo de uso.

## CONCLUSÃO

Através dos resultados obtidos, a região apresenta 50.781,82 ha de área caracterizada como áreas de preservação permanente pela legislação ambiental, que corresponde a cerca de 15,26% da área total estudada FIG.2. A principal função destas APPs é a preservação dos recursos hídricos. A conservação da mata ciliar ao longo dos rios, mantém o equilíbrio ecológico através da estabilização das margens, controlando o aporte de sedimentos nos rios evitando assim o processo de assoreamento das bacias hidrográficas. Contudo, deve-se elaborar alternativas para adoção de medidas de planejamento aliados ao uso sustentável.

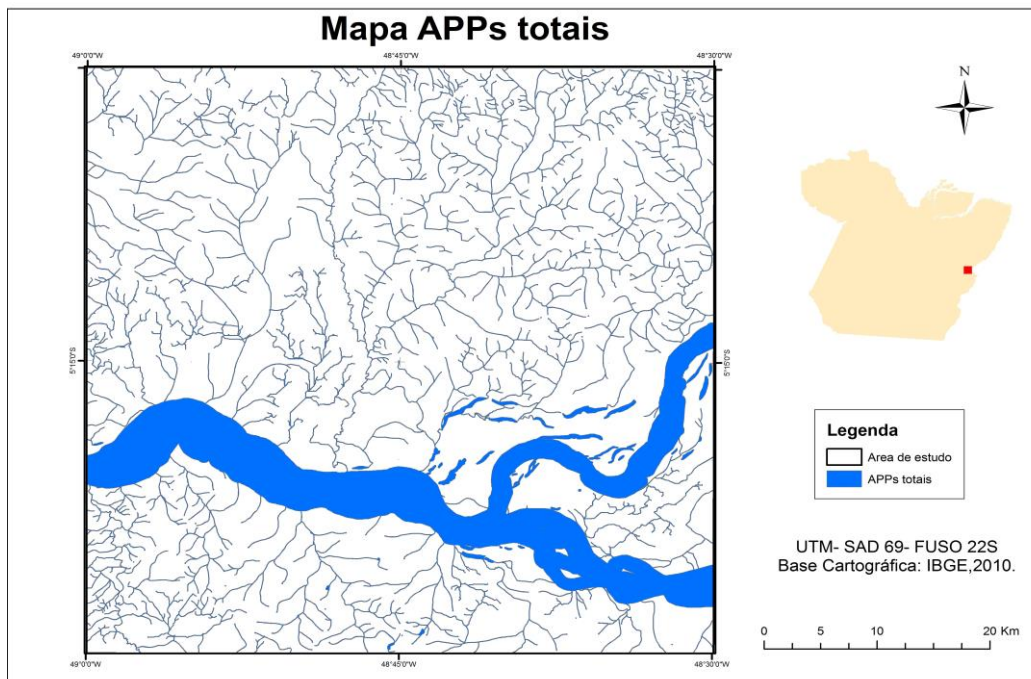


FIGURA 2- A região de estudo possui área total de preservação permanente (APP total) de 50.781,82 ha.

Diante do exposto, é notado a funcionalidade desses procedimentos automatizados, integrado as informações produzidas pelas imagens de satélite, podem produzir análises de extensas áreas e fornecer subsídios capazes de identificar e mensurar a ocorrência de conflito de uso da terra em áreas de preservação permanente, fortalecendo as ações ambientais de monitoramento e como suporte para os instrumentos jurídicos de controle e fiscalização ao cumprimento da lei e otimização do espaço físico, evitando conflitos pelo uso da terra.

## REFERÊNCIAS

COELHO, M. C. N.; MONTEIRO, M. A.; SILVA, R. P. **Alterações entre Natureza e Sociedade em Áreas do Sudeste do Pará-Brasil**. In: ENCONTRO DA ASSOCIAÇÃO NACIONAL DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA EM AMBIENTE E SOCIEDADE, 3. 2006, Brasília. *Anais...* Disponível em: <[http://www.anppas.org.br/encontro\\_anual/encontro3/arquivos/TA510-05032006-230739.DOC](http://www.anppas.org.br/encontro_anual/encontro3/arquivos/TA510-05032006-230739.DOC)>. Acesso em 26 nov. 2014.

PELUZIO, T. M. O.; SANTOS, A. R.; FIELDLER, N. C. *Mapeamento de áreas de preservação permanente no ARCGIS 9.3*. Alegre: CAUFES, 2010, 58 p.

XAVIER, J. S. da. Geoprocessamento e Análise Ambiental. *Revista Brasileira de Geografia*. Rio de Janeiro, v. 54, n. 3, p. 47-61, mai.1992.

# ANÁLISE ESPECTRAL E TEXTURAL DAS VULCÂNICAS SURUMU, NORTE DE RORAIMA

*Stélio Soares Tavares Júnior*<sup>1</sup>; *Arycélia da Silva Vieira*<sup>2</sup>; *Luiza Câmara Beserra Neta*<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Prof.<sup>o</sup>. Dr.<sup>o</sup>. do Depto de Geologia - Universidade Federal de Roraima ([stelio.tavares@ufr.br](mailto:stelio.tavares@ufr.br));

<sup>2</sup>Graduanda do Curso de Geologia - Universidade Federal de Roraima ([arycelial@hotmail.com](mailto:arycelial@hotmail.com));

<sup>3</sup>Prof.<sup>a</sup>. Dr.<sup>a</sup>. do Depto de Geografia - Universidade Federal de Roraima ([luiza.camara@ufr.br](mailto:luiza.camara@ufr.br)).

## INTRODUÇÃO

A diversificada constituição geológica do Estado de Roraima guarda importantes registros da complexa evolução do Escudo das Guianas. Em parte, essa variabilidade qualifica o referido estado, como portador de um significativo patrimônio mineral, comparável ao das principais regiões produtoras de minério da Amazônia. Todavia, a carência de levantamentos geológicos básicos e de métodos prospectivos adequados às características da região corrobora com o incipiente conhecimento sobre esses recursos minerais.

Na Amazônia várias das ocorrências minerais economicamente viáveis estão associadas à ambientes vulcânicos e a processos de ascensão e alojamento de maciços graníticos ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes, conseqüentemente análises dessas associações requerem estudos tectônicos apurados, desde levantamentos básicos até a modelagem. Particularmente, o norte de Roraima constitui-se uma das regiões da Amazônia, onde essas zonas de cisalhamento são tectonicamente pouco conhecidas. Apesar disso, pesquisas anteriores (Melo et al. 1978, CPRM, 1999) indicaram importantes registros de acumulações minerais relacionadas a esses ambientes geológicos.

Dentro desse contexto, que neste estudo foram aplicadas metodologias de processamento de imagens digitais e fotointerpretativas sobre imagens de sensores remotos orbitais e produtos integrados multifontes, a fim de caracterizar espectralmente e texturalmente as rochas vulcânicas do grupo Surumu e diferencia-las dos termos graníticos das suítes Pedra Pintada e Saracura. Desta forma pretende-se, com os resultados obtidos, auxiliar os estudos de mapeamento, principalmente, no que diz respeito ao entendimento litoestratigráfico e da evolução geológica na região norte do Estado de Roraima.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo situa-se na porção centro – norte do estado de Roraima, mais precisamente entre os meridianos de 60°35'14" W e 61°48'36" W e os paralelos de 03°41'16" N e 04°33'31" N. O principal acesso terrestre é feito pela rodovia federal BR-174, que atravessa toda extensão da área em uma direção aproximada N-S, sentido Venezuela, distante aproximadamente até 200 km da capital Boa Vista (Fig. 1).

O território do Estado de Roraima é parte integrante da porção norte do Cráton Amazônico, no sentido empregado como sinônimo de Plataforma Amazônica (Almeida et al. 1978). A evolução desta unidade Geotectônica, conforme Amaral (1984) e Lima (1984) iniciou-se a partir de núcleos arqueanos, com retrabalhamentos e remobilizações durante o Ciclo Transamazônico, tendo se estabilizado em períodos mesoproterozóicos. Porém, no decorrer de sua evolução experimentou dois importantes eventos de reativação plataformal, retratados pelo amplo desenvolvimento de associações vulcano – plutônicas e seqüências sedimentares de plataforma. Desse modo, considerando resultados de trabalhos anteriores, como Projeto Roraima Central (CPRM 1999), análises fotointerpretativas e trabalhos de campo, foram discriminadas sete unidades litológicas: associações de supracrustais do Grupo Cauarane, conjunto de rochas graníticas da Suite Intrusiva Pedra Pintada, associação de rochas vulcânicas do Grupo Surumu, maciços graníticos da Suite Intrusiva Saracura, rochas sedimentares paleoproterozóicas do Supergrupo Roraima, incluindo a Formação Tepequém,

corpos máficos da Unidade Magmatismo Avanavero e sedimentos cenozóicos da Formação Boa Vista.

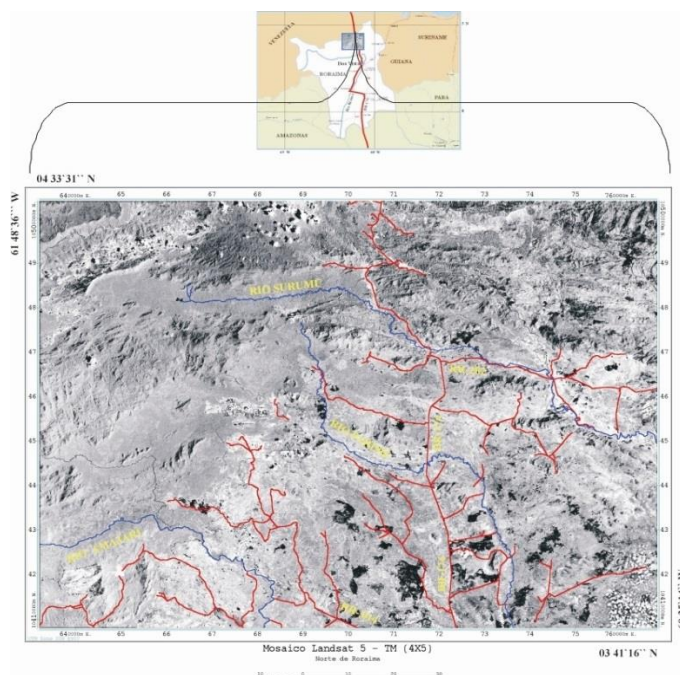


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo

## METODOLOGIA

Os dados ópticos de sensores remotos utilizados consistiram nas imagens OLI do Landsat 8, referentes às órbitas/pontos 232/57 e 233/57, adquiridas em 07/03/2014 e 24/12/2013, respectivamente. Estes dados foram submetidos ao processamento convencional de atenuação da interferência dos constituintes atmosféricos e de operações de realce.

Nas operações de realce destaca-se a composição colorida 6R5G4B integrada via técnica IHS com a banda 8 (pancromática), com intuito de obter um produto de média resolução espacial, que preservasse a qualidade espectral das imagens do sensor OLI.

Nos dados gamaespectrométricos foram aplicadas operações de conversão para 8 bits e composição RGB. Posteriormente foi realizada a integração via IHS, conforme Harris et al. (1990) e Tavares Júnior (2004), entre as imagens ópticas e os dados gamaespectrométricos em CT, Th e U.

Em seguida foram aplicadas técnicas de fotointerpretação utilizando métodos lógicos e sistemáticos adaptados por Veneziani e Anjos 1982 para imagens ópticas, a fim de obter características lineares dos corpos do grupo Surumu. Por fim foi elaborado uma carta imagem em ambiente de sistemas de informação geográfica (SIG), onde foi dado ênfase a individualização dos corpos vulcânicos Surumu.

Todos estes processamentos, inclusive os fotointerpretativos, desenvolvidos nas imagens digitais foram realizados utilizando os aplicativos PCI Geomatics, versão 10.2, ArcGis, versão 10, e Spring, versão 5.2.6 no laboratório de Geotecnologias do Núcleo Hydros/UFRR.

## RESULTADOS

A aplicação das técnicas fotointerpretativas, em especial, as análises das propriedades dos elementos texturais de drenagem e relevo, juntamente com dados de campo, permitiu individualizar preliminarmente as principais unidades litológicas da região em estudo, como mostra a Figura 2.



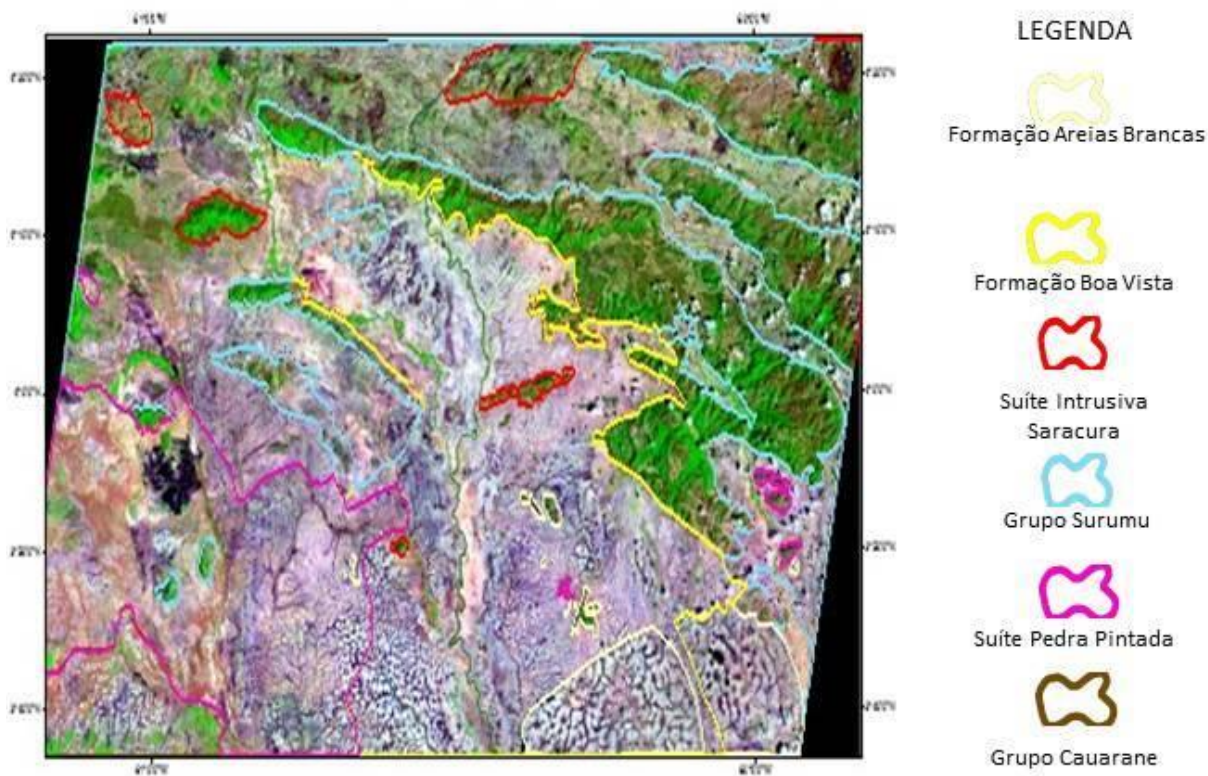


Figura 2 – Imagem resultante da integração via IHS da composição 6R5G4B x banda 8 do sensor OLI/Landsat 8, destacando o traçado dos limites das unidades litológicas.

Na análise da imagem integrada OLI(5X6)&GAMA Th as mais altas respostas radiométricas são correlacionadas aos corpos vulcânicos ácidos do Grupo Surumu e aos plutons graníticos da suíte Intrusiva Saracura, porém a fotointerpretação das feições lineares de relevo e drenagem em conjunto com dados de campo possibilitou a distinção de padrões texturais entre essas litologias. Outros altos valores correspondem aos sedimentos imaturos ricos K-feldspato do Supergrupo Roraima e Formação Tepequém (ST). As baixas respostas correspondem aos granitos da Suíte Intrusiva Pedra Pintada e supracrustais do Grupo Cauarane (Fig.3). Este resultado possibilitou uma melhor individualização entre as vulcânicas ácidas com os maciços graníticos, bem como com os termos intermediários do próprio Grupo Surumu.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

A eficiência da interpretação no produto integrado OLI(5X6)&GAMA Th deve-se ao radioelemento Th, em função deste constituir-se em um dos principais contribuintes da radiatividade natural das rochas ígneas ácidas, cujas anomalias podem estar relacionadas à concentração de produtos de alteração hidrotermal. Nesse caso, essas anomalias podem ser indicativas de mineralizações associadas a esse tipo de alteração. Em geral as respostas radiométricas associadas as texturais das imagens OLI apresentam uma satisfatória correlação com os mapeamentos anteriores e dados de campo. Os resultados obtidos são determinantes do bom desempenho dos dados aerogeofísicos na caracterização litológica. No entanto, uma maior eficiência é atingida quando esses são digitalmente integrados com imagens orbitais.

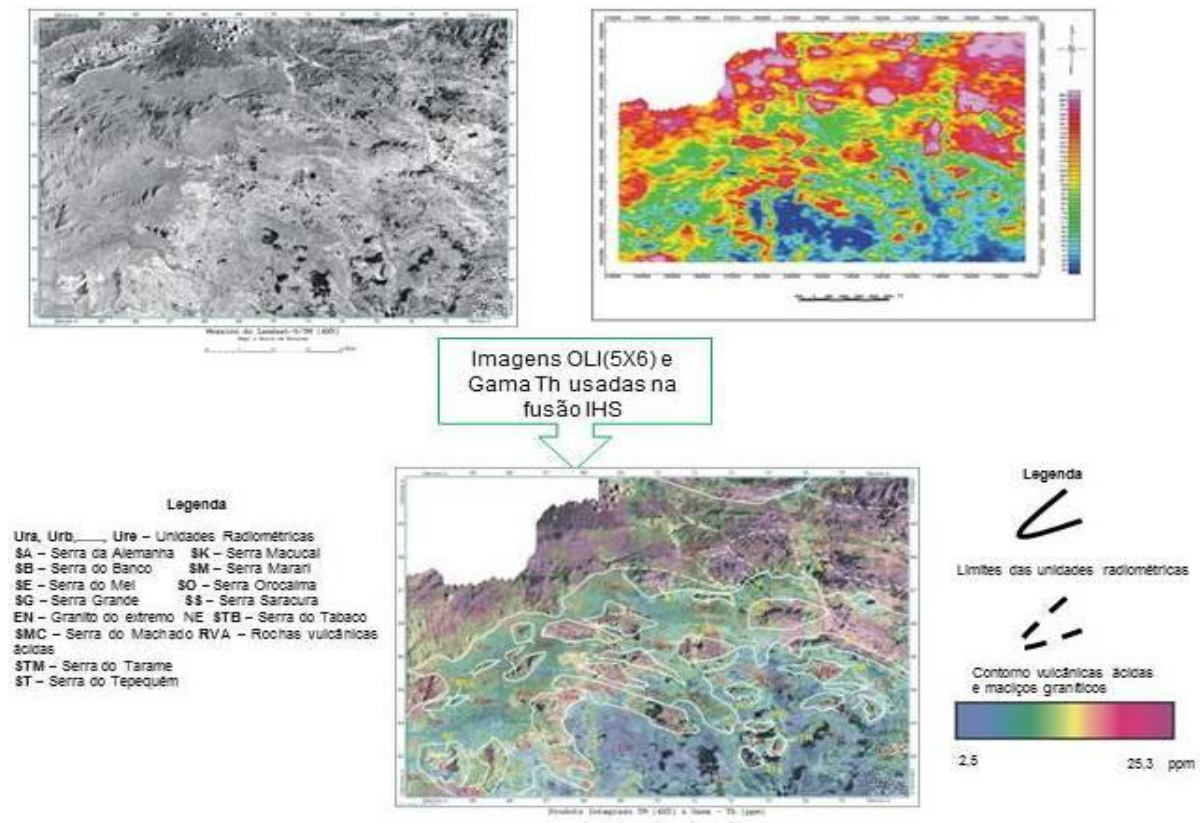


Figura 3 – Produto integrado OLI(5x6) e Gama Th, com destaque a interpretação das unidades radiométricas correspondentes em sua maior parte às formações litológicas.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. de. 1978. A evolução dos crátons Amzônico e do São Francisco, comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, Anais. Recife: SBG, V.6, p.2393-2407.
- Amaral, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: Almeida, F. F. M. de & Hasui Y. ed. O Precambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, p.6-35.
- 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. 1999. Estado do Amazonas. Brasília:CPRM,. CD-ROM.
- Harris, J.R.; Murray, R.; Hirose, T. 1990. IHS transform for the integration of radar imagery with remotely sensed data. 1990. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, v. 56, n.12, p.1631-1641.
- Lima, M.I.C. 1984. Evolução geológica do Cráton Amazônico no Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro: SBG, p.3032-3039.
- 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.
- Tavares Júnior, 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 em Sensoriamento Remoto apresentada no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. São José dos Campos, 226 p.
- 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).

# SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO NA INTERPRETAÇÃO PRÉVIA DE EFEITOS DA OCUPAÇÃO URBANA NO MEIO FÍSICO DA BACIA DO CÓRREGO DO BARBADO, CUIABÁ/MT

Rafael Duarte Modesto<sup>1,2,3,4,6</sup>; Davi Brustolin Sperandio<sup>1,2,3,4,7</sup>; César Augusto Rodrigues Fonseca<sup>4,8</sup>; Thiago de Oliveira Faria<sup>5,9</sup>

Universidade Federal de Mato Grosso

<sup>1</sup> Programa de Educação Tutorial PET-Geologia; <sup>2</sup> Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé/UFMT; <sup>3</sup> Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM; <sup>4</sup> Curso de Graduação em Geologia na Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT; <sup>5</sup> Professor no Departamento de Geologia Geral – UFMT; <sup>6</sup> modestogeologia@gmail.com; <sup>7</sup> davigeologia13@gmail.com; <sup>8</sup> cesarfonseca2010@gmail.com; <sup>9</sup> thiago.geologo@gmail.com

## INTRODUÇÃO

O processo de ocupação urbana quando não pautado em sólidos critérios técnicos que consideram as limitações e potencialidades do ambiente natural, tende a acarretar inúmeros problemas de ordem ambiental, social e econômico.

A cidade de Cuiabá tem vivenciado um crescimento vertiginoso ao longo das últimas décadas (Cuiabá, 2007), passando de uma população estimada em 50 mil habitantes na década de 1960 para uma população atualmente por volta de 550 mil habitantes (IBGE, 2014). Tal crescimento foi marcado por ocupação desordenada e muitas vezes incompatibilizada com as características naturais dos componentes do meio físico, especialmente em relação aos recursos hídricos.

Estudos sobre os efeitos que a ocupação antrópica tem causado em aspectos do meio físico são de muita importância, pois as mudanças nas paisagens naturais causadas por atividades antrópicas geram desequilíbrio no dinamismo do meio ambiente, podendo acarretar problemas como processos erosivos acelerados, assoreamento dos cursos d'água e inundações e enchentes (Alkimim *et al.*, 2013).

O atual trabalho pretende levantar alguns dos efeitos que o processo de urbanização em Cuiabá ocasionou na configuração da rede de drenagem e espacialização das áreas de terrenos considerados permeáveis a infiltração d'água na bacia do córrego do Barbado, além de interpretar possíveis consequências frente ao desenvolvimento de processos geológicos da dinâmica externa.

## METODOLOGIA

Para o desenvolvimento do trabalho foi adquirida imagem Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) com resolução espacial de 30 m, por meio do site <http://earthexplorer.usgs.gov>, cujo arquivo é especificado como SRTM 1 Arc-Second Global, com ID: SRTM1S16W057V3.

Através da imagem SRTM foi gerada curvas de nível com equidistância de 5 metros e delimitada inicialmente a bacia do córrego do Barbado, com uso de ferramentas do software ArcGIS 10.1, sendo essa delimitação inicial corrigida por interpretação visual de imagem de satélite de alta resolução, proveniente do software Google Earth Pro.

Para análise das condições antigas da bacia do córrego do Barbado, no que tange a configuração da sua rede de drenagem e espacialização das áreas consideradas permeáveis, ou seja, com solo exposto ou com vegetação, foi utilizada uma foto aérea datada de 1966 com escala de 1:65.000 que cobre a região de Cuiabá, disponibilizada pela Fototeca do

Departamento de Geologia Geral da UFMT. A foto aérea foi digitalizada por meio de scanner, e posteriormente georreferenciada no software ArcGIS 10.1.

Para a análise de condições recentes da bacia do córrego do Barbado, foi utilizada imagem de satélite de alta resolução espacial proveniente do software Google Earth Pro, datada de 09/05/2014, que corresponde a imagem mais recente disponibilizada pelo software, e que também recebeu tratamento de georreferenciamento no ArcGIS 10.1.

De posse dos dois produtos de sensoriamento remoto, já tratados, efetuou-se a interpretação e vetorização dos canais de drenagem e das áreas consideradas permeáveis a infiltração d'água, com posterior análise comparativa entre os dois resultados.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na data de 1966 a bacia do córrego do Barbado encontrava-se quase que totalmente fora do perímetro urbano de Cuiabá (Figura 1A), denotando um baixo grau de ocupação antrópica, com poucas vias circulatórias e construções civis na sua área, o que conduz a uma interpretação de que nesta época a bacia estava com baixo nível de interferência antrópica nos recursos hídricos e ausência de significativas áreas impermeáveis. Tal cenário é extremamente diferente do que se identifica recentemente na área (Figura 1B), que se apresenta intensamente urbanizada, com vários núcleos habitacionais e com restritas áreas propícias ao processo de infiltração de águas pluviais.

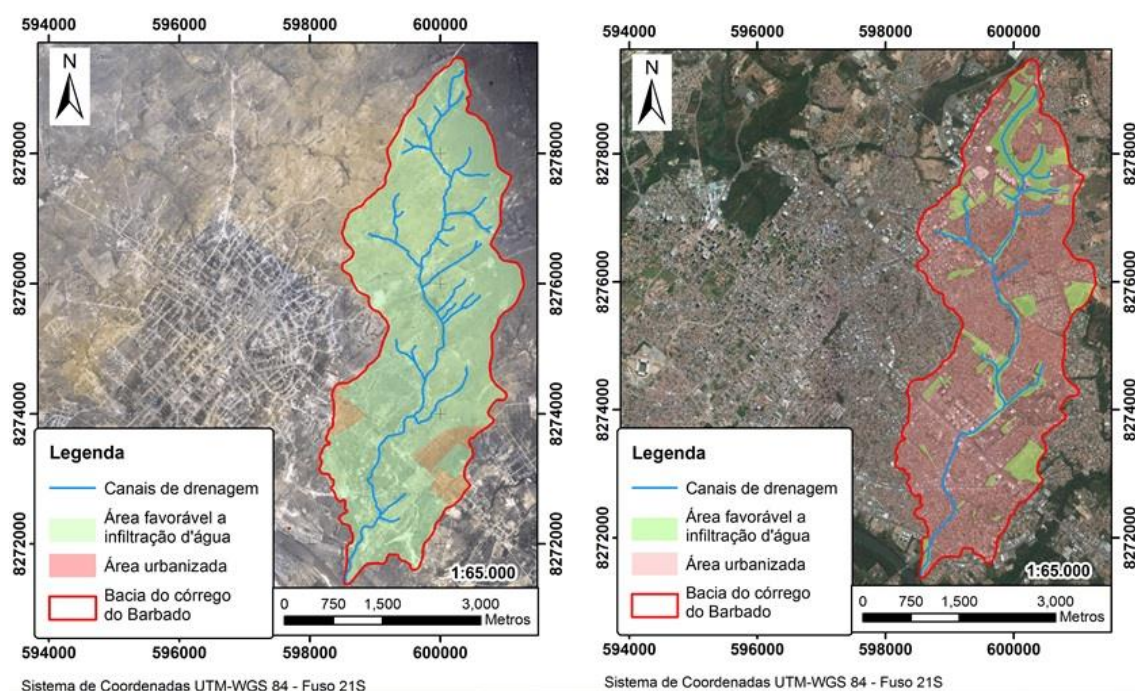


Figura 1: Mapa da bacia do córrego do Barbado com interpretação dos canais de drenagem e área favorável a infiltração d'água. A) Relativo ao ano de 1966. B) Relativo ao ano de 2014.

Em relação a configuração dos canais de drenagem, foi possível constatar que alguns canais de primeira ordem situadas principalmente na média e alta bacia foram degradados ou aterradas pelo processo de ocupação urbana.

Os efeitos da intensa ocupação urbana podem ser observados atualmente na bacia, que resultou em um alto grau de impermeabilização, o que tende a potencializar processos de escoamento superficial, em detrimento a infiltração de águas de chuvas. Desta forma, é possível interpretar um aumento na suscetibilidade da bacia quanto a ocorrência de eventos como alagamentos, enchentes e inundações, que conforme o caso, pode trazer repercussões sociais e econômicas.

## CONCLUSÕES

No período em que foi levantada a foto aérea antiga, a bacia do córrego do Barbado se encontrava em grande parte fora do perímetro urbano de Cuiabá, demonstrando baixo grau de interferência antrópica nos recursos naturais comparado com o grau de intervenção atual.

Na análise da evolução do uso e ocupação do solo na bacia do Barbado, constata-se que o seu desenvolvimento alterou locais com prováveis presenças de nascentes, traçado original de canais de drenagem, e aumentou consideravelmente as áreas impermeáveis a infiltração d'água, o que contribui com uma maior tendência ocorrência de processos como enchentes, inundações e alagamentos.

Torna-se de suma importância a complementação do atual trabalho com novos dados levantados em campo, incluindo entrevistas com moradores antigos para levantamento de informações históricas sobre uso do solo e sobre ocorrências de antigos alagamentos, enchentes e inundações, além de se quantificar e caracterizar com maior precisão as áreas atualmente consideradas propícias a infiltração d'água, permitindo retirar conclusões mais concisas quanto a relação entre o histórico de uso e ocupação do solo e ocorrências de processos do meio físico na bacia em questão.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKIMIM, A. F.; LANI, J. L.; VELOSO, G. V. Aplicação do Sistema de Informações Geográficas na integração de dados sobre o meio físico como subsídio ao gerenciamento de recursos naturais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16. (SBSR), 2013, Foz do Iguaçu. Anais... São José dos Campos: INPE, 2013. p. 3754-3762. DVD, Internet. ISBN 978-85-17-00066- 9 (Internet), 978-85-17-00065-2 (DVD).

Cuiabá. 2007. Prefeitura Municipal de Cuiabá. Evolução do Perímetro Urbano de Cuiabá – 1938 a 2007. IPDU - Instituto de Planejamento e Desenvolvimento Urbano. Cuiabá: 74 p.

IBGE, Diretoria de Pesquisa, Coordenação de População e Indicadores Sociais Senso Populacional de 2014. Disponível em: <<http://cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=510340&search=||infogrE1ficos:-infoma%E7%F5es-completas>>. Acesso em: 22 de jun. de 2015.

# USO INTEGRADO DE DADOS MULTIFONTES DE SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À CLASSIFICAÇÃO ORIENTADA A OBJETO NA REGIÃO DE VILA TANCREDO NEVES, NORTE DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA), PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.

Jefferson Jesus de Souza<sup>1</sup>

Arnaldo de Queiroz da Silva<sup>2</sup>

Jaqueline Alcântara dos Santos<sup>3</sup>

Universidade Federal do Pará - UFPA

Caixa Postal 479 - 68440-000 - Belém - PA, Brasil

jeff\_0110@hotmail.com / arnaldoq@ufpa.br / jk\_alcantara@hotmail.com

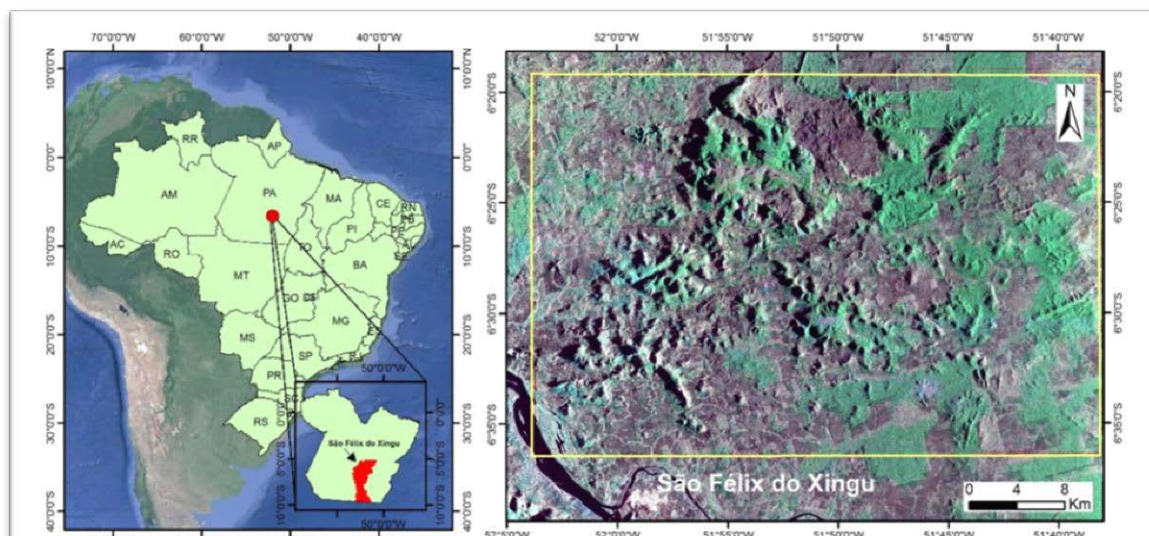
## INTRODUÇÃO

O avanço tecnológico vem disponibilizando equipamentos e métodos cada vez mais eficientes para a coleta, processamento e análise de imagens. Devido a isso, o uso de técnicas como o sensoriamento remoto, a geofísica aerotransportada, e outros métodos remotos de captura além de processamento digital de imagens tornam-se úteis para o estudo geológico.

O objetivo desse trabalho foi avaliar o uso de imagens Landsat 5-TM e SAR-R99B para pesquisa de alvos geológicos, como coberturas lateríticas, utilizando a técnica de classificação de imagens segundo a abordagem orientada a objeto, na qual a unidade primitiva de processamento não é mais o pixel, e sim objetos compostos por vários pixels semelhantes (BAATZ; SHÄPE, 2000).

## LOCALIZAÇÃO

A área de estudo se localiza próximo à Vila Tancredo Neves, a Norte do município de São Félix do Xingu (PA), sudeste do Estado do Pará (Figura 1).



**Figura 1:** Mapa de localização da área de estudo (Fusão das imagens R99B-SAR e GeoEye)

## MATERIAIS E MÉTODOS

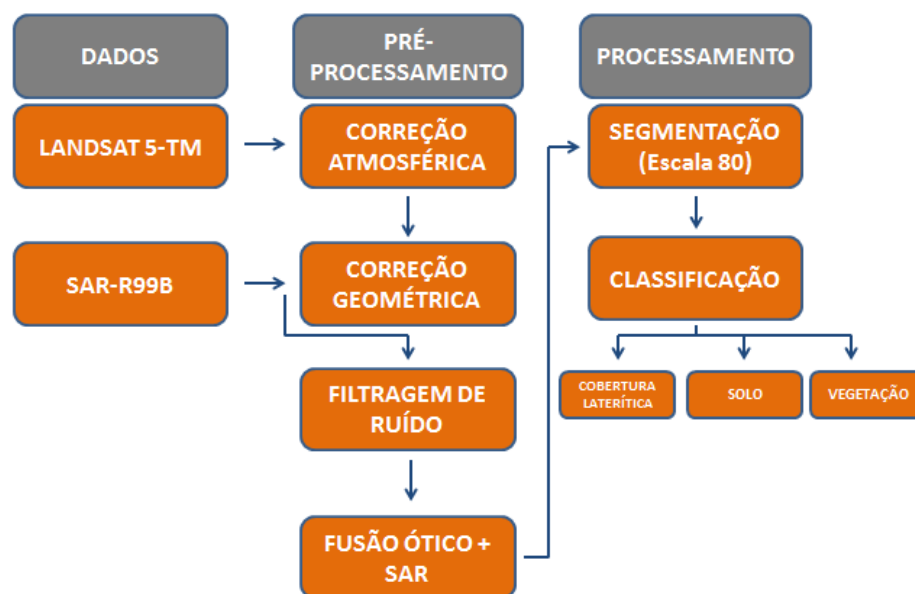
Foram utilizadas imagens óticas Landsat 5-TM e imagens SAR do sensor aerotransportado R99B (Mura, 2007).

As imagens Landsat 5-TM passaram por correção atmosférica, antes da conversão da energia refletida em radiância para em seguida ser novamente convertida para reflectância. Este produto foi georreferenciado tomando como referência imagens geocover baixadas do site do Global Land Cover Facility – GLCF ( <http://glcf.umd.edu/data/mosaic/>). Imagens geocover correspondem a imagens Landsat 7 (ETM) corrigidas geometricamente com

precisão estimada apropriada para escala 1:100.000 (RMS < 50 m (Turcker et al, 2014). O georreferenciamento foi realizado com o emprego do modelo polinomial que utiliza um conjunto de pontos de controle de terreno (Ground Control Point – GCP).

As imagens SAR-R99B, por serem obtidas por plataforma aerotransportada, possuem valores elevados do ângulo de depressão o que acentua o ruído de padrão de antena. Por essa razão essas imagens passaram pela filtragem desse ruído por meio da técnica conhecida como correção do padrão de antena (Mura, J.C.; Correia, A.H.; Honda. P. 2007). Após esse procedimento as imagens SAR também foram georreferenciadas tendo novamente as imagens Geocover como referência.

Os procedimentos metodológicos empregados neste trabalho estão apresentados na forma de um fluxograma mostrado na figura 02.



**Figura 2:** Fluxograma da metodologia empregada no trabalho.

O processo seguinte foi a fusão entre as imagens Landsat 5-TM e SAR-R99B com objetivo de extrair da reflectância e textura melhores respostas para agrupar em regiões os pixels que exibam alguma uniformidade interna em relação a estas propriedades da imagem e que contrastem em relação a sua vizinhança, com a finalidade de facilitar análises posteriores. Segundo Acharya e Ray (2005) o resultado final esperado de um processo de segmentação é um número finito de regiões homogêneas, que individualizam as diferentes regiões contidas numa imagem.

## RESULTADOS E CONCLUSÕES

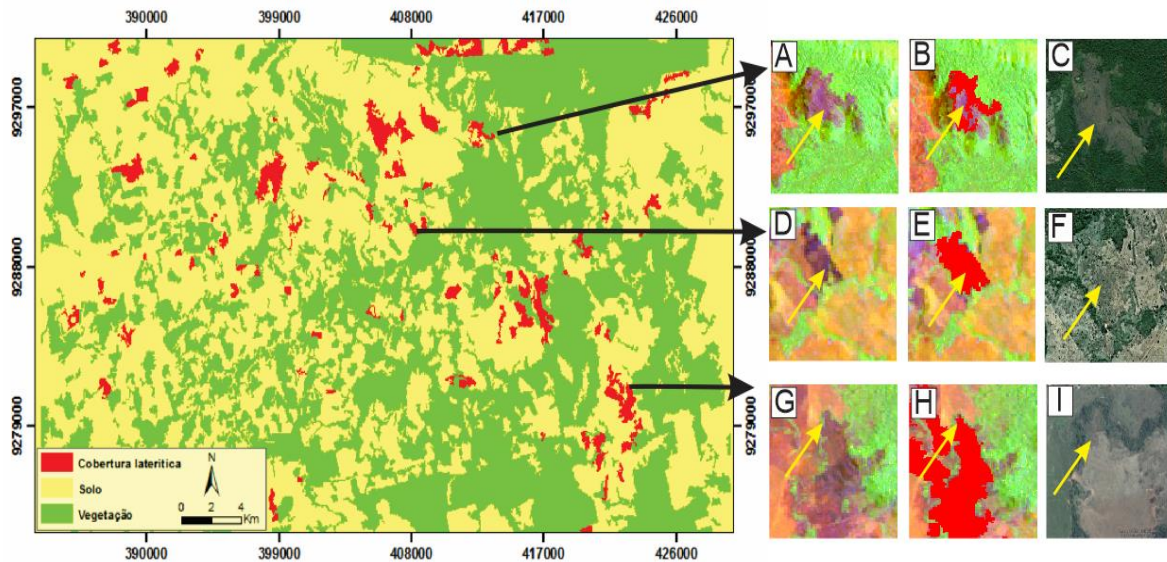
Como resultado da classificação orientada a objeto, observou-se que a fusão da composição colorida (R5G4B3) da imagem Landsat 5-TM com a banda LHH da imagem SAR-R99B possibilitou a separação de três classes: **Solo** (média do brilho com intervalo 50 - 100 e média da banda 3 com intervalo 30 -90), **vegetação** (média do brilho com intervalo 30 – 200, média da banda 3 com intervalo 0-45 e média da banda 4 com intervalo 100 – 300) e **cobertura laterítica** (média do brilho com intervalo 0 – 59 e média da textura haralick GLCM homogeneidade em todas as direções com intervalo 0.04 – 0.0461).

Tais parâmetros apresentaram respostas satisfatórias quanto à separação das classes solo e vegetação, entretanto apontaram resultado pouco conclusivo quanto a indicar possíveis locais de cobertura laterítica, os limites dos objetos não definem com exatidão os alvos, mostrando confusão principalmente com a classe solo por apresentarem valores de

reflectância semelhantes, sendo fundamental a interação com o RADAR para melhor distingui-las (figura 3).

A resolução das imagens utilizadas, presença considerável de cobertura florestal em algumas porções da área e o solo espesso da região também se tornaram obstáculos quanto a resultados mais precisos.

A adoção desse tipo de técnica de classificação pode ser uma contribuição fundamental no mapeamento geológico, à medida que imagens de alta resolução espacial possam ser utilizadas, ou ainda imagens Landsat-TM e SAR integradas com outras fontes de dados remotos, como imagens aerogeofísicas.



**Figura 3:** Mapa resultante da classificação orientada a objeto e locais no mapa onde as setas indicam possível presença de cobertura laterítica. Imagens Landsat 5-TM (2010) (a,b,d,e,g,h) e imagens Spot – Google Earth (2013) (c,f,i) para comparação.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACHARYA, T.; RAY, A. K. Image processing, principles and applications. New Jersey: John Wiley and Sons, Inc. 2005.

BAATZ, M.; SCHÄPE, A. Multiresolution Segmentation – an optimization approach for high quality multi-scale image segmentation. In: STROBL J.; BLASCHKE, T.; GRIESEBNER, G. (Ed.). **Angewandte Geographische Informationsverarbeitung**. Heidelberg, 2000. V. 12, p. 12-23. Disponível em: <www.definiens.com>. Acesso em: 20 abr. 2013. capítulo de livro da internet

COSTA, M. L. DA. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, v. 21, n. 2, p. 146-160, 1991.

MENESES, P.R. E ALMEIDA, T. (ORG.) Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto. Universidade de Brasília. Brasília, 2012.

MURA, J. C.; CORREIA, A. H. Calibração preliminar dos dados SAR polarimétricos em banda L do sensor R99B do CENSIPAM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE



SENSORIAMENTO REMOTO, 13., Florianópolis. Anais... Florianópolis: INPE, 2007, p. 4951-4958.

PARADELLA, W.R.; SANTOS, A.R.; DALL'AGNOL, R.; PIETSCH, R.W.; SANT'ANNA, M.V. A geological investigation based on airborne (SAREX) and spaceborne (RADARSAT-1) SAR integrated products in the Central Serra dos Carajás granite area, Brazil. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 24, 376-392, 1998.

# USO DA ANÁLISE HIPSOMÉTRICA NA SUB-BACIA DO RIO PARAUPEBAS A FIM DE CONSTATAÇÃO E VALIDAÇÃO PARA UTILIZAÇÃO DO ESTUDO GEOMORFOMÉTRICOS NA AMAZÔNIA

*Alyson Elias Evangelista Nogueira*

*Arnaldo de Queiroz da Silva*

Universidade Federal do Pará - UFPA

Caixa Postal 479 - 68440-000 - Belém - PA, Brasil

alyson.nogueira@ig.ufpa.br / arnaldoq@ufpa.br

## INTRODUÇÃO

As formas de relevo que se observa na superfície da Terra são resultantes dos processos relacionados às suas dinâmicas externa e interna que de forma antagonica ao longo do tempo geológico estão movimentando e reciclando a paisagem natural. Atividades tectônicas, estruturais e os processos morfoclimáticos são agentes modeladores desta paisagem. O estudo de parâmetros geomorfométricos derivados de modelo digital de terreno tem sido empregado para análise de assinaturas tectônicas (HASSEN *et al.*, 2014). Cinco parâmetros foram avaliados nesta abordagem: Topografia Residual (DEFFONTAINES, 1985, 1990, 2000; MOLIN *et al.*, 2004), Análise Hipsométrica (STRAHLER, 1952), Anomalias de Drenagem, Curvatura Máxima Vertical (EVANS, 1979) e Rugosidade do Terreno (JENNESS, 2004).

Neste trabalho foram realizadas análises de parâmetros geomorfométricos, especificamente Curva e Integral Hipsométrica, derivados do Modelo Digital de Elevação (MDE) obtido na missão SRTM - resolução espacial de 30 m, com a finalidade de testar a eficiência desses parâmetros para o estudo da evolução da paisagem da Província Mineral de Carajás – PMC, especificamente da Serra Sul (S11).

## LOCALIZAÇÃO

O estudo foi desenvolvido na sub-bacia do rio Parauapebas, pertencente a bacia hidrográfica do rio Itacaiúnas, localizada na região sudeste do estado do Pará (Figura 1).

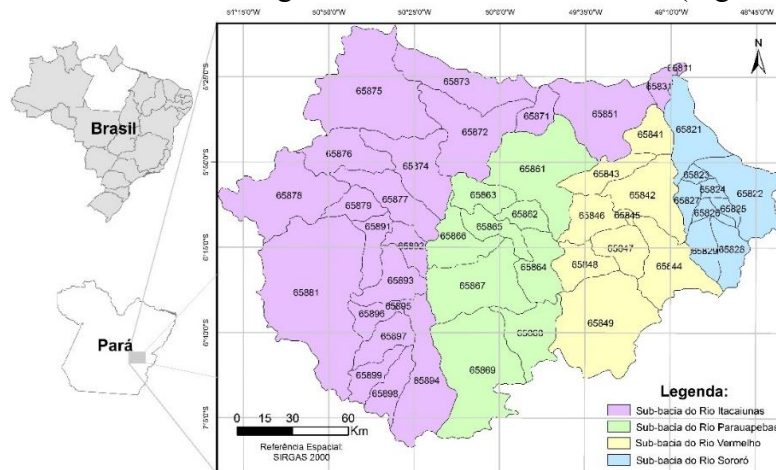


Figura 1. Localização da área de estudo: sub-bacia do rio Parauapebas.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Para derivação de parâmetros geomorfométricos foi utilizado o Modelo Digital de Elevação MDE obtido na missão SRTM, com 30 metros de resolução espacial, obtido no site: [www.earthexplorer.usgs.gov](http://www.earthexplorer.usgs.gov). Complementarmente foram utilizados arquivos vetoriais de rede de drenagem e limite de bacias hidrográficas disponibilizados no site da ANA ([www.ana.gov.br](http://www.ana.gov.br)). Para o

processamento desses dados foram utilizados os *softwares ArcGIS 10.2, SAGAGIS 2.1.2. e Excel 2013*.

A Curva Hipsométrica (CH) é a representação gráfica do relevo em duas dimensões, resumida a partir da reunião de dados numéricos tanto da área como da elevação e plotados em um gráfico que mostra o perfil modal do relevo contido na bacia hidrográfica. Já a Integral Hipsométrica (IH) é representada pela área sob a CH, reproduzindo assim a frequência acumulada das altitudes na bacia hidrográfica (STRAHLER, 1952; SCHUMM, 1956, *apud* ANDRADES FILHO *et al.*, 2010).

A partir da análise da CH e da IH, é possível inferir o estágio de maturidade do terreno ou a porção da bacia hidrográfica mais afetada ou menos afetada pelos processos erosivos (ANDRADES FILHO *et al.*, 2010). A IH expressa o estágio de maturidade do relevo sendo um índice bastante usado para determinar o nível de desenvolvimento do relevo de uma determinada bacia. E como nomenclatura para o estágio de maturidade, utilizou-se juvenil, maduro e senil nas diferentes classes de valores das IH conforme especificado na Tabela 1.

Tabela 1. Estágio de maturidade do relevo baseado no IH (Andrades Filho *et al.*, 2010).

VALORES DE IH	GEOMETRIA DA CH	ESTÁGIO
IH > 0,5	Convexa	Juvenil
0,4 < IH < 0,5	Côncava – convexa ou retilínea	Maduro
IH < 0,4	Côncava	Senil

## RESULTADOS E CONCLUSÕES

O resultado do estudo será apresentado considerando codificação de ottobacias (Figura 2), conforme metodologia de Pfafstetter (1989). Este método utiliza dígitos em um código específico para classificar bacias hidrográficas, o que permite inferir através desse código quais as bacias hidrográficas que se localizam a montante e a jusante. Assim, o código informa exatamente a identificação da bacia hidrográfica, seu rio principal e seu relacionamento com as demais bacias da mesma região hidrográfica (Galvão & Meneses, 2005)

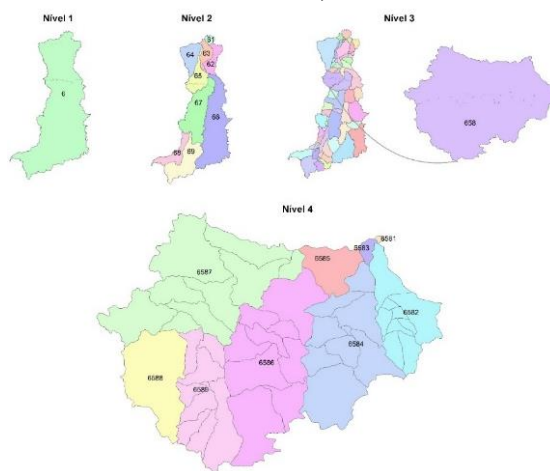


Figura 2. Ottobacias níveis 1, 2 e 3 para a região que abrange a área de estudo.

A ottobacia de número 65866 possui o maior valor de IH (0,448), de forma que apresenta CH côncavo-convexa sendo seu relevo classificado como um relevo maduro, ou seja, o relevo apresenta dissecação suficiente para não ser classificado como juvenil e não o bastante para ser senil. As Ottobacias 65861, 65862, 65863, 65864, 65865, 65867, 65868, 65869, possuem valores de IH inferiores a 0,4 apresentando CH côncavas, classificadas como relevo senil, ou seja, relevo bastante

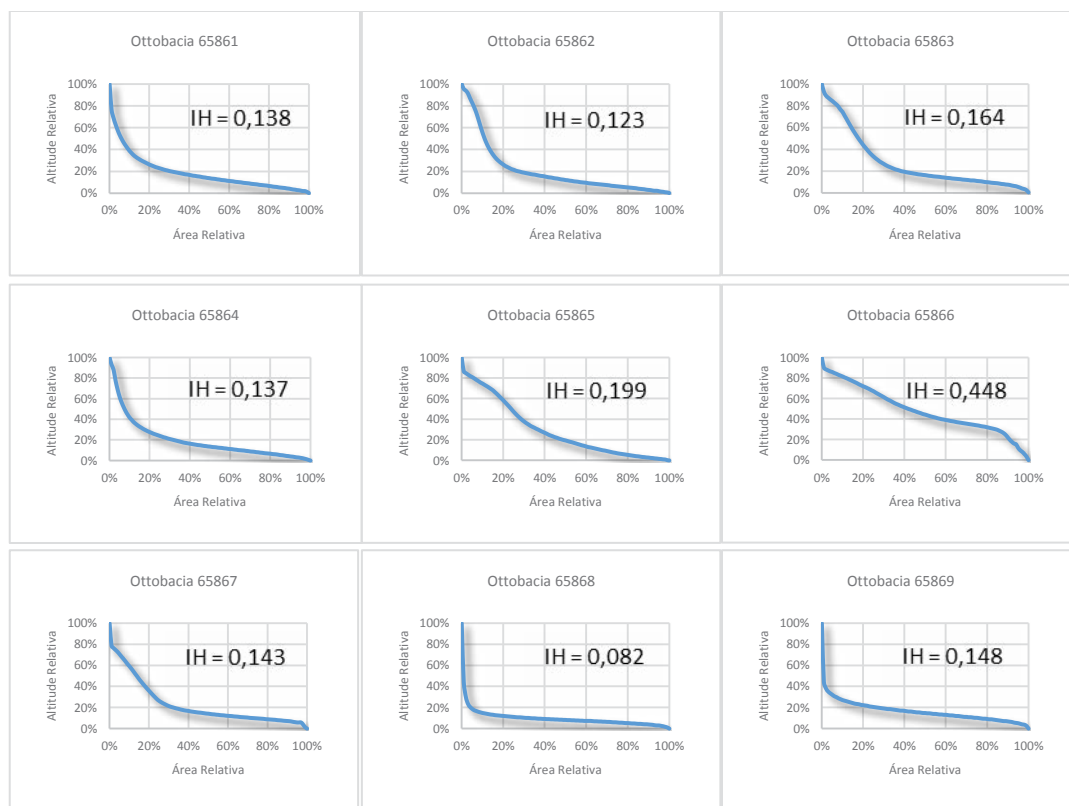


Figura 3. Valores de IH e perfil das vertentes de ottobacias do rio Parauapebas. dissecado (Figura 3).

Os valores obtidos de CH e IH indicam que a sub-bacia do rio Parauapebas em seu conjunto de ottobacias possui relevo predominantemente em estágio senil, com perfil de vertente do tipo côncavo. Os índices configuram-se assim em métricas apropriadas para quantificar a análise geomorfológica da paisagem ajudando a descrever a evolução do relevo.

## REFERÊNCIAS

- ANDRADES FILHO, C. O. Análise Morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD. 2010, 177 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.
- DEFFONTAINES, B. Proposition d'une méthode géomorphologique permettant une approche de la néotectonique en pays tempéré. Exemple d'application: la région de Fougères, (France), (1985) Rapport Interne BRGM N° 85, SGN 659 GEO, 107 p
- DEFFONTAINES, B. Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morphostructurale; analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrains; Application au Nord-Est de la France, (1990) Thèse, Université Paris VI, France, 230 p
- DEFFONTAINES, B. Formes et déformations de la surface terrestre: Approches morphométriques et applications, Habilitation à Diriger des Recherches (2000) Université Pierre et Marie Curie, P6, 60 p

- EVANS I. S. An integrated system of terrain analysis and slope mapping. Final report on grant DA-ERO-591-73-G0040. University of Durham 1979, England.
- HASSEN, M.B.; DEFFONTAINES, B.; TURKI, M.M., Recent tectonic activity of the Gafsa fault through morphometric analysis: Southern Atlas of Tunisia. *Quaternary International* 338 (2014) 99-112, Journal ELSEVIER.
- JENNESS, J.S. Calculating landscape surface area from digital elevation models. *Wildlife Society Bulletin*, 32 (3) (2004), pp. 829-839
- MOLIN, P.; PAZZAGLIA, F.J.; DRAMIS, F. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila Massif, Calabria, southern Italy. *American Journal of Science*, 304 (2004), pp. 559-589
- SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. *Geological Society of America Bulletin*, n.67, p. 597-646, 1956.
- STRAHLER, A. N. Hypsometric analysis of erosional topology, *Geological Society of America Bulletin* 63 (11) 1952: 1117-1142.
- PFAFSTETTER, O. Classificação de bacias hidrográficas – Metodologia de codificação. Rio de Janeiro, RJ: Departamento Nacional de Obras de Saneamento (DNOS), 1989.

## A PROBLEMÁTICA DO FERRO NAS ÁGUAS DE BELÉM

Sauma Filho, M.<sup>1</sup>; Cardoso, A. R.<sup>2</sup>; Ruivo, M. L. P.<sup>3</sup>; Conceição, H. E. O.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Professor da Universidade Federal Rural da Amazônia, Capitão Poço – PA

<sup>2</sup>Graduando Universidade Federal do Pará, Belém - PA

<sup>3</sup>Pesquisadora do Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém – PA

### INTRODUÇÃO

Praticamente todas as águas consideradas potáveis contêm algum teor de ferro, e este é considerado como um dado importante. Quando acima do limite permitido, a concentração de ferro pode afetar suas finalidades, sejam domésticas ou industriais. As águas subterrâneas são de suma importância para o abastecimento público na Região Metropolitana de Belém (RMB). Estas são, normalmente, preferíveis em relação ao abastecimento por águas superficiais (Tancredi, 1990). No entanto, mesmo estas águas, mais protegidas, podem estar contaminadas se certos cuidados não forem tomados. Neste contexto, o ferro é considerado a maior problemática das águas subterrâneas exploradas no município de Belém.

A procedência do ferro está ligada a silicatos ferríferos (HEM, 1970). Quando a água que contém ferro entra em contato com o ar, muda para o estado férrico (oxidação) e ocorre a precipitação. Segundo HEM (1970), a forma mais comum do ferro em solução nas águas subterrâneas é o íon  $Fe^{+2}$ . Geralmente, as águas ácidas mantêm grandes quantidades de ferro em solução.

De acordo com os padrões de potabilidade estabelecidos pelo Ministério da Saúde, no Brasil, é tolerável o limite de 1 mg/L de ferro em águas tratadas. Ressalta-se, porém, que o limite não é fixo por razões fisiológicas, visto que o corpo humano requer 5 a 6 mg de ferro por dia. Conteúdos de ferro acima de 0,5ppm podem causar problemas de gosto (sabor metálico), manchas em roupas lavadas, manchas nas instalações sanitárias e incrustações nos filtros de poços e nas canalizações, o que causa a diminuição da vazão e a consequente redução da vida útil do poço (Custódio & Llamas, 1976). A água também pode adquirir ferro pelo contato com o revestimento dos poços, bombas e instalações hidráulicas, o que leva a recomendação, como prevenção, a utilização de materiais não oxidantes sempre que possível. Este elemento também pode ser concentrado pela atividade bacteriológica. Segundo Custódio & Llamas (1976), as condições indispensáveis para o desenvolvimento das bactérias sintetizadoras de ferro são:  $O_2$  e  $CO_2$  dissolvidos na água, conteúdo preexistente de  $Fe^{+2}$  e pH entre 5,4 e 7,2.

Quando o teor de ferro é excessivo, torna-se necessário fazer o tratamento da água de acordo com a sua finalidade. Alguns tipos de práticas para a remoção do ferro das águas naturais são: a aeração, desferrização em sistema fechado e desferrização química. Este trabalho visa à medição e caracterização do teor de ferro nas águas subterrâneas de Belém e suas relações com a profundidade e parâmetros físico-químicos. Para tal, são analisados dezessete poços de empresas públicas e privadas, cujas águas são consideradas potáveis. Espera-se que este estudo alerte os órgãos responsáveis e resultem na melhoria do abastecimento público na RMB.

### MATERIAIS E MÉTODOS

Como base para a seleção dos pontos de coleta, foram utilizados os acervos da Fundação SESP, COSANPA, IDESP, INPA e UFPA, bem como empresas privadas de perfuração como FEMAC-GEOSOLO e GEONORTE. Foram selecionados poços com águas consideradas potáveis pelos usuários, com posterior definição de dezessete pontos (Fig. X) em Belém (BEL-01, -02, -03, -04, -05, -06, -07, -08 e BEL-09), Icoaraci (ICO-01, ICO-02 e ICO-03) e Mosqueiro (MSQ-01 e MSQ-02). Os trabalhos de campo foram realizados de acordo

com a variação sazonal, ou seja, um período de estiagem (agosto a novembro) e um período chuvoso (fevereiro a junho).

Os valores de pH e Eh foram obtidos dentro de um prazo de 24hs após a coleta, pelo método eletrométrico, com utilização de pHmetro WTW. Para a análise de ferro ferroso foram coletadas 250ml de cada ponto, com a preservação (no local de coleta) feita com adição de 2ml de ácido clorídrico concentrado para cada 100ml de amostra (segundo Souza & Derisio 1977). Em laboratório, este parâmetro foi determinado por colorimetria, pelo método da ortofenantrolina em meio ácido, com adição de acetato de amônio como tampão. Para a dosagem de ferro total, foram coletadas 250ml de cada ponto, com a preservação realizada a partir da adição de ácido nítrico concentrado, até pH menor que 2. Em laboratório, esta medida foi feita por absorção atômica. A leitura dos dados referentes ao ferro, foram realizadas por intermédio de espectrofotômetro PM6-Zeiss e lâmpada de cátodo oco do elemento, com chama ar/acetileno, a 510nm (CETESB 1978).

## RESULTADOS

Após a coleta e preservação das amostras para a análise do elemento ferro, o resultado exhibe que os poços BEL-01, BEL-02, BEL-03, BEL-05 e BEL-08, apesar de possuírem teores acima do recomendável, ainda podem ter suas águas tratadas por métodos de baixo custo. Poços como BEL-06, BEL-07, BEL-09 e ICO-04 mostram teores muito elevados, que variam de 3 a 7 ppm. Estes valores alertam para a necessidade da realização de desferrização mais sofisticada. Alguns poços são profundos, mas a captação é feita sem diferenciação da unidade geológica, ou seja, foram colocados filtros em todos os aquíferos que denotassem boa vazão, os quais comprometeram a qualidade da água quanto ao teor de ferro.

A análise das observações anteriores sustenta que mesmo os poços profundos podem apresentar teores elevados de ferro. Com base nos dados obtidos, é possível inferir que poços alocados em camadas da Formação Pirabas possibilitam o fornecimento de água com teores de ferro aceitáveis e dentro dos padrões de potabilidade oficiais. Isto é verdadeiro quando o fornecimento por outras unidades é isolado.

Ressalta-se que as rochas da Formação Pirabas, às quais estão associadas às águas de menor concentração deste metal, são calcárias, diferentemente da unidade que a sobrepõe. O Grupo Barreiras, por sua vez, é constituído por argilitos e níveis lateríticos associados, de origem continental, o que favorece o enriquecimento em ferro e, conseqüentemente, as maiores concentrações nas águas subterrâneas que utilizam estes depósitos.

As amostras em torno de 150m, e ainda enriquecidas em ferro, têm a maior concentração explicada pela mistura das águas, ou seja, no posicionamento dos filtros do poço faz-se a captação das águas do Aquífero Barreiras e do Aquífero Pirabas. Isto pode ser observado no poço BEL-06.

## CONCLUSÕES

Na RMB, a exploração de água subterrânea é feita em horizontes arenosos, entremeados com camadas de argilitos, as quais podem ocorrer em profundidades superiores a 500 metros, até o embasamento.

A situação do ferro nas águas de Belém caracteriza uma situação bastante particular. Foi reconhecido que, com o aumento da profundidade, a tendência geral é de diminuição no teor de ferro, embora existam descontinuidades, já que mesmo a Formação Pirabas pode conter teores elevados de ferro. Segundo Picanço *et al.* (2002), estes fatos decorrem do fato de as camadas da Formação Barreiras, bem como os sedimentos pós-Barreiras, serem ricas em minerais ferríferos, de origem continental. Na Formação Pirabas, apesar de predominantemente carbonática, existem minerais portadores de Fe, como nontronita e pirita (Picanço *et al.* 2002). Estes compostos, aliados a características físico-químicas favoráveis,

como pH, Eh e conteúdo dissolvido de CO<sub>2</sub> e HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, podem levar à elevação do conteúdo de Fe nos recursos hídricos.

Situações mais extremas atingem praticamente 7 ppm de Fe total. O diagrama Eh-pH confirma a caracterização geoquímica do ambiente intemperizado, enquanto a correlação entre o conteúdo de ferro com os índices de Eh se mostra perfeitamente compatível com a lateritização crescente com o ambiente aerado.

As altas concentrações de Fe em alguns poços avaliados devem-se, portanto, 1) às camadas ricas em ferro da Formação Barreiras; 2) mistura de águas de aquíferos distintos; 3) cimentação precária; 4) atividade de bactérias sintetizadoras de Fe. Além destes, Araújo (2001) e Picanço *et al.* (2002) chamam atenção para parâmetros físico-químicos favoráveis e aumento do tempo diário de bombeamento de um poço. A realização de obras de cimentação, revitalização de poços e processos de desferrização, em diferentes graus de complexidade, pode convergir para melhorias nos padrões físico-químicos das águas subterrâneas. Com o conhecimento destes fatos, as empresas de abastecimento público e privada podem elevar a qualidade na exploração dos recursos hídricos subterrâneos na RMB.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAÚJO, P.P.; 2001. **Variações sazonais dos componentes nitrogenados, em aquífero livre, na zona urbana de Santa Izabel do Pará.** Belém, UFPa, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado em Geologia.

CETESB, 1978. Normalização Técnica NT-07. **Análise Físico-Química de Água.** São Paulo, Cia. De Tecnologia e Saneamento Ambiental de São Paulo.

CUSTÓDIO, LLAMAS, 1976. Hidrología **Subterrânea.** Ediciones Omega. Barcelona. 2: 1-2450p.

GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. **Caracterização faciológica e interpretação paleoambiental dos sedimentos Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará.** In: Congresso Brasileiro de Geologia. Anais. Camboriú, SBG 2: 766-771p.

HEM, 1970. **Study and interpretation of chemical characteristics of natural waters.** 2 ed. Washington, U. S., Government Printing Office. *Geol. Survey Water-Supply paper*, 1473. 365p.

PICANÇO, F. E. L.; LOPES, E. C. S & SOUZA, E. L. de; 2002. **Fatores responsáveis pela ocorrência de ferro em águas subterrâneas da Região Metropolitana de Belém/PA.** XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas.

SOUZA, H. B.; DERÍSIO, J. C.; 1977. **Guia técnico de coleta de amostragem de água.** São Paulo, Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental, 257p.

TANCREDI, A.C.F.N.S., 1990. **Geoquímica da Bacia Amazônica.** Belém. Mimeografado, 42p.



# FONTES POTENCIAIS DE POLUIÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM, PARÁ, BRASIL.

Milton Antônio da Silva Matta<sup>1</sup>, Leticia Luz Assunção Moraes da Silva<sup>2</sup>, Anderson Luís Alencar de Sá<sup>2</sup>, Tissiana de Paula Pantoja de Moraes Franco<sup>2</sup>, Ádria Lorena Galdino de Almeida Rocha<sup>3</sup>, José Fernando Pina Assis<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Professor da Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará – UFPA

<sup>2</sup> Estudante de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Pará –UFPA

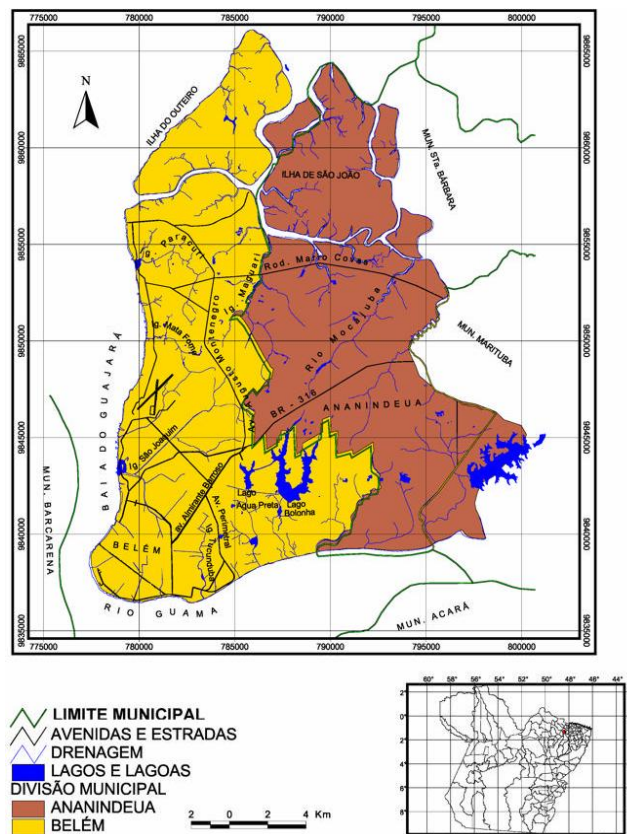
<sup>3</sup>Estudante de Mestrado em Recursos Hídricos PPRH-IG–UFPA

[matta@ufpa.br](mailto:matta@ufpa.br)<sup>1</sup> [leticialuzass@gmail.com](mailto:leticialuzass@gmail.com)<sup>2</sup> [almeidaadria@hotmail.com](mailto:almeidaadria@hotmail.com)<sup>3</sup>

## INTRODUÇÃO

A discussão sobre fontes de poluição das águas subterrâneas da região de Belém e Ananindeua adquire importância muito grande no contexto dos fundamentos básicos relativos ao gerenciamento dos recursos hídricos. Isso é ampliado quando se considera tratar-se de área urbana, densamente povoada, com carências de condições socioeconômicas e de saneamento básico. A integração desse assunto com os aspectos hidroquímicos, bacteriológicos e de vulnerabilidade pode auxiliar na definição real do potencial hídrico existente na área e suas condições de ocorrência e exploração racional.

Este trabalho define as principais fontes potenciais de poluição da região metropolitana de Belém, com ênfase nas áreas de Belém e Ananindeua (Figura 1), como fontes potenciais de influenciar a qualidade das águas subterrâneas e superficiais, relacionadas ao uso e ocupação de meio físico.



## **METODOLOGIA**

A pesquisa foi realizada pelo Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LARHIMA) da Faculdade de Geologia (FAGEO) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) como parte da tese de doutorado do prof. Milton Antonio da Silva Matta (um dos autores do texto). Foram analisadas as principais fontes potenciais de poluição das águas subterrâneas dos Sistemas Hidrogeológicos Barreiras, Pós Barreiras e Aluviões da região de Belém e Ananindeua.

## **RESULTADOS**

### **Águas superficiais**

A região de Belém e Ananindeua mostra densa rede de drenagem, caracterizada por rios perenes além de dois grandes lagos (Bolonha, Água Preta). O aproveitamento hídrico se restringe às águas dos lagos ambos conectados ao rio Guamá, através de uma adutora.

A Baía do Guajará, limite oeste da região estudada, compõe um ambiente fluvial com influências marinhas. O estuário Guajarino forma-se na confluência dos rios Pará, Acará e Guamá e tem como elementos hídricos principais o rio Mojú e os igarapés do Tucunduba e Aurá.

O rio Guamá, limite sul da região estudada, desperta enorme interesse por conta de sua expressão em volume de água no arranjo geográfico-hidroológico.

Os impactos ambientais causados pela sazonalidade nos períodos de alta e de baixa pluviometria, associados ao recalque das águas superficiais barrentas do rio Guamá (que recebe fortes influências da penetração de águas salinas oriundas do Atlântico), refletem em todo o contexto hidroológico regional. O rio Guamá apresenta-se fortemente poluído (Crespim *et al*, 2015) e sua interação com as águas subterrâneas, contribui significativamente para a poluição dos aquíferos locais.

### **Ocupação urbana e esgotamento sanitário**

A ausência de saneamento básico associada à desordenada ocupação do meio físico, sem qualquer controle dos poderes públicos é um dos elementos mais poluentes nas grandes metrópoles brasileira. As áreas de ocupação ilegal (invasões) em diversos setores da região estudada, tem contribuído bastante para o aumento cada vez maior, da utilização das fossas negras que, ao interagirem com cursos de água superficiais e com aquíferos superiores livres, constituem fontes consideráveis de poluição/contaminação dessas águas.

As regiões onde os níveis freáticos são rasos ou sub-aflorantes mostram elevada vulnerabilidade dos aquíferos a essas cargas poluentes. Particularmente preocupante é a situação da ocupação urbana nas proximidades do Complexo do Utinga, no setor leste de Belém, em virtude da exposição dos lagos que abastecem grande parte de Belém. Os poluentes originados nas proximidades do complexo do Utinga são o CO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub> além de nuvens de partículas sólidas resultantes da queima de combustível fóssil (gasolina, diesel e querosene), da incineração de lixo, etc, que alcançam os lagos por intermédio das chuvas ou das correntes atmosféricas.

### **Postos de combustível**

Existem aproximadamente 150 postos prestadores desse tipo de serviço na região metropolitana de Belém. Dezenas deles apresentam problemas de vazamento em seus tanques armazenadores causados por corrosão, falhas no revestimento nos tanques e nas tubulações (Oliveira *et al.*, 2002). Essa situação representa uma fonte potencial de poluição das águas

subterrâneas, principalmente daquelas provindas dos aquíferos mais superiores da região de Belém e Ananindeua.

### **Cemitérios**

Pouco estudado na região de Belém e Ananindeua os cemitérios são fontes de riscos ambientais. Sabe-se que estão relacionados ao potencial de contaminação das águas subterrâneas por microorganismos que proliferam decorrente da decomposição dos corpos e diversos constituintes químicos como o nitrato. Não é conhecido o número exato de cemitérios existentes na região de Belém e Ananindeua, mas estima-se que chegue duas dezenas.

### **Construção de poços**

A atividade de construção de “poços de fundo de quintal”, representada unicamente por Poços Amazonas, cresceu rapidamente em Belém e Ananindeua, e hoje alcança a cifra de milhares de poços, notadamente na zona periférica. É importante destacar que a associação poço/fossa é um dos problemas mais sérios, e no caso estudado sem respeito à distância mínima de 30m entre poços, recomendada pela Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT).

Muitos dos poços profundos encontram-se desativados, na maioria com suas bocas abertas, expondo o aquífero a conexão direta com os meios poluentes superficiais. A maioria dos poços tubulares profundos em operação não apresenta manutenção satisfatória e suas bocas quase sempre estão abertas, aumentando os riscos de contaminação.

Esses poços constituem risco potencial na condução das cargas poluentes até as camadas aquíferas. A situação é preocupante quando além das camadas confinantes o poço atinge camadas aquíferas confinadas e, ao romper esse selo de proteção, sua construção incorreta possibilita a contaminação desses aquíferos, originalmente menos vulneráveis.

### **CONCLUSÕES**

As águas subterrâneas da região metropolitana de Belém estão armazenadas em cinco unidades aquíferas, formadas por um conjunto permoporoso caracterizado por unidades lenticulares areno-argilosas intercaladas sub-horizontalmente. Entre elas está o sistema aquífero Barreiras.

As águas desse sistema são muito vulneráveis a poluição por um conjunto de fonte potenciais, entre elas, as águas superficiais poluídas, ocupação urbana, esgotamento sanitário, postos de combustível, cemitérios e a construção de poços.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

MATTA, M.A.S. 2002. **Fundamentos hidrogeológicos para a gestão integrada dos recursos hídricos da região de Belém/Ananindeua – Pará, Brasil**. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 292p.

# QUALIDADE DAS ÁGUAS DO RIO GUAMÁ NA ÁREA DE IMPLANTAÇÃO DO COMPLEXO ALÇA VIÁRIA, QUE LIGA O MUNICÍPIO DE BELÉM AO SUL-SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ

Renata da Costa e Silva Crespim<sup>1</sup>, Milton Antonio da Silva Matta<sup>2</sup>, Gerson Flôres Nascimento<sup>2</sup>, Danielle Fonseca de Matos Gonçalves<sup>2</sup>, João Pedro Anaissi Teixeira<sup>3</sup>, José Fernando Pina Assis<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Estudante de Mestrado em Recursos Hídricos PPRH-IG-UFGPA

<sup>2</sup>Professor da Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará – UFGPA

<sup>3</sup>Estudante de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Pará-UFGPA

[crepimrenata@gmail.com](mailto:crepimrenata@gmail.com)<sup>1</sup> [matta@ufpa.br](mailto:matta@ufpa.br)<sup>2</sup> [joao\\_pedro\\_777@hotmail.com](mailto:joao_pedro_777@hotmail.com)<sup>3</sup>

## INTRODUÇÃO

A qualidade das águas superficiais é fundamental para a gestão dos recursos hídricos, uma vez que sua relação com os mananciais subterrâneos, naturais no ciclo hidrológico, tornam esses elementos fontes potenciais de contaminação das águas dos aquíferos. Este trabalho trata da análise das águas do Rio Guamá e procura mostrar suas principais características físico-químicas e bacteriológicas e a relação com a ocupação urbana local.

## METODOLOGIA

A pesquisa foi realizada pelo Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LARHIMA) da Faculdade de Geologia (FAGEO) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFGPA). O trabalho de campo foi realizado na área de implantação do Complexo Alça Viária do Estado do Pará, ao sul da cidade de Belém (Matta, 2002). Foram realizadas análises físico-químicas e bacteriológicas nas amostras de água coletadas em pontos selecionados à montante e jusante do rio Guamá nas pontes sobre a Rodovia PA-483 No Complexo da Alça Viária (Figura 1).

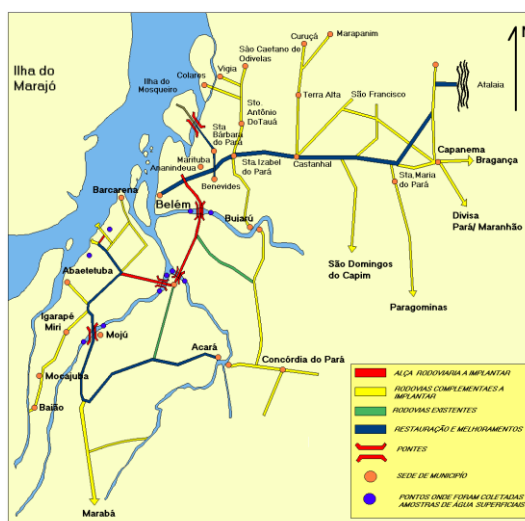


Figura 1: Localização das pontes sobre a rodovia PA-483 no complexo Alça Rodoviária do Estado do Pará. Fonte: Matta, 2002

## RESULTADOS

Os resultados das análises indicaram que as águas do rio Guamá tem os maiores valores de turbidez entre as amostras analisadas (16 a 17 UNT), os maiores valores de fosfatos (0,075 a 0,085 mg/L P) e sólidos totais (110 a 114mg/L) em comparação às outras análises feitas para os outros rios do Complexo Alça Viária.

Na avaliação do Índice de Qualidade da Água (IQA), os valores variaram de 18,31 (imprópria) a 46,32 (aceitável). Os valores parecem refletir variação dos níveis de poluição do rio em diferentes pontos de seu curso. As amostras coletadas mais próximo à cidade de Belém, mostram claramente a influência antrópica, com valores de coliformes totais entre 4300 e 9300 NMP e coliformes fecais entre 430 e 750 NMP.

## CONCLUSÕES

A pesquisa mostrou que as águas do rio Guamá da região metropolitana de Belém mostra contaminação causada por processos antrópicos as quais, sem o devido tratamento, são impróprias para consumo humano. É importante destacar que o rio Guamá conecta-se por adutoras que captam água na margem direita do rio e a enviam ao longo de 2.600 m até o lago Água Preta. Assim, as águas dos Lagos Bolonha e Água Preta, põem em risco as principais fontes de abastecimento de Belém. Como receptor de substâncias oriundas de diversas atividades e processos, o rio Guamá torna-se comprovadamente um contribuinte efetivo à poluição dos mananciais que abastecem 70% da população de Belém (Matta, 2002).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

MATTA, M. A. S., 1999. **Clima e Meteorologia, Qualidade da Água e Hidrogeologia da área de implantação da Alça Viária do Estado do Pará – SETRAN/PA** (Relatório Temático- Inédito).

MATTA, M.A.S. 2002. **Fundamentos hidrogeológicos para a gestão integrada dos recursos hídricos da região de Belém/Ananindeua – Pará, Brasil.** Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 292p.

# CAPTAÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS ATRAVÉS DE POÇOS TUBULARES NA REGIÃO DE BELÉM E ANANINDEUA, PARÁ, BRASIL

Gerson Flôres Nascimento<sup>1</sup>, Milton Antonio da Silva Matta<sup>2</sup>, Renata da Costa e Silva Crespim<sup>1</sup>, André Luis Fernandes<sup>3</sup>, Leticia Luz Assunção Moraes da Silva<sup>1</sup>, José Fernando Pina Assis<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Estudante de Mestrado em Recursos Hídricos PPRH-IG-UFPA

<sup>2</sup>Professor, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará – UFPA

<sup>3</sup>Graduando em Gestão Ambiental da Faculdade Maurício de Nassau – PA  
gersonfn@unir.br<sup>1</sup> matta@ufpa.br<sup>2</sup> andre Luis-fernandes@hotmail.com<sup>3</sup>

## INTRODUÇÃO

O principal objetivo deste trabalho foi a identificação dos processos de construção de poços tubulares e suas consequências sobre a qualidade das águas subterrâneas na Região de Belém e Ananindeua no Estado do Pará. A Figura 1 mostra o mapa de localização da área de estudo.

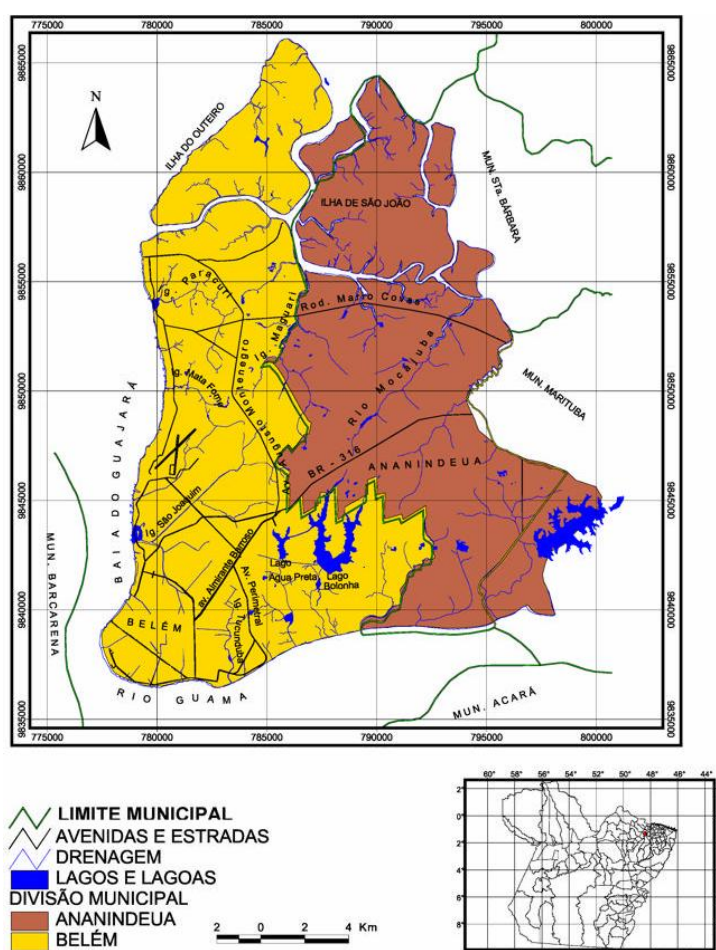


Figura 1: Mapa de localização da região de Belém e Ananindeua. Fonte: Matta (2002)

## METODOLOGIA

Os poços tubulares estudados foram agrupados quanto aos processos construtivos, considerando o grupo 1 – construído pelo processo rotativo manual-manual, o grupo 2 – construídos pelo processo rotativo através de sondas elétricas e, o grupo 3 - construído pelo

processo rotativo com circulação de fluido a base de bentonita e água doce, com amostragem de calha em intervalos de 2 em 2 metros ou 3 em 3 metros.

Depois do agrupamento pelo processo construtivo, foram identificadas as unidades lito-estratigráficas cortadas por estes poços, considerando que a região de Belém e Ananindeua estão sobre as unidades: Grupo Barreiras (não ultrapassa 5% da área de estudo), a unidade Pós-Barreiras (cerca de 67% da área de estudo) e os sedimentos Holocênicos (aproximadamente 25% da área de estudo) (Matta, 2002).

## RESULTADOS

Os poços tubulares perfurados no âmbito da região de Belém e Ananindeua estão divididos em três grupos distintos quanto aos seus processos construtivos, conforme descrição do Quadro 1.

Quadro 1. Grupos de poços construído na região de Belém-Ananindeua

Grupo	Unidades de exploração	Processo construtivo	Características dos poços
1	Aquíferas dos sedimentos Pós-Barreiras	Rotativo manual-manual	Raramente ultrapassam a profundidade de 25 metros, possuem diâmetros de 6 a 8 polegadas e revestidos com tubos de PVC ou similar de 4 ou 3 polegadas. Os níveis estáticos medidos durante um ciclo hidrológico completo variaram de 2,4 a 6,2 metros.
2	Aquíferos da unidade Barreiras	Rotativo através de sondas elétricas	Atingem até 100 metros de profundidade, na maioria das vezes possuem diâmetros de perfuração com 12 ¼” e são revestidos por tubos e filtros de 6 polegadas.
3	Aquíferos da Formação Pirabas	Rotativos com circulação fluido a base de bentonita e água doce, com amostragem de calha em intervalos de 2 em 2 metros ou 3 em 3 metros	Profundidades de até 280 metros, sendo que o nível (melhor qualidade e quantidade) está entre 180 m e 270 m. Os diâmetros de perfuração variam de 22” a 17 ½” e são revestidos com 14” e 8” respectivamente.

Fonte: Adaptado de Matta (2002)

Os poços que fazem parte do primeiro grupo foram construídos de forma inadequadas, sem qualquer preocupação técnica e por pessoas não habilitadas, normalmente são trabalhadores que possuem algum equipamento de perfuração manual ou mesmo sondas elétricas. Nessas obras de captação o fator determinante é o custo do poço. Para tanto, os “sondadores” utilizam-se de tubos PVC que são serrilhados a mão para funcionarem como filtros, sem qualquer controle granulométrico do material aquífero. Os revestimentos são precários e os cuidados com o desenvolvimento do poço inexistem. Os poços desse conjunto constituem uma importante fonte

de contaminação dos aquíferos confinados ou semi-confinados por romperem as camadas confinantes e permitirem a condução dos agentes poluidores aos níveis aquíferos inferiores. A Figura 1 ilustra este contexto.



Figura 2: Poço tubular e ligação para caixa d'água na região de Belém. Fonte: Matta (2002)

O segundo conjunto de poços tubulares é aquele construído por empresas estabelecidas no mercado e que possuem técnica um pouco mais elaborada. Ainda assim, essas empresas não estão legalmente registradas nos órgãos competentes (CREA-PA, por exemplo) e, normalmente não se responsabilizam tecnicamente por suas obras. As principais reclamações sobre os serviços dessas empresas são: (i) bombas que queimam com facilidade em função da entrada de areia nos poços, causadas por mal dimensionamento das aberturas dos filtros e má compactação dos pré-filtros e (ii) qualidade inadequada das águas captadas ou contaminações nas mesmas, associadas à falta de cimentação nos poços e outros erros construtivos. Essas obras, na sua grande maioria, estão em condomínios residenciais e pequenas comunidades.

O terceiro grupo de poços tubulares é construído por firmas regularmente registradas nos órgãos competentes, com vasta experiência no mercado e que constroem obras de engenharia geológica que vêm sendo espalhadas na região de Belém e Ananindeua. Vários desses poços têm mais de uma dezena de anos de construção e não tem apresentado qualquer problema.

Das três unidades geológicas citadas no Quadro 1, a que possui poços com maiores profundidades é a formação Pirabas, que na região de Belém e Ananindeua encontra-se uma profundidade em torno de 80 a 90 m (Matta, 2002).



## **CONCLUSÕES**

Nítidamente, os poços que fazem parte do grupo 1, oferecem risco iminente à qualidade das águas consumidas pela população de Belém e Ananindeua, por isto, se faz necessária a implantação de ações de conscientização, fiscalização e punição aos construtores de poços tubulares inadequados e clandestinos. Além disso, é necessária a realização e disponibilidade de estudos hidrogeológicos específicos para os municípios de Belém e Ananindeua, com o propósito de subsidiar o desenvolvimento da exploração otimizada dos seus recursos hídricos subterrâneos.

Em função dos resultados obtidos, pode ser indicada a formação Pirabas como a mais significativa, pois, além de conter os poços construídos com as devidas adequações técnicas, esta formação possui melhores condições de proteção das águas que são as de melhor qualidade na área estudada.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LARHIMA) – Instituto de Geociências (IG) – Universidade Federal do Pará (UFPA).

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

MATTA, M.A.S. 2002. **Fundamentos hidrogeológicos para a gestão integrada dos recursos hídricos da região de Belém/Ananindeua – Pará, Brasil**. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 292p.

# QUALIDADE DAS ÁGUAS DOS TRIBUTÁRIOS DO RIO AMAPARI NO ESTADO DO AMAPÁ, À LUZ DAS EFLUÊNCIAS DAS EMPRESAS DE MINERAÇÃO DE OURO (MPBA) E DE FERRO (MMX)

*Benedito Franciano Ferreira Rodrigues<sup>1</sup>; Milton Antonio da Silva Matta<sup>2</sup>; Maurício Victor Elleres Jorge<sup>1</sup>; João Nilson Silva Gomes<sup>1</sup>; Hevaldo Luiz de Paula Progênio<sup>1</sup>; José Fernando Pina Assis<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Mestrando em Recursos Hídricos-PPRH-UFPA

<sup>2</sup>Professor da Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará-UFPA  
[engcivilfranciano@hotmail.com](mailto:engcivilfranciano@hotmail.com)<sup>1</sup> [matta@ufpa.br](mailto:matta@ufpa.br)<sup>2</sup>

## INTRODUÇÃO

O Estado do Amapá, localizado no extremo Norte do país, dentro dos domínios da Floresta Amazônica, Limita-se a norte com a Bacia Hidrográfica do Oiapoque, a sul e oeste com o Rio Jari, a leste com o Oceano Atlântico, a noroeste com o Suriname e Guiana Francesa e a sudeste com o canal norte do Rio Amazonas (BARBARA, 2006). Politicamente é formado por 16 municípios com área de aproximadamente 143 mil Km<sup>2</sup>.

Esse trabalho avalia os riscos ambientais e para a saúde da população, decorrentes da implantação dos projetos de mineração, através da análise da qualidade dos recursos hídricos superficiais, na região dos municípios de Serra do Navio e Pedra Branca do Amapari, notadamente aqueles oriundos das ações das empresas MPBA (Mineração Pedra Branca do Amapari), mineradora de ouro e MMX Mineração e Metálicos, mineradora de ferro.

## METODOLOGIA

O trabalho foi realizado em várias etapas e seguiu a agenda abaixo:

- Elaboração de um plano de ação para desenvolvimento do projeto na região;
- Elaboração do mapa logístico (Figura 1) com logradouros, drenagem, vias de acesso, plantas das mineradoras e pontos de amostragem;
- Visita às plantas de exploração das minas para entendimento do processo de mineração e suas relações com o meio físico;
- Coleta de amostras de água nos tributários do Rio Amapari, na área de influência das mineradoras;
- Análise, das amostras no Laboratório de Hidroquímica da Universidade Federal do Pará - UFPA;
- Tratamento dos dados, interpretação e elaboração de conclusões;

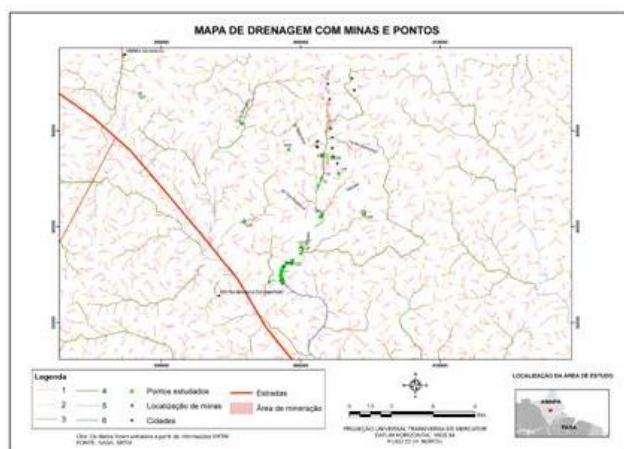


Figura 1: Mapa de Localização da Área com as Minas e os Pontos de Amostragem

## RESULTADOS

Os resultados das análises físico-químicas e bacteriológicas realizadas nas amostras coletadas foram tabelados e foram construídos diagramas individuais para cada um dos parâmetros estudados. São eles:

1- Químicos: Cloro (Cl), Sódio (Na), Calcio ( $\text{Ca}^2$ ) potássio (K), Magnésio (Mg),  $\text{HCO}_3$ , sulfato ( $\text{SO}_4$ ), nitrato ( $\text{NO}_3$ );

2- Físicos: Cor, Turbidez, Condutividade elétrica C.E, pH, STD.

Os valores obtidos para turbidez (UTN) e cor (PtCo/L), referentes aos 20 pontos de coletas de água na microbacia do Igarapé William encontram-se fora dos limites aceitáveis de potabilidade para consumo humano de acordo com a resolução CONAMA nº 357, provavelmente por causa das atividades das mineradoras que a utilizam na separação do minério de seu interesse, fazendo com que sejam lançadas partículas finas e ultrafinas modificando desta forma às características do corpo hídrico, fazendo com as águas apresentem mais materiais em suspensão deixando-a mais turva e com sua coloração alterada.

Os resultados para condutividade elétrica mostraram um valor médio de 200,442  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . O pH de 95% das amostras apresentou valores dentro dos limites aceitos para potabilidade, variando de 6,1 a 7,5, porém duas amostras apresentaram valores anômalos de pH com 8,6 e 9,6 respectivamente.

Todos os outros parâmetros analisados: Cloro (Cl), Sódio (Na), Calcio ( $\text{Ca}^2$ ) potássio (K), Magnésio (Mg),  $\text{HCO}_3$ , sulfato ( $\text{SO}_4$ ), nitrato ( $\text{NO}_3$ ) e STD encontram-se dentro dos limites aceitáveis para águas superficiais dentro da legislação vigente.

## CONCLUSÕES

Os índices de cor, turbidez e condutividade elétrica obtidos com as análises, indicam contaminação dos recursos hídricos, tornando-os impróprios ao abastecimento humano pois mostram forte influência das mineradoras que alteraram significativamente as características das águas na área estudada.

Os valores de pH apresentaram 2 anomalias nas amostras 117 e 122 e referem-se a pontos de coleta na área de descarga de água no igarapé William, na mineradora de ouro MPBA. Segundo informação da empresa, isso decorre do aumento artificial do valor de pH, para controlar a liberação do Cianeto (CN). Este composto é solúvel em água com pH abaixo de 9,6 e a alcalinização promove a formação de ácido cianídrico (HCN) que é volátil e escapa para a atmosfera. Assim, as águas superficiais ficam livres dessa contaminação química.

Os parâmetros descritos são suficientes para monitorar o controle da qualidade da água distribuída para o consumo humano, indústria e agricultura, na região estudada.

Este estudo deixou evidente a forte influência das duas empresas de mineração (MPBA e MMX) sobre os recursos hídricos superficiais deste importante setor do estado do Amapá. A liberação do gás cianídrico para a atmosfera constitui um crime ambiental para o qual o Ministério Público do Estado do Amapá deve responsabilizar as duas empresas mineradoras.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARBARA, V. F. **Uso do Modelo QUAL2E no Estudo da Qualidade da Água e da Capacidade de Autodepuração do Rio Araguari – AP (Amazônia)**. Dissertação (Mestrado em Engenharia do Meio Ambiente), 174p Universidade Federal de Goiás, Goiânia. 2006.

MATTA, M. A. da S. **Estudos técnicos da qualidade ambiental dos recursos hídricos na Região da Serra do Navio e Pedra Branca do Amapari, com vistas a avaliar a situação atual e o riscos de implantação dos projetos de mineração das empresas MPBA e MMX**. Relatório Técnico de Consultoria. Ministério Público do Estado do Amapá. Procuradoria Geral de Justiça. 2008.

# CARACTERIZAÇÃO DA ÁGUA NA COMUNIDADE DE SÃO JOSÉ SUAS POSSÍVEIS FONTES DE CONTAMINAÇÃO

Camila da Costa Lopes<sup>1</sup>; Geovanna Renata Santos Moraes<sup>1</sup>; Anderson Conceição Mendes<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Oeste do Pará, Av. Mendonça Furtado, Santarém-PA;  
camilacosta\_pa@hotmail.com; geovanna.renata@hotmail.com;  
anderson.mendes@ufopa.edu.br

## INTRODUÇÃO

A exigência de padrões da qualidade da água está veiculada também a qualidade de vida, modificado a partir das necessidades de cada localidade. Enquanto para zona urbana é levados em consideração fatores econômicos, sociais, políticos, tecnológicos e ambientais, em algumas localidades da zona rural depende apenas dos ambientais naturais, tendo que preservar e conservar o que muitas vezes é fonte da sua subsistência da comunidade. Nesse sentido, a saúde é um dos principais fatores que refletem a violação desse padrão. Além disso, a ação antrópica também é responsável pelo desequilíbrio desses ambientes e contaminação desse recurso natural (água).

Diante dessa questão, esse trabalho visa analisar a relação de uso da água do lago Cicantandeu quanto sua influência na qualidade de vida dos moradores da comunidade de São José, Óbidos-PA (Fig. 1), com perspectiva de identificar a partir da caracterização físico, química e bacteriológica da água sua possível relação de contaminação pela atividades mineradora de seixo como motivador de alto índice de doenças dos habitantes dessa localidade. Identificando ou não as interferências negativas da extração desse sedimento nas proximidades do lago.

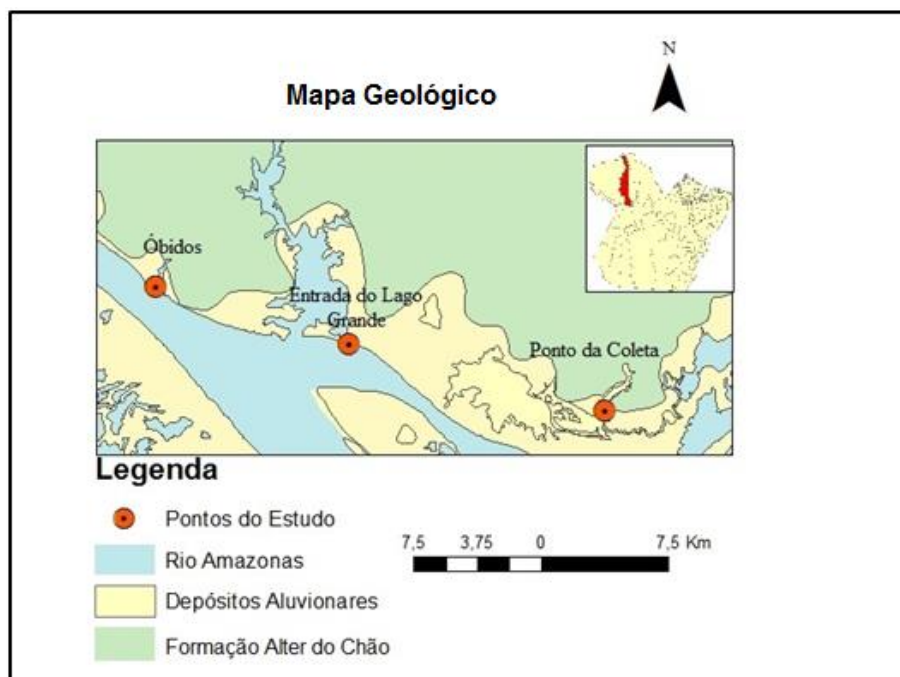


Figura 1 Mapa de Geológico próximo a comunidade de São José, Óbidos-PA

## MATERIAIS E MÉTODOS

Os estudos foram embasados na legislação Federal Hídrica, como portarias e diretrizes de potabilidade de água para consumo humano disponibilizado pelo CONAMA e pela ANA, e várias bibliografias com conteúdos referentes à contaminação da água, geologia da região e patologias relacionadas à água.

Quanto o trabalho de campo, a amostra de água foi coletada em janeiro de 2015 em uma garrafa de dois litros (2L), e levada ao laboratório Analítico para análises físico-química e bacteriológica que levaram em consideração principalmente as percentagem de coliformes totais e termotolerantes; ferro; nitrogênio; turbidez; e sólidos totais dissolvidos, antes de completar 24 horas da sua retirada *in locu*. Em seguida houve a comparação dos níveis dos parâmetros aceitáveis pela legislação e os níveis de encontrados na amostra.

## RESULTADOS E DISCURSSÕES

Segundo o laudo da análise, dos 20 parâmetros analisados 5 (coliformes termotolerantes, coliformes totais, cor aparente, ferro total e turbidez) estavam fora do padrão exigidos pelo CONAMA (Fig. 2).


LAUDO N. 115260-117899

---

SOLICITANTE: PARTICULAR (11057) -  
 CLIENTE: COMUNIDADE SÃO JOSÉ (14227) -  
 ENDEREÇO PARA COLETA: MARGEM DO LAGO CICANTANDEUA | OBIDOS - PA

---

ORIGEM: Água de superfície      Data da coleta: 2015-01-25      Hora: 11:08      Entrada no laboratório: 2015-01-26

---

PONTO DE AMOSTRAGEM: MARGEM DO LAGO CICANTANDEUA.

---

**MEDIÇÕES DE CAMPO**

PARÂMETRO	CONCENTRAÇÃO	PORTARIA 2914/2011
pH	6,91	6,0 a 9,5

---

**ANÁLISE MICROBIOLÓGICA**

PARÂMETRO	CONCENTRAÇÃO	PORTARIA 2914/2011
COLIFORME TERMOTOLERANTE (NMP)	3,6	Ausente
COLIFORME TOTAL (NMP)	240,0	Ausente

---

**ANÁLISE FÍSICO QUÍMICA (PARÂMETROS INTERNOS)**

PARÂMETRO	CONCENTRAÇÃO	PORTARIA 2914/2011
ACIDEZ TOTAL (mg/l)	99,21	Não padronizado
ALCALINIDADE TOTAL (mg/l)	76,84	Não padronizado
CLORETOS (mg/l)	18,34	Até 250,0
CONDUTIVIDADE ELÉTRICA (µS/cm)	462,0	Não padronizado
COR APARENTE (mgPICO/l = uH)	462,0	15,0 (mgPICO/l = uH)
DUREZA TOTAL (mg/l)	48,58	Até 500,0
FERRO TOTAL (mg/l)	1,54	Até 0,3
GOSTO	Não objetável	Não objetável
NITRATO (mg/l)	9,0	Até 10,0
NITRITO (mg/l)	0,040	Até 1,0
NITROGÊNIO AMONÍACAL TOTAL (AMÔNIA NH <sub>3</sub> ) (mg/l)	1,34	Até 1,5
ODOR	Não objetável	Não objetável
SÓLIDO TOTAIS DISSOLVIDOS (mg/l)	27,2	Até 1.000,0
SULFATO (mg/l)	14,0	Até 250,0
TURBIDEZ (unidade de turbidez=uT)	72,0	Até 5,0

---

**LAUDO:**

O resultado da análise microbiológicas e físico-químicas da amostra, parâmetros coliforme termotolerante, coliforme total, cor aparente, ferro total e turbidez apresentaram concentrações em desacordo com os limites estabelecidos na Portaria 2914 de 12/12/2011 e Anexos – Ministério da Saúde, padrões de potabilidade.

  
 Cláudio Roberto de Oliveira  
 QUÍMICO INDUSTRIAL  
 CRQ 05/200163

Belém, 10 de Fevereiro de 2015

---

**LAS SANCHES LABORATÓRIO – ANÁLISES DE ÁGUA E EFLUENTES**  
 Av. Duque de Caxias, 1388 – Marco – Belém – Pará – CEP: 66.087-000 – e-mail: contato@laboratorioanalitico.com.br  
 Telefax: (91) 3276-8422 / 8156-8541 - CNPJ: 03.742.719/0001-96 – Insc. Estadual: 15.213.750-5 – Insc. Municipal: 150.134-8

de 1
10/02/2015 16:33

Figura 2. Análise físico-química e bacteriológica com laudo das águas do Lago Cicantandeu. Coliformes Termotolerantes e Coliformes Totais: a análise indica que a amostra do lago possui 3,6 de concentração de bactérias. Esse percentual fora dos padrões foram

relacionas a fezes humanas e sangue de animais homeotérmicos, que ocorrem em solos, plantas ou outras matrizes ambientais que não tenham sido contaminados por material fecal ou até mesmo resíduos domésticos. Quanto aos coliformes totais, a análise mostrou que há cerca de 240 NMP a cada 100 ml de água, sendo mais prejudiciais que a quantidade de coliformes termotolerantes. De acordo com a Portaria 2914 de 12/12/2011 - MS, a água apta para consumo não deve conter porcentagens desses parâmetros.

A ocorrência de coliformes termotolerantes possa estar relacionada a algumas atividades de subsistência da comunidade, como a pecuária, em virtude da falta de local e técnica para a criação desses animais, como a alimentação, consumo de água, até a decomposição dos animais. Além disso, a difícil localização torna a questão sanitária um possível problema para contaminação do lago.

Turbidez: observa-se nesse parâmetro uma alta quantidade de sólidos suspensos, uma concentração 14,4 vezes maior – ou seja, 72 NTU - que o permitido por lei, esse resultado pode influenciar na variação de outros fatores como a quantidade de ferro, e a cor aparente da água. Nos resultados, o primeiro aponta que há uma concentração cinco vezes de ferro na água, cerca de 1,54 mg/l, sendo que o permitido é até 0,3 (mg/l). Já a cor está 30,8 acima do permitido, 462 UH (mgPt-Co/L).

A mina de extração de seixos está localizada a margem do lago, sem nenhuma barreira de contenção que evite o contato dos sedimentos soltos com a água. Por outro lado, a separação dos sedimentos (areia e seixo) para a comercialização é realizada dentro do próprio lago sem nenhuma preocupação ambiental. Além disso, entre os meses de dezembro a março o período chuvoso é característico nessa região, e como consequência a erosão se torna mais presente.

Esses três fatores possivelmente explicam a coloração turva amarelada da amostra, assim como, a dificuldade da passagem de luz (turbidez), e principalmente a erosão pode estar causando a acumulação de ferro na água.

## CONCLUSÕES

Com base nos resultados da análise, constatou-se que: 1) Dos cinco parâmetros que apresentaram concentrações fora dos padrões, apenas a turbidez está relacionada com a mina de exploração de seixo, levando a considerar que a mina que realiza essa extração não são causadores da contaminação do lago.

Entretanto, a falta de técnica para a extração, retirada, separação e transporte dessa matéria-prima podem causar sérios problemas sociais e ambientais que são prejudiciais à saúde humana, a fauna e a flora local. 2) Os altos níveis de coliformes termotolerantes e coliformes totais não estão relacionados à mineração, e sim a fezes e sangue de animais, e se fazem mais presentes como contaminantes do que a presença de sólidos suspensos na água, além de serem os principais contaminantes fecais em corpos hídricos. E demonstra a despreocupação da comunidade quanto à criação de animais e a gestão do lixo da comunidade.

É visível a falta de sensibilização e conservação do lago, tanto pela comunidade quanto pelos responsáveis pela mina, haja vista que faltam iniciativas do governo em fiscalizar as atividades desenvolvidas pela mineração, e instruir a população a partir da educação ambiental, e mostrar os danos que podem oferecer ao lago, como a extinção da fauna e da flora local até a mesmo a contaminação total do lago.

## REFERÊNCIAS

- Brasil. Resolução CONAMA 357, de 18 de março de 2005. Ministério do Meio Ambiente. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/port/conama/res/res05/res35705.pdf>. Acesso em: 19 de dezembro de 2014.
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Belém: CPRM, 2008.
- Cortecci, G. Geologia e Saúde. Tradução de Wilson Scarpelli, São Paulo, Brasil. Disponível no Sítio: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/geosaude.pdf>. Acessado dia 23 de outubro de 2014.
- IBRAM. Gestão para a sustentabilidade na mineração -1º Ed. Brasília: IBRAM, 2013.
- Marmos, J. L; Aguiar br, C. J. B. Geologia médica no Brasil: efeitos dos materiais e fatores geológicos na saúde humana, animal e meio ambiente — Rio de Janeiro: CPRM Serviço Geológico do Brasil, 2006. P. 169 - 173.
- Mendes, A. C; Truckenbrod W &Nogueira. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, p.39-57.

# QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO PARACURÍ, BELÉM-PA: UM CASO DE SAÚDE PÚBLICA

Renata da Costa e Silva Crespim<sup>1</sup>, Milton Antônio da Silva Matta<sup>2</sup>, Ricardo Cezar Takemura<sup>1</sup>, Danielle Fonseca de Matos Gonçalves<sup>1</sup>, Denison Lima Correa,<sup>1</sup> José Fernando Pina Assis<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Estudante de Mestrado em Recursos Hídricos-PPRH-IG-UFGA

<sup>2</sup>Professor da Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará  
[crespimrenata@gmail.com](mailto:crespimrenata@gmail.com)<sup>1</sup> [matta@ufpa.br](mailto:matta@ufpa.br)<sup>2</sup>

## INTRODUÇÃO

A água é considerada um bem da humanidade e atualmente sua qualidade e quantidade adequadas tem alcançado o contexto mundial. No Brasil, e por esse motivo, a vigilância da qualidade das águas de consumo humano que passou a ser responsabilidade das três esferas governamentais (SÁ *et al.*,2005). Este trabalho levantou dados físico-químicos e microbiológicos das águas subterrâneas da bacia hidrográfica do Paracurí, localizada em Belém/PA, no sentido de alertar tanto as comunidades ribeirinhas como as entidades governamentais, a respeito dos riscos a saúde coletiva a que estão expostos, no sentido de que sejam adotadas medidas de controle e gestão para sua minoração ou eliminação.

A bacia hidrográfica do Paracurí (Figura 1) engloba vários bairros de Belém e apresenta área de 14,60 km<sup>2</sup>, sendo formada pelos Igarapés Paracurí e Livramento.

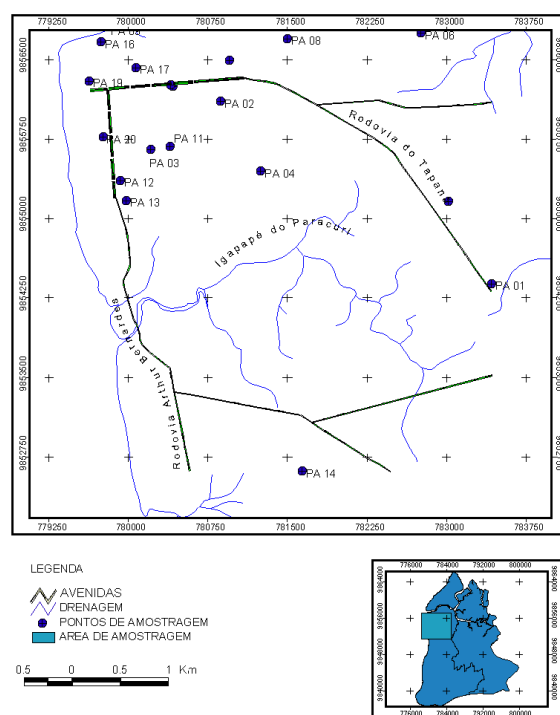


Figura 1: Localização da bacia hidrográfica do Paracurí, com destaque para os pontos de amostragem de água subterrânea *FONTE: Matta (2002)*

## METODOLOGIA

O trabalho foi desenvolvido no período de janeiro/2014 a junho/2015 e inicialmente contou com o levantamento e classificação (amazonas e/ou artesiano) dos poços presentes na bacia. Foram então coletadas e armazenadas amostras de água subterrânea em vinte poços selecionados, as quais foram posteriormente analisadas no



laboratório de Hidroquímica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, para obtenção dos parâmetros físico-químicos e microbiológicos: temperatura, pH, condutividade elétrica, turbidez, cor, dureza, demanda química de oxigênio (DQO), teores de cloreto, alcalis, sulfato, nitrato, amônia, nitrito, potássio, sódio, cálcio, magnésio, manganês, bicarbonato, níveis de coliformes totais e presença da bactéria *Escherichia coli*. Os resultados obtidos foram tabulados (Figura 2) e transformados em gráficos utilizando o Software Microsoft Excel 2010.

## RESULTADOS

A Figura 2 mostra os valores obtidos com as análises laboratoriais e foram interpretados conforme a Portaria Nº 2.914 de 12 de dezembro de 2011 do Ministério da Saúde. As vinte amostras analisadas apresentaram níveis de pH oscilando entre 3,28 e 5,58, indicando acidez nas águas do igarapé do Paracuri, que segundo a portaria deveriam estar entre 6 e 9, para caracterizar a potabilidade das águas. Portanto as amostras analisadas estão fora dos padrões para consumo humano.

PARÂMETRO	MÍNIMO	MÉDIA	MEDIANA	MÁXIMO	VMP	PTFVMP
Potássio (mg/L)	1,00	4,63	4,65	9,00	8	1
Cálcio (mg/L)	0,70	8,26	6,20	27,00	2	16
Magnésio (mg/L)	0,40	1,41	1,35	3,10	4	0
Sódio (mg/L)	2,00	17,00	15,50	32,00	200	0
Cloreto (mg/L)	3,00	20,05	20,09	34,48	250	0
Dureza total (mg/L)	5,00	25,84	20,62	76,25	500	0
Ferro (mg/L)	0,00	1,55	0,40	19,70	0,3	11
Manganês (mg/L)	0,00	0,01	0,00	0,10	0,1	0
Sulfato (mg/L)	0,01	4,85	1,13	19,86	250	0
Cond. Elétrica (µS/cm)	65,30	224,01	4,15	397,00	10 - 100	18
pH	3,28	4,28	27,00	5,58	6,0 - 9,5	20
Turbidez (UNT)	0,12	1,40	0,70	7,32	5	1
SDT (mg/L)	42,45	145,60	146,25	258,05	1000	0
Nitrato (mg/L)	1,70	8,67	7,90	16,50	10	8

VMP = valor máximo permitido, PTFVMP = poços com teor fora do valor máximo permitido

Figura 2: Valores de parâmetros das águas estudadas

A figura 3 mostra a classificação iônica das águas dos poços amostrados e o Diagrama de Piper (Figura 4) mostra a distribuição areal dessas amostras.

ÍONS	CLASSIFICAÇÃO	POÇOS AMOSTRADOS	NÚMERO	%
Cátions	Sódicas	PA01, PA02, PA03, PA04, PA06, PA07, PA08, PA09, PA10, PA12, PA14, PA15, PA16, PA17, PA18	15	75
	Cálcicas	PA05, PA19 e PA20	3	15
	Magnesianas		0	0
	Mistas	PA11 e PA13	2	10
Ânions	Cloretadas	PA02, PA03, PA04, PA06, PA07, PA08, PA10, PA11, PA12, PA13, PA14, PA15, PA16, PA17, PA18, PA19 e PA20	17	85
	Bicarbonatadas		0	0
	Sulfatadas	PA01	1	5
	Mistas	PA05 e PA09	2	10

Geral	Sódicas cloretadas	PA02, PA03, PA05, PA06, PA07, PA08, PA10, PA12, PA14, PA15, PA16, PA17 e PA18	13	65
	Sódicas sulfatadas	PA01	1	5
	Sódicas mistas	PA09	1	5
	Cálcicas cloretadas	PA19 e PA20	2	10
	Cálcicas mistas	PA04	1	5
	Cloretadas mistas	PA11 e PA13	2	10

Figura 3: Classificação iônica das águas amostradas

Os níveis de nitrato ( $\text{NO}_3$ ), alcançaram 40% em oito amostras analisadas, valores acima da normalidade que é de até 10 mg de  $\text{NO}_3/\text{L}$ , aceita para águas de consumo humano. As outras 12 amostras se apresentaram dentro dos valores normais de potabilidade. Os níveis de amônia ( $\text{NH}_3$ ), alcançaram 45% em 9 das amostras analisadas, valores acima do permitido pela legislação que é de até 1,5 mg/L. As outras 11 amostras mostraram valores dentro dos limites aceitos pela legislação.

Em geral as águas subterrâneas da bacia do Paracuri podem ser classificadas como impróprias para o consumo humano, no entanto podem ser utilizadas para outras finalidades, como mostrado na Figura 3. Considerando seu uso na indústria de refrigeração, a maioria das amostras enquadrou-se nos limites exigidos para Dureza, Ferro e Manganês. Se considerada sua utilização na indústria de laticínios, bebidas e sucos de frutas, curtume, têxtil e papel, as águas também foram consideradas adequadas, com exceção do Ferro que apresentou índices acima de 0,5 mg/L, valor máximo permitido pela legislação. Neste sentido o uso dessas águas deve restringir-se às indústrias de conservas alimentícias, açucareira e cervejeira (Matta, 2002).

Parâmetro	Unidade	01	02	03	04	05	06	07
PH	mg/L de $\text{CaCO}_3$	-	-	6,5-7	-	8	-	-
Dureza	mg/L de $\text{CaCO}_3$	50	180	50-75	25	50	50	100
Alcalinidade	mg/L Ca		-	-	128	135	-	-
Cloretos	mg/L Cl		30	100	250	-	100	75
Ferro	mg/L Fe	0,5	0,3	0,1	0,2	0,2	0,25	0,10
Manganês	mg/L Mn	0,5	0,1	0,1	0,2	0,2	0,25	0,05
Nitrato	mg/L N		30	10	-	-	-	-
Amônia	Mg/L $\text{NH}_3$		Traços	-	-	-	-	-
Sulfatos	Mg/L $\text{SO}_4$		60	-	125	-	100	-
Magnésio	mg/L Mg		-	30	-	30	-	-

Modificada de SANTOS (1997).

- Notas:
- 1- Águas de Refrigeração
  - 2- Ind. De Laticínios
  - 3- Cervejaria
  - 4- Ind. De Bebidas e Sucos de Fruta
  - 5- Curtume
  - 6- Ind. Têxtil
  - 7- Ind. De Papel

Figura 3: Qualificação das águas para uso industrial. FONTE: Matta (2002)

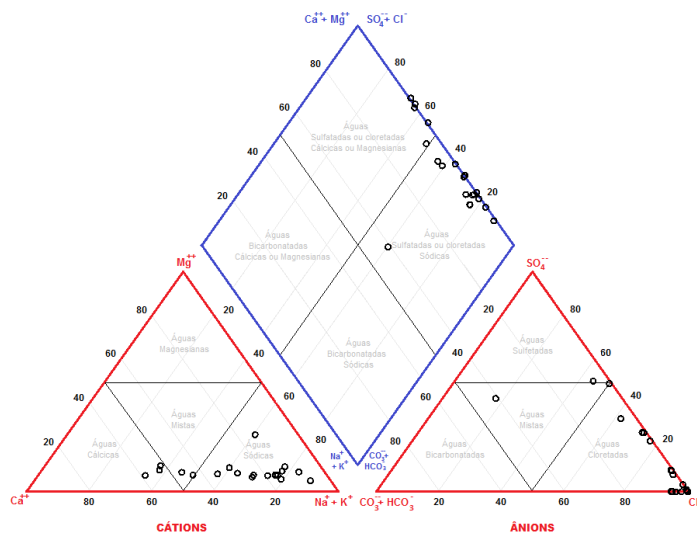


Figura 4: Diagrama de Piper para classificação iônica das águas

## CONCLUSÕES

As análises realizadas nas amostras de águas subterrâneas do igarapé do Paracuri, permitem afirmar que são impróprias para consumo humano, principalmente em função dos valores de pH, cujos limites variam de 3,28 a 5,58, abaixo do limite inferior de 6,0 exigido pela legislação vigente. Isso caracteriza um caráter muito ácido para essas águas, e seu consumo poderá acarretar sérios problemas de saúde pública, como as doenças do trato gastro intestinal.

Os valores de nitrato ( $\text{NO}_3$ ) em 40 % das amostras ficaram abaixo de 10 mg/L, exigido pela portaria do Ministério da Saúde, reforçando a conclusão de que essas águas estão impróprias para consumo humano. O nitrato está associado a doenças entre as quais síndrome do bebê azul e o câncer gástrico. Sua presença nas águas subterrâneas cujas amostras foram analisadas pode ser indicativo de contaminação por esgoto, fossas sépticas, depósito de lixo, cemitérios, adubos nitrogenados, resíduos de animais, etc. (Matta, 2002).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

MATTA, M.A.S. 2002. **Fundamentos hidrogeológicos para a gestão integrada dos recursos hídricos da região de Belém/Ananindeua – Pará, Brasil**. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 292p.

SANTOS, A. C. 1997. **Noções de hidroquímica**. In: FEITOSA, F. A. C. & MANUEL FILHO, J. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. CPRM. cap. 5. p.81–108.

# QUALIDADE E CLASSIFICAÇÃO FÍSICO-QUÍMICA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA

## BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO TUCUNDUBA EM BELÉM-PARÁ, BRASIL

Gerson Flôres Nascimento<sup>1</sup>, Milton Antonio da Silva Matta<sup>2</sup>, Ádria Lorena Galdino de Almeida Rocha<sup>1</sup>, Leila Maria Miranda Hanna<sup>1</sup>, Ronaldo Pimentel Ribeiro<sup>1</sup>, José Fernando Pina Assis<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Estudante de Mestrado em Recursos Hídricos PPRH-IG–UFPA

<sup>2</sup>Professor, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará – UFPA

gersonfn@unir.br<sup>1</sup> matta@ufpa.br<sup>2</sup>

### INTRODUÇÃO

As águas de um modo geral contém vários componentes, alguns provenientes do meio natural, e outros introduzidos pela antrópica. Para sua caracterização utiliza-se parâmetros que representam suas características físicas, químicas e biológicas. Este trabalho apresenta dados de qualidade e classificação obtidos a partir da análise físico-química de amostras de água subterrânea coletadas (figura 1) na bacia hidrográfica do rio Tucunduba, na cidade de Belém – PA.

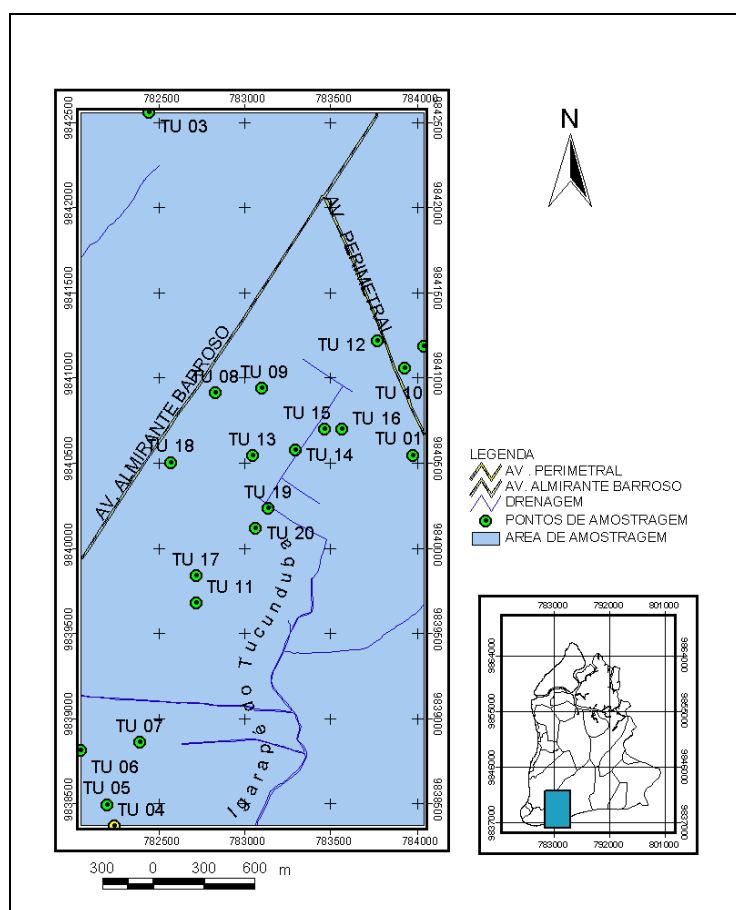


Figura 1: Mapa de localização dos pontos de coleta de água subterrânea na bacia do rio Tucunduba. Fonte: Matta (2002).

## METODOLOGIA

A coleta, preservação, transporte e análise laboratorial das amostras seguiram os padrões técnicos especificados pela Water Environmental Federation - WEF (Matta, 2002). A amostragem foi feita em vinte poços do tipo amazonas e analisados os seguintes parâmetros: potássio (mg/L), cálcio (mg/L), magnésio (mg/L), sódio (mg/L), cloreto (mg/L), dureza total (mg/L), ferro total (mg/L), manganês (mg/L), bicarbonato (mg/L), sulfato (mg/L), condutividade elétrica ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), pH, turbidez (UNT), sólidos dissolvidos totais - SDT (mg/L) e nitrato (mg/L). Os resultados obtidos foram tabulados em planilha eletrônica, e procedida a quantificação estatística (mínimo, média, mediana e máximo). Após esse procedimento, os dados foram comparados com padrões de potabilidade de acordo com Feitosa *et al.* (2008) e Brasil (2011) e receberam classificação aniônica com a utilização do software QUALIGRAF (Mobus, 2014), como mostra o diagrama de Piper (Figura 2).

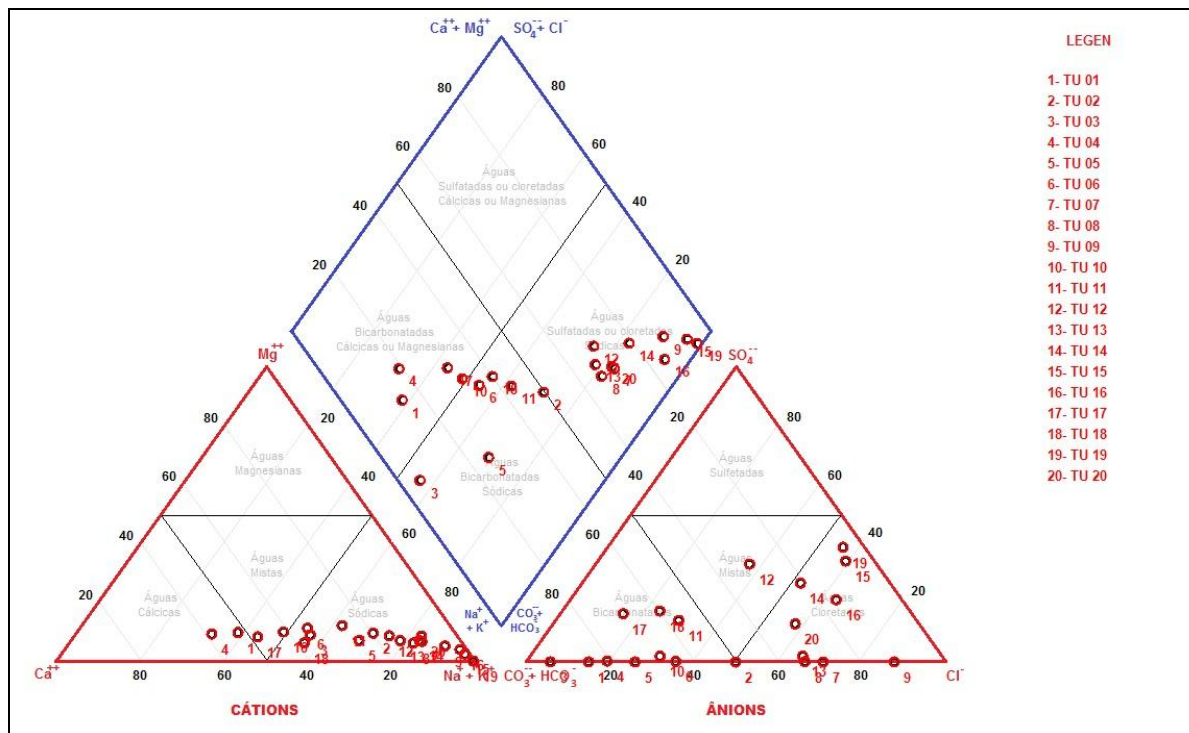


Figura 2: Diagrama de Piper e a classificação iônica das amostras analisadas de água subterrânea da Bacia do Tucunduba.

## RESULTADOS

A Tabela 1 apresenta os resultados obtidos. Os valores de sódio (mg/L), cloreto (mg/L), dureza total (mg/L), ferro (mg/L), manganês (mg/L), bicarbonato (mg/L), sulfato (mg/L), pH, turbidez (UNT), sólidos dissolvidos totais - SDT (mg/L) e nitrato (mg/L), seguem os padrões de potabilidade da Portaria No.2.914/2011/MS (Brasil, 2011). Os valores de pH mostram que dos 20 poços amostrados, 18 apresentaram águas ácidas, com valores de pH abaixo de 6,0 com exceção dos poços TU 01 e TU 05, que mostraram valores dentro do padrão de potabilidade (6 a 9,5). A condutividade elétrica mostrou 18 poços com índices acima do padrão de potabilidade (100  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), com exceção dos poços TU 01 e TU 03.

A Tabela 2 apresenta a classificação iônica das águas subterrâneas foi determinada através do diagrama de Piper. A análise dos cátions mostra concentração de 80% na classe de águas

sódicas. As maiores concentrações aniônicas estão distribuídas em 50% para a classe de águas bicarbonatadas e 45% para a classe de águas cloretadas. A classificação geral apontou então para a classe de águas sódicas cloretadas com 45%, seguida da classe de águas sódicas bicarbonatadas com 30%.

**Tabela 1.** Valores de parâmetros das águas estudadas

PARÂMETRO	MÍNIMO	MÉDIA	MEDIANA	MÁXIMO	VMP	PTFVMP
Potássio (mg/L)	1,20	4,76	16,00	9,20		
Cálcio (mg/L)	0,20	6,10	4,40	35,00		
Magnésio (mg/L)	0,10	1,19	3,75	3,80		
Sódio (mg/L)	5,00	17,95	0,90	46,00	200	0
Cloreto (mg/L)	2,75	23,31	22,37	46,09	250	0
Dureza total (mg/L)	0,91	20,81	14,91	116,00	500	0
Ferro (mg/L)	0,10	0,44	0,20	2,30	0,3	7
Manganês (mg/L)	0,00	0,01	0,00	0,10	0,1	0
Sulfato (mg/L)	0,001	10,86	0,77	53,78	250	0
Cond. Elétrica (µS/cm)	87,10	195,14	3,56	332,00	10 - 100	18
pH	2,96	3,96	27,80	6,36	6,0 - 9,5	18
Turbidez (UNT)	0,10	1,22	0,28	8,74	5	1
SDT (mg/L)	56,62	126,84	128,38	215,80	1000	0
Nitrato (mg/L)	0,10	5,10	4,10	13,10	10	3

VMP = valor máximo permitido, PTFVMP = poços com teor fora do valor máximo permitido

**Tabela 2.** Classificação iônica das águas estudadas

ÍONS	CLASSIFICAÇÃO	POÇOS AMOSTRADOS	NÚMERO	%
Cátions	Sódicas	TU2, TU3, TU5, TU6, TU7, TU8, TU9, TU11, TU12, TU13, TU14, TU15, TU16, TU18, TU19 e TU20	16	80
	Cálcicas	TU01 e TU04	2	10
	Magnesianas		0	0
	Mistas	TU10 e TU17	2	10
Ânions	Cloretadas	TU7, TU8, TU9, TU13, TU14, TU15, TU16, TU19 e TU20	9	45
	Bicarbonatadas	TU1, TU2, TU3, TU4, TU5, TU6, TU10, TU11, TU17 e TU18	10	50
	Sulfatadas		0	0
	Mistas	TU12	1	5
Geral	Sódicas cloretadas	TU7, TU8, TU9, TU13, TU14, TU15, TU16, TU19 e TU20	9	45
	Sódicas bicarbonatadas	TU02, TU03, TU05, TU06, TU11 e TU18	6	30

	Sódicas mistas	TU12	1	5
	Cálcicas bicarbonatadas	TU01 e TU04	2	10
	Bicarbonatadas mistas	TU10 e TU17	2	10

## CONCLUSÕES

Dos vinte poços amostrados, dezoito apresentaram água com índices de pH fora dos padrões de potabilidade segundo a legislação vigente; três poços (TU 07, TU 12 e TU 17) apresentaram valores de nitrato ( $\text{NO}_3$ ) acima do máximo permitido pela Portaria No.2.914/2011/MS (Brasil, 2011), caracterizando que as águas subterrâneas da bacia hidrográfica do Tucunduba são impróprias para consumo humano. Essas águas apresentaram classificação iônica geral: cloretadas sódicas, bicarbonatadas sódicas e bicarbonatadas cálcicas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRASIL **Ministério da Saúde**. Portaria MS nº 2914/2011, de 12 de dezembro de 2011. Brasília: Editora do Ministério da Saúde, 2011.

FEITOSA, F.A.C. et al. 2008. **Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações**. 3a ed. rev. e ampl. - Rio de Janeiro: CPRM: LABHID,2008. 812p.

MATTA, M.A.S. 2002. **Fundamentos hidrogeológicos para a gestão integrada dos recursos hídricos da região de Belém/Ananindeua – Pará, Brasil**. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 292p.

MOBUS, G. 2014. **QUALIGRAF – Programa para análise de qualidade da água**. Fortaleza, FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. Software.

## RESERVAS HÍDRICAS SUBTERRÂNEAS DOS SISTEMAS HIDRGEOLÓGICOS DA REGIÃO DE BELÉM E ANANINDEUA, PARÁ, BRASIL

*Milton Antônio da Silva Matta<sup>1</sup>, Leticia Luz Assunção Moraes da Silva<sup>2</sup>, Lucas Yan de Oliveira Pereira<sup>2</sup>, Ismayla Maciel Carneiro<sup>2</sup>, Ádria Lorena Galdino de Almeida Rocha<sup>3</sup>, José Fernando Pina Assis<sup>1</sup>.*

<sup>1</sup> Professor da Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará – UFPA

<sup>2</sup> Estudante de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Pará –UFPA

<sup>3</sup>Estudante de Mestrado em Recursos Hídricos PPRH-IG–UFPA

[matta@ufpa.br](mailto:matta@ufpa.br)<sup>1</sup> [leticiazass@gmail.com](mailto:leticiazass@gmail.com)<sup>2</sup> [almeidaadria@hotmail.com](mailto:almeidaadria@hotmail.com)<sup>3</sup>

### INTRODUÇÃO

Um dos fundamentos básicos mais importante para a gestão integrada dos recursos hídricos é a avaliação das reservas hídricas subterrâneas. Trata-se de uma abordagem complexa. Em parte, pela controvérsia inerente às classificações dos tipos de reservas e suas diferentes nomenclaturas. Outra pela diversidade de parâmetros que influenciam no cálculo das diferentes reservas – precipitação pluviométrica, área de ocorrência da recarga do aquífero, tipo de aquífero, Características dimensionais e hidrodinâmicas do meio e qualidade das águas produzidas. O principal objetivo deste trabalho é o de mostrar os resultados obtidos no cálculo das reservas hídricas subterrâneas da área de Belém e Ananindeua no Estado do Pará.

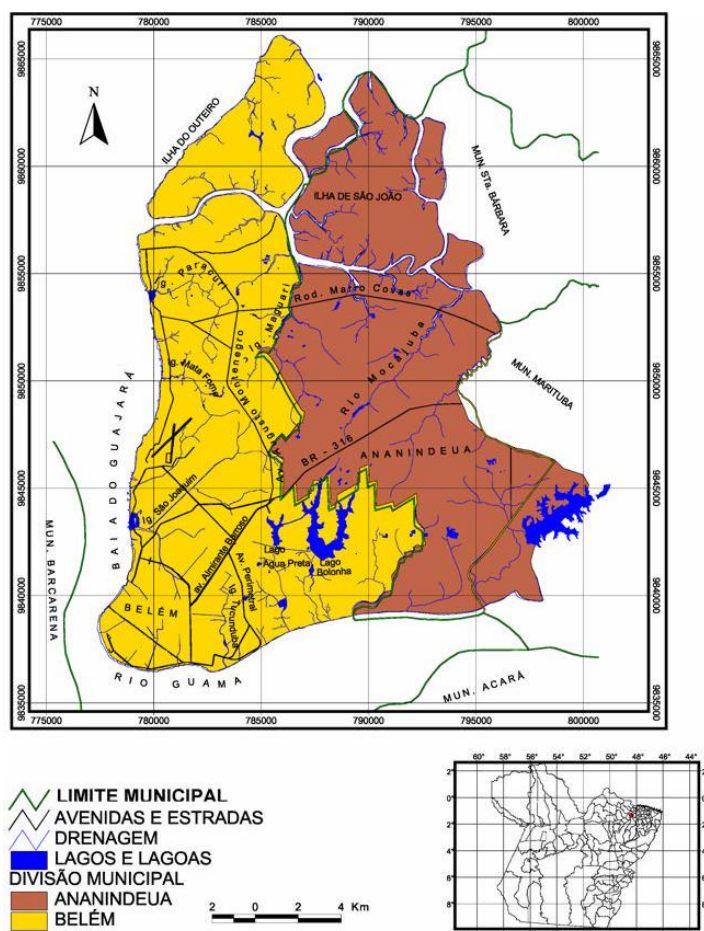


Figura 1: Mapa de Localização da Área de Estudo. Fonte: Matta (2002)



## METODOLOGIA

As nomenclaturas e cálculos detalhados das reservas hídricas subterrâneas para região em tela podem ser encontrados em Matta (2002). Apresenta-se aqui apenas o resumo do cálculo elaborado para as reservas reguladoras, permanentes e totais.

**Reservas Reguladoras** → o termo se refere à quantidade de água submetida à pressão atmosférica armazenada pelo aquífero, relacionada a uma recarga sazonal. É o volume de água dos aquíferos possível de variação sazonal no ciclo hidrogeológico, entre os níveis de flutuação máximo e mínimo, sendo também denominada de Reservas Renováveis;

**Reservas Permanentes** → se refere às quantidades de água existentes no aquífero que não variam em função das variações sazonais. Trata-se da água permanentemente presente no aquífero localizando-se na zona saturada, abaixo do nível mínimo de oscilação da superfície da água no aquífero livre;

**Reservas Totais** → é o conjunto formado pelas reservas permanente e reguladora. Representa a totalidade de água presente no aquífero;

Para as reservas reguladoras utilizou-se a seguinte expressão:

$R_r = A \cdot \Delta h \cdot \eta_e$ , onde:

$A$  = área de ocorrência do aquífero (L<sup>2</sup>);

$\Delta h$  = variação do nível d'água (L);

$\eta_e$  = porosidade efetiva (adimensional)

Para o cálculo das reservas permanentes, o Sistema Pirabas foi considerado um aquífero confinado e o conjunto Barreiras – Pós-Barreiras – Aluviões foi considerado como aquífero livre.

Para o aquífero livre calculou-se o Volume de Saturação (VS) pela fórmula

$VS = A \cdot b \cdot \eta_e$ , método volumétrico, onde:

$A$  = Área de ocorrência do sistema aquífero (L<sup>2</sup>)

$b$  = espessura média saturada (L)

$\eta_e$  = porosidade efetiva (adimensional)

A área de ocorrência dos sistemas aquíferos é a mesma utilizada para o cálculo das reservas renováveis, ou seja,  $A = 395,3 \text{ km}^2$ .

Para o aquífero confinado (Pirabas), além do volume de saturação, necessita-se calcular o volume armazenado sob pressão (VP), através da fórmula.

$VP = A \cdot h \cdot S$ , onde:  $A$  = área de confinamento do aquífero (L<sup>2</sup>).

$h$  = carga hidráulica média (L)

$S$  = coeficiente de armazenamento (adimensional)

## RESULTADOS

As reservas reguladoras, calculadas para o Sistema Barreiras – Pós-Barreiras – Aluviões, totalizaram **71,2 milhões de m<sup>3</sup>/ano**. Para o cálculo das reservas permanentes, o Sistema Pirabas foi considerado um aquífero confinado e o conjunto Barreiras – Pós-Barreiras – Aluviões foi considerado como aquífero livre. Obteve-se, para o aquífero livre o valor de **3,64 bilhões de m<sup>3</sup>** e para o aquífero confinado (Pirabas), o valor de **6,97 bilhões de m<sup>3</sup>**. As reservas permanentes totalizaram **10,61 bilhões de m<sup>3</sup>**. As reservas totais, obtendo-se pela soma das reservas reguladoras e as reservas permanentes totalizaram **10,68 bilhões de m<sup>3</sup>**.

## **CONCLUSÕES**

Os recursos hídricos subterrâneos da área estudada têm reservas totais da ordem de 10,68 bilhões de m<sup>3</sup> /ano. Cerca de 10,61 bilhões de m<sup>3</sup>/ano são permanentes e em torno de 71,2 milhões de m<sup>3</sup>/ano são renováveis.

A Disponibilidade Efetiva, que retrata o volume de água subterrânea normalmente captado através dos poços instalados na área, foi calculada, adotando-se uma taxa média de bombeamento de 6 horas/dia, em 65,02 milhões de m<sup>3</sup> /ano.

Este valor representa 91,3% das reservas renováveis dos sistemas aquíferos da área e cerca de 6,1% das reservas permanentes

Quando se considera uma demanda de 200 litros/hab/dia, a disponibilidade efetiva calculada permite abastecer cerca de 890 685 habitantes, o que corresponde a 69,6% da população do município de Belém.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

MATTA, M.A.S. 2002. **Fundamentos hidrogeológicos para a gestão integrada dos recursos hídricos da região de Belém/Ananindeua – Pará, Brasil**. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 292p.

# **GÁS NÃO CONVENCIONAL NA REGIÃO NORTE: O CASO DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE (PA)**

*Nery, P. H. S.<sup>1</sup>; Sacramento, R. C. P.<sup>1</sup>; Cardoso, A. R.<sup>1</sup>; Luczynski, E.<sup>2</sup>.*

<sup>1</sup>Graduação, Universidade Federal do Pará, Belém – PA - <sup>2</sup>Prof. Dr., Instituto de Geociências (IG), Universidade Federal do Pará, Belém – PA [hiagoneryy@hotmail.com](mailto:hiagoneryy@hotmail.com)<sup>1</sup>  
[raquelcamile@hotmail.com](mailto:raquelcamile@hotmail.com)<sup>1</sup> [alexandre\\_ribeiroc@hotmail.com](mailto:alexandre_ribeiroc@hotmail.com)<sup>1</sup> [stasnis@yahoo.com](mailto:stasnis@yahoo.com)<sup>2</sup>

## **INTRODUÇÃO**

Uma das situações em que o gás natural é considerado não convencional é quando o hidrocarboneto fica trapeado no próprio folhelho, sua rocha geradora. Este tipo de gás é produto da transformação termoquímica do querogênio que se dá na metagênese. Contudo, devido à baixa permeabilidade da rocha geradora não há migração e o gás permanece na rocha, que passa a se comportar como reservatório. As condições para a ocorrência desse recurso energético costumam ser associadas, principalmente, às bacias paleozoicas (Burwen & Flegel 2013).

O armazenamento deste gás ocorre nos microporos e/ou microfraturas ou através de adsorção. Neste último caso, o hidrocarboneto adere à superfície dos grãos em um processo controlado, principalmente, pela pressão existente na unidade (Coradesqui & Santos 2013). Quando ocorre uma queda de pressão se dá a liberação do gás.

## **CARACTERÍSTICAS DOS RESERVATÓRIOS NÃO CONVENCIONAIS**

Os reservatórios não convencionais, em geral, apresentam um acúmulo maior de hidrocarboneto quando comparados com os convencionais. No entanto, os *plays* não convencionais, geralmente zonas de interesse potencial, requerem tecnologias mais avançadas (Stevens 2012).

As características destes tipos de depósitos incluem: alto teor de matéria orgânica (COT ~ 2% a 10%); maturidade da rocha suficiente para gerar condições necessárias para transformar a matéria orgânica em querogênio, óleo e gás metano; baixa permeabilidade (< 10 mD), o que impede a migração do gás (Coradesqui & Santos 2013); alta taxa de raio gama relacionado ao ambiente redutor existente; e alta resistividade consequente da baixa concentração de água no sistema (Cheadle 2012).

## **RESERVATÓRIOS NÃO CONVENCIONAIS NO BRASIL**

A 12ª Rodada de Licitação realizada pela ANP ofertou 240 blocos para a exploração de gás em terra, em 13 setores. Do total foram arrematados 72, distribuídos em sete bacias (Sergipe-Alagoas, Parnaíba, Amazonas, Acre, Paraná, Recôncavo, São Francisco e Parecis), com o maior interesse focando na bacia de Sergipe-Alagoas.

## **RESERVATÓRIOS NÃO CONVENCIONAIS NO PARÁ**

No estado do Pará, dados disponíveis junto à ANP mostram que a Bacia do Amazonas de idade paleozoica e cobertura cretácea-terciária, apresenta interesse potencial para gás em folhelho, conforme a oferta na 12ª Rodada de Licitações. No caso da indústria mineral paraense, que está em busca da verticalização da produção, a atenção está particularmente voltada para a Formação Monte Alegre (Carbonífero Médio) e o seu potencial para gás. Em hipótese, o potencial para gás das áreas em desenvolvimento na Bacia do Amazonas chega aos 71 bilhões m<sup>3</sup>. Este trabalho visou avaliar a contribuição que este depósito pode ter na economia e indústria do estado do Pará.

## **METODOLOGIA**

A realização deste trabalho se deu, inicialmente, pela compilação de dados de publicações nacionais e internacionais sobre o tema gás em folhelho. Estes dados foram complementados pela avaliação do potencial regional, expresso durante a 12<sup>o</sup> Rodada de Licitações, promovida pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) e a definição das potenciais contribuições de possível implantação no Pará e na Região Norte como um todo.

## **RESULTADOS**

### **RESERVATÓRIOS NÃO CONVENCIONAIS E O MEIO AMBIENTE**

Apesar do potencial dos reservatórios não convencionais, a preocupação ambiental tem sido constante na exploração de gás em folhelho. A principal técnica empregada é a de fraturamento hidráulico, a qual consiste em explosões controladas e injeção de água, areia e substâncias químicas sob alta pressão com o objetivo de fraturar o folhelho e liberar o gás (Carvalho et al. 2006). No Brasil, a Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência (SBPC) e a Academia Brasileira de Ciências (ABC) pediram a suspensão da licitação para a exploração de gás em folhelho. No texto alegam que necessitam de conhecimento petrográfico, estrutural e geomecânico das rochas, além de seus possíveis impactos ambientais, os quais poderão superar os ganhos sociais (Carvalho et al. 2006). Uma das maiores preocupações na utilização deste método se concentra na Bacia do Paraná e no Aquífero Guarani, a maior fonte de água doce da América do Sul, devido à possibilidade de contaminação do lençol freático. Tal técnica é proibida em alguns países, como a França.

No entanto, alguns autores afirmam que a utilização do gás de folhelho em detrimento do carvão possibilita uma alternativa energética que diminua a liberação de dióxido de carbono e demais gases estufa para a atmosfera (Clarkson et al. 2012). O impacto desta substituição seria facilmente sentido em regiões populosas que ainda utilizam carvão em larga escala, como a China e a Índia.

### **NÃO CONVENCIONAIS E O PARÁ**

No Pará, a sequência siliciclástica-carbonática da Formação Monte Alegre apresenta um potencial considerável para a produção de gás, pois se localiza próximo à Formação Barreirinhas, a provável geradora. Os reservatórios da Formação Monte Alegre, de idade carbonífera, são considerados como os principais da bacia do Amazonas. Sua distribuição é uniforme por toda a bacia, com espessura variando de 80m até 140m no depocentro (Dignart & Vieira 2008). Para as atividades mineradoras, que representam a maior fração do PIB paraense e que enfrentam a instabilidade do mercado externo e buscam a ampliação dos mercados consumidores, um possível aumento na oferta de energia permitiria a implantação de novas indústrias, o refinamento da produção e verticalização industrial. Neste sentido, a disponibilidade de gás no território paraense pode resolver grande parte destes problemas e abrir novos caminhos para o setor na região Norte.

## **CONCLUSÕES**

O desenvolvimento exploratório da Formação Monte Alegre pode vir a representar avanços no Pará em termos econômicos e industriais. A exploração destes depósitos permitirá a resolução de algumas dificuldades relacionadas à economia no estado, as quais se estendem por muitos anos, como a dependência de mercados consumidores específicos e instabilidades inerentes ao mercado. Além disso, o aproveitamento do gás de folhelho pode conduzir ao aumento no fornecimento de energia, o que tem influência direta na atração de novas indústrias, verticalização da produção, aumento da renda e melhorias socioeconômicas locais.

## REFERÊNCIAS

BURWEN, J.; FLEGAL, J.; 2013. **Unconventional gas exploration e production – case studies on the government’s role in energy technology inovation**. American Energy Council.

CARVALHO, R. D. S.; ROSA, A. J.; XAVIER, J. A. D.; 2006. **Engenharia de Reservatórios de Petróleo**. Interciência.

CHEADLE, B. A.; 2012. **Systemic reservoir characterization of organic-rich mudstones**. Recovery CSPS Convention, Ontario.

CLARKSON, C. R.; JENSEN, J. L.; CHIPPERFIELD, S.; 2012. **Unconventional gas reservoir evaluation: what do we have to consider?** - Journal of Natural Gas Science and Engineering, 8: 9 – 33.

CORADESQUI, S.; SANTOS, P.R.D.; 2013. **Análise de Viabilidade Econômica da Produção de Shale Gas: Um Estudo de Caso em Fayetteville**.

DIGNART, A.; VIEIRA, J.R. 2008. **Bacia do Amazonas**. Décima Rodada de Licitações. ANP. 53p.

STEVENS, P.; 2010. *The Shale Gas Revolution: Hype and Reality*. London: Chatham House.

# CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA DE Sr E HIDROGEOQUÍMICA DOS SISTEMAS AQUÍFEROS BARREIRAS E PIRABAS SUPERIOR NOS MUNICÍPIOS DE CASTANHAL E SANTA MARIA DO PARÁ (PA)

Igor Rafael Furtado da Silva<sup>1</sup>; Marco Antonio Galarza<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>PPGG, IG-UFPA

<sup>2</sup>Laboratório de Geologia Isotópica, PPGG, IG-UFPA  
[igorsilva@ufpa.br](mailto:igorsilva@ufpa.br)<sup>1</sup>    [antogt@ufpa.br](mailto:antogt@ufpa.br)<sup>2</sup>

## INTRODUÇÃO

Investigações hidrogeológicas na Região Metropolitana de Belém e suas adjacências têm sido realizadas objetivando a caracterização das águas dos principais sistemas aquíferos existentes, além de avaliar a possibilidade de mistura entre estes aquíferos por meio de sistemas de falhas e fraturas juntamente com o grau de vulnerabilidade a que estes estão sujeitos em relação à ação antropogênica. Paralelamente às investigações hidrogeoquímicas, estudos utilizando a assinatura isotópica de estrôncio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) em águas subterrâneas têm sido realizados objetivando caracterizar as fontes de Sr para cada sistema aquífero, suas histórias geoquímicas e o potencial de mistura de águas entre eles. Dessa forma, foram realizados estudos da composição isotópica de estrôncio, bem como análises hidrogeoquímicas nas subáreas de Castanhall e Santa Maria do Pará, visando à caracterização desses sistemas aquíferos, além da detecção de eventuais misturas caso nelas ocorram.

## METODOLOGIA

Os procedimentos de coleta de campo foram realizados com base no guia nacional de coletas e preservação de amostras (ANA 2011). As coletas de amostragens foram feitas em regime bimestral desde Janeiro-Fevereiro a Novembro-Dezembro de 2013 caracterizando um ciclo hidrológico completo contemplando os meses chuvosos e meses de estiagem. Foram determinados parâmetros físicos, físico-químicos *in situ* (temperatura, condutividade elétrica, pH e sólidos totais dissolvidos) e as assinaturas isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 12 amostras de poços dos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas. Os parâmetros físico-químicos Fe Total, Alcalinidade Total e Sílica foram gerados no laboratório de Hidroquímica por meio das metodologias recomendadas pela APHA (1995) e ANA (2011). As concentrações de cátions ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Ca}^{2+}$ ) e ânions ( $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  e  $\text{SO}_4^{2-}$ ) foram determinadas por cromatografia líquida utilizando-se um cromatógrafo de íons DIONEX DX-120. As análises isotópicas de  $\text{Sr}^{+2}$  foram feitas conforme a metodologia utilizada por Bordalo *et al.* (2007) sendo as leituras das amostras realizadas no espectrômetro de Massa (Inductively Coupled Plasma Massspectrometry – ICP-MS, Modelo Neptune) da Universidade Federal do Pará.

## RESULTADOS

Os resultados hidrogeoquímicos revelaram características distintas entre os sistemas aquíferos estudados, destacando-se os seguintes parâmetros pH (3,52 a 5,97 no Sistema Barreiras; 6,17 a 6,60 no Sistema Pirabas Superior), Condutividade Elétrica (45,50 a 193,90  $\mu\text{S}/\text{cm}$  no Barreiras; 133,80 a 194,70  $\mu\text{S}/\text{cm}$  no Pirabas Superior),  $\text{HCO}_3^-$  (até 32,88 mg/L no Sistema Barreiras; 89,10 a 117,15 mg/L no Sistema Pirabas Superior),  $\text{Cl}^-$  (3,87 a 40,50 mg/L no Barreiras; 3,33 a 6,32 mg/L no Pirabas Superior),  $\text{Na}^+$  (1,00 a 18,55 mg/L no Sistema Barreiras; 1,35 a 2,55 mg/L no Sistema Pirabas Superior),  $\text{Mg}^{2+}$  (até 1,26 mg/L no Barreiras; 2,03 a 2,81 mg/L no Pirabas Superior),  $\text{Ca}^{2+}$  (até 5,14 mg/L no Barreiras; 21,30 a 27,38 mg/L no Pirabas Superior) e  $\text{Sr}^{2+}$  (0,0065 a 0,0874 mg/L no Barreiras; 0,2129 a 0,2679 mg/L no Pirabas Superior).

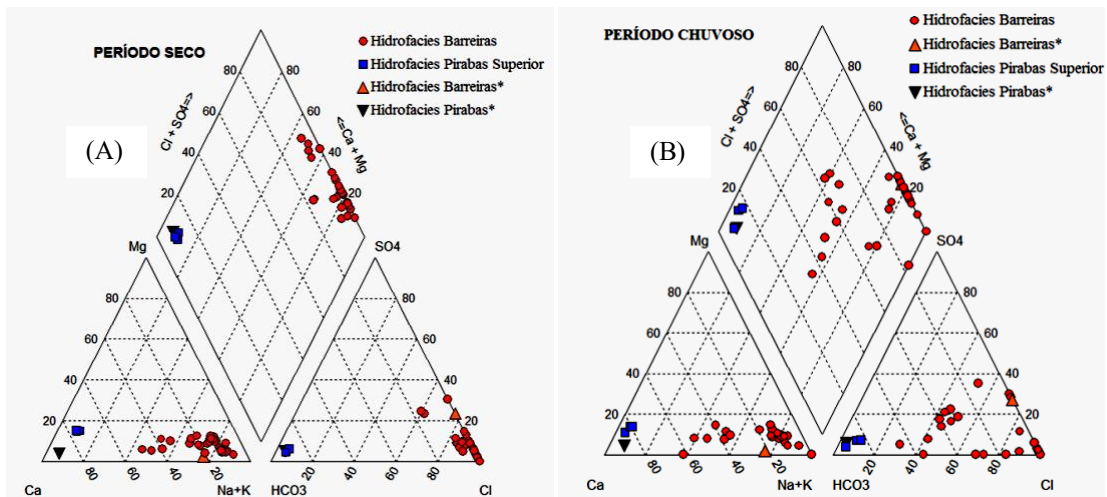


Figura 1 – Diagrama de Piper dos poços amostrados. (A) Período Seco. (B) Período Chuvoso.

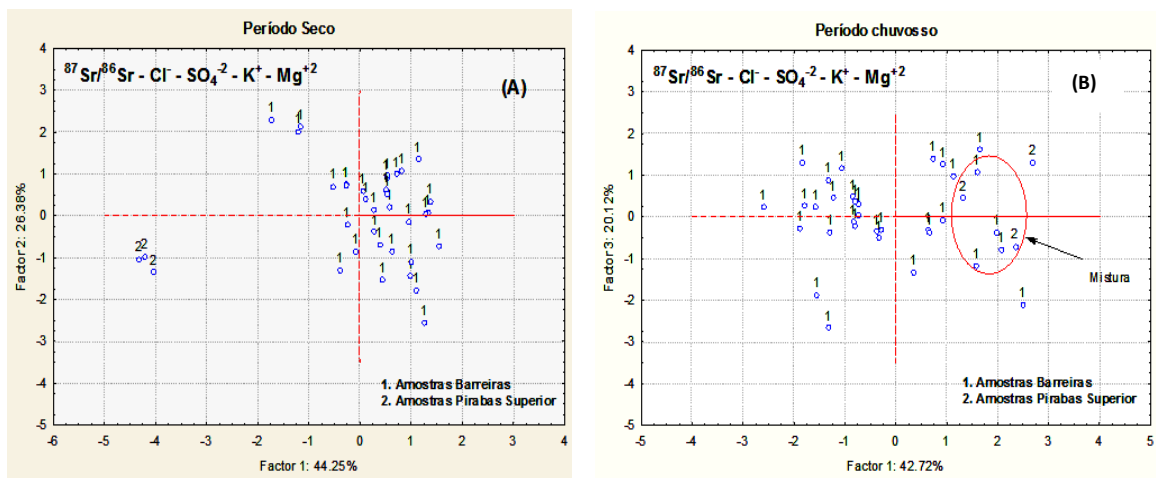


Figura 2 – Diagrama de Schöller dos poços amostrados. (A) Período Seco. (B) Período Chuvoso

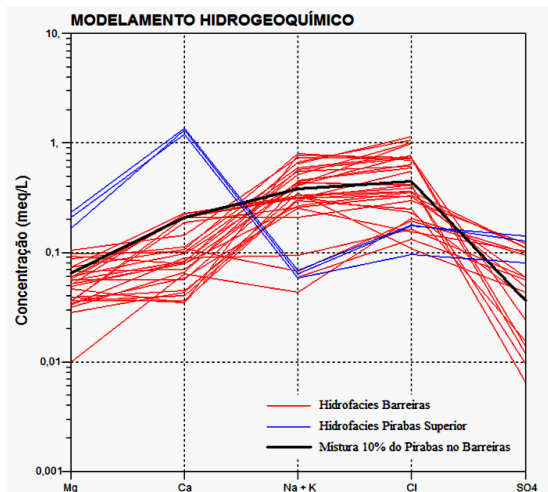


Figura 3 - Modelamento Hidrogeoquímico de 10% do sistema Aquífero Pirabas Superior no Barreiras.

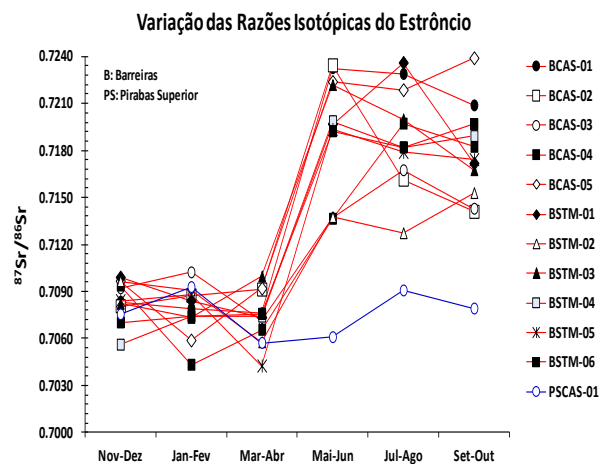


Figura 4 - Variação das razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  nos sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior.

Os resultados hidrogeoquímicos dos principais cátions e ânions nos períodos seco e chuvoso são apresentados nos diagramas de Piper (Fig. 1). Os dados da análise de PCA também para estes períodos são mostrados na Figura 2. O modelamento geoquímico para

mistura de águas entre os sistemas aquíferos estudados utilizando as variáveis pH,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  é apresentado no diagrama de Schöller (Fig. 3). O comportamento das razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  durante o ciclo anual são apresentadas na Figura 4.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Os valores do pH para as amostras do Aquífero Barreiras mostraram valores variáveis e ácidos. Estes valores refletem a liberação de  $\text{H}^+$  a partir da dissolução de ácidos orgânicos produzidos pela decomposição da matéria orgânica nos solos da região amazônica e, principalmente na forma de Ácido Silícico ( $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 9\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 2\text{Na}^+ + 2\text{HCO}_3^- + 4\text{H}_4\text{SiO}_4$  (Matta 2002; Oliveira Filho & Galarza 2013). Já a amostra do sistema Pirabas Superior foi fortemente influenciada pela elevada presença de bicarbonato, originado a partir da dissolução de rochas carbonáticas, principalmente pela dissolução do mineral calcita ( $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$ ).

Os valores da Condutividade Elétrica nas amostras do sistema Barreiras apresentaram pouca variação quanto à sazonalidade, mas tiveram uma variação expressiva de forma espacial. Tal fato evidencia a presença de ambientes altamente lixiviados onde houve a migração de elementos maiores ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Ca}^{2+}$ ) para as águas subterrâneas deixando estes ambientes com características ácidas, com forte presença de alumínio e ferro (Bahia *et al.* 2008). A amostra do sistema Pirabas Superior apresentou valores maiores que as do Barreiras, revelando uma água mais mineralizada, resultante da diferença do tempo de percolação entre estes aquíferos sendo a água do sistema Pirabas mais antiga (concordando com Oliveira Filho 2012). Os valores de STD seguiram tendência semelhante aos valores da Condutividade Elétrica.

A partir da análise dos diagramas de Piper (Fig. 1) verificou-se que, nas amostras de água do sistema Barreiras predominou a fácies  $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ . Isto é o resultado, principalmente, da forte contribuição do input atmosférico de água meteórica nestes poços, característica marcante no Aquífero Barreiras (Matta 2002; Paranhos 2010; Oliveira Filho & Galarza 2013). Já para a amostra do sistema Aquífero Pirabas Superior predominou a fácies  $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$ , sendo esta, resultado da interação destas águas com as rochas da Formação Pirabas. As amostras do Aquífero Barreiras apresentaram a seguinte tendência iônica:  $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$  para os cátions e  $\text{NO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$  para os ânions. A concentração química dos cátions é controlada pelo intemperismo de minerais feldspáticos como a anortita ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) e também a albita ( $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) que, sofrendo a ação da hidrólise são fragmentados gerando a Caulinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ), argilomineral muito encontrado no Aquífero Barreiras (Teixeira *et al.* 2000; Oliveira Filho & Galarza 2013). A amostra PSCAS-01, representativa do Sistema Aquífero Pirabas Superior apresentou a tendência iônica  $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$  para os cátions e  $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$  para os ânions. Os cátions são resultantes da dissolução de minerais como Calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) e Dolomita ( $\text{CaCO}_3, \text{MgCO}_3$ ) que são disponibilizados para este sistema aquífero através da interação desta águas com as rochas da Formação Pirabas.

Os resultados isotópicos (Fig. 4) no período seco mostraram que as amostras do sistema Aquífero Barreiras (0,712716 a 0,723881) são mais radiogênicas que a amostra PSCAS-01 (0,706080 a 0,709063), representativa do Sistema Aquífero Pirabas Superior. Elas refletem a influência do litotipo no qual elas circulam, sendo estas de origem continental (0,7163 a 0,8240, crosta continental superior, Goldstein & Jacobsen, 1988; 0,71327 a 0,74683, sedimentos em suspensão dos rios da Bacia do Amazonas, Allègre *et al.* 1996; 0,727492, rocha da Formação Barreiras, Oliveira Filho & Galarza 2013). Já a amostra de água do Aquífero Pirabas Superior é menos radiogênica evidenciando a origem marinha das rochas da Formação Pirabas por onde ela circula, mostrando valores para a razão isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  semelhantes a da água do mar (0,709172; Hodell 1990), ao valor médio da amostra do Furo



do Chato (0,709180, influência marinha, Bordalo 2007) e das assinaturas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,708696) dos macrofósseis da Formação homônima, Belúcio (2001).

Durante o período chuvoso ocorreu o processo de homogeneização das razões isotópicas dos sistemas aquíferos em estudo. Nas amostras do sistema Aquífero Barreiras houve uma significativa diminuição das razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de uma média de 0,718630 para uma faixa de 0,704239 a 0,710218, ficando estes valores semelhantes aos encontrados nas águas do Sistema Aquífero Pirabas Superior (Fig. 4). Esta diminuição expressiva é explicada pela interação das águas deste aquífero com a água da chuva cuja razão está em torno de 0,705316 (Oliveira Filho & Galarza 2013) e de ações antropogênicas que podem também explicar a grande variação dos valores das razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  neste aquífero.

O resultado do modelamento geoquímico (Fig. 3) sugere que não somente as águas do Sistema Aquífero Barreiras se misturam no Pirabas (Paranhos 2010; Oliveira Filho & Galarza 2013), mas também as águas deste estão se misturando nas águas do Barreiras durante o período chuvoso em um padrão em torno de 10%. Este resultado sugere que as águas do Sistema Aquífero Pirabas Superior estão ascendendo por conectividade hidráulica (falhas) devido à recarga deste aquífero durante o período chuvoso. A Análise de Componente Principal (Fig. 2) também reforça a hipótese de mistura de águas entre os sistemas aquíferos Barreiras e Pirabas Superior no período chuvoso, concordando com Oliveira Filho & Galarza (2013). Durante o período seco se verificam dois grupos distintos e sem interação entre eles (Fig. 2A). Já no período chuvoso se observa a interação entre os dois grupos (Fig. 2B). Logo, os resultados obtidos neste trabalho alertam para a possibilidade de contaminação dos sistemas aquíferos mais profundos, os quais representam a provável alternativa para o abastecimento público da população de Belém e suas adjacências com águas de excelente qualidade em relação à potabilidade para o consumo humano. Portanto, a correta exploração deste recurso ambiental de forma planejada e sustentável acarretará a conservação de sua quantidade e qualidade para as presentes e futuras gerações.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- APHA - American Public Health Association. 1995. Standard methods for the examination of water and wastewater. Washington. *American Public Health Association*. 19th ed., 140 p.
- ANA – AGENCIA NACIONAL DE AGUAS 2011. Guia de coleta e preservação de amostras: água, sedimento, comunidades aquáticas e efluentes líquidos. São Paulo-SP, CETESB. 326p.
- Bahia V., Fenzl N., Morales G.P. 2008. Caracterização da qualidade das águas subterrâneas da bacia hidrográfica do Utinga/Belém (PA) - a partir de dados hidrogeoquímicos. Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 15, ABAS, p. 1-20.
- Belúcio E.F. 2001. Estudo da razão isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em macrofósseis da formação Pirabas, nordeste do estado do Pará. Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 58p.
- Bordalo A.O., Moura C.A.V., Scheller T. 2007. Determinação da Composição Isotópica de Estrôncio em Águas Naturais: Exemplos de sua Aplicação em Águas Subsuperficiais da Zona Costeira na Região Bragantina - PA. *Química Nova*, **30**: 821-827.
- Goldstein S.L., Jacobsen S.B., 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **87**: 249-265.
- Matta, M.A.S. 2002. Fundamentos Hidrogeológicos para a Gestão Integrada dos Recursos Hídricos da Região de Belém/Ananindeua – Pará, Brasil. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, UFPA. 292p.
- Oliveira Filho O.B.Q & Galarza M.A. 2013. Investigação de Mistura de Águas entre o Sistema Barreiras e Pirabas com base na assinatura Isotópica de Estrôncio (Sr) e Hidrogeoquímica em Ananindeua, Belém e Backgrounds comparativos nos Municípios de Benevides e Capanema (PA). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **8**, 22p.
- Paranhos, P.F. 2010. Caracterização Hidroquímica do Sistema Aquífero Pirabas em Icoaraci, Região Metropolitana de Belém – Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 94p.
- Teixeira W., Toledo M.C.M. de, Fairchild T.R., Taioli F.(Orgs.). 2000. Decifrando a Terra. São Paulo, Oficina de Textos, 568 p.

## ALKALINE PORPHYRY COPPER DEPOSITS AND IOCG – WHAT IS THE LINK?

Noevaldo A. Teixeira.<sup>1</sup>; Carlos E. Ganade,<sup>1</sup>; Fernando M. V. Matos<sup>2</sup>; Leandro Duarte Campos.<sup>1</sup>; Marco Tulio Naves de Carvalho<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geological Survey of Brazil, noevaldo.teixeira@cprm.gov.br;

<sup>2</sup>Vale S.A.

### ABSTRACT

The geotectonic setting (cratonic or back-arc) of IOCG deposits, and the nature of their associated magmas is not consensual. Alkaline porphyry deposits and IOCG's show the same high temperature Na-Ca alteration and both occur in extensional tectonic settings. These two similarities contribute to the definition of the IOCG's source magmas. Magmas and volatiles extracted from the asthenosphere are able to metasomatise and fertilize the SCLM (Sub-continental Lithosphere Mantle) at specific depths (metasome). The metasomes are mantle portions enriched in Fe<sup>+3</sup>, Ti, K, Nb, C, H, Cl, F, Cu, Ni, P, LREE, U, Th, Na and LIL. The metasomatism in the mantle occurs when the C-O-H peridotite solidus curve intercepts the cratonic geotherm. The IOCG deposits result directly from extensional periods in the SCLM (rifting), associated with partial melting of the metasome and the production of alkaline magmas rich in volatiles (O-H-C-S-CL-F). These melts are rich in compatible and incompatible elements and rarely reach the upper portions of the crust. In general the copper porphyry and IOCG deposits have more differences than similarities.

### INTRODUCTION

Iron Oxide Copper Gold (IOCG) deposits are responsible for a significant portion of the World's Cu, Au and U production. Although these deposits present some similarities with skarns and magnetite-hematite-group deposits they are distinguished as an unique deposit type mainly by the following two features: i) high contents of compatible (Fe, Ni, Mg, Cu, Cr, Co) and incompatible elements (Na, K, F, Cl and REE) and ii) lack of a direct spatial association with igneous rocks. Some IOCG's deposits are considered to be related to back-arc magmatism (Sillitoe 2003; Richards and Mumin 2013), while *bona fide* IOCG formed in an intracratonic or anorogenic setting (Groves *et al.* 2010). Teixeira *et al.* (2009) proposed that the Carajás' IOCG deposits were formed during the evolution of an Archean rift in the SCLM. They argue that the evolution of the underlying cratonic keel provided the ingredients for generating precursor alkaline magmas of IOCG mineralizing fluids, even though no alkaline rocks have been spatially related to mineralization so far. In contrast, Groves *et al.* (2010) proposed that the enrichment of the SCLM was due to previously subducted oceanic slabs. We consider that the IOCG deposits are totally different from Cu±Au±Mo magmatic-hydrothermal systems. On the other hand, IOCG's and alkaline porphyry deposits have similar alteration styles (Ca-Na enrichment) and both are positioned in extensional tectonic settings. We use these two similarities not to highlight that IOCG's occur in the same geotectonic settings as alkaline porphyries, but to further constrain the link between IOCG's and alkaline magmatism. We argue that IOCG's are a result of magmatic and metasomatic processes related to thick and cold lithospheric keel.

### IOCG AND PORPHYRY SYSTEMS

Richard and Mumin (2013) argued that the greatest overlap between porphyries and MH-IOCG deposits occurs in postsubduction Au-rich porphyry systems, whose mildly alkaline magmas are generated by partial melting of hydrous amphibole-rich residues of earlier arc magmatism. Such magmas would be S-poor relative to arc magmas

because the flux of new sulfur from the subduction zone is no longer present. For authors such differences can be explained primarily by a difference in magmatic sulfur content, specifically the oxidized sulfur ( $\text{SO}_4^{2-}$ ). We consider that the differences between porphyries and IOCG deposits are much more profound resulting from several different characteristics in: i) the geotectonic settings (subduction *versus* intracratonic); ii) the magma's chemical composition (calc-alkaline or mildly alkaline *versus* MMM mantle-metasomatic-magmas, Mitchell 1995) and migration dynamics of the parental magma (shallow *versus* deep); iii) the alteration zones geometry (centered intrusion *versus* dilatational jogs); iv) the composition of the mineralization (Cu-Au-Mo *versus* Cu-Ni-Au-U); and finally v) the relation between mineralization and magmatic body (proximal *versus* distal). Such differences are not as evident when comparing the IOCG deposit with alkaline porphyries (**Figure 1**). There is a clear similarity between the mineralogy and the alteration zones geometry of these two deposit types. These suggest some similarities in tectonic setting and magmatic source for both. They are generated in extension tectonic regimes: back-arc setting in the case of alkaline porphyry and rift setting for the IOCG. Both deposit type present hydrothermal fluids exsolved from alkaline rocks. Nonetheless, it must be pointed out that alkaline rocks and their associated hydrothermal fluids generated in lithospheric edges are different from those generated in thick cratonic lithosphere.

### **IOCG AND MANTLE-DERIVED MAGMAS**

The production of magmas in the SCLM occurs when the peridotite solidus curve intercept the cratonic geotherm due to high  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  activity or to an increase in the temperature (*e.g.* plume). Wyllie (1980) considers that the irreversible ascent of deep magmas is interrupted by physical discontinuities (*e.g.* the bottom of the lithosphere and the base of the crust) and intersection with the thermal maxima in the C-O-H peridotite solidus. The metasome is a mantle region where volatile loss from aborted melts metasomatise the mantle (Haggerty 1986). According to this author the metasome is the source of alkalic, high-redox state melts and incompatible element-rich silicates in kimberlites, lamproites and related alkali-rich rocks. The cratonic keels with cold geotherm would trigger the formation of two metasomatized horizons and one of which capable of yielding MMM magmas (carbonatites, ultramafic lamprophyres, kamafugites) which could be the precursors of mineralizing IOCG fluids.

### **MANTLE METASSOMATISM: SUBDUCTION-DRIVEN VS. PLUME-DRIVEN**

It is well known that convergent settings are the sites of significant mass exchange between the Earth's surface and its interior. They play a significant role in the depletion and enrichment history of the Earth's mantle (Widom *et al.* 2003). Crustal material that escapes fluxing into the mantle wedge overlying subducting slabs may be an important component of geochemically enriched mantle plumes, particularly the LREE budget (Tatsumi 2005). Richards and Munin (2013) suggest that release of sulfate-bearing fluids during prograde metamorphism of subducted oceanic crust is thought to contribute the bulk of sulfur to the metasomatized mantle source of Phanerozoic arc magmas. However, Haggerty (1989) based on studies of mantle xenoliths in cratonic regions have petrologically demonstrated that enrichment in incompatible elements and LREE, forming the classical MARID mineralogy, could be attained by plume interaction. This lithospheric metasomes at 100-60 km depth would partially melt by the rapidly rising of asthenosphere protomelts at the intersection of the dry-peridotite solidus curve, yielding alkaline volatile-rich fluids and melts. Recently, Giuliani *et al.* (2013) provided the first evidence for the occurrence of sulfate-dominated

fluids in the Earth's mantle. Therefore, mantle sulfides may have originated from immiscible sulfide melts that separated from silicate and/or carbonatite melts at mantle depths, from S-bearing C–O–H fluids (Giuliani *et al.*, 2013). Consequently, enrichment in LREE and incompatible elements present in all IOCG deposits can be also a result of plume interaction in cratonic lithosphere rather than enrichment by slab components in sub-arc environments.

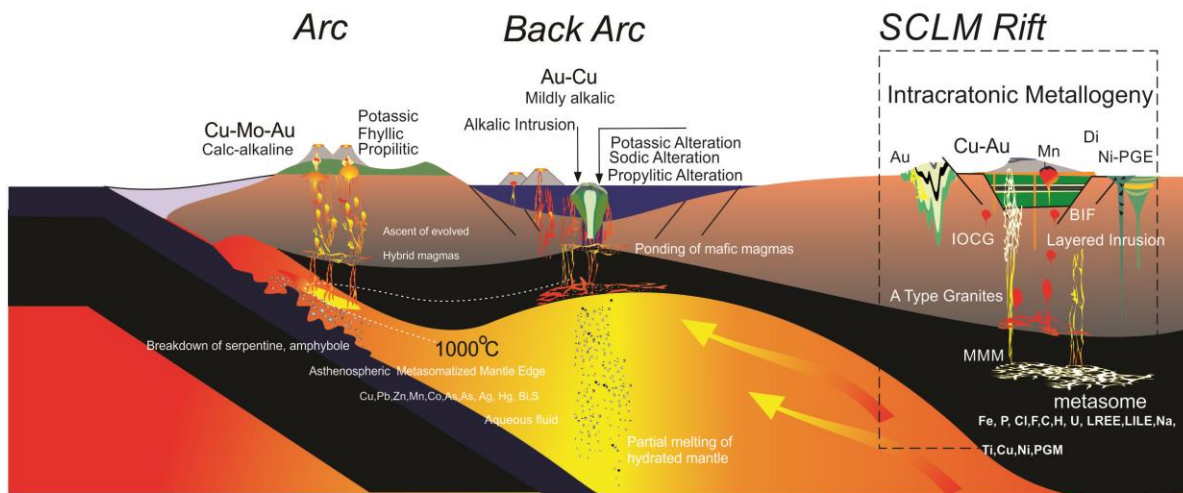
## CONCLUSION

The typical IOCG deposits show no spatial relationships with magmatic bodies of any kind. On the other hand, because these deposits are part of the evolution of a SCLM rift setting, they occur simultaneously with bimodal magmatism and A-type granites. The similarities between alkaline porphyries and IOCG suggest that the IOCG mineralizing fluids can be provided by alkaline magmas generated at the mantelic metasome. Extensional events (*i.e.* rifting) in the SCLM may induce the production of small melting fractions of alkalic nature rich in incompatible and compatible elements. This is the link between alkaline porphyry gold deposits and IOCG deposits. IOCG and mildly alkaline porphyry deposits show similar Ca-Na hydrothermal alteration establishing a genetic link between them.

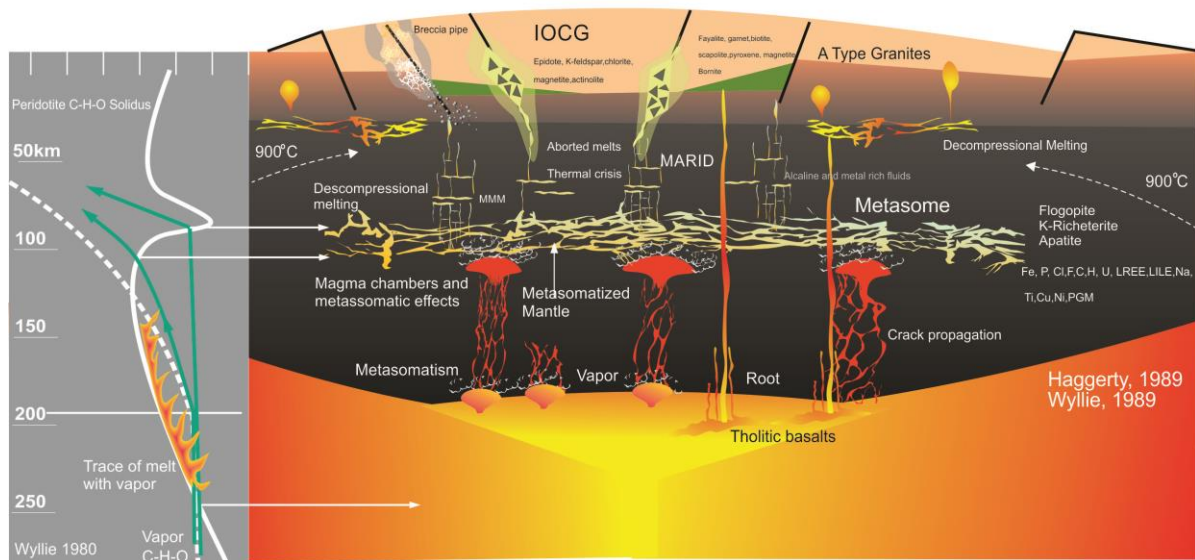
## REFERENCES

- Giuliani A., Phillips D., Fiorentini M. L., Kendrick M.A., Maas R., Wing B.A., Woodhead J.D., Bui T.H., Kamenetsky V.S. 2013. Mantle Oddites: A sulfate fluid preserved in a MARID xenolith from the Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa). *Earth and Planetary Science Letters*, 376:74-86.
- Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, 105:641-654.
- Haggerty S.E. 1986. Diamond genesis in a multiply-constrained model. *Nature* 320:34-38.
- Mitchell R.H. 1995. *Kimberlites, Orangeites and Related Rocks*. New York, London Premium Press. 410 pp.
- Richards J.P., Mumin A.H. 2013. Magmatic-hydrothermal processes within an evolving earth: Iron oxide-copper-gold and porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Geology*, 41(7):767-770.
- Sillitoe R.H. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, 38:787-812.
- Tatsumi Y. 2005. The subduction factory: how it operates in the evolving earth. *GSA Today*, 15(7):4-10.
- Teixeira N.A., Freitas-Silva F.H., Corrêa C.R.A., Rosa, W.D., Oliveira J.K.M. de, Rosendo O.S.C., Pinheiro Jr. V. 2009. Evolução geológica e mineralizações primárias da Província Mineral de Carajás. III Simp. Bras. Metalogenia, Gramado, RS.
- Widom E., Kepezhinskas P., Defant M. 2003. The nature of metasomatism in the sub-arc mantle wedge: evidence from Re-Os isotopes in Kamchatka peridotite xenoliths. *Chemical Geology*, 196:283–306.
- Wyllie P.J. 1980. The origin of kimberlite. *Journal of Geophysical Research*, 85:6902-6910.

# Porphyry and IOCG Deposits - Geotectonic Setting



## IOCG Deposits - Geotectonic Setting SCLM Rift



**Figure 1:** Geotectonic setting and metallogeny for porphyry and IOCG deposits at Arc, Back-arc and Intracratonic environment.

## PORPHYRY OR NOT PORPHYRY: THAT'S NOT THE ONLY QUESTION

Noevaldo A. Teixeira<sup>(1)</sup>, Leandro D. Campos<sup>(1)</sup>, Marco T. N. de Carvalho<sup>(1)</sup>, Lys M. Cunha<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Geological Survey of Brazil

### ABSTRACT

Tapajós (PA) and Alta Floresta (MT) gold areas form one large (1,900 km long and 280 km wide) Paleoproterozoic gold province named Tapajós – Alta Floresta Gold Province (TAFGP). Gold deposits from the TAFGP are divided into two major groups: (1) Epithermal and pluton-related high grade quartz vein deposits  $\pm(\text{Zn-Pb-Cu-Fe})$  with restricted sericite, chlorite and carbonate alteration; and (2) Low grade disseminated deposits  $\pm(\text{Ag-Bi-Te-Pb-Zn})$  with “phyllitic” fault-controlled alteration (muscovite-quartz-pyrite) and strong to moderate silicification. Early k-feldspar alteration is pervasive and not related to gold grades. TAFGP deposits are not porphyry-type or intrusion related *strictu sensu* gold deposits. Additionally, TAFGP gold deposits are not related to subduction zones. Seismic tomography revealed that the TAFGP sits over a rifted SCLM keel (Amazon archaean craton). TAFGP gold deposits represent a new type of gold mineralization related to intracratonic A-type volcanic-subvolcanic-plutonic system generated by large underplate-plume Paleoproterozoic event.

### INTRODUCTION

The Tapajós and Alta Floresta regions are responsible for the majority of the Brazil's recent gold production. Despite of the mineral importance of the area basic geological and geochronological knowledge is still poorly developed. Several different deposit types have been inaccurately described at the TAFGP (e.g. porphyry, epithermal, orogenic, intrusion, related). Part of the difficulty of classifying such deposits comes from the complexity and uncertainties of classical definitions. For example, defining an orogenic gold system requires a previous definition of the regional geotectonic setting. Although a correct categorization of TAFGP mineral deposits may be fundamental for both scientific and industry communities, it should be considered that currently known deposit models may not meet particular characteristics and features of the TAFGP. Thus, the need to use current models may be hindering the identification of new gold deposit types at the TAFGP.

It is undeniable that recent academic studies conducted on the TAFGP deposits have contributed to advance on the understanding of the gold and polymetallic veins province. However, operational difficulties of working on the Amazon region together with the lack of good exposures contribute to the absence of major mineral discoveries. Most of the scientific and exploration work carried out in the area is limited to high grade artisanal mining sites. This fact can explain the large amount of vein-hosted deposits described when compared to documented disseminated low grade mineralization. The characterization of V3 in Tapajós as high sulfidation epithermal deposit by Juliani (2002) opens new possibilities for the understanding of the TAFGP mineralizations. The characterization of porphyry copper deposits in the TAFGP followed, almost compulsorily, this epithermal definition (Jacobi 1999, Juliani *et al.* 2014). This work provides a review of the mineralization characteristics and proposes a distinct interpretation for the TAFGP deposits.

### TAPAJÓS-ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE (TAFGP)

Biondi (2003) understands that Tapajós (PA), Alta Floresta (MT), Uaimiri (AM) and Parima (RR) gold areas are one large (1,900 km long and 280 km wide) metallogenic and petrologic provinces with different ages. In the Tapajós region, three main types of gold mineralization can be described: (1) Compressional shear veins associated to the Jacareacanga and Cuiú-Cuiú units with restrict sericite, carbonate and chlorite alterations (Espírito Santo, Bom Jesus, Pepeu, Chico Torres, Jerimum de Cima). These mineralizations are not

considered as orogenic gold type (Assunção and Klein 2014), although Jacareacanga and Cuiú-Cuiú units seems to be related to orogenic events; (2) Extensional epithermal high grade quartz veins with comb texture and adularia indistinctly hosted by the three plutonic-volcanic sequences: Creporizão-Riozinho, (2,000 to 1,968 My), Parauari-Moraes de Almeida, (1,898 to 1,880 My) and Maloquinha-Iriri (1,890 to 1,864 My) (e.g. Carneirinho, Goiano, Pison, Abacaxis); and (3) High sulfidation low grade gold deposits (e.g. V3). Two gold mineralizing events have been documented (1.95 and 1.88 Gy, Assunção and Klein 2014). The youngest is probably related to the calc-alkaline Parauari ( $\pm$  alkaline Maloquinha) granitoid suite (Coutinho 2008).

In the Alta Floresta region, gold mineralization shows the same characteristics of those in the Tapajós area, except by slightly younger ages (1,70 Gy, Xavier et al., 2013). There are two main types of gold mineralization in the Alta Floresta area: (1) Small disseminated and structurally-controlled Au  $\pm$  Cu -(Bi, Te, Ag, Mo) deposits associated to pervasive silicification and sulphidation; and (2) Structurally-controlled vein-type Au + Zn + Pb  $\pm$  Cu deposits. Both deposit types are hosted in oxidized I-type, calc-alkaline to sub-alkaline, medium to high K, metalluminous to slightly peraluminous granites (Assis 2015). Additionally, Serrinha and Juruena deposits have been considered as porphyry type sited in volcanic arc setting (**Figure 01**).

## **GEOTECTONICS OF THE TAPAJÓS – ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE**

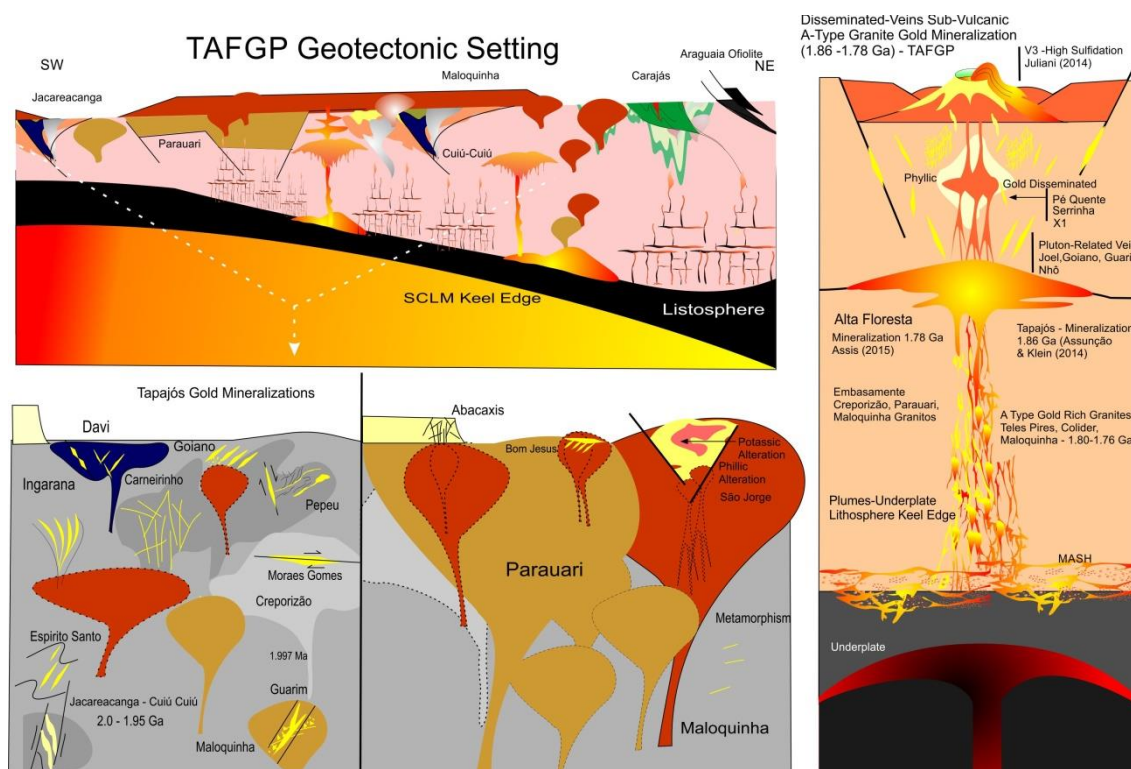
Seismic tomography (Assunção *et al.* 2013) revealed that the Central Amazon Province is located over thick (>150 km) lithospheric keel. Conversely, the TAFGP occurs where seismic velocities ( $v_p$ ) attenuate at depths of less than 100 km indicating the presence of a thinner lithosphere. TAFGP mineralization is hosted by Creporizão, Parauari, Maloquinha, Iriri, Matupá, Nhandú, Juruena, Paranaíta, Colider plutonic-volcanic sequences. They cover an area of approximately two million km<sup>2</sup> forming an extensive intra-continental anorogenic magmatic event. The Amazon keel show evidences of deep fertilization and to have been rheologically weakened during the Paleoproterozoic, allowing infiltration of magma and hydrothermal fluids at the edge of the Amazon Craton. The TAFGP geological framework seems to be a consequence of intracratonic magma underplating not related to the formation of convergent margin plate. Although Juliani (2014) considered that the TAFGP would have evolved under a continental arc setting during the Paleoproterozoic, we consider that TAFGP is the result of an intra-continental magmatism at the edge of a rifted SCLM keel. The large majority of felsic magmas, and its huge volume (2000 km<sup>2</sup>), can be explained by a megaplume impact.

### **Is it Porphyry, Is It Not Porphyry?**

The mineralization described in Alta Floresta and Tapajós as porphyry-type (Moura 1998; Juliani *et al.* 2014) does not fit in any conventional style of magmatic-hydrothermal disseminated gold deposits. This should not be an exploration concern as the discovery of new types of mineral deposits is possible to happen at any time. As a distinct feature of the porphyry-type deposits, we can mention: (1) The absence mineralized sinuous A-type veins; (2) Au mineralization is hosted in magnetite-destructive pyrite-rich phyllic alteration rather than in magnetite-constructive pyrite-poor potassic alteration; (3) Pphylic alteration is carbonate-rich and is not associated to D-type veins; (4) The presence of spiky high gold grades instead of long and sustained low grade intersections; (5) No sulphates are present (anhydrite, gypsum); (6) Some of the mentioned deposits do not show porphyry type fluid inclusion (>25% NaCl); and (7) Fluids are CO<sub>2</sub> rich (Espada 2015).

Disseminated gold mineralization from Alta Floresta region displays strong phyllic alteration envelope (sericite+quartz+pyrite) spatially and genetically related to acid porphyritic dykes. This intrusive rocks display granophyric texture indicating that their

emplacement occurred at shallow crustal levels. TAFGP deposits show three main differences from typical porphyry-type gold mineralization: (1) Geotectonic setting in which they are located; (2) Type and sources of magmas; and (3) Volcanism dynamics. Fluids responsible for the formation of gold and polymetallic mineralization at Alta Floresta were exsolved from underplated magmas on a rifted cratonic margin, more likely associated to a megaplume impact than to slab subduction. This may be the reason for the absence of calc-alkaline granites and low base metal endowment. The initial metallic content of magmas is directly related to their source and to processes such as metasomatism of the mantle by subducted ocean plate, mantle partial melting, fractionation and assimilation. Metal partition towards fluid phase depends on factors such as oxygen fugacity and magma composition. Volatile rich fluids are necessary for efficient metal transport, hydraulic brecciation and hydrothermal alteration. The sum of factors such as enriched sources, efficient metallic concentration, transport and deposition conditions are essential for the formation of world class deposits. Some of these factors were not identified in the TAFGP.



**Figure 01:** Geotectonic setting of the TAFGP and gold mineralization styles.

## CONCLUSION

Discussions about formation conditions of a large mineral province such as the TAFGP may not be restricted to mineral deposit typology or whether classical porphyry-type mineralization is present or not. Nonetheless, recognizing regional and local control of the mineralization, as well as their specificities regarding the current models, may bring a sound contribution to the ongoing exploration programs. On the other hand, metallic endowment is directly related to mantle-crustal scale geological processes. Defining which geotectonic process was responsible for the formation of the TAFGP has a direct impact on the selection of exploration strategies and new mineral discoveries. We conclude that the TAFGP mineralizing fluids originated from magmas generated by underplate in thick SCLM keel



rifting. There is no evidence for oceanic plate subduction during the TAFGP mineralizing events (1.88 and 1.78 Ga). The several small gold deposits (<2 million ounces) from the TAFGP should be considered to represent a new deposit type. The gold deposits from the TAFGP has the following characteristics: (1) Disseminated gold in phyllic alteration envelope, associated to acid subvolcanic dikes and plugs; (2) Massive quartz veins and stockworks with epizonal to mesozonal tectonic fabrics and restrict wall rock alteration  $\pm$ (adularia, sericite, k-feldspar, chlorite); and (3) Spatial and temporal association to A-type granites. The gold system from the TAFGP is not related to neither subduction processes (Porphyry-type) nor S-type granites (Intrusion related).

#### **ACKNOWLEDGEMENTS**

Authors thank Eugenio Espada for encouraging, and innumerous contributions to this paper.

#### **REFERENCES**

Assumpção M., Feng M., Tassara A. 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609:82-96.

Assis R.R. 2015. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazonico: Litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas, 363 p.

Assunção e Klein (2014) The Moreira Gomes deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield: Fluid inclusions stable isotope constraints and implications for the genesis of granite-hosted gold mineralization in the Tapajós Gold Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 49:85-105

Biondi J.C. 2003. *Processos Metalogenéticos e os Depósitos Mineraiis Brasileiros*. São Paulo, Oficina de textos. 528 pp.

Coutinho (2008) *Província mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsual para ouro em SIG*. CPRM, 375 p.

Jacobi, P. (1999) The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 29 (2):277-279.

Juliani *et al.* (2014) Metalogênese da Província Tapajós. In: Silva, M.G.; Rocha Neto, M.B.; Jost, H.; Kuyumjian, R.M. (org) *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*, pp.229-268. CPRM, Belo Horizonte.

Espada E. 2014. *Curso sobre mineralizações em pórfiros*. CPRM, Belo Horizonte.

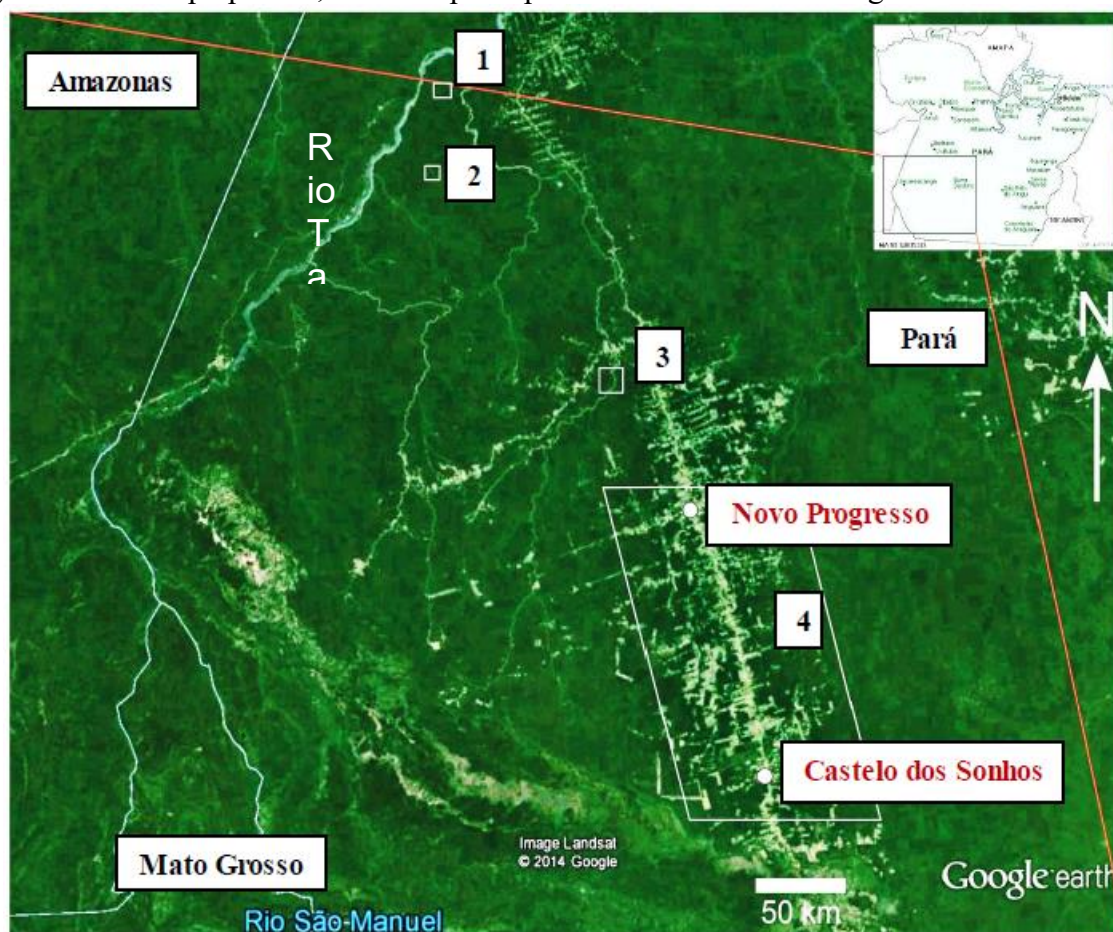
# MINERALIZAÇÕES *HIGH- E LOW-SULFIDATION* E DO TIPO PÓRFIRO NA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS

Carlos Mario Echeverri-Misas <sup>1,2</sup> ([carlosma99@yahoo.com](mailto:carlosma99@yahoo.com)), Caetano Juliani <sup>1,2</sup> ([cjuliani@usp.br](mailto:cjuliani@usp.br)), Maria Alexandra Aguja-Bocanegra <sup>1,2</sup> ([maagujab@gmail.com](mailto:maagujab@gmail.com)), Lena V.S. Monteiro <sup>1,2</sup> ([lena.monteiro@usp.br](mailto:lena.monteiro@usp.br)), Cláudia do Couto Tokashiki <sup>1,2</sup> ([claudiatokashiki@usp.br](mailto:claudiatokashiki@usp.br)), Carlos Marcello Dias Fernandes <sup>2,3</sup> ([cmdf@ufpa.br](mailto:cmdf@ufpa.br)), Diego Felipe Gómez Gutiérrez <sup>1,2</sup> ([diegomez656@gmail.com](mailto:diegomez656@gmail.com))

<sup>1</sup> Instituto de Geociências - USP, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia/Geoquímica e Geotectônica, <sup>2</sup> INCT – Geociam. <sup>3</sup> Instituto de Geociências - UFPA

## INTRODUÇÃO

No final do Paleoproterozoico ocorreram na Província Mineral do Tapajós (PMT) eventos magmáticos predominantemente félsicos que resultaram na formação de rochas plutônicas, sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas agrupadas genericamente sob a denominação do Grupo Uatumã (Pessoa *et al.* 1977), interpretadas como geradas em arcos magmáticos continentais formados entre ca. 2,0 e 1,88 Ga (Juliani *et al.* 2013). Às vulcânicas e vulcanoclásticas se associam mineralizações epitermais *high-, intermediate- e low-sulfidation* e do tipo pórfiro, sendo as principais delas destacadas na Figura 1.



**Figura 1.** Mapa de localização das mineralizações magmáticas-hidrotermais na porção Sul da Província Mineral do Tapajós. (1) V6 ou Chapéu do Sol (low-sulfidation); (2) V3 ou Botica Velho (high-sulfidation); (3) Pórfiro do Palito; (4) Castelo dos Sonhos/Novo Progresso.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A mineralização epitermal *high-sulfidation* de Au-(Ag), denominada V3 ou Botica Velho, identificada por Juliani *et al.* (2005), hospeda-se em *pipes* de brechas hidrotermais em rochas vulcânicas pós-caldeira que compõem um vulcão anelar composto. O complexo vulcânico formou-se sobre granitos da Suíte Intrusiva Parauari e é composto por derrames, diques e vulcanoclásticas do Grupo Iriri, incluindo riolitos porfiríticos, dacitos, ignimbritos, lapilli-tufos, tufos (soldados, de cinzas e de cristais), brechas e aglomerados vulcânicos. No topo da sequência há predomínio de rochas félsicas. O sistema hidrotermal foi gerado pela colocação de *stocks* granofíricos riolíticos e riódacíticos (ca. 1,89 e 1,87 Ga) que forneceram os fluidos hidrotermais geradores de zonas de alteração hidrotermal; silicificação com hematita, formando um *vuggy silica (silica cap)*, argílica avançada (alunita e quartzo), argílica avançada, argílica intermediária, sericítica e propilítica (Tabela 1). A mineralização de ouro se associa principalmente à zona de alteração argílica avançada com alunita e quartzo, que também possui pirita, aguilarita, tiemannita, tetraedrita-tennantita, bornita, calcopirita, covelita, galena, esfalerita, prata nativa e cobre (Tabela 1).

Na mineralização epitermal *low-sulfidation* de Cu-Mo-(Au) denominada V6 ou Chápeu do Sol (Fig. 1) houve a superposição de um sistema do tipo pórfiro (Corrêa-Silva 2002, Juliani 2002, Aguja-Bocanegra 2013) gerado pela intrusão de diques de pórfiros riolíticos a riódacíticos. Esses sistemas estão hospedados em vulcânicas e vulcanoclásticas depositadas sobre monzogranitos, as quais compõem duas sequências vulcânicas que incluem andesitos, dacitos, riolitos, tufos soldados, brechas co-ignimbriticas, lapilli-tufos, tufitos e rochas sedimentares. Também ocorrem brechas hidrotermais de conduto, diques e *stocks* de pórfiros riolíticos a riódacíticos. Os monzogranitos, riolitos e pórfiros da sequência inferior foram formados em um evento magmático de idade entre 1,99 e 1,97 Ga. Um segundo evento magmático de idade entre 1,88 e 1,86 Ga foi responsável pela formação de pórfiros, andesitos, rochas vulcanoclásticas e diques de dacito da sequência superior. As zonas de alteração hidrotermal que afetaram as rochas hospedeiras apresentam características semelhantes (tipo, estilo, mineralogia) às encontradas em sistemas epitermais *low-sulfidation* e do tipo pórfiro. As alterações hidrotermais incluem o metasomatismo sódico e potássico, propilítica, sericítica, adularia-sericítica (*low-sulfidation*), argílica, silicificação, além da presença subordinada de carbonatização, cloritização e fluoritização. Esses tipos de alteração afetaram em diferente grau as rochas intrusivas, do embasamento, vulcânicas, vulcanoclásticas e as zonas de falhas. A mineralização polimetálica é caracterizada pela presença de pirita, calcopirita, molibdenita, ouro e esfalerita, ocorre disseminada, em veios e vênulas, e o ouro é associado à alteração sericítica com adularia e zonas de silicificação. Estudos de amostras do minério em MEV permitiram a identificação de fases minerais que incluem sulfossais de bismuto, sulfetos, ouro e prata nativa, dentre outros (Tabela 1).

Um sistema magmático hidrotermal do tipo pórfiro na porção Sul da PMT é representado pela mineralização de Au-(Cu) do Palito (Fig. 1), hospedada no granito homônimo ( $1.883 \pm 11$  Ma), intrusivo no contato entre o Granodiorito Fofuquinha e o Granito Rio Novo, unidades que são cortadas por diques básicos e intermediários e pórfiros graníticos (Echeverri-Misas 2010). Durante as fases tardias do evento magmático Parauari houve a colocação do Granito Palito e diques de pórfiros graníticos, em níveis crustais rasos, fornecendo fluidos, calor e metais para o desenvolvimento do sistema hidrotermal. As principais fases de alteração hidrotermal estão representadas por metassomatismo potássico, propilitização, sericitização e, localmente, argilização. A mineralização ocorre na forma de veios e vênulas de quartzo sulfetado e de sulfetos, principalmente associados com a zona de alteração sericítica. A calcopirita é a fase mais representativa do minério, acompanhada de pirita, pirrotita, galena, esfalerita, ouro e ligas de ouro e prata (*electrum*). Estudos do minério em MEV permitiram a identificação de minerais ricos em bismuto, bismuto nativo,

bismutinita, hedleyita, makovickyita, wittichenita, dentre outros (Tabela 1).

Na porção sul da PMT, nas proximidades de Novo Progresso e Castelo dos Sonhos, foi realizado um levantamento que permitiu a identificação de rochas plutônicas (monzogranito, sienogranito), subvulcânicas (pórfiros), vulcânicas (andesito, dacito, riolito), vulcanoclásticas (ignimbrito, tufos de cinzas e cristais) e epiclásticas. Neste trabalho foi possível além da caracterização preliminar desses litotipos, a identificação de um conjunto de alterações hidrotermais com características semelhantes às das mineralizações epitermais e do tipo pórfiro descritas por Corrêa-Silva (2002), Juliani *et al.* (2005), Echeverri-Misas (2010) e Aguja-Bocanegra (2013) na Província Mineral do Tapajós. Metassomatismo potássico, sericitização, carbonatização, cloritização, alteração argílica afetam os diversos litotipos, principalmente as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, se destacando nos dacitos, riolitos e tufos (Echeverri-Misas 2015). Estudos de MEV permitiram caracterizar as fases minerais de alteração hidrotermal, com a identificação de muscovita, paragonita, pirofilita, caulinita, hematita, minerais do grupo APS (Alumínio, Fosfato, Sulfato) e de possíveis fosfatos de terras raras leves (Th, Ce, Nd, La), além de U e Zr.

**Tabela 1.** Principais características dos sistemas epitermais (*high- e low-sulfidation*) e do tipo pórfiro descritos na porção Sul da PMT.

Características\Tipo	<i>High-sulfidation</i> Au-(Ag) (V3 ou Botica Velho)	<i>Low-sulfidation</i> + pórfiro Cu-Mo-(Au) (V6 ou Chápeu do Sol)	Pórfiro Au-(Cu) (Depósito do Palito)
<b>Rochas geneticamente relacionadas</b>	Riolito, riolacito	Riolito, riolacito, diques e <i>stocks</i> de pórfiro	Granito, dique de pórfiro granítico
<b>Ocorrência</b>	Rochas pós-caldeira (riolito, vulcanoclásticas) em estrato-vulcões e domos	Vulcões anelares e pórfiros (pós-caldeira)	Granito
<b>Principais alterações hidrotermais</b>	Silicificação com hematita Argílica avançada (Alunita, quartzo, covelita ± enargita-luzonita, ouro) Argílica avançada Argílica intermediária Sericítica Propilítica	Metassomatismo sódico e potássico Propilítica (Calcita placóide) Sericítica (adulária, ouro, esfalerita, galena, molibdenita) Argílica	Metassomatismo sódico e potássico Propilítica Sericítica (quartzo, sericita, pirita ± calcopirita, ouro, <i>electrum</i> ) Argílica
<b>Forma do depósito</b>	<i>Pipes</i> de brechas hidrotermais	Veios, vênulas, brechas, disseminado	Veios, vênulas, <i>stockworks</i> , disseminado
<b>Texturas do minério</b>	Substituição, veios e brechas, quartzo <i>vuggy</i>	Veios em pente ( <i>comb</i> ), vênulas	Brechas, veios pentes ( <i>comb</i> ), drusas, bandas grossas e lâminas.
<b>Ganga</b>	Silicificação, com quartzo maciço grosso a fino e quartzo <i>vuggy</i> residual	Quartzo	Quartzo
<b>Minerais do minério</b>	Alunita, natroalunita, pirita, woodhouseita-svanbergita, tetraedrita-tennantita, aguilarita, tiemannita, bornita, calcopirita, covelita, galena, esfalerita, prata nativa, ouro, cobre	Acantita, anilita, argentita, bismutita, calcopirita, calcosina, esfalerita, galena, hedleyita, hessita, molibdenita, prata nativa, ouro, wolframita	Barita, bismutinita, bismuto nativo, calcopirita, calcosita, galena, esfalerita, <i>electrum</i> , hedleyita, kupcikita, matildita, pilsenita, pirita, pirrotita, tetradimita, ouro
<b>Metais principais</b>	Au-(Ag)	Cu-Mo-(Au)	Au-(Cu)

Os estudos litoquímicos das unidades que compõem a mineralização epitermal *low-sulfidation* com alterações do tipo pórfiro superpostas, indicam filiação geoquímica de séries cálcio-alcálicas de alto potássio, com tendências mais shoshonítica resultantes do metassomatismo potássico, semelhantes às formadas em ambientes sin- a pós-colisionais em ambientes de arco continental maduro. Em relação com o depósito de Au-(Cu) do tipo pórfiro do Palito, as assinaturas geoquímicas das unidades constitutivas apresentam filiação cálcio-

alcalina de alto potássio, semelhante à observada em depósitos do tipo pórfiro cenozóicos, como na cadeia dos Andes. Os estudos litoquímicos das amostras da região de Castelo dos Sonhos e Novo Progresso indicam características de magmas da série cálcio-alcalina de alto potássio, com assinaturas de magmas que foram gerados possivelmente por fusão de porções de crosta média e superior.

## CONCLUSÕES

O conjunto de mineralizações magmáticas-hidrotermais epitermal (*high-* e *low-sulfidation*) e do tipo pórfiro na porção Sul da PMT é indicativo da existência de um potencial metalogenético para ocorrência de depósitos magmático-hidrotermais de metais preciosos e de base nas rochas subvulcânicas e vulcânicas do evento magmático *sensu lato* Uatumã.

A identificação de diversas áreas com alterações hidrotermais do tipo epitermal nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e do tipo pórfiro na região de Castelo dos Sonhos e Novo Progresso evidencia que esses sistemas magmáticos-hidrotermais estão amplamente distribuídos em rochas de diferentes idades na Província Mineral do Tapajós, o que reforça ainda mais o potencial metalogenético dessa província.

## AGRADECIMENTOS

CT-Mineral/MCT/CNPq (Proc.: 505.851/2004-0, Proc.: 550.342/2011-7), Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia Geociências da Amazônia (INCT-GEOCIAM). (Proc.: 573.733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguja M.A. 2013. Mineralizações epitermal *low-sulfidation* e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 235 p.

Corrêa-Silva R.H. 2002. Caracterização de um Sistema epitermal *low-sulfidation* (adulária-sericita) mineralizado em Au-Cu-Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Mineral do Tapajós: Implicações metalogenéticas e tectônicas. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo.

Echeverri-Misas C.M. 2010. Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Mineral do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 178 p.

Echeverri-Misas C.M. 2015. Geologia e alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozoicas na porção Sul da Província Mineral do Tapajós (PA). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 190 p.

Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa Silva R.H., Monteiro L.V.S.,

Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: Geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215: 95-125.

Juliani C., Carneiro C.C., Carreiro-Araújo S.A., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Crósta A.P. 2013. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações geotectônicas e metalogenéticas. In: Simp. Geol. Amazonia, 13, Belém [CD-ROM].

Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A.F., Barreto E.L., Nascimento J.O., Oliveira J.R., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamaxim, VIII Relatório final, DNPM/CPRM, Manaus.

# CONSIDERAÇÕES GEOQUÍMICAS DE CROSTAS MANGANESÍFERAS DA REGIÃO DE APUÍ – SE AMAZONAS. POTENCIAL PARA PESQUISA DE MINERALIZAÇÃO DE COBRE NO GRUPO BENEFICENTE. SUL DO ESTADO DO AMAZONAS.

*Sergio Roberto Bacelar Huhn (Vale S.A)*  
*Carlos Augusto Medeiros Filho (Vale SA)*

## ABSTRACT

It was discussed geochemical results of 14 samples of manganese crusts of Apuí region (Southern of Amazon State). All manganese crusts have highlighted enrichment in Mn, Ba and Co. The Natal prospect of Mn crust has a wider association of high positive anomalies, including addition to the three mentioned above, Ag, Pb, Cu and Mo. It is possible that in addition to the enrichment due to manganese mineralization this target has been subjected to later hydrothermal fluids. Thus, the Beneficent Group has potential to host base metals mineralization.

## INTRODUÇÃO

No Estado do Amazonas, mineralizações de Mn são reportadas na região do rio Aripuanã, que tem uma história de mineração de manganês, nos prospectos Beneficente e Cotovelo, em operação em meados da década de 50, pela empresa Mineração Bonfim, subsidiária da US Steel.

Essa porção sul do Estado Amazonas foi também prospectada para metais básicos na região de Terra Preta pela mineração Morro Vermelho (empresa do grupo Camargo Corrêa) na década de 70, com um trabalho sistemático de solo, sedimento de corrente e sondagem em um período de 10 anos. Foram realizados 6 furos que interceptaram intervalos com mineralizações de cobre.

Em 2013, A VALE desenvolveu trabalhos exploratórios na região do rio Aripuanã e afluentes, incluindo amostragens de crostas manganíferas em diversos prospectos no Grupo Beneficente.

## GEOLOGIA DO PROSPECTO BENEFICENTE

O embasamento regional é constituído por rochas vulcânicas Proterozóicas do Grupo Colíder, sobre os quais se depositam litotipos sedimentares, constituídos por arenitos, siltitos e argilitos, do Grupo Beneficente. Os riolitos exibem pórfiros de quartzo, e as brechas vulcânicas são constituídas de intraclastos de sílex em matriz afanítica. Os arenitos, compostos basicamente por quartzo, formam camadas tabulares com mergulho em geral de 5° a 10° para SE. São de granulação fina a média, bem selecionados, apresentam estratificação cruzada tabular de baixo ângulo e plano-paralela. Os siltitos e argilitos, intercalados aos arenitos, são friáveis, formam estratos tabulares com laminação plano-paralela ou camadas dobradas e lenticulares, com laminação convoluta. Sobre essas rochas são desenvolvidos perfis lateríticos, compostos por crostas ferruginosas e manganesíferas, recobertas por solo nos platôs, enquanto colúvios, com fragmentos dessas crostas, dispõem-se ao longo de encostas.

Na região do prospecto Natal, foram mapeadas zonas de brechação hidrotermal (quartzo manganesíferas) posicionadas em zonas NNE-SSW, sem relacionamento com as diversas ocorrências manganesíferas conhecidas na região.

A descrição do furo de sondagem TPNF-04 (321 m) executado pela Camargo Correa, mostrou que zona mineralizada esta situada de 160 m e 220 m (60 metros), representada por um siltito carbonoso, com lâminas quartzosas e de anidrita contendo níveis disseminados e em

vênulas de calcopirita, pirita e bornita, provavelmente relacionada a zonas hidrotermalizadas (Huhn & Saar, 2013).

## **GEOQUÍMICA DE MN, FE, SI, AL E P DE CROSTAS MANGANESÍFERAS DE APUÍ**

Medeiros Filho & Huhn (2013) discutiram resultados geoquímicos de Mn, Fe, Si, Al e P de 14 amostras de crostas manganesíferas da região de Apuí. As amostras selecionadas variam de crosta manganesíferas maciças até crostas compactas com matriz argilosa ferruginosa com fragmentos e concreções manganesíferas e foram coletadas nos prospectos Beneficente; Cotovelo; Holanda; Silva e Zé Julião.

Existe um grupo composto por oito amostras (5 do beneficente, 1 do Holanda, 1 do Silva e 1 do Cotovelo) com teores de Mn acima de 40%, variando de 41.30 a 53.41% Mn. Existem 4 amostras com teores entre 35 e 40 % de Mn, sendo 3 casos do Zé Julião e 1 do Holanda. Finalmente, são registradas duas amostras, ambas do Holanda, com teores em torno de 30% de Mn. Excluindo-se as duas amostras com teores mais baixos de Mn, a média das crostas manganesíferas da região do Apuí seria de 42.62% Mn.

Em relação aos teores de Fe, as amostras podem ser divididas em dois grupos. Uma população de 8 amostras com teores de Fe inferiores a 5%, incluindo todas as amostras do Beneficente, uma amostra do Cotovelo e duas amostras do Holanda. Outro grupo apresenta teores de Fe entre 6.82% e 13.10% Fe e compreende todas as amostras do Zé Julião; duas amostras do Holanda e uma amostra do Silva. Excluindo-se as duas amostras com teores mais baixos de Mn, a média para Fe das crostas manganesíferas da região do Apuí seria de 4.42% Fe.

Existe um grupo composto por 7 amostras com teores de Si inferiores a 3%. São compostas por todas as 3 amostras do Zé Julião, 1 amostra do Beneficente, 1 amostra do Silva e 1 amostra do Holanda. Outro grupo, composto também por 7 amostras, apresentam teores de Si variando de 4.90 a 11.03 % Si. Correspondem a 4 casos do Beneficente e 3 amostras do Holanda. Excluindo-se as duas amostras com teores mais baixos de Mn, a média para Si das crostas manganesíferas da região do Apuí seria de 3.82% Si.

Os resultados de Al são, no geral, baixos, com máximo de 4.13% Al. As amostras do Beneficente e a de Silva correspondem ao menores teores, enquanto que as amostras do Holanda registram teores mais altos. Excluindo-se as duas amostras com teores mais baixos de Mn, a média para Al das crostas manganesíferas da região do Apuí seria de 1.49% Al.

Os resultados de P apresenta razoável variação, mas pode ser dividido em dois grupos. Um grupo, com 10 amostras, apresenta teores de P inferiores a 0.20 % e mínimo de 0.12% P. O outro grupo, com 4 amostras, apresenta teores entre 0.24 a 0.35% P. Excluindo-se as duas amostras com teores mais baixos de Mn, a média para P das crostas manganesíferas da região do Apuí seria de 0.21% P.

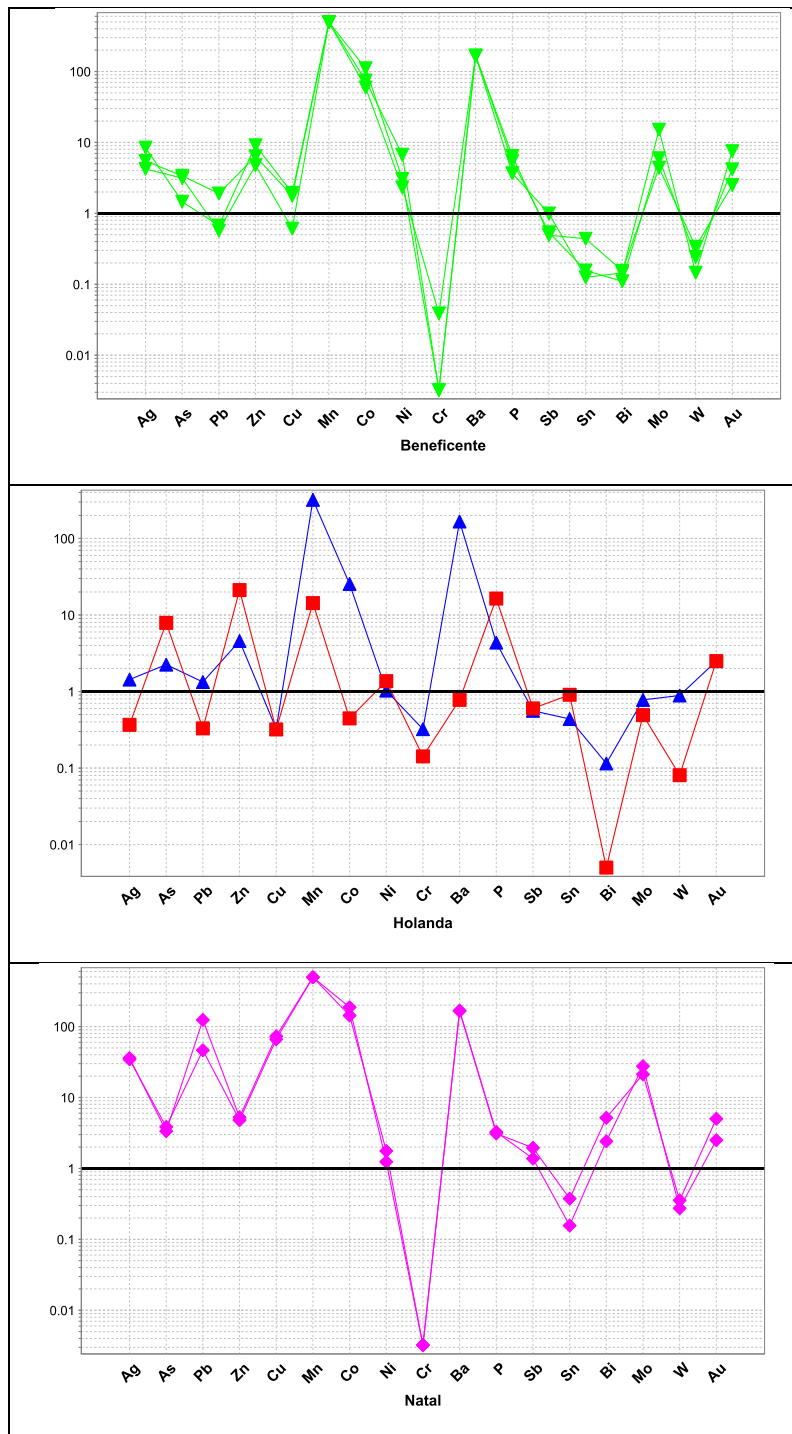


Figura 1 - Average Ironstone gossans (AIG), Eggo (1990) vs Crostas da região de Apuí. Crosta de Fe Holand (quadrado vermelho) e Crosta Mn Holand (triângulo azul)

### GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS DE CROSTAS MANGANESÍFERAS DE APUI

A figura 1 apresenta os resultados das 5 amostras de crostas de Mn ou Fe da região do Apuí em relação os teores médios em ironstones e gossans, segundo Eggo (1990). As amostras correspondem a 4 crostas manganésíferas (2 do Beneficente; 1 do Holanda e 1 do Natal) e 1 crosta ferrífera do Holanda. As amostras foram analisadas pelo método ME-MS61 (digestão multiácida e ICP-OES e MS).



A pesquisa desenvolvida por Eggo (1990) objetiva, principalmente, auxiliar na prospecção para minerais sulfetados. Entretanto o método pode servir, também, para caracterizar e comparar geoquimicamente duricrusts de um mesmo contexto geológico. Observações da figura 1:

- a) As crostas manganésíferas apresentam enriquecimentos destacados em Mn, Ba e Co;
- b) A crosta Mn do prospecto Natal tem uma associação mais ampla de anomalias positivas, incluindo além dos três citados anteriormente, Ag, Pb, Cu e Mo. É possível que além do enriquecimento devido a mineralização manganésífera, esse prospecto tenha se submetido a fluidos hidrotermais posteriores (os mesmos que afetaram ao Grupo Colider?).
- c) Os elementos com discretas anomalias positivas nas crostas de Mn dos prospectos Beneficente e Holanda podem ser explicados pela capacidade de adsorção dos oxi-hidróxidos de Mn
- d) A crosta de Fe do Holanda apresenta enriquecimento de Mn, mas não se faz acompanhar por Ba e Co, distinguindo assim das crostas manganésíferas.
- e) Cr apresenta anomalia negativa em todas as crostas, especialmente nas manganésíferas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Eggo, 1990. Average Ironstone Gossans (AIG) from poster from 14 International Geochemical Exploration Symposium of the Association of Exploration Geochemists (AEG). Praga, CCzechoslovakia.
- Huhn, S. R. B. & Saar, B. 2013. Dados geológicos e geoquímicos do furo TPNF-04, região de Terra Preta, Sucunduri, sudeste do estado do Amazonas, Brazil. Relatório Interno.7p.
- 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. Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 3, p. 113-127. 2003.
- Medeiros Filho, C.A.; Huhn, S.B. 2013. Geoquímica de Mn, Fe, Si, Al e P de Crostas Manganésíferas da Região de Apuí. VALE-DIPM. Relatório Interno
- Silva, P.J.M.; Horbe, A.M.C; Horbe, M.A. 2012. Mineralogia e geoquímica de ocorrências manganésíferas da bacia Alto Tapajós, sudeste do estado do Amazonas, Brasil. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat., Belém, v. 7, n. 1, p. 11-28, jan.-abr. 2012.
- Tuck, D. 2010. BBM Amazonas Manganese Project. Report on Exploration Programs and Project Potential.
- 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. Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 3, p. 113-127. 2003.

# MAGMATIC EVENTS AND TIMING OF GOLD METALLOGENY OF THE ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE, AMAZON CRATON (MT, BRAZIL): CONSTRAINTS ON THE NEW GEOCHRONOLOGICAL AND ISOTOPIC DATA.

<sup>1,2</sup>Rafael Rodrigues de Assis ([rafael.assiss@gmail.com](mailto:rafael.assiss@gmail.com)); <sup>1,2</sup>Roberto Perez Xavier ([xavier@ige.unicamp.br](mailto:xavier@ige.unicamp.br)); <sup>1,2</sup>Verônica Godinho Trevisan ([vevetrevisan@gmail.com](mailto:vevetrevisan@gmail.com)); <sup>1</sup>Maria José Maluf de Mesquita ([mariamesquita@ige.unicamp.br](mailto:mariamesquita@ige.unicamp.br)); <sup>3</sup>Antônio João Paes de Barros ([ajpbbb@gmail.com](mailto:ajpbbb@gmail.com)).

<sup>1</sup>Instituto de Geociências – UNICAMP, Campinas (SP); <sup>2</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT-GEOCIAM); <sup>3</sup>Companhia Mato-Grossense de Mineração (METAMAT), Cuiabá (MT).

## INTRODUCTION

The Alta Floresta Gold Province (AFGP; north of Mato Grosso State), also referred as Juruena-Teles Pires Gold Province, lies close to the limit of the Ventuari-Tapajós and Rio Negro-Juruena geochronological provinces in the southernmost portion of the Amazon Craton. It extends in a NW-SE direction for over 500 km and consists of Paleoproterozoic plutonic-volcanic sequences generated in volcanic arc settings (Tassinari & Macambira, 1999; Santos, 2000). Historically, the province has been an important gold-producing region in Brazil for having produced from 1980's to 1999's approximately 160 t Au that came especially from alluvial and primary gold deposits, mostly by local artisanal prospectors (Paes de Barros, 2007). Despite its economic importance and potential for primary gold exploration, its geological framework is still poorly explored, in particular its stratigraphic relationships among the plutonic-volcanic sequences. Besides, all its geological data is already available; they remain poorly integrated into a coherent tectonic model, which complicates its tectonic evolution understanding, especially regarded to its magmatic activity over time.

Therefore, the objective of this work is provide a review about the magmatic activities within the province, mainly constrained on new U-Pb zircon ages (SHRIMP and LA-ICP-MS), whole-rock Sm-Nd-Sr isotopes characteristics to the granitic-gneissic basement and some well documented host rocks of granitic composition, besides Re-Os sulfide and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages for its primary gold deposits. Altogether, these results will shed more light on the tectonic evolution interpretation of the Alta Floresta Gold Province, and consequently, on the genesis of its gold-rich granitic systems.

## MAGMATIC EVENTS

The new lithogeochemistry, geochronology and isotopic data reveal that the felsic magmatismo that took place in the easternmost segment of the AFGP developed at least into three temporally distinct Paleoproterozoic magmatic events (1) Orosirian; (2) Late Orosirian; and (3) Statherian.

### *First Magmatic Event*

The first magmatic event range from 2.1 to 1.95 Ga and comprises the oldest rocks of the easternmost segment of the province, which includes the granitic basement together with the unmetamorphosed and undeformed old granitic plutons. The basement is composed of migmatites and gneiss that are intruded by foliated granitoids, both of tonalitic to granitic composition. The tonalitic gneiss Gavião (2,816 ±4 Ma), Alto Alegre gneiss (1,984 ±7 Ma), Nova Guarita gneiss (1,980 ±8.8 Ma) and the foliated biotite tonalite (1,978 ±8.1 Ma) comprise the major units belonging to this group, which show  $T_{DM}$  ages that range from 2.62 to 2.3 Ga and  $\epsilon Nd(t)$  between -4.35 and -0.97 (Paes de Barros, 2007; Assis, 2015). According to their lithogeochemical, geochronological and isotopic data, Assis (2015) correlates the

basement rocks to the Cuiú-Cuiú Complex (1.99-2.81 Ga; Paes de Barros, 2007), whereas the foliated tonalite to the granitoids from the basement (1.99 Ga; Paes de Barros, 2007).

The unmetamorphosed old plutons are intrusive into the basement and represented by granitic rocks that range in composition from tonalite to syenogranite with monzonites in minor amounts. The Paraíba tonalite ( $2,014 \pm 5.1$ ), Pé Quente monzonite ( $1,979 \pm 31$  Ma), Novo Mundo granite ( $1,970 \pm 3$  to  $1,956 \pm 12$  Ma), Luiz biotite granodiorite ( $1,962 \pm 8.4$  Ma) and Luiz feldspar porphyry ( $1,974 \pm 5.9$  Ma) are the main rocks within this group, and display  $T_{DM}$  ages between 2,76 and 2,51 Ga besides  $\epsilon Nd_{(t)}$  from -7.62 to -2.88 (Paes de Barros, 2007, Miguel-Jr, 2011; Assis, 2015; Trevisan, 2015).

Taken together, these units are evolved, oxidized, sub-alkaline, calc-alkaline, medium to high-K, meta- to peraluminous and magnesium to slightly ferrous I-type granites emplaced into a juvenile crust within a volcanic arc onset.

### *Second Magmatic Event*

The second event is defined between 1.9 to 1.8 Ga and mainly marked by tonalitic to granodioritic rocks with subordinate syenogranites, both intrusive into the foliated granitoids and unmetamorphosed old granitic plutons from the first group. This group comprises the major host rocks of the most disseminated gold deposits from the province, such as Serrinha (Moura, 1998), Pé Quente (Assis, 2011) and X1 (Rodrigues, 2012) deposits. The Aragão granite ( $1,931 \pm 12$  Ma), X1 granodiorite ( $1,904 \pm 4,8$  Ma), Pé Quente tonalite ( $1,901 \pm 6,8$  Ma), biotite monzogranite ( $1,869 \pm 10$  Ma), Jorge granodiorite ( $1,863 \pm 4,8$  Ma) and União do Norte granodiorite ( $1,853 \pm 23$  Ma) are the major units within this group that collectively show  $T_{DM}$  ages from 2,5 to 2,28 Ga and  $\epsilon Nd_{(t)}$  between -5.13 and -2.08 (Assis, 2011; Miguel-Jr, 2011; Silva, 2014; Assis, 2015). These lithologies are hydrated, oxidized, calc-alkaline, medium to high-K, magnesium and meta- to peraluminous volcanic arcs granites (I-type granites) that may have derived from partial melting of lower crustal sources and emplaced into a juvenile crust (Assis, 2015).

Based on field relationships, litho-geochemistry and geochronological signature, the biotite monzogranite (Silva, 2014) and Jorge granodiorite (Assis, 2015) are strongly correlated to the Matupá Intrusive suite ( $1,872 \pm 12$  Ma, Moura, 1998). Therefore, it is proposed that the Matupá magmatism should be temporarily extended from 1.63 to 1.72 Ga. The União do Norte granodiorite (Assis, 2011), however, exhibits ambiguous characteristics that enable us correlates it such to Matupá suite nor to Nhandu granite.

Additionally, Assis (2015) points out that the Pé Quente tonalite and X1 granodiorite, for having the same crystallization ages, geochemical and isotopic behaviors, should be grouped into a new local unit designated as Guarantã granite. Still according to the author, the Guarantã granite exhibits  $Na_2O$  and  $Al_2O_3$  contents, plus Sr/Y and La/Yb ratios compatible to the adakitic-signature. However, the MgO, FeO, Cr and Ni contents, the #Mg\*100 are contrasting parameters. Since high Sr/Y and La/Yb ratios may reflect deep source magmas, the author prefers to use the “adakite-like” term to refer to these rocks that were originated at deep thickened lower crust, instead of “sensu stricto adakites”.

### *Third Magmatic Event*

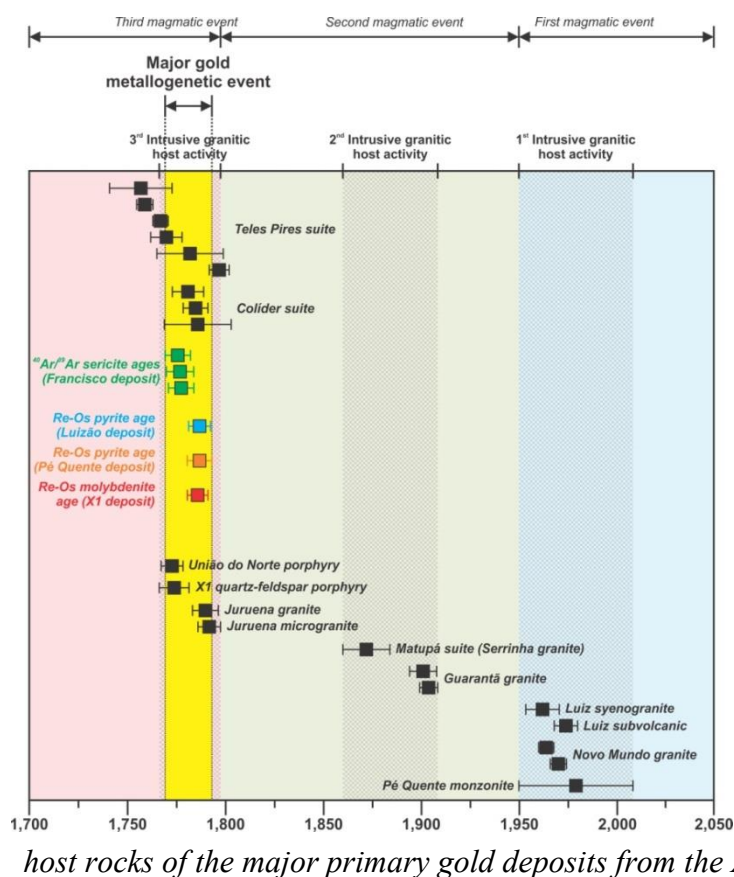
Finally, the last magmatic event includes ages tightly constrained between 1.78 and 1.75 Ga. It is essentially composed of volcanic, subvolcanic and porphyries rocks belonging to the Colíder ( $\sim 1.78$  Ga; Santos, 2000) and Teles Pires (1.79-1.75 Ga; Santos, 2000) suites. At the easternmost portion of the Alta Floresta Gold province the major units that comprise this event are the Peixoto pluton ( $1,792 \pm 2$  to  $1,781 \pm 10$  Ma), União do Norte porphyry ( $1,774 \pm 7.7$  Ma) and the X1 quartz-feldspar porphyry ( $1,773 \pm 5.7$  Ma), which exhibit  $\epsilon Nd_{(t)}$  between -1.69 and -1.38 besides  $T_{DM}$  ages from 2.3 to 2.12 Ga (Paes de Barros, 2007; Assis,

2011; Miguel-Jr, 2011; Silva, 2014; Assis, 2015). The Peixoto and X1 quartz-feldspar porphyry are oxidized, calc-alkaline, medium to high-K, meta- to peraluminous and magnesium to slightly ferrous I-type granite that were emplaced into a post-collisional onset (Paes de Barros, 2007; Assis, 2015). The União do Norte porphyry, however, is an evolved, oxidized, alkaline, high-K, peraluminous and ferrous A<sub>2</sub>-type granite that would have emplaced into a within-place setting (Assis, 2011). Additionally, the X1 quartz-feldspar porphyry and União do Norte porphyry are respectively correlated to the Colíder and Teles Pires suites (Assis, 2015).

## RE-OS PYRITE/MOLYBDENITE AND <sup>40</sup>AR/<sup>39</sup>AR MUSCOVITE AGES

The major disseminated granite-hosted gold deposits within the province are mainly represented by the Luizão (Paes de Barros, 2007), Pé Quente (Assis, 2011) and X1 (Rodrigues, 2012) deposits. The Luizão deposit is hosted by the Novo Mundo granite, whereas the Pé Quente and X1 deposits are hosted by the Guarantã granite, respectively into the tonalite and granodiorite facies. Moreover, the ore-zones from X1 deposit are also hosted by the X1 quartz-feldspar porphyry, from the third magmatic event. On the other hand, the Francisco deposit represents the best studied gold + base metal deposit within the province. This deposit is hosted such by epiclastic sedimentary rocks as the União do Norte porphyry (Assis, 2011).

Within this context, the pyrite and molybdenite Re-Os weight average model ages obtained to the disseminated granite-hosted deposits are 1,787 ±6.2 Ma, 1,787 ±5,5 Ma and 1,786 ±5 Ma, respectively to Luizão, Pé Quente and X1 deposits (Assis, 2015) (Fig. 1). Considering the isotopic uniformity among these three deposits that might reflect a single and similar rhenium source, they yield a very well-defined <sup>187</sup>Re-<sup>187</sup>Os isochron age at 1,786 ±1 Ma with a weight average model age at 1,787 ±3.2 Ma. Additionally, sericite <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar plateau ages from the sericitic alteration halo of the Francisco deposit (Assis, 2015) yielded ages between 1,779 ±6.6 Ma and 1,777 ±6.4 M (Fig. 1), which are very similar to those constrained for the disseminated gold deposits.



**Fig. 1.** Correlation between Re-Os sulfide and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages with U-Pb zircon crystallization ages of the host rocks of the major primary gold deposits from the AFGP.

## CONCLUSIONS

The geochemical, isotopic and geochronological data allow us to suggest that the felsic rocks from AFGP are derived from magmas extracted from a Neoproterozoic to Paleoproterozoic metasomatized mantle-derived sources. These magmas might have evolved

throughout a combination of fractional crystallization with a minor crustal contamination vector processes. Collectively, these lithotypes can be clustered into three main magmatic stages (**Fig. 1**): (1) Orosirian granitic basement and old granites; (2) Late Orosirian granodiorite-tonalite hosts intrusions; and (3) Statherian porphyries and subvolcanics. These stages could be respectively associated to three tectonic-magmatic events based on a volcanic arcs model: (1) (Stage I): Cuiú-Cuiú magmatic arc, from 2.1 to 1.95 Ga; (Stage II): Early Juruena magmatic arc, between 1.9 and 1.8 Ga; and (Stage III): Post-collisional Juruena magmatic arc setting, from 1.78 to 1.75 Ga.

Additionally, the Re-Os sulfide and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sericite ages from the major gold deposits of the province are substantially different from the ages of their immediate felsic intrusive host rocks, except in the case of the X1 and Francisco deposits, where the ages of the quartz-feldspar porphyries overlap the Re-Os and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages (**Fig. 1**). This conclusion is completely the opposite of the current view proposed to the timing of gold metallogeny within the province, which was based on three granitic intrusion activities: (i) 1.98-1.95 Ga; (ii) 1.89-1.87 Ga and (iii) ~1.77 Ga, which now are understood as the three major Paleoproterozoic magmatismo periods of production and emplacement of I-type plutonic host rocks (**Fig. 1**). Therefore, there is no genetic connection between ore-forming processes and granitic plutonism as previously thought. These mineralization and hydrothermal alteration ages do demonstrate the contemporaneity between the mineralization and porphyries emplacement found at major primary gold deposits in the province, which are better correlated to the Colíder (1.78-1.77 Ga) and Teles Pires suites (1.78-1.75 Ga) (**Fig. 1**). Thus, these conclusions support the importance of porphyry-related magmatic-hydrothermal activity within the province, which could also be extended to Pé Quente deposit, where subvolcanic syenite/quartz syenite with disseminated ore are often seen.

## REFERENCES

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, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 428p.

Assis R.R. 2015. *Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 363p.

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*. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brazil.

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.

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.

Rodrigues R.M. 2012. *Caracterização geológica e metalogenética do Depósito XI – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil; 70p.

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, 208p.

Silva F.R. 2014. *Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta – MT*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, Brasil, 82p.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.

Trevisan V.G. 2015. *Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, 129p.

## MINERALIZAÇÕES DE OURO E METAIS DE BASE HOSPEDADAS EM DOMOS DE RIOLITO NA REGIÃO DE NOVO PROGRESSO (PA)

Cláudia do Couto Tokashiki<sup>1</sup> ([claudiatokashiki@usp.br](mailto:claudiatokashiki@usp.br)), Caetano Juliani<sup>1</sup> ([cjuliani@usp.br](mailto:cjuliani@usp.br)),  
Lena V. S. Monteiro<sup>1</sup> ([lena.monteiro@usp.br](mailto:lena.monteiro@usp.br)), Carlos Mario Echeverri-Misas<sup>1</sup>  
([carlosma99@yahoo.com](mailto:carlosma99@yahoo.com)), Maria Alexandra Aguja-Bocanegra<sup>1</sup> ([maagujab@gmail.com](mailto:maagujab@gmail.com)),  
Leonardo Brito Arrais<sup>2</sup> ([leorrais@hotmai.com](mailto:leorrais@hotmai.com)).

<sup>1</sup> Instituto de Geociências - USP, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia/Geoquímica e Geotectônica, INCT - Geociam; <sup>2</sup> Chapleau Resources Ltd/Magellan Minerals Ltd.

### INTRODUÇÃO

A mineralização estudada se localiza na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PMT), onde afloram rochas vulcânicas e vulcanoclásticas paleoproterozóicas originalmente atribuídas ao Grupo Uatumã (Pessoa *et al.* 1977), formado há ca. 1,88 Ga. Alguns estudos, entretanto, tem demonstrado que esse vulcanismo intermediário a ácido foi mais complexo, tendo gerado em diversos eventos entre 2,0 e 1,87 Ga (Lamarão *et al.* 2002, Juliani *et al.* 2013, Aguja 2013, Tokashiki 2015, Tokashiki *et al.* (no prelo)).

Ao evento de ca. 1,88 Ga, Juliani *et al.* (2005) identificaram uma mineralização epitermal *high-sulfidation* e assim consideram ser essa a época de formação das mineralizações magmáticas-hidrotermais na PMT. Entretanto, Tokashiki (2015) e Tokashiki *et al.* (no prelo) demonstraram a existência de mineralizações epitermais *low-* e *intermediate-sulfidation* hospedadas em vulcânicas de ca. 1,97 Ga, aqui apresentadas.

### CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

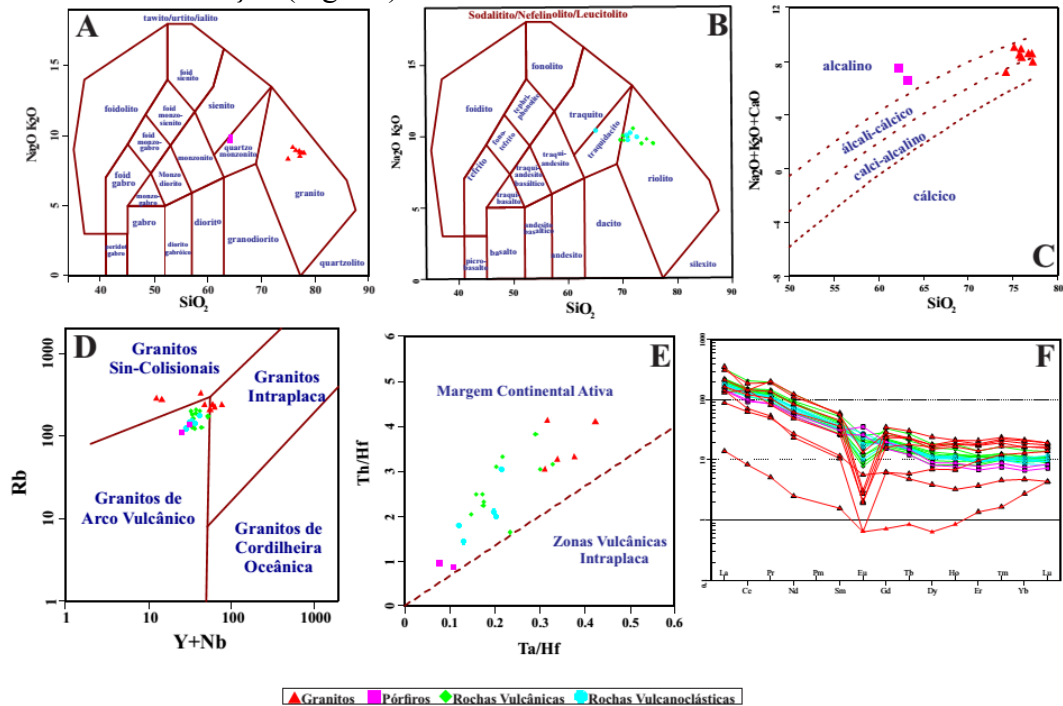
Destacam-se na área dois conjuntos de riolitos, quais sejam: a) Riolito I, de cor negra e, comumente, fluxo ígneo e intercalações de tufos e brechas. A alteração hidrotermal nessas rochas foi caracterizadas como uma propilitização nas partes mais distais da mineralização e uma alteração sericítica pervasiva a fissural nas zonas proximais; b) Riolito II, de cor marrom-avermelhado, frequentemente com esferulitos e *lithophysae*, com orientação por fluxo magmático e brechas hidrotermais e tectônicas. Intercalam-se rochas vulcanoclásticas e são comuns brechas e aglomerados vulcânicos, *lapilli*-tufos, tufos, depósitos de fluxo de detritos e sedimentos epiclásticos. Esses riolitos apresentam metassomatismo potássico, seguido por biotização local e sericitização junto às mineralizações. Alteração argílica e carbonatização fissural com vênulas de carbonatos manganésiferos ocorrem tanto nas vulcânicas quanto nas vulcanoclásticas e nas partes mais distais verifica-se também alterações propiliticas. Ambos riolitos compõem domos e diques, e menos frequentemente, pequenos derrames.

Granitos subvulcânicos granofíricos róseo-avermelhados e com cavidades miarolíticas são intrusivos nas vulcânicas e, por vezes, são cortados por diques de riolitos. Esses apresentam metassomatismo potássico e alteração sericítica fraca a moderada. Pórfiros de composição dacítica, riodacítica ou riolítica, frequentemente com xenólitos de rochas máficas formam diques e *stocks* com metassomatismo potássico, alteração propilitica, sericítica fissural e argilização muito mais restrita.

Diversos granitoides se associam e compõem o embasamento das vulcânicas. Os mais antigos são granitos cinza de granulação média, cortados por granitos finos róseos, com textura aplítica. Afloramentos menores de granodioritos faneríticos com granulação grossa a porfíricos foram observados junto às vulcânicas. Essas rochas apresentam alteração hidrotermal fraca a incipiente, incluindo metassomatismo potássico, sericitização, propilitização e silicificação local, além de vênulas de quartzo com sulfetos.

## GEOQUÍMICA

Os granitoides plotam no diagramas TAS no campo dos granitos, enquanto que os pórfiros se situam no campo dos quartzozonitos (Fig. 1A). As rochas vulcânicas são predominantemente riolitos, com uma amostra de traquidacito (Fig. 1B). Os granitos são cálcio-alcálico a álcali-cálcicos, enquanto os pórfiros são predominantemente alcalinos (Fig. 1C). O conjunto das rochas têm composições compatíveis com granitos de arcos vulcânicos com evolução para granitos de intraplaca, além de alguns sin-colisionais (Fig. 1D). O ambiente tectônico é de margem continental ativa (Fig. 1E). Os padrões de distribuição dos ETR distinguem pelo menos duas sequências de rochas cálcio-alcálicas, uma de rochas menos evoluídas e outra de mais evoluídas. Tanto as rochas plutônicas quanto as vulcânicas apresenta, leves anomalias de Ce, típicas de alterações hidrotermais ou de magmas gerados em ambiente de subducção (Fig. 1F).



**Figura 1.** (A) e (B) Diagramas de classificação de rochas plutônicas, subvulcânicas e vulcânicas (Middlemost, 1985); (C) Filiação geoquímica das rochas magmáticas segundo o diagrama proposto por Frost et al. (2001); (D) Diagrama de discriminação geotectônica para o conjuntos de rochas estudadas (Pearce 1984); (E) Diagrama de discriminação geotectônica de Schandl & Gorton (2002); (F) Padrões de elementos ETR normalizadas pelo condrito (Nakamura 1974).

## GEOCRONOLOGIA

Amostras de 13 litotipos vulcânicos, subvulcânicos e plutônicos foram datados pelo método U-Pb SHRIMP IIe em zircão no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução da Universidade de São Paulo. O Riolito I apresenta idades de  $1967 \pm 6,6$  Ma,  $1970 \pm 20$  Ma e  $1975 \pm 5,3$  Ma, enquanto que o Riolito II tem  $1966 \pm 22$  Ma. Uma rocha vulcanoclástica resultou em idade de  $1966 \pm 6,3$  Ma. Os granitos granofíricos têm idades de  $1959 \pm 25$  Ma e  $1980 \pm 15$  Ma que podem indicar que os corpos são em parte mais antigos e em parte intrusivos nas rochas vulcânicas, confirmando as observações em campo. Os três corpos de pórfiros apresentaram idades de  $1963 \pm 15$  Ma,  $1959 \pm 5,5$  Ma e  $1980 \pm 6,6$  Ma. O granodiorito de granulação fanerítica grossa apresenta idade de  $1956 \pm 19$  Ma enquanto que os granitos do embasamento mostram idades de  $2023 \pm 30$  Ma e  $2123 \pm 86$  Ma.

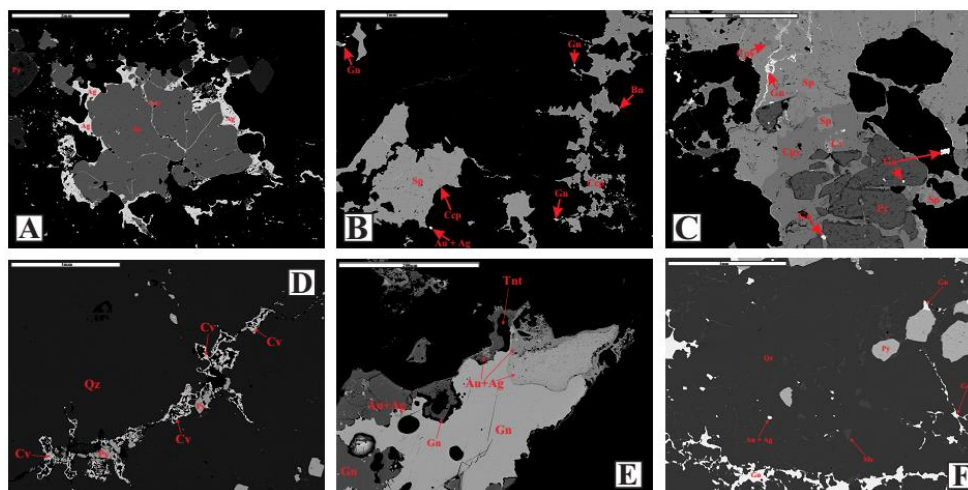
As idades modelo  $T_{DM}$  obtidas para as amostras distribuem-se em um pequeno



intervalo entre 2310 Ma a 2360 Ma, com valores de  $\epsilon Nd(t)$  levemente negativos, juntamente com a razão inicial de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ( $0,7030 \pm 0,0027$ ), sugerindo fontes de crosta inferior, com alguma contribuição de matérias juvenis e possível assimilação crustal, podendo indicar diferenciação manto/crosta no final do Sideriano.

### MEV DOS MINERAIS DE MINÉRIO

Em imagens obtidas por Microscopia Eletrônica de Varredura observa-se nos veios mineralizados do Filão Galena, ocorrência de prata nativa nas bordas da esfalerita (Sp), sendo cortadas por finas vênulas de calcopirita (Ccp) (Fig. 2A) e, comumente, presença de finas inclusões de *electrum* nas bordas da esfalerita, bem como ocorrência de bornita (Bn) nas bordas da calcopirita (Fig. 2B) em matriz sericitica. A forma mais comum da pirita (Py) é subédrica, com inclusões de galena (Gn) envolvida por calcopirita e inclusões de esfalerita na calcopirita, sendo posteriormente cortada por galena e covellita (Fig. 2C). No Filão Mãe de Leite, é possível observar fraturas preenchidas por pirita e covellita (Cv), provavelmente em zona intemperizada (Fig. 2D) nos veios de quartzo. Comumente encontrado ligas de ouro (Au) e prata (Ag) na galena (Fig. 2E) ou ocorrendo como finas inclusões no quartzo (Fig. 2F) em matriz com intensa sericitização da encaixante. A pirita é a fase mineral predominante em ambos os filões e comumente está associada a calcopirita e galena.



**Figura 2.** Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por MEV, mostrando aspectos texturais e associação mineral do minério: (A) Esfalerita com prata nativa (Filão Galena); (B) Eléctrum nas bordas da esfalerita (Filão Galena); (C) Calcopirita com inclusões de esfalerita e pirita com inclusões de galena (Filão Galena); (D) Pirita e covellita preenchendo fraturas (Filão Mãe de Leite); (E) Electrum nas bordas da esfalerita (Filão Mãe de Leite); (F) Inclusões de eléctrum no veio de quartzo (Filão Mãe de Leite).

### DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As rochas vulcânicas hospedeiras das mineralizações de ouro têm composições compatíveis com rochas de arcos vulcânicos desenvolvidas em margem continental ativa, contexto esse distinto do modelo tectônico até então considerado para região. Essas rochas tem idades de ca. 1,97 Ga e, portanto, não podem ser correlacionadas com as rochas da formação Vila Riozinho ou do Grupo Iriri. As idades e as características geoquímicas dos granitos subvulcânicos indicam que esses corpos se formaram em diferentes estágios, variando de pré- a pós vulcânicas. As rochas graníticas tem idades mais antigas que os granitos da Suite Intrusiva Parauari, que segundo os mapas geológicos disponíveis, aflorariam na região. As rochas do embasamento também tem idades mais antigas que as rochas da Suite Intrusiva Creporizão, que deveria aflorar no local e esse conjunto de dados indicam uma

geologia mais complexa que a até então considerada para a PMT, notadamente quanto ao vulcanismo félsico a intermediário.

As zonas mineralizadas se concentram nos domos de riolitos e nas suas proximidades e são controladas por zonas de falhas rúpteis, tendo sido possível constatar a existência de vários pulsos de alteração hidrotermal. Suas mineralogias e tipologia são típicas de sistemas epitermais *low-* a *intermediate-sulfidation*. As alterações hidrotermais nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas são as mesmas verificadas nos granitos subvulcânicos e nos pórfiros, indicando tratar de um mesmo sistema magmático-hidrotermal. As alterações sericítica e argílica muito intensas em granito e a presença de *stockworks*, bem como a relação genética existente entre as mineralizações epitermais e unidades vulcânicas, sugerem extensão para depósitos do tipo pórfiro e metais de base preciosos.

A composição mineralógica do minério e as alterações hidrotermais são também semelhantes às de sistemas magmáticos-hidrotermais polifásicos rasos.

Esse conjunto de dados indica que os eventos vulcânicos não apenas são mais espalhados no tempo na PMT, como há outras épocas metalogenéticas para sistemas magmáticos-hidrotermais, além daqueles de 1,88 Ga descritos por Juliani *et al.* (2005) e por Agura (2013).

### AGRADECIMENTOS

CT-Mineral/MCT/CNPq (Proc.: 550342/2011-7), INCT- Geociam (Proc.: 573733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS, CAPES e Chapleau Resources Ltd/Magellan Minerals Ltd. em especial ao geólogo Carlos Fernando Ulema Ribeiro.

### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguja M.A. 2013. Mineralizações epitermal *low-sulfidation* e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 235p.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. *A geochemical classification for granitic rocks*. *Journal of Petrology*, **42**: 2033-2048.

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.

Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. *Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints*. *Chemical Geology*, **215**: 95-125.

Juliani C., Carneiro C.C., Carreiro-Araujo S.A., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V., Crósta A.P. 2013. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. *In: Simp. Geol. Amazonia*, 13, Belém, (CD-ROM).

Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. *Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil*. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.

Middlemost E.A.K. 1985. *Magma and magmatic rocks*. Longman, London.

Nakamura N. 1974. *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites*. *Geochimica et cosmochimica Acta*, **38**: 757-775.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.

Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A.F., Barreto E.L., Nascimento J.O., Oliveira J.R., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim, VIII Relatório final, DNPM/CPRM, Manaus.

Schandl E.S & Gorton M.P. 2002. *Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments*. *Economic Geology*, **97**: 629-642.

Tokashiki, C.C. 2015. *Mineralizações Low-e intermediate sulfidation de ouro e de metais de base em domos de riolito Paleoproterozóicos na porção da Província mineral do Tapajós*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 172 p.

Tokashiki C.C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Aguja M.A., Arrais L.B. (no prelo). *Eventos Vulcânicos de 1,97Ga com mineralizações de ouro epitermais low- e intermediate sulfidation na porção sul da Província Aurífera do Tapajós (PA)*. Livro *Contribuições a Geologia da Amazônia*.

## Carajás and Tapajós Mineral Provinces: Cratonic and Pericratonic Lithosphere Keel Metallogeny

Noeivaldo A. Teixeira<sup>(1)</sup>, Fernando M. V. Matos<sup>(2)</sup>, Carlos E. Ganade<sup>(1)</sup>, Evandro L. Klein<sup>(1)</sup>, Ana M. Dreher<sup>(1)</sup>, Felipe M. Tavares<sup>(1)</sup>, Leandro D. Campos<sup>(1)</sup>, Filipe Porto<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Geological Survey of Brazil,

<sup>(2)</sup> Vale S.A.

### Abstract

Polymetallic ore deposits in the southeast part of the Amazon craton are grouped into three main geotectonic settings: (i) Archean TTG (tonalite-trondhjemite-granites) and greenstone belts that host low tonnage orogenic-gold deposits (e.g. Rio Maria Province); (ii) Archean polymetallic SCLM rift that hosts world-class Fe, Cu-Au, Ni, Au-PGE deposits (e.g. Carajás Mineral Province, CMP); and (iii) Paleoproterozoic (<2 billion years) gold quartz veins deposits in the rifted edge of the Amazon cratonic lithosphere (e.g. Tapajós Gold Province, TGP). Apart from the orogenic gold deposits of the Rio Maria Province, which will not be discussed here, the tectonic setting and magmatic activity of the CMP and the TGP was most likely bimodal anorogenic. The Carajás' mineral deposits (hydrobiogenic volcanic-exhalative iron, IOCG, redox-associated Mn, lateritic Ni, Au-PGE and Ni-PGE reef) were formed during the evolution of an Archean SCLM rift. The TGP is formed by small epithermal and pluton-related Au ± (Zn-Pb-Cu-Fe) quartz vein deposits (< 2 billion ounces). The TGP deposits are hosted by an A-type volcanic-subvolcanic-plutonic magmatic system driven by a mafic underplating-plume event. During the Archean the plume impact focused in the cratonic keel (150 km-thick CMP). Later, during the Paleoproterozoic, a larger plume was deflected and channelled to a rifted-edge keel (100 km-thick) forming the TGP. The CMP and the TGP are an inherited characteristic of the disturbed SCLM during rifting events. They are not related to the formation of a convergent plate margin.

### Introduction

This paper compares the mineral deposits and large-scale geology of the CMP and the TGP in the context of the SCLM metallogeny. Although these two regions have different mineralization styles and ages, their main mineral deposits evolved in intracratonic extensional settings where mantle dynamics would play a significant role. The areas discussed comprise parts of the geochronological provinces of Carajás (3.10-2.53 Ga), Tapajós-Parima (2.03-1.88 Ga) and Central Amazonia (1.88 Ga) (Santos et al. 2000).

The Carajás Mineral Province (CMP) is an Archaean rift developed over a TTG-greenstone basement with minor orogenic gold endowment (e.g. Rio Maria Province). This Archaean block is, according to Cordani et al. (1984), surrounded by progressively younger orogenic belts that amalgamated to form a coalescence of accreted terranes. Thus, according to several authors (e.g. Juliani et al. 2014) the Proterozoic mineral deposits of the TGP have been attributed to a long-lived continuous accretionary environment (up to 300 Ma).

This work suggests that the metallogeny of the CMP is typical of extensional processes developed over a thick (SCLM) keel (Grainger et al. 2008; Teixeira et al. 2009). The Tapajós Mineral Province (TGP) is located on the thinned portion of the keel. It also suggests that the Amazon Cratonic keel channelled asthenosphere-derived melts to the rifted margins in the 2.0-1.7 Ga period, generating the huge Parauari- and Maloquinha-like underplate magmatism.

## **Geotectonic Setting and Metallogenic Model**

Seismic tomography (Assumpção et al., 2013) reveals that the CMP sits over a thick (>150 km) lithospheric keel. Conversely, the TGP is located where seismic velocities ( $v_p$ ) decrease at depths of <100 km indicating a thinner lithosphere. The gold mineralization of the TGP is hosted by the Creporizão, Parauari and Maloquinha plutonic-volcanic sequences. They cover an area of approximately 2,000,000 km<sup>2</sup> forming an extensive intra-continental anorogenic magmatic event (Klein et al., 2012). It is well known that world-class mineral deposits and provinces are associated somehow with the mantle dynamics (Groves et al., 2010; Griffin et al., 2013). An essential element to form world-class deposits is a fertile upper-mantle source region. The fertilization is heterogeneous and can form different reservoirs of fluids and metals. For instance, the 1.8 Ga A-type granites of the CMP are richer in copper than anywhere else in the Amazon region, suggesting a previous copper enrichment in the mantle. The fertilization process may be related in part to previous subduction or be an inherited characteristic of the mantle disturbed during plume activity or rifting events. Garnet and spinel xenocrystals in kimberlites of the Amazon Craton show that only a small depleted harzburgite lithosphere of the craton was preserved. The Amazon keel seems to have been deeply fertilized and was rheologically weakened during the Paleoproterozoic, allowing the infiltration of magma and hydrothermal fluids at the Amazon Craton edge.

## **Carajás Polymetallic Mineral Province**

The Carajás Archean rift (Gibbs et al., 1986) hosts a giant 200 x 100km ore system. The basin was initially filled-up by continental tholeiitic basalts and rhyolites (Parauapebas Formation), followed by BIF's and volcanogenic sediments (Carajás Formation), and upper units dominantly composed of sedimentary and volcanoclastic rocks (Pojuca and Igarapé Bahia units) (DOCEGEO, 1988). This sequence was intruded by 2.76 Ga layered mafic-ultramafic intrusions (e.g. Luanga) and A-type granites (e.g. Estrela, Planalto). The rift is unconformably covered by shallow marine to fluvial sedimentary rocks of the Águas Claras Formation. Three main mineralizing mantle-related processes are recognized in the Carajás rift (Teixeira et al., 2009): (i) 2.76 Ga crustal extension (plume or decompressional mafic underplating), resulting in basaltic and rhyolitic flows, giant hydrobiogenic volcanic-exhalative iron deposits (e.g. N4, S11D), minor Cu-Zn disseminated volcanogenic deposits (e.g. Pojuca), PGE-Ni reefs in tholeiitic mafic-ultramafic layered intrusions (e.g. Luanga) and IOCG deposits (e.g. Sequeirinho-Pista, Moreto et al., 2015); (ii) 2.61-2.55 Ga crustal extension, decompression melting of the metasome, formation of saturated (O-H-C-S-Cl-F-rich), blind MMM and IOCG deposits (e.g. Salobo, Alemão); (iii) 1.88 Ga A-type granites reflecting a huge mantle plume event, which covers all the central Amazon Craton, producing in the Carajás Province Cu-(Au-Mo-W-Sn) greisens (e.g. Breves), Cu-Au-Mo-F deposit (e.g. Gameleira), manganese deposits, as well as the unusual, Au-PGM deposit of Serra Pelada, both of which are correlated to the Águas Claras Formation's lowermost unit. Grainger et al. (2008) and Teixeira et al. (2009) considered that the metallogeny of the CMP is petrologically related to the SCLM dynamics involved in an active rift setting.

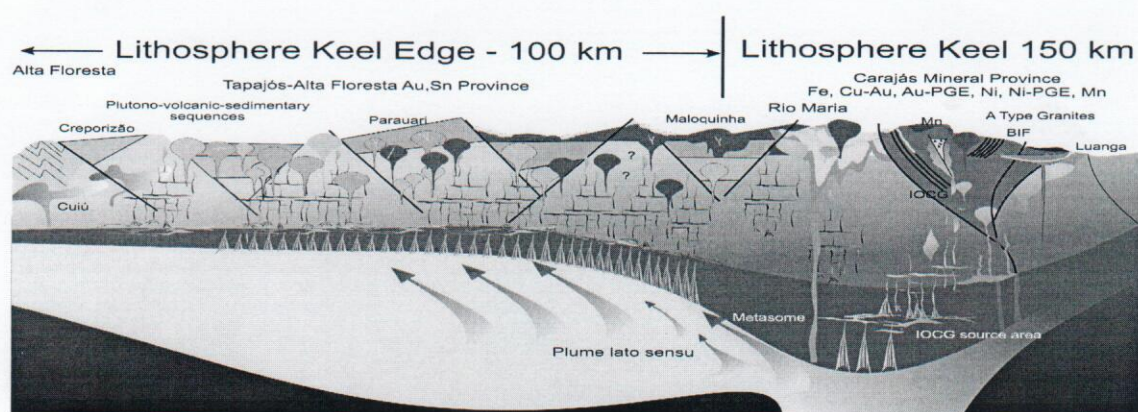
## **Tapajós Gold Province**

The TGP is hosted by three plutonic-volcanic sequences: Creporizão-Vila Riozinho (2.00 – 1.96 Ga), Parauari-Bom Jardim, (1.89-1.88 Ga) and Maloquinha-Moraes de Almeida (1.89-1.86 Ga). Two gold mineralizing events have been documented (at 1.96 and 1.88 Ga). The youngest is probably related to the calc-alkaline Parauari and/or alkaline Maloquinha granitoid intrusions. The TGP gold deposits are described as high-and low-sulfidation

epithermal (Dreher et al. 1998; Jacobi 1999), porphyry (Juliani et al. 2014), intrusion-related (Villas et al. 2013) and orogenic (Coutinho, 2008) types of deposits. We suggest that the TGP gold deposits are not porphyry-type or *sensu strictu* intrusion-related gold deposits. They represent a new type of mineralization related to intracratonic A-type volcanic-subvolcanic-plutonic gold system. In fact, almost 100% of the artisanal gold production in the last three decades came from granitoid-hosted quartz-gold veins controlled by regional faults and locally by brittle-ductile shear zones. The sericite-chlorite-carbonate alteration is restricted to and adjacent to the veins. According to Juliiani et al. 2014, the Paleoproterozoic TGP would be associated with two magmatic arcs: one formed by steeply dipping subduction and the other by a flat one. In contrast, we argue that the TGP gold deposits result from intra-continental magmatism at the edge of a rifted cratonic keel. The large dominance of felsic magmatism and its huge volume can be explained by a megaplume impact that pooled mafic magmas at the base of the crust producing calc-alkaline and A-type magmatism.

## Conclusion

The main successive ore-forming events at 2.70, 2.55, 1.88 Ga of the Amazon craton are consistent with rifting and the breakup of supercontinents with specific examples involving the Ur, Kenorland and Columbia. The CMP and TGP are located within a cratonic keel and its borders. The first exemplifies the typical metallogeny of a SCLM rift. The CMP results directly from two major magmatic-extensional periods: 1) continental tholeiitic basalts at the base of the rift; and 2) small volumes of alkaline mantellic magmas, which exsolved expressive volumes of volatiles before reaching the upper crust. The rifting activity was accompanied initially by large exhalative and bacteria activity (BIF), coeval with copious bimodal magmatism, exemplified by the Ni-PGE reefs in mafic-ultramafic magma chambers and granites. At 2.55 Ga the blind alkaline mantellic magmas were responsible for the escape of a significant amount of volatiles (Cl, F, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>) through translithospheric faults forming the world-class IOCG deposits ultimately. The TGP, in turn, results from widespread A-type magmatism produced by underplating and plume impact at the craton border. Although high- and low-sulfidation deposits have been described in the Paleoproterozoic TGP, most of the gold production comes from epithermal and pluton-related quartz vein deposits. The absence of world-class gold deposits in the TGP could be related to the metals' dilution by huge volumes of asthenospheric melts. This is different for the CMP where magmatism focused on extensional structures in a smaller area. The CMP and TGP were formed in the SCLM keel rather than in a convergent subduction setting (**Figure 1**). Moreover, these conclusions could be further extended to the Alta Floresta Gold Province.



**Figure 1:** Tectonic scheme illustrating the role of the SCLM in the metallogeny of the SE Amazon Craton.

## References

- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., & Julià, J. (2013). Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609, 82-96.
- Assunção & Klein (2014) *Journal of South American Earth Sciences* 49, pp 85-105.
- Cordani, U. G. ; Tassinari, C. C. G. ; Kawashita, K. . A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas.. *Revista Ciências da Terra*, v. 9, p. 6-10, 1984.
- Coutinho (2008) *Província Mineral do Tapajós e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. CPRM, Rio de Janeiro, 420p.
- DOCEGEO, 1988, Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás— Litoestratigrafia e principais depósitos minerais: Congresso Brasileiro de Geologia, 35th, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, Proceedings, p. 11–54.
- Dreher, A. M., Vlach, S. R., & Martini, S. L. (1998). Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará state, northern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 28(3), 397-404.
- Jacobi, P. (1999). The discovery of epithermal Au-Cu-Mo proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 29(2), 277-279.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., and Olszewski, W.J., Jr., 1986, Age and composition of the GrãoPará Group volcanics, Serra dos Carajás: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, p. 201–211.
- Grainger, C.J., Groves, D.I., Tallarico, F.H.B., and Fletcher, I.R., 2008, Metallogensis of the Carajás mineral province, southern Amazon craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation: *Ore Geology Reviews*, v. 33, p. 451–489.
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., and Hitzman, M.W., 2010, Iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits: *Economic Geology*, v. 105, p. 641–654.
- Griffin, W. L., Begg, G. C., & O'Reilly, S. Y. (2013). Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits. *Nature Geoscience*, 6(11), 905-910.
- Juliani *et al.* (2014) In: Silva *et al.* (org) *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. CPRM, Belo Horizonte, pp 229-268.
- Klein, E.L., Almeida, M.E., and Rosa-Costa, L.T., 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America: Large Igneous Province Commission, November 2012 LIP of the Month. *Lloyd *et al.* (2010) Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012) 115(B11).*
- Moreto, C.P.N.; Monteiro, L.V.S.; Xavier, R.P.; Creaser, R. A.; Dufrane, A.; Tassinari, C.C.G.; Sato, K.; Kemp, A.I.S.; Amaral, W.S. 2015. *et al.* 2015. Neoproterozoic and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajas Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 110, p. 809-835, 2015.
- Teixeira *et al.* (2009) III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, RS.
- Villas, R.N.; Santiago, E.S.B.; Castilho, M.P. 2013. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Revista de Geologia – USP, sériecientífica*, vol. 13, nº 1, p. 1-20.

# ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E FONTE DOS FLUIDOS MINERALIZANTES DO OURO NO GARIMPO DO PAPAGAIO, PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT)

Marcelo Garcia Galé<sup>1</sup>, Paulo César Corrêa da Costa<sup>2</sup>, Rafael Rodrigues de Assis<sup>3</sup>, Caetano Juliani<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, IGc-USP

<sup>2</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET-UFMT,

<sup>3</sup>Departamento de Petrologia e Metalogenia, IGCE-UNESP

<sup>4</sup>Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, IGc-USP

## INTRODUÇÃO

O Garimpo do Papagaio localiza-se no Cráton Amazônico, na porção sul da província geocronológica Ventuari-Tapajós, nas proximidades do limite com a província Rio Negro-Juruena, de acordo com o modelo de Tassinari & Macambira (2004). Segundo esses autores, a província Ventuari-Tapajós seria constituída predominantemente por rochas plutono-vulcânicas (Fig. 1) geradas em arcos magmáticos insulares que se desenvolveram e se amalgamaram no Paleoproterozóico. A região do garimpo é também comumente considerada como parte da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), definida como um terreno com mais de 500 km de comprimento estruturalmente orientado segundo W-NW.

Silva & Abram (2008) descreveram as mineralizações de ouro do Garimpo do Papagaio como hospedadas em andesitos e dacitos porfiríticos cinzas, com fenocristais de plagioclásio e matriz com plagioclásio, quartzo, biotita e agregados de magnetita. Galé *et al.* (2015a) classificaram quimicamente essas rochas como cálcio-alcálicas de alto potássio, metaluminosas a peraluminosas, com composições semelhantes às de granitos do Tipo I. Esses autores obtiveram idades U-Pb de  $1.781,4 \pm 7,5$  Ma para essas rochas, o que permitiu correlacioná-las com as rochas da Suíte Colíder.

A mineralização aurífera é formada predominantemente por veios de quartzo sulfetados verticais, paralelos, orientados segundo  $\sim N40^\circ E$ , com pirita (5-70%), esfalerita (3-50%), calcopirita (5-30%) e covelita ( $\sim 1\%$ ) e, subordinadamente, por zonas menores de *stockworks*. Os veios apresentam espessuras variando de 1 a 50 centímetros e espaçamento médio de 100 metros. Um segundo sistema, menos frequente, também vertical, orienta-se perpendicularmente ao anterior ( $\sim N50^\circ W$ ), com veios com espessuras entre 1 a 10 centímetros (Galé *et al.*, 2015b). Entretanto, nestes não foram verificadas atividades garimpeiras, o que sugere ausência de mineralização.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Os seguintes procedimentos foram utilizados no desenvolvimento desses estudos: (i) mapeamento geológico na escala 1:25.000; (ii) caracterização petrográfica das rochas e das alterações hidrotermais; (iii) estudos petrográficos de inclusões fluidas em quartzo de veios utilizando-se dos critérios de Bodnar (2003) (iv) microtermometria em inclusões fluidas.

As inclusões fluidas foram estudadas em três amostras de quartzo de veios mineralizados. Nessas foram caracterizadas as populações, a distribuição das inclusões e os tipos dos fluidos de cada conjunto. Os estudos petrográficos e microtermométricos das inclusões fluidas foram feitos no Laboratório de Inclusões Fluidas do Instituto de Geociências (IG) da Unicamp, com o uso de uma platina de aquecimento/resfriamento LINKAM THMSG600 adaptada a um microscópio LEICA® DMLP. A calibração foi feita com inclusões sintéticas aquo-salinas e aquo-carbônicas da SYN FLINC.



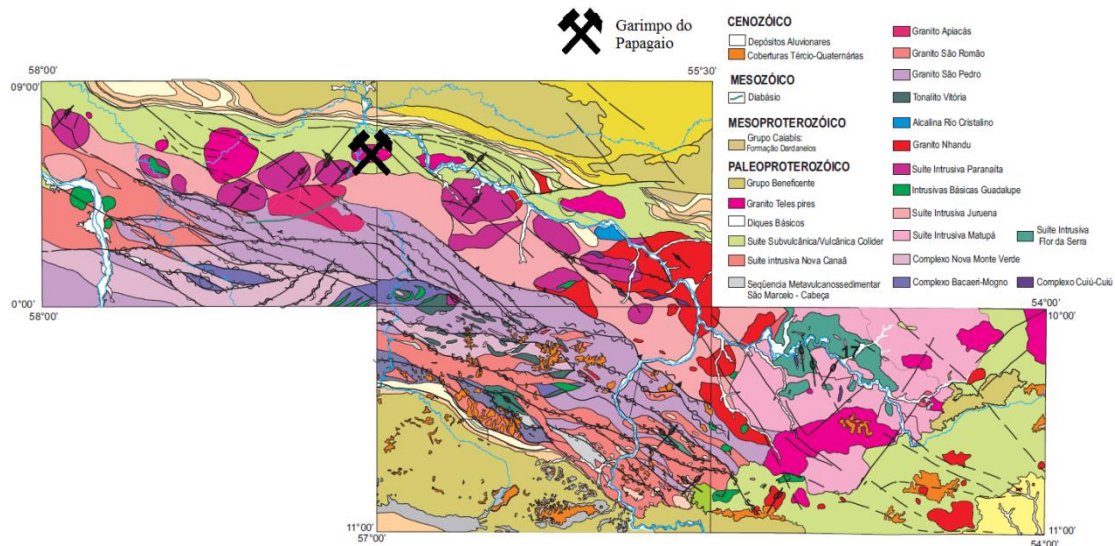


Figura 1 – Mapa geológico integrado da PAAF, com a localização do Garimpo do Papagaio. (Modificado de Souza *et al.*, 2005).

## RESULTADOS

A alteração hidrotermal afetou generalizadamente as rochas no Garimpo do Papagaio, mas em intensidade variada, se concentrando particularmente nas bordas dos veios mineralizados. Foi reconhecido um metassomatismo potássico inicial em estilo pervasivo, representado pela associação microclínio ± biotita ± quartzo ± sulfetos, onde o feldspato potássico hidrotermal confere tonalidades avermelhadas características às rochas. O feldspato hidrotermal substituiu preferencialmente o plagioclásio ígneo, parcial ou completamente. Seguiu-se um estágio de alteração sericítica pervasiva a fissural, concentrada nas salbandas dos veios, representada pela paragênese sericita + muscovita + pirita (QSP), que altera as tonalidades das rochas para acinzentadas. Também verificou-se uma alteração pervasiva de temperatura relativamente alta, representada pela associação actinolita + epidoto + clorita ± sericita ± carbonatos ± apatita. Essa alteração, de intensidade fraca e tardia, é verificada regionalmente. Tipicamente substituiu os núcleos mais cálcicos do plagioclásio e os feldspatos potássicos ígneos e hidrotermais.

No quartzo dos veios mineralizados foram identificados, com base no número de fases observadas à temperatura ambiente (25 °C), três grupos de inclusões fluidas (IFs). Composicionalmente as IFs foram agrupadas em: **Tipo I** - inclusões aquo-carbônicas, com ocorrência restrita de sais; **Tipo II** - aquosas bifásicas (L + V); **Tipo III** - aquosas tri- à multifásicas (L + V + S), com sólidos com índices de refração semelhantes aos do quartzo hospedeiro, sugerindo serem cristais de saturação de halita. Em menor proporção foram também observadas IFs monofásicas, preenchidas possivelmente apenas por H<sub>2</sub>O líquido, que ocorrem juntamente com as IFs dos tipos II e III. Inclusões fluidas carbônicas também estão presentes em número reduzido no grupo I.

As IFs de todos os grupos apresentaram formas arredondadas a irregulares e não excedem 12 µm de comprimento. As do Tipo III são mais frequentes e ocorrem associadas com as inclusões do Tipo II, configurando "nuvens" isoladas ou trilhas pseudo-secundárias (Fig. 2A). As IFs de ambos os grupos tem grau de preenchimento da fase volátil homogêneo (10 a 30%). As IFs do Tipo I são primárias, ocorrem preferencialmente em conjuntos isoladas e raramente coexistem com as dos tipos II e III. Porém, quando coexistem, exibem feições de estrangulamento (*necking down*) (Fig. 2B). O grau de preenchimento é bastante heterogêneo, variando de 20 a 90% do volume total da inclusão, com moda entre 50 e 70%. As IFs do Tipo III podem conter mais de um cristal de saturação, de hábitos cúbico e acicular, os quais

podem preencher de 2 a 70% do volume total da inclusão (Fig. 2C).

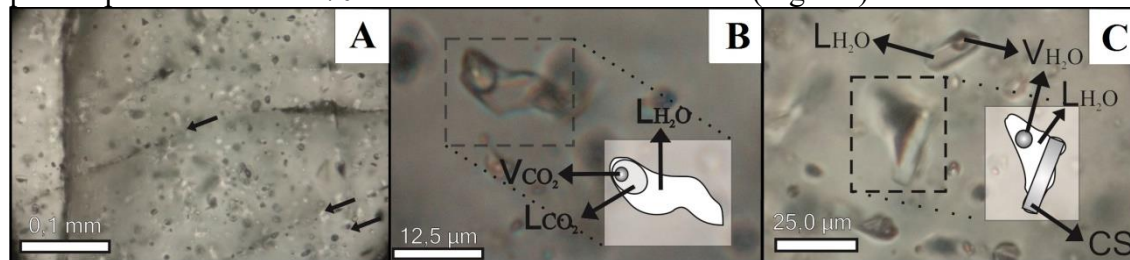


Figura 2 – Fotomicrografias de distribuição e detalhe dos tipos de IFs em quartzo dos veios mineralizados. A) Inclusões dos tipos II e III, distribuídas em formas de "nuvens" e trilhas pseudo-secundárias (setas). B) Inclusão do Tipo I, com aproximadamente 20% de preenchimento em CO<sub>2</sub>. C) Detalhe das inclusões dos tipos II e III, com as fases líquida (L) e volátil (V) e com os cristais de saturação (CS).

A temperatura de fusão da fase carbônica das inclusões do Tipo I variou de  $-59,2$  a  $-56,2$  °C, porém, com maior concentração dos valores entre  $-56,6$  a  $-56,4$  °C. Essas temperaturas indicam que a fase volátil dessas inclusões é constituída apenas por CO<sub>2</sub>, sem outros voláteis, como o N<sub>2</sub> e/ou CH<sub>4</sub>, os quais provocariam um abaixamento do ponto triplo do CO<sub>2</sub> ( $-56,6$  °C). Houve a nucleação de clatrato durante o resfriamento das inclusões, o qual apresentou temperaturas de dissolução entre  $6,1$  a  $8,8$  °C, representativas, portanto, de baixas salinidades (2,4% a 7,2% em peso equivalente de NaCl). A homogeneização do CO<sub>2</sub> predominantemente para a fase líquida (86,5% dos casos) ocorreu no intervalo de  $18,9$  a  $30,9$  °C, com moda em torno dos  $29,0$  °C. Não foi possível a obtenção das temperaturas de homogeneização total para esse grupo de inclusões, devido à crepitação a partir dos  $325$  °C.

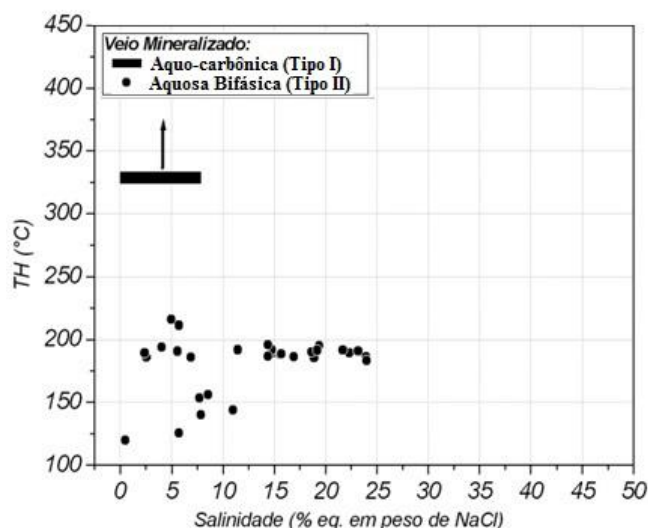


Figura 3 - Correlação entre temperatura de homogeneização total das inclusões (TH) e salinidade (% em peso equivalente de NaCl), para as inclusões descritas no quartzo dos veios mineralizados do Garimpo do Papagaio.

A microtermometria indicou que as inclusões do Tipo II exibem dois padrões de temperaturas para o ponto eutético: um entre  $-68,2$  e  $-58,9$  °C e outro mais representativo (89,5 % dos casos), entre  $-43,5$  a  $-20,4$  °C, com uma moda em  $35,0$  °C. Em alguns cristais ocorreu a formação de hidrohalita, da qual se obteve temperaturas de dissolução entre  $-28,1$  a  $-18,2$  °C. A temperatura de fusão do gelo varia de  $-22,5$  a  $0$  °C, o que demonstra salinidade baixa a moderada, entre 0,5 a 24,0 % em peso equivalente em NaCl. A temperatura de homogeneização total variou de  $115,1$  a  $216,2$  °C.

A temperatura do ponto eutético para as inclusões do Tipo III se mostram muito variadas ( $-64,9$  a  $-28,3$  °C) e também ocorreu a formação de hidrohalita, que apresentou temperaturas de dissolução mais homogêneas ( $-26,7$  a  $-24,4$  °C). Não foi possível obter valores de temperaturas de homogeneização total e fusão do gelo para as inclusões desse tipo, provavelmente devido à saturação em sais.

## CONCLUSÕES

A variação nas dimensões das IFs, aliada à alta quantidade de cristais de saturação (aprisionamento acidental) nas inclusões do Tipo III não permitem confiabilidade quanto aos dados microtermométricos obtidos e, portanto, impossibilita estimativas dos reais parâmetros físico-químicos deste fluido. As inclusões do tipo I e II comprovam a existência de ao menos dois tipos de fluidos, o primeiro, aquo-carbônico (Tipo I), de alta temperatura e baixa salinidade, com grande variação no grau de preenchimento do CO<sub>2</sub> (imiscibilidade?), possivelmente proveniente de zonas de transição entre profundidades mesotermiais/plutônicas e de ambiente do tipo pórfiro (> 5km) (Sinclair, 2007). O segundo, um fluido aquoso de menor temperatura e maior salinidade (Tipo II), de origem ainda desconhecida (Fig. 3). Uma possível interação entre esses dois fluidos pode ser responsável por mudanças nas condições físico-químicas e, conseqüentemente, poderia ter implicado na precipitação do seu conteúdo metalífero. Nesse contexto, a colocação de corpos sub-vulcânicos pode ter 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.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Professor Dr. Roberto Perez Xavier e ao IG-Unicamp pelo auxílio na aquisição e interpretação de dados de inclusões fluidas. Também agradecem ao INCT- Geociam (Proc.: 573733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS, CT-Mineral/MCT/CNPq (Proc.: 550342/2011-7), CAPES PROCAD 68/2010 nº 23038.000675/2010-15 e a GEOMIN Geologia e Mineração Ltda pelo auxílio financeiro.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bodnar R.J., 2003. Introduction to fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral. Assoc. Canada, Short Course 32, 1-8
- Galé M. G., Corrêa da Costa P. C., Pinho F. E. C., Barros M. A. S., Juliani C.; 2015a. Vulcânicas Hospedeiras da Mineralização de Ouro do Garimpo do Papagaio, Província Aurífera de Alta Floresta (MT): Litogeoquímica e Idades., XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos IX International Symposium On Tectonics, anais, Vitória-ES.
- Galé M. G., Corrêa da Costa P. C., Pinho F. E. C., Barbosa E. S., Juliani C.; 2015b. Caracterização Estrutural de Fraturas e Veios de Quartzo do Garimpo do Papagaio, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos IX International Symposium On Tectonics, anais, Vitória-ES
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena–Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212 p.
- Sinclair W.D. 2007. Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (ed.). Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 223-243.
- 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. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds.) Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, p. 471-485.

# CONTROLES METALOGENÉTICOS DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS SECUNDÁRIAS (PLÁCERS) NA REGIÃO DE ALMAS/TO ASSOCIADAS AOS TERRENOS GRANITO-GREENSTONE DE NATIVIDADE

*Willi Jhon Santos Alves<sup>1</sup>; Clayton Ricardo Janoni<sup>1</sup>.*

Universidade Federal do Oeste da Bahia

willyjhon007@hotmail.com; clayton.janoni@ufob.edu.br

## INTRODUÇÃO

O Terreno Almas-Dianópolis no estado do Tocantins é alvo de explorações de mineralizações auríferas deste a época do Ciclo do Ouro, com o desbravamento da região pelos bandeirantes no século 17 e 18, constituindo atualmente importante fonte de renda para os garimpeiros e municípios da região sul-sudeste do estado do Tocantins, segundo dados de Cruz & Kuyumjian (1999).

Do ponto de vista geológico e econômico, a gênese dessas mineralizações auríferas apresenta uma importância significativa de acordo com os modelos metalogenéticos vigentes, pois traz uma série de indefinições quanto a compartimentação do quadro geológico encaixante e conseqüentemente das concentrações anômalas de ouro nesta região central do Brasil, pois o contexto geotectônico capaz de gerar as seqüências vulcanossedimentares traz consigo um história geológica extensa e antiga que remonta desde o Arqueano ao Paleoproterozóico, bastante mascarada por processos tectônicos mais jovens.

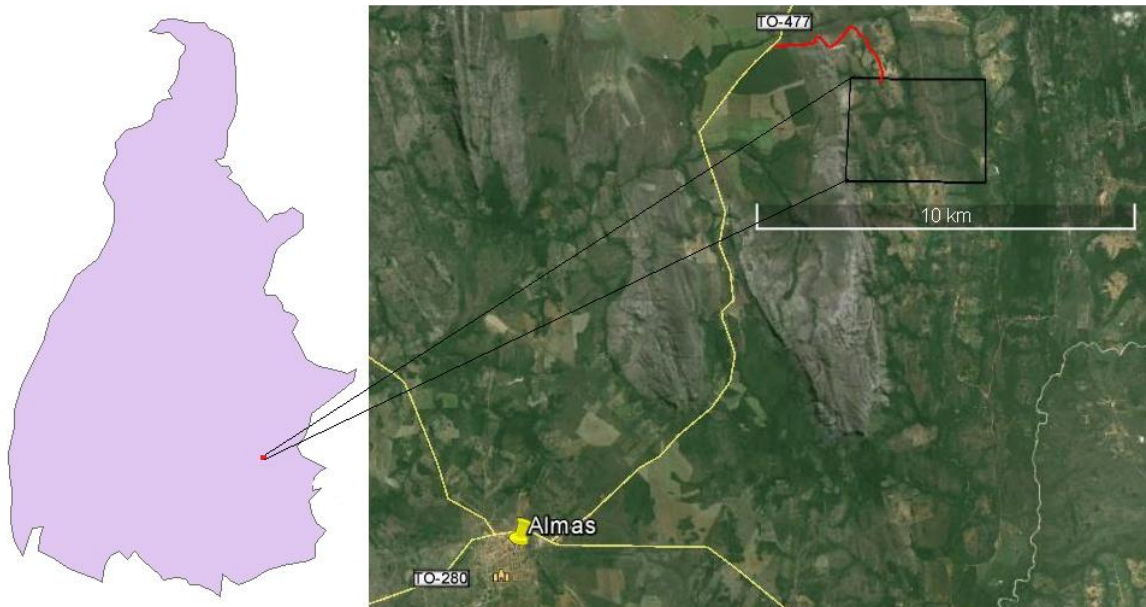
Associado a faixa Brasília de acordo com Kuyumjian (2012), o ouro primário na região de Almas/TO é do tipo *orogenic gold deposit* gerado por processos deformacionais compressivos a transpressivo nas margens das placas, ou seja, associado a arcos magmáticos deformados por intensas zonas de cisalhamento em borda de Crátons, que possibilitou a geração de zonas filonianas de quartzo contendo teores anômalos de ouro e outros metais associados. O evento orogenético é reconhecido neste caso remonta aos ciclos paleoproterozoico (Ciclo Uruçuano) e neoproterozoico (Ciclo Brasileiro), e possibilitou que houvesse a percolação de fluídos entre as zonas de cisalhamento, intrudindo os veios de quartzo e concentrando os depósitos auríferos.

A proposta deste trabalho fundamenta-se na investigação dos controles metalogenéticos que arquitetaram as mineralizações auríferas secundárias (depósitos tipo placers) provenientes das alterações físicas e químicas das rochas encaixantes da seqüência vulcanossedimentar Riachão do Ouro no Terreno Granito-Greenstone de Natividade na região de Almas/TO.

Localizada no sul do Tocantins, o acesso a Almas/TO partindo de Palmas (capital do estado) pode ser realizado pela BR010 até o município de Natividade e seguindo posteriormente pela TO-260 até o município de Almas, o restante do acesso é por estrada não pavimentada (Figura 1).

Os trabalhos científicos acerca do ouro secundário no estado do Tocantins são escassos, entretanto existem várias mineralizações auríferas secundárias sendo extraído por garimpeiros na região, o que justifica a necessidade de caracterizar esses depósitos aluvionares e o respectivo entendimento dos controles metalogenéticos, sejam eles, estruturais, tectônicos, geoquímicos, etc., enfim, balizadores para a criação de um modelo metalogenético para estas mineralizações e conseqüentemente a definição do potencial para prospecção e pesquisa mineral objetivando a lavra do minério.

Com isto, a retomada das pesquisas metalogenéticas para estas mineralizações auríferas se torna de fundamental importância não apenas de forma segmentada para as mineralizações primárias ou para as mineralizações secundárias, e sim, para o entendimento dos controles geradores partindo do entendimento integrado de ambas.



**Figura 1:** Mapa de localização da área de estudo, as principais vias de acesso e município de Almas/TO.

## **METODOLOGIA**

Procurando responder as questões acerca das mineralizações auríferas secundárias nos depósitos de Almas/TO, neste trabalho foram executadas levantamentos bibliográficos que contextualiza os principais compartimentos geológicos na área de estudo, possibilitando estabelecer relações entre as rochas encaixantes e as mineralizações de ouro secundário para caracterização das porções mais propícias a ocorrências do metal.

A investigação dos controles metalogenéticos que arquitetaram as mineralizações auríferas (depósitos tipo plácers) contou com a utilização de softwares e banco de dados do IBGE, CPRM onde se tornou possível a elaboração de mapa geológico, que demonstram espacialmente onde estão localizadas as ocorrências auríferas, controles estruturais das faixas vulcanossedimentares e as relações de contato dos depósitos aluvionares os compartimentos geológicos, visto que as mineralizações secundárias são provenientes das alterações físicas e químicas das rochas encaixantes da sequência vulcanossedimentar Riachão do Ouro no Terreno Granito-Greenstone de Natividade.

## **GEOLOGIA REGIONAL**

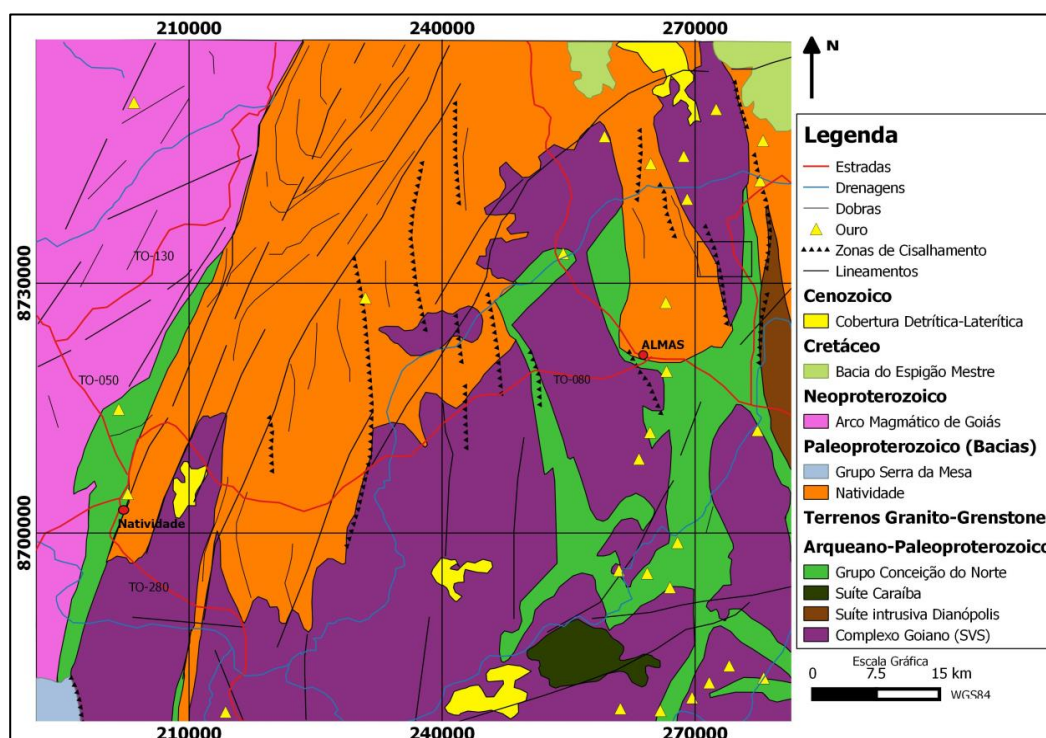
A compartimentação geológica regional da região central do Brasil, exatamente a região do estado do Tocantins tem como uma unidade maior a Província Tocantins, que se formou pela colisão do Cráton Amazônico (CAM) com o Cráton do São Francisco (CSF) e o Bloco Paranapanema encoberto pela Bacia do Paraná (Almeida et al., 1977). Entre os limites cratônicos desenvolveram uma série de bacias meso-neoproterozoicas, que após ciclos deformacionais, geram as faixas móveis delimitando contato entre zonas cratônicas, blocos arqueanos e terrenos granito-greenstone.

A área de estudo esta inserida na porção setentrional da Faixa Brasília de idade neoproterozoica na região de Almas/TO. Na região de Almas-Natividade ocorre os Terrenos Paleoproterozoicos denominados de Almas-Natividade que são constituídos de ortognaisses, granitos e sequências vulcanossedimentares expostas em extensa área da Província Tocantins. As principais unidades geológicas conhecidas no Terreno Almas-Natividade são: terrenos granito-gnáissicos, sequências vulcanossedimentares do Grupo Riachão do Ouro, Formação

Ticunzal, corpos máfico-ultramáficos, granitos estaníferos da Província Estanífera de Goiás. Dessas destaca-se na área de estudo o Grupo Riachão do Ouro (Uhlein et al, 1995).

Segundo Padilha (1984), o Grupo Riachão do Ouro inclui diversas faixas vulcanossedimentares, expostas na área entre Natividade e Almas e mais a sul, próximo a Conceição do Tocantins. Estas são separadas uma das outras por áreas de gnaisses e granitos com os quais sempre apresentam contatos tectônicos.

Ainda na década de 70, alguns autores reconheceram essas áreas de gnaisses e granitos como rochas pré-cambrianas e as classificaram em dois conjuntos: rochas gnáissicas mais ou menos migmatizadas, com alguns metassedimentos, foram atribuídas ao Complexo Goiano e em contrapartida os metassedimentos com metamorfismo de baixo grau, foram reunidos no Grupo Natividade (Figura 2).



**Figura 2:** Mapa geológico da região de Almas-Natividade e representação da área de estudo próxima a cidade de Almas/TO.

## CONTROLES METALOGENÉTICOS

Os depósitos auríferos podem ter origem em ambientes diversos, tais como: hidrotermais (epitermais), metamórficos e sedimentares. O ouro primário na região de Almas/TO é atribuído a processos metamórficos (Tipo Orogenic Gold) com forte controle estrutural, por processos deformacionais, compressionais a extensionais em limites de placas com acreção de terrenos.

A característica mais típica desses depósitos é sua associação com terrenos metamórficos e polideformados de todas as idades, desde *greenstone belts* e sequências vulcanossedimentares em áreas cratônicas e aos cinturões de dobramento da Faixa Brasília. Nos terrenos de Almas-Natividade, as mineralizações auríferas podem hospedar-se em qualquer tipo de rocha e em sequências vulcanossedimentares, por exemplo, a importância da rocha hospedeira pode ser avaliada em termos de sua contribuição à produção de ouro: rochas vulcânicas intrusivas máficas e Bif's, geralmente, são as mais importantes ao nível mundial, em alguns casos hospedando depósitos gigantes, como afirma Alvarez (2006).

Os depósitos auríferos secundários associados as sequências sedimentares ocorrem desde o Arqueano ao Cenozóico em diferentes continentes. Na gênese dos depósitos auríferos sedimentares de Almas/TO agentes intempéricos sobre as rochas encaixantes, foram capazes de concentrar substâncias minerais de interesse econômico formando aluviões com depósitos auríferos.

Trabalhos de campo realizados na região de Almas/TO, indicam que as mineralizações auríferas secundárias ocorrem associadas a aluviões nos domínios da sequência Vulcanossedimentar Riachão do Ouro. Ocorrem também associado a crostas ferruginosas, porém em porções mais restritas e a solos lateríticos vermelhos com frequente cobertura de canga limonítica. Esses solos de aluviões recentes ocorrem em várias porções da região de Almas/TO e são originados por deposição de afluentes do Rio do Peixe, recobrando rochas graníticas e da sequência vulcanossedimentar. Alguns análises geoquímicas em amostras provenientes dos garimpos do Tamanduá, Eldorado, PTA, Boa Sorte, Maximiano, Papagaio e Lavrinha alocados nesse contexto apresentaram teores médios de ouro oscilando de 0,32 e 3,42 g/t.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

As mineralizações auríferas secundárias na região de Almas/TO estão associadas a alterações intempéricas nos compartimentos geológicos do Complexo Goiano, Grupo Natividade e Grupo Conceição do Norte. Esses compartimentos estão estruturados na forma de faixas alongadas de direção N-S e NW cujos controles metalogenéticos arquitetaram as mineralizações auríferas secundárias (depósitos tipo plácers) provenientes das alterações físicas e químicas das rochas encaixantes da sequência Vulcanossedimentar Riachão do Ouro no Terreno Granito-Greenstone de Natividade.

Dessa forma os depósitos possuem controles litológicos, estruturais e geoquímicos visto que as mineralizações nos garimpos apresentam maiores teores quando alocados em terrenos da sequências vulcanossedimentares do que associados a aluviões (depósitos tipo placers). Essas concentrações auríferas secundárias recentes têm como principal metalotecto o Rio do Peixe que transporta e concentra os metais nos aluviões.

### REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. DE B.; FUCK, R. A. 1977. **Províncias estruturais brasileiras**. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Atas,363-391.
- ALVAREZ, M.C.A. 2006. **Mineralizações de ouro no Terreno Almas-Dianópolis: Guias de exploração mineral**. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília.
- CRUZ, E. L. C. C. & KUYUMJIAN, R. M. 1999. **Mineralizações auríferas filoneanas do terreno granito-greenstone do Tocantins**. Revista Brasileira de Geociências, Volume 29 (3):291-298.
- KUYUMJIAN, R.M et al. 2012. **Geologia e ocorrências de ouro do Terreno Granito-Greenstone do Tocantins, TO: Síntese do conhecimento e parâmetros para exploração mineral**. Revista Brasileira de Geociências, (42(1): 213-228.
- PADILHA J. L. 1984. **Prospecção de ouro na região nordeste de Goiás**. Projeto Pindorama-Docegeo. In: SBG.
- UHLEIN, A et al. 1995. **Faixa Brasília setor setentrional: Estilos estruturais e Arcabouço Tectônico**. Revista Brasileira de Geologia. 25(4), p-267-278.

# RONDONIAN DIAMOND DEPOSITS AND THE AZ 125, PRIMARY AND SECONDARY CONCENTRATIONS – CHANGE IN KIMBERLITE EXPLORATION STRATEGY

*F.R.M. Pires – UERJ (Universidade do Estado do Rio de Janeiro)*

[frm\\_pires@yahoo.com.br](mailto:frm_pires@yahoo.com.br)

*Sandra C. Miano – (Penn State University/Eletronuclear) [scm27@psu.edu](mailto:scm27@psu.edu)*

## INTRODUÇÃO

The Pimenta Buena diamondiferous field composed of six kimberlite pipes discovered by Sopemi, RDTM (8 pipes), CPRM (one pipe) and the remaining by garimpeiro work revealed the diamond presence in half of the total, named as João Luiz I, Cosmo I and II, Chico Bueno, Carolina or Viúva and Cosmo Arara. Additionally, considering indicator minerals, three pipes (Igreja, João Bento and Corpo III) may be included in the roll. Several other kimberlite pipes (Sabina, Leleco, Polaco, Jurubeba, Ferreira, Ezequiel, João Luiz I and PRB-78) totaling 17 pipes (Fig. 1) previously discovered and tested with negative result for diamond summing ugardites defined by RTDM (Tumerelo 4 to 8) also with negative conclusion. Apparently the kimberlites are oriented into three NW-alignments of clusters, tectonically related to the border of the large Rondonian or Amazonian Batholith, or close to the cratonic margin. Carolina kimberlite, nearby Espigão d'Oeste (Fig. 2), is slightly off the trend, distant about 50km from the CPRM kimberlites and Cosmo I, II and III. Cosmo-Arara kimberlite is under the Machado River water, close to the Luiz de Albuquerque creek (Igarapé). Regretfully the ten kimberlite pipes (four at Encanto, four at Cosmo, one at Arara and one at Concord) previously described (Tompkins & Gonzaga, 1989) were difficult to localize. Ancient descriptions are due to Dequech (1943), Pinto Filho et al., (1977) and Santos et al., (1979) as diamond found at the Mesozoic conglomerates in Pimenta Bueno river basin. Kimberlite pipes (E-1 and Es-1) nearby Colorado do Oeste, intruded into mica schists of the Proterozoic Nova Brasilândia volcano-sedimentary sequence (Zolinger, 2005), close the eolian sediments of Parecis Formation could be included in the Pimenta Bueno District. Presence of unquestionable ventifacts supports the affirmative. Unfortunately none of the pipes have been studied in detail as the promising 22 pipes of Nordeste, Bahia, with diamonds to be economically recovered after about 15 km drillings by Lipari Mining Co. resulting in the BR-3 pipe in the Braúna Project to block a reserve of about 1.7 million carats of diamond to be produced in seven year 225 000 ct. Weathered kimberlites with garnet, Mg-ilmenite and phlogopite with unknown locality have also been described in Rondonia (Scandolaro et al., 1999). Airborne magnetic anomalies could help in the localization of the kimberlites. Most of the kimberlites intrude Carboniferous, Pimenta Bueno chocolate shales and loessitic sandstones, and does not cross cut Cretaceous, Casa Branca Formation. Carolina pipe invaded Xingu amphibolites and gneisses from the basement. Inevitably the kimberlite tectonic positioning is important in terms of regional prospection, but the pipe dimension may modify its structural situation, because small pipes may apparently intrude in any situation, differently of larger pipes, which require a more appropriate and favorable tectonic condition. Discovered during '30 Decade, Poxoréu (MT) sixteen garimpos are distributed along the Coité, Poxoréu, Alcantilado and São João rivers and igarapés, In 1982 diamond production reached



92,744 ct; the area is surrounded by sandy plateau of the Cretaceous Aquidauana Fm. with red sandstones, conglomerates and silty levels. The Cintas Largas (RO) garimpos at Roosevelt river basin is 26 km long, being the most productive where largest stones have been found (Fig. 3) and Arrossensal garimpos with a target kimberlite (Fig. 4). Covered by dense forest it is surrounded by strongly eroded plateaus and low-relief areas supposedly of kimberlite occurrence cutting Precambrian basement. Diamonds from São Luiz, Juínia, Mutum, Lambari and km 180 are known in general, by colorless and transparent stones of low-N content of the IaB type (Kopti'1 et al., 2005) considerably different from the diamonds from kimberlites emplaced within Precambrian formations. Inescapable the Clifford's Rule (Clifford, 1966) must be remembered that diamondiferous kimberlites are conditioned to the cratonic regions stable for at least 2 Ga., explicated later (Janse, 1994) that primordial diamonds are restricted to Archean, baptized as "Archons". The concentration of diamonds along the 2100km-long AZ 125 (azimuthal direction) Lineament crossing southeastern Rondônia, Mato Grosso and Minas Gerais States coincidentally swarmed by supposedly barren kimberlites constitutes a big puzzle in the Brazilian diamond geology. Glacial spreading of diamonds in Brazil (Gonzaga, 2005) is a weak or debilitate proposal needing more debate, because the general absence of glacially affected rock units. However the existence of numerous kimberlite pipes along the AZ 125 dismiss the needing of the glacial spreading. Location of ancient playa lakes in our viewpoint is more effective, due to existence of detrital diamonds associated with siliceous pebbles and ventifacts in low, circular land. The 125 belt (named Brasília Belt) is so important that it was chosen for diamond-bearing kimberlite, in the five target pipes between Tres Ranchos and Canastra 01 pipes (Cookenboo, 2005). On the other hand, diamonds have been found in the Paraguay-Brazil region, near the Paranapanema and Rio Apa Cratonic Blocks, particularly at Norte Puajhú, and arroyos Retama and Yobai, in a region which truncates the AZ 125 (Presser, 2005). Two large belts have been traced in the Coromandel district, famous for the 56 mega-diamonds, over 50 ct, found (Liccardo & Svisero, 2005), which constitutes an excellent exploration guide. Several depression areas, representing severe erosion of weathered kimberlites are noticeable in that region, also consist of exploration targets. Diamonds have been deposited in an orderly fashion according to the prevalent winds instead of being irregularly sprawled, and economically accumulated in placer deposits such as the Romaria fields, mined for decades. Regional exploration for diamond at the Yilgarn Cratonic Block, Australia, led the discovery of the diamondiferous Argyle lamproite in profitable findings. Mir and Udachnaya in Russia, Orapa and Jwaneng in Botswana and Lac de Gras, Canada, productive and famous kimberlites are along mobile belts in craton borders. An additional problem in kimberlite and diamond exploration is the estimation of the depth of erosion and weathering mantle over kimberlite pipes (Frantsesson and Boris, 1982). Through the study of the structure of kimberlite pipes, in general, it is viable to understand and decipher the level of erosion of a kimberlite. Kimberlite must be considered as paleo-volcano with its near-vent swell, exhibiting its particular filling of crater-lake deposits. Presence of terrestrial, usually eolian, clastic sediments may indicate low erosional level and preservation of the upper portion of the may indicate erosional level. Existence of kimberlite dikes has been used as the characterization of strongly eroded kimberlite. Morphological changes in kimberlites are also erosion depth criteria, but it can be applied only in easily documented and advanced

mining pipes. Dissolution process affected some region, particularly documented at the Coromandel district, resulting according to previous work (Chaves et al., 2005) microdiamonds are recovered in areas with larger stones. The main reason persists as an enigma in diamond geology. It could be noticed that some kimberlites in Rondônia and AZ 125 crosscut basement high- and low-grade gneisses, other greenstones and finally some intruded Carboniferous rocks, showing differential emplacement situations and varied erosional levels. In conclusion, the AZ 125 persists as the most important target for diamond exploration in the South American Continent.

## REFERENCES

Almeida, J.V. & Alves, A.C. (1980) Garimpos de diamantes de Poxoréu-MT. CPRM/Int. 365-378.

Chaves, M.L.S., Benitez, L., Veiga, B.N. & Moreira, L.A. (2005). Microdiamantes da Bacia do Rio Douradinho (Coromandel, MG): Morfologia primária e aspectos de dissolução. Anais Simp. Bras. de Geol. do Diamante, Bol. 14, 39-42.

Cookenboo, H.O., (2005). Exploration for Diamond-bearing kimberlite in the Brasília Belt of Minas Gerais. Anais Simp. Bras. de Geol. do Diamante, Bol. 14, 51-53.

Dequech, V. (1943). Comissão para o estudo das jazidas do Urucumacua, relatório final. DNPM/DFPM, Arquivo Técnico DGM, 765, 57p.

Frantsesson, Ye.V. & Boris, Ye.I. (1982). Criteria for estimating the depth of erosion in kimberlite pipes. Internat. Geology Rev. v. 25, 8, 565-568.

Gonzaga, G.M. (2005) Glaciações do Neoproterozoico e reciclagem of Diamonds, carbonados e safiras em Minas Gerais. Anais Simp. Bras. de Geol. do Diamante, Bol. 14, 69-72.

Kopti'l, V.I., Bogush, I.N., Vasiliev, Y. & Iwanuch, W. (2005). Mineralogical and optical-spectroscopic characteristics of alluvial Diamonds from Juina field, Mato Grosso, Brazil. Anais Simp. Bras. de Geol. do Diamante, Bol. 14, 81-84.

Liccardo, A. & Svisero, D.P. (2005) Os grandes diamantes da região de Coromandel e seu significado geológico. Anais Simp. Bras. de Geol. do Diamante, Bol. 14, 93-96.

Pinto Filho, F.P., Freitas, A.F., Melo, C.F. & Romanini, S.J. (1977). Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório Final, DNPM/CPRM, 4 volumes.

Pires, F.R.M. & Miano, S.C., (2007). Distribuição dos kimberlitos e diamantes na região de Rondonia-Mato Grosso, report for the CNPq.

Presser, J.L.B. (2005). Perspectivas em relación al diamante en el Paraguay Oriental. Anais Simp. Bras. de Geol. do Diamante, Bol. 14, 125-127.

Santos, R.O.O.B., Pitthan, J.H.L., Barbosa, E.S., Fernandes, C.A.C., Tassinari, C.C.G., Campos, D.A.C., Kux, H.J.H., Brasil, A.E., & Franco, M.S.M. (1979). Geologia e geomorfologia. Projeto Radam Brasil, Folha SD-20, Guaporé, DNPM/MME, Lev. Rec. Naturais, 19, 363p.

Scandolaro, J.E., Amorim, J.L., Rizzoto, G.J., Quadros, M.L.E.S. & Bahia, R.B.C. (1999). Compartimentação tectônica-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. VI Simp. Geol. Amazonia, Manaus, Bol. Res. Exp., 282-285.

Tompkins, L.A. & Gonzaga, G.M. (1989). Diamonds in Brazil and a proposed Model for the Origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, 84, 591-602.

Weska, R.K. & Svisero, D.P. (2001). Aspectos geológicos de algumas intrusões kimberlíticas da região de Paranatinga, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*, 31, 555-562.

Zolinger, I.T. (2005). As Intrusões de afinidade Kimberlítica E1 e Es1 da região de Colorado do Oeste, Rondônia. Tese de Doutorado, USP, 130p.

# **SOBRE A ORIGEM DOS MINERAIS DE MANGANÊS NO MINÉRIO DE FERRO, NA MINA N5W EM CARAJÁS, PARÁ.**

*Luiz C. G. da Costa* \*\* (*Luiz.costa@vale.com*), *Marcondes Lima da Costa*\* (*mlc@ufpa.br*),  
*Henry F. Galbiatti*\*\* (*Henry.galbiatti@vale.com*)  
Universidade Federal do Pará\*; Vale S/A\*\*

## **INTRODUÇÃO**

As jazidas de minério de ferro da Província Mineral de Carajás (PMC) foram descobertas em 1967 e são lavradas desde 1985 nas minas da Serra Norte, com previsão para breve lavra em Serra Sul. A mina de N5W, em plena operação de lavra, posiciona-se no conjunto de elevações de topo relativamente aplainado que compõem parte da Serra Norte na Serra dos Carajás, sudeste do estado do Pará, a 45 km da cidade de Parauapebas. O minério é constituído principalmente por hematita friável e compacta. O corpo de minério apresenta no topo crostas ferruginosas cavernosas, conhecidas mais comumente pelos geólogos de Carajás como cangas de minério. Essas crostas representam parte do perfil laterítico derivados dos jaspilitos da Formação Carajás, do Grupo Grão-Pará (Beisiegel et al., 1973), Costa (1997) e Costa et al. (2011). A mina de N5W é constituída de minério de alto teor (acima de 65% de Fe), mas apesar da excelente qualidade do minério, localmente o mesmo alcança teores relativamente elevados, atingindo até 11,65% de MnO, 14,35% de SiO<sub>2</sub>, com menor proporção de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,85%) e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10,45%), e por isso considerados como contaminantes. Torna-se, portanto imperioso entender a origem destes contaminantes com a finalidade de assessorar os processos de lavra, e assim evitar pelo menos parcialmente a incorporação desses materiais no produto final. O presente trabalho discute a partir das observações de campo, da análise mineralógica e química a possível origem dos contaminantes de manganês da referida mina.

## **Geologia Regional**

A Província Mineral de Carajás (PMC) encontra-se sob o domínio do Cráton Amazônico, especificamente, na província geocronológica Amazônia Central de Tassinari & Macambira (1999), que corresponde ao seu núcleo arqueano com dois domínios: ao sul, com terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria e ao norte o Cinturão Itacaiúnas (Araújo et al., 1988). A PMC é predominantemente Arqueana com estruturação WNW-ESSE. As rochas ferríferas encontram-se encaixadas em sequências de rochas máficas na base, a Formação Parauapebas, e uma série de intercalações de vulcânicas máficas e félsicas com esporádicas contribuições de sedimentos, correspondendo à Formação Cigarra (Macambira, 2003). Esse conjunto é reunido no Grupo Grão-Pará. Manifestações manganíferas na PMC são expressivas ao nível de jazidas, exemplificada pela mina do Azul, em que o minério está associado com pelitos e siltitos manganíferos, os quais foram parcialmente enriquecidos pelo intemperismo paleotropical, da mesma forma como o minério de ferro (Costa et al., 2006).

## **MATERIAIS E MÉTODOS**

Inicialmente foi feita pesquisa bibliográfica visando um melhor entendimento sobre as ocorrências de minério de ferro associado com oxi-hidróxidos de manganês. Em paralelo e na fase inicial realizaram-se os trabalhos de campo na mina de N5W (mapeamento geológico e amostragem) e paralelamente descrições de testemunhos de sondagem nos arquivos de testemunho, visando definir zonas com oxi-hidróxidos de manganês e as relações de campo entre eles e o minério de ferro.

Foram coletadas 7 amostras na frente de lavra e em furos de sondagem (Figura 1). Para a identificação mineralógica foram empregadas as técnicas de Difração de Raios-X (DRX),

através do método do pó, Microscopia Óptica em lâminas polidas e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS) para observar as características morfológicas e texturais, bem como análises morfológicas e químicas pontuais dos minérios de ferro com manganês da mina de N5W. As análises químicas totais foram realizadas no laboratório da Acme Analytical Laboratories Ltd, no Canadá, totalizando 7 amostras.

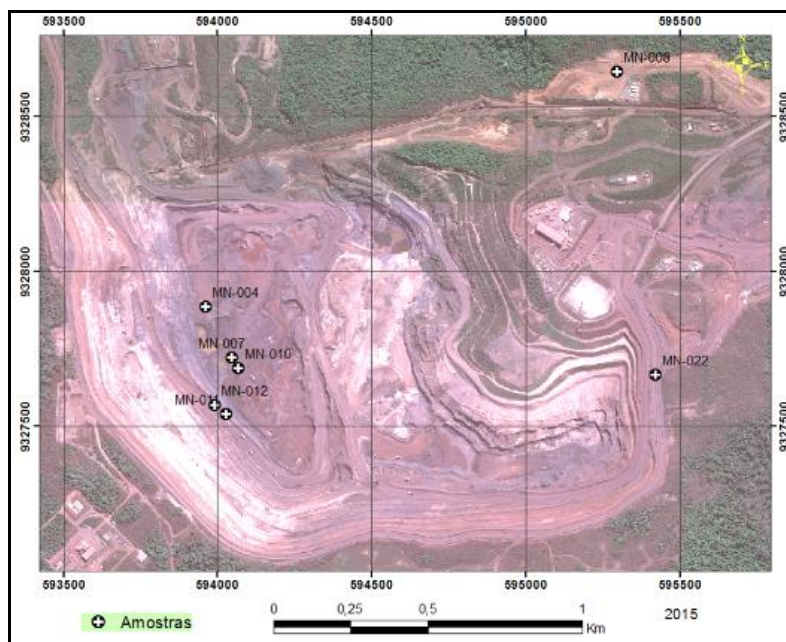


Figura 1 – Imagem Ikonos obtida em 2012 da mina de ferro N5W, sobre a qual foram localizadas as amostras aqui investigadas.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

### Geologia da Mina N5W

O minério de ferro é constituído predominantemente de hematitas friáveis e localmente hematitas compactas, que por vezes se associam com minerais de manganês (denominado na mina “hematita manganésifera”) em fraturas e falhas, com direções NW-SE, NE-SW e N-S. O corpo de minério apresenta no topo crostas ferruginosas cavernosas (cangas de minério). Essas crostas representam parte do perfil laterítico derivados dos jaspilitos da Formação Carajás, do Grupo Grão-Pará (Beisiegel et al., 1973) e Costa et al. (2011). Os jaspilitos apresentam bandamento composicional dado pela alternância de bandas de hematita e de quartzo microcristalino + hematita, geralmente planar, regular e persistente. A espessura dessas bandas é variável e as bandas individualmente podem ainda conter bandamento ainda mais delgados ou ainda micro lentes. Microscopicamente foram observados esferulitos nas bandas de chert. Diques de rochas vulcânicas máficas com oxi-hidróxidos de Mn são observados seccionando o minério de Fe. Boulders métricos de jaspilitos circundados por hematita friável também são comuns em N5W.

### Modo de Ocorrência e os Minerais de Mn

As principais concentrações de MnO estão alojadas em planos de falhas e fraturas na porção centro-oeste de N5W, como veios e vênulas hidrotermais que interceptam o minério de ferro. Os principais minerais de manganês identificados foram pirolusita, bixbyita, criptomelana, hollandita, braunita, ramsdellita e calcofanita, todos oxi-hidróxidos de Mn, exceto a braunita, que é um silicato (Figura 2). Embora em menor proporção, os oxi-hidróxidos de Mn também ocorrem como intercalações centimétricas, pelo menos, nas

camadas de jaspilito, que intemperizados se concentram no minério de ferro a hematita friável (HF), aparentemente como pequenas lentes. Oxi-hidróxidos de Mn são encontrados ainda no contato dos jaspilitos com as rochas máficas intemperizadas (MD) (Figura 2), que na mina se encontram já intemperizados, enriquecendo-se ainda mais em Mn.

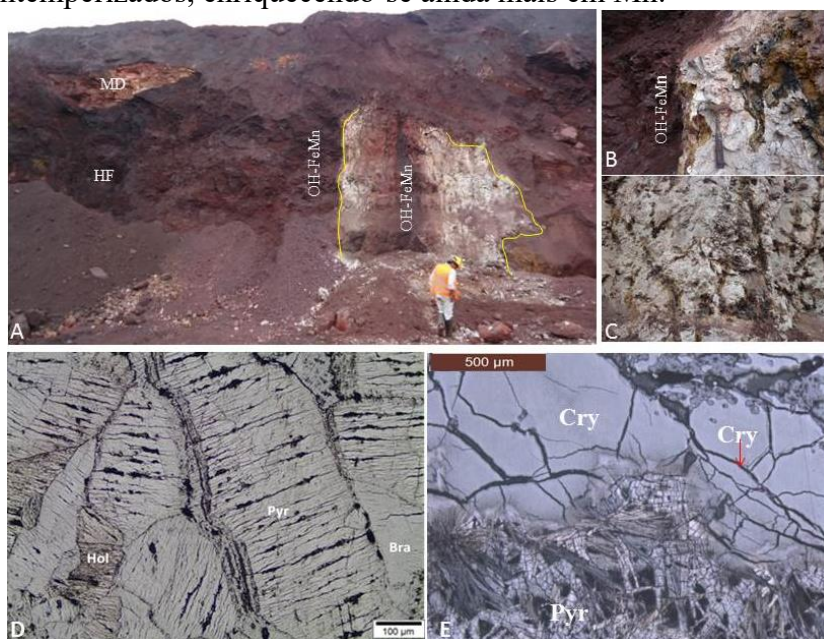


Figura 2 – (A) Dique de rocha vulcânica máfica intemperizado (MD) seccionando o minério de ferro derivado dos jaspilitos, delimitado em amarelo. (B e C) Detalhe do dique da figura A, mostrando impregnações de oxi-hidróxidos de Fe e Mn (OH-FeMn) associados. (D) Fotomicrografia mostrando cristais de pirolusita (Pyr), hollandita (Hol) e braunita (Bra) das zonas de falhas. (E) Massa de criptomelana (Cry) intercaladas com cristais prismáticos de pirolusita (Pyr), MEV, elétrons retroespalhados.

### Composição Química

As análises químicas realizadas mostram que de fato o minério de ferro pode conter teores elevados de MnO (Tabela 1) enquanto que SiO<sub>2</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e TiO<sub>2</sub> valores relativamente baixos, exceto SiO<sub>2</sub> na base da mina. Algumas análises refletem o domínio de MnO pois são amostras isoladas de Mn proveniente de zonas de falhas.

Tabela 1 - Resultados das análises químicas das amostras investigadas, para os elementos maiores (como óxidos).

Amostra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F
MN-04	1,48	0,96	35,90	48,93	0,01	0,01	0,05	0,66	0,01	0,02	11,50
MN-07	0,82	0,72	14,27	61,74	0,02	0,12	0,01	0,16	0,01	0,01	10,80
MN-08	47,21	0,22	41,59	4,96	0,11	0,04	0,01	0,30	0,01	0,02	5,50
MN-10	2,53	1,60	91,07	2,74	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	1,80
MN-11	6,91	0,65	48,59	34,56	0,01	0,03	0,05	0,78	0,01	0,01	7,90
MN-12	27,48	0,59	15,97	41,42	0,01	0,01	0,01	0,33	0,01	0,01	7,50
MN-22	0,76	6,23	70,78	11,97	0,01	0,01	0,01	0,07	1,07	0,28	7,10
Média	12,46	1,57	45,45	29,47	0,03	0,03	0,02	0,33	0,16	0,05	7,44
CKS	44,60	0,63	53,65	0,06	0,10	0,04	0,04	0,02	0,02	0,01	0,73
MC	64,90	14,60	4,40	0,07	2,24	4,12	3,46	3,45	0,52	0,15	-

Legenda – MC: média crustal, segundo Wedepohl (1995); CKS: média de Carajás, segundo Macambira (2003).

Os modos de ocorrência do Mn na mina N5W sugerem que esse contaminante está relacionado principalmente a zonas de falhas, em que o Mn foi remobilizado tanto dos jaspilitos como provavelmente das rochas vulcânicas, precipitando-se fundamentalmente como oxi-hidróxidos de Mn. A braunita, o silicato, é rara. Provavelmente a principal fonte do Mn para esses enriquecimentos hidrotermais foram as possíveis lentes de oxi-hidróxidos de Mn presentes nos jaspilitos. A própria mineralogia dominante determinada expressa a origem hidrotermal, ou melhor, o enriquecimento local hidrotermal. O intemperismo, obviamente, ao enriquecer em Fe, também contribuir para reconcentrar o Mn, porém sem modificar a sua mineralogia primária. O modo de ocorrência do Mn em veios associados a falhas há sido discutido por Filho et al. (1994).

## **CONCLUSÕES**

Os principais modos de ocorrência e a mineralogia dos oxi-hidróxidos de Mn encontrados em N5W demonstram que os mesmos estão associados principalmente a ambiente hidrotermal, promovidos pelos falhamentos a que o protominério foi atingido, no evento da falha de Carajás. A fonte desse Mn deve estar principalmente nos jaspilitos e secundariamente nas rochas máficas. O intemperismo laterítico que enriqueceu o minério, também contribuiu para o enriquecimento dos minerais de Mn, mas sem formar novos minerais, como foi o caso do Fe, permanecendo predominantemente como hematita, minerais estáveis ao intemperismo laterítico.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao GEOCIAM, CNPQ Projeto Belterra e a Vale S.A.

## **REFERÊNCIAS**

- Araújo, O.J.B.; Maia, R.G.N.; Jorge João, X.S.; Costa, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latinoamericano de Geologia, 1, Anais, p. 324-338.
- Beisiegel, V.R.; Bernardelli, A.L.; Drummond, N.F.; Ruff, A.W.; Tremaine, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. Revista Brasileira de Geociências, 3(4):215-242.
- Costa, M.L.; Queiroz, J.D.S; Silva, A.C,S; Almeida, D.D.F; Silva, G.J.S; Costa, L.C.G. 2011, Perfil Laterítico Desenvolvido Sobre Formação Ferrífera Bandada (Jaspilito) em Carajás. XII Simpósio de Geologia da Amazônia.
- Costa, M.L.; Choque Fernandez, O. J.; Requelme, M.E.R. 2006. O depósito de manganês do Azul, Carajás: Estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In: ° J. Marini et al., (orgs.) – Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. P. 231-333.
- Costa, M.L. 1997. Lateritisation as a major process of ore deposit formation in the amazon region. Explor. Mining Geol., 6 (1): 79-104.
- Filho, C.A.M.; Santos, A.B.; Brauer, E.H.; Cordeiro, J.R.C.; Fernandes, E, Significado da Distribuição de Mn e Al nos Minérios de Ferro na Parte Norte do Depósito de N4W – Carajás. In: SBG, IV Simpósio de Geologia da Amazônia, Anais, p. 359-362.

Macambira, J.B. 2003. O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 217p.

Tassinari, C.C.G. e Macambira, M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.

Wedepohl, K.H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 1217-1232.



# POTENCIAL METALOGENÉTICO DO VULCANO-PLUTONISMO PALEOPROTEROZOICO DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA), CRÁTON AMAZÔNICO

Raquel Souza da Cruz<sup>1</sup>, Carlos Marcello Dias Fernandes<sup>1</sup>, Raimundo Netuno Nobre Villas<sup>1</sup>, Caetano Juliani<sup>2</sup>, Lena Virgínia Soares Monteiro<sup>2</sup>, Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida<sup>2</sup>, Bruno Lagler<sup>2</sup>, Cleyton de Carvalho Carneiro<sup>3</sup>, Carlos Mario Echeverri Misas<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA (raquelcruz@ufpa.br; [cmdf@ufpa.br](mailto:cmdf@ufpa.br); netuno@ufpa.br), <sup>2</sup>Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo ([cjuliani@usp.br](mailto:cjuliani@usp.br)); <sup>3</sup>Polytechnic School, São Paulo University

## INTRODUÇÃO

Na região do município de São Félix do Xingu, centro-sul do Estado do Pará, SE do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), ocorrem extensos centros vulcano-plutônicos efusivos e explosivos paleoproterozoicos, representados pelas formações Sobreiro e Santa Rosa (Juliani e Fernandes 2010).

A Formação Sobreiro é constituída por fácies de fluxo de lava de composições andesítica, andesito basáltica e dacítica, conforme as proporções ou ausência de fenocristais de clinopiroxênio e/ou anfibólio. Fácies de rochas vulcanoclásticas ocorre geneticamente associada e é representada por tufos de cinza, cristais de tufo máfico, lapilli-tufo e brecha polimítica maciça. A Formação Santa Rosa é controlada por fissuras, formada por riolitos que compreendem fácies de fluxo de lava e fácies vulcanoclástica associada de tufos de cristais felsico, ignimbritos, lapilli-tufo, e brechas polimíticas maciças. Parte desse sistema é interpretado como *ash-flow caldera* parcialmente erodida e desenvolvida em vários estágios.

Trabalhos de campo sistemáticos desenvolvidos na região permitiram reconhecer halos de alteração hidrotermal nessas unidades vulcânicas, com evidência de ocorrência aurífera. Contudo, apesar da evolução do conhecimento a respeito da caracterização química, bem como da elaboração de modelos de erupção dos magmas que geraram esses litotipos, a alteração hidrotermal ainda não foi adequadamente descrita. Além disso, a alteração é considerada importante marcador para a identificação e hospedagem de depósitos epitermais de metais raros e de base em sistemas vulcano-plutônicos, a exemplo da ocorrência descrita na Província Aurífera do Tapajós, a qual se encontra intimamente associada ao desenvolvimento de um conjunto de *ash-flow calderas* aninhadas (Juliani *et al.* 2005).

Este trabalho visou à realização de um estudo mais detalhado acerca dos tipos e estilos de alteração hidrotermal identificados nas formações Sobreiro e Santa Rosa, bem como à avaliação do potencial metalogenético dessas unidades.

## MÉTODOS

Petrografia, difração de raios X (DRX), microscopia eletrônica de varredura (MEV) e espectroscopia de infravermelho foram os procedimentos metodológicos adotados para o desenvolvimento do trabalho. O estudo de lâminas delgadas envolveu descrições mineralógicas detalhadas e análises texturais de 200 lâminas. As análises qualitativas de difração de raios X (DRX) foram executadas no Laboratório de Caracterização Mineral do Instituto de Geociências da UFPA. A caracterização das fases minerais acessórias foi complementada por estudos em microscópio eletrônico de varredura (MEV) com EDS (Energy Dispersive Spectroscopy) acoplado. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando-se microscópio eletrônico LEO-ZEISS, modelo 1430. Contudo, análises também foram realizadas no laboratório da CPRM. As assinaturas espectrais foram obtidas de um conjunto de 55 rochas alteradas

hidrotermalmente usando um espectro radiômetro portátil ASD *FieldSpec 4*. As análises foram efetuadas no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP).

## RESULTADOS

As rochas das formações Sobreiro e Santa Rosa mostram estilos de alteração hidrotermal incipiente, pervasivo e fissural. Quatro principais tipos de alteração hidrotermal foram reconhecidos neste estudo: propilítica, sericítica, argílica intermediária e potássica (Fig. 1). Sobreposição de alteração é comum em muitas amostras. Subordinadamente, silicificação fissural também ocorre, formando uma assembleia de quartzo + hematita + carbonato. A integração de dados obtidos neste trabalho permitiu caracterizar várias alterações hipogênicas hidrotermais e avaliar o seu potencial metalogenético.

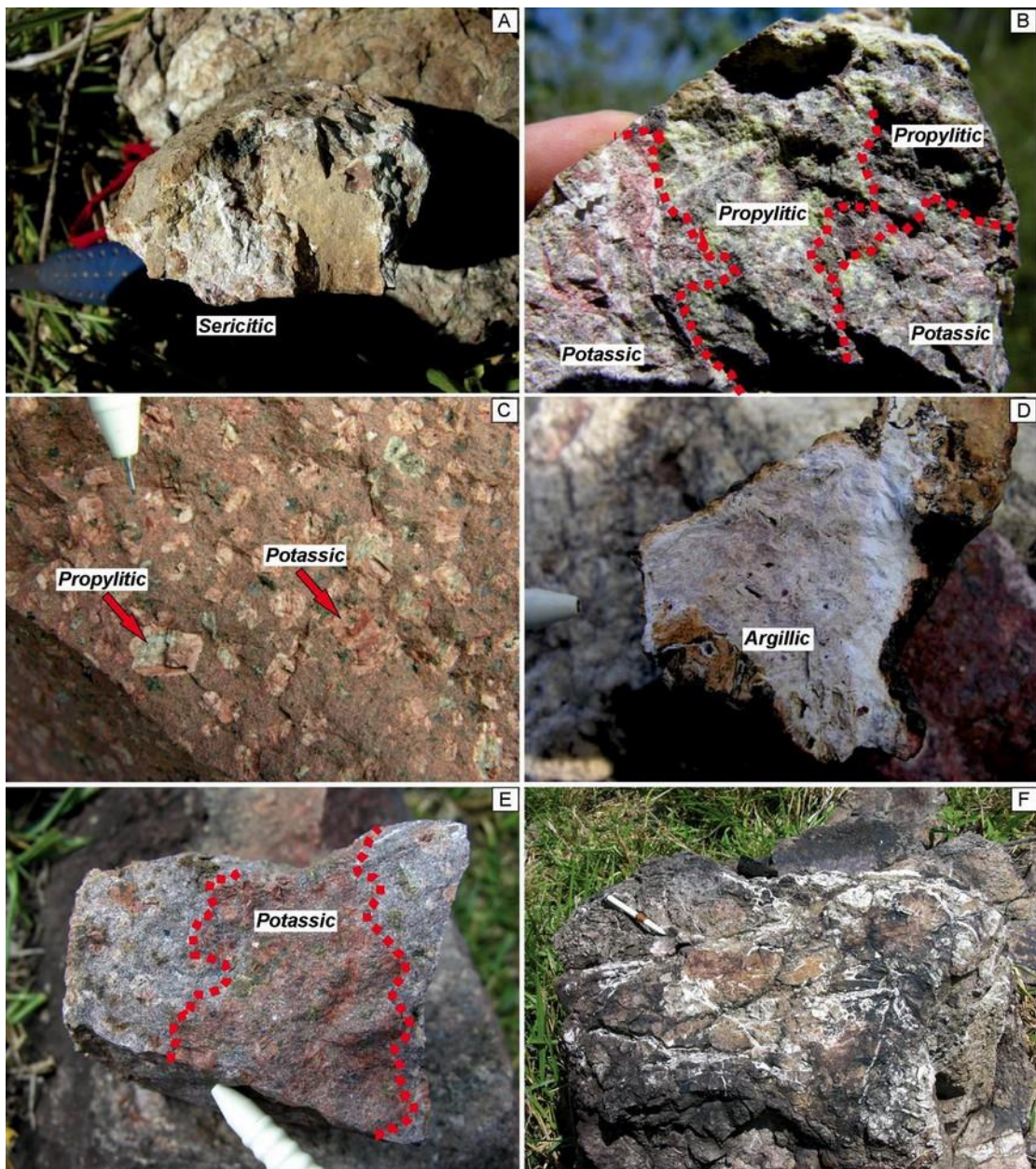
Na Formação Sobreiro propilitização é o processo de alteração mais importante reconhecido nesta unidade, apresentando ambos os estilos pervasivo e fissural. A paragênese resultante consiste de epidoto + clorita + carbonato + clinozoisita + sericita + quartzo ± albita ± hematita ± pirita, que é sobreposta por alteração potássica pervasiva ou, representada principalmente por feldspato potássico + biotita ± hematita. Alteração sericítica é menos abundante, e é representada pela assembleia de sericita + quartzo + carbonato ± epidoto ± clorita ± muscovita que ocorre principalmente nas rochas vulcanoclásticas e tufos de cristal máfico. Seus estilos vão desde incipiente a pervasivo, sendo localmente fissural. Localmente, ocorre fratura com associação prehnita-pumpellyita precipitada que poderia estar relacionado com metamorfismo de baixo grau.

Os tipos de alteração hidrotermal mais comuns na Formação Santa Rosa são sericítica e potássicos, resultando em paragênese mineral representado por sericita + quartzo + carbonato ± feldspato potássico, e biotita + clorita + microclina + carbonato + sericita ± albita ± magnetita, respectivamente. Essas alterações são ambas pervasiva e onde, comumente se desenvolve padrão *stockwork* é controlado por fratura. Ouro, muito geralmente de grão fino, ocorre na zona sericítica e foi identificado por MEV, embora em algumas amostras de mão suas partículas são suficientemente grossas para ser observadas a olho nu. A alteração argílica intermediária também foi reconhecida, mas os minerais de argila são muito difíceis de ser devidamente identificados com técnicas de petrografia convencionais.

## CONCLUSÕES

As rochas vulcano-plutônicas das formações Sobreiro e Santa Rosa foram hidrotermalmente alteradas em diferentes graus e extensão. Em geral, os efeitos dos processos metassomáticos são mais evidentes na Formação Santa Rosa. Dados mineralógicos e texturais obtidos neste estudo permitiram definir não somente as associações magmáticas e hidrotermais, mas também as sequências paragenéticas desenvolvidas nessas unidades. Fluxo térmico, induzido pelo resfriamento de magma em profundidade, e a composição de ambas as rochas e fluidos hipogênicos controlaram principalmente a geração dos diferentes tipos de alteração hidrotermal. Águas meteóricas pode ter desempenhado um papel importante, dado o ambiente superficial perto de onde os processos de alteração ocorreram.

Os diferentes estágios e tipos de alteração hidrotermal reconhecidos na região de São Félix do Xingu possivelmente foram controlados pelo desenvolvimento das fissuras. Ocorrem devido a mudanças físico-químicas induzidas pelo contato de fluido ou soluções hidrotermais com a rocha por onde eles circulam. Estes fluidos atacam quimicamente os constituintes mineralógicos das rochas encaixantes que tendem a se reequilibrar formando uma assembleia mineralógica estável nas novas condições (Pirajno, 2009).



**Figura 1** – Exemplo de alterações hidrotermais associadas ao vulcano–plutonismo da região de São Félix do Xingu. A) Alteração sericítica desenvolvida em riolitos da Formação Santa Rosa; B) Superposição de alteração potássica (em vermelho) sobre alteração propilítica (em verde) desenvolvidas em dacito da Formação Sobreiro; C) Pórfiros granítico da Formação Santa Rosa mostrando alteração propilítica (em verde) sucedida por metassomatismo potássico (bordas avermelhadas em cristais de feldspato); e D) Superposição de alterações argílicas (branco e rosa); E) Alteração fissural em pórfiro granítico na Formação Santa Rosa; e F) Stockwork preenchido com quartzo em riolito hidrotermalizado da Formação Santa Rosa.

Nenhuma sondagem foi executada até à data na área de estudo na busca de rochas mineralizadas. As partículas de ouro têm sido encontradas em algumas amostras de afloramento, mas são raras e muito fina. No entanto, a definição vulcano-plutônica e os tipos de alterações hidrotermais hipogênicas já reconhecidas destacam a potencialidade para sistemas mineralizantes associados com formações tanto do Sobreiro e Santa Rosa.

Trabalhos anteriores em São Felix do Xingu (Lagler et al., 2011) descreve fluorita, barita, aloclásita, esfalerita, e galena em rochas da Formação Sobreiro, e pirita coloidal, barita, esfalerita, calcopirita, e aloclásita associado com alteração sericítica, além de fluorita, fengita, inclusões de prata em barita, e alunita em rochas da Formação Santa Rosa. Os atuais registros do

estudo também mostram a ocorrência de ouro, rutilo, hinsdalita, Ce-monazita associados com alteração sericítica na Formação Santa Rosa, e barita associada com alteração propilítica na Formação Sobreiro. Todos esses dados, além da ocorrência de zonas de alteração ricas em minerais de argila, são sugestivos de que sistemas epitermais de intermediária-baixa sulfidação pode ser hospedado nestas unidades, revelando seu potencial para a exploração mineral.

Significativamente, mineralização epitermal paleoproterozoica *high-sulfidation* foi reconhecida em rochas vulcânicas cálcio-alcálicas félsicas do Grupo Iriri (Juliani et al., 2005). Mais recentemente, um depósito de Au- (Cu, Mo) do tipo pórfiro geneticamente relacionado foi reconhecido no Granito paleoproterozoico Palito, cálcio-alcálica (Juliani et al., 2012) na Província Mineral do Tapajós. Especificamente neste caso, as formações Sobreiro e Santa Rosa desencadearam sistemas hidrotermais distintos, em consonância com a suas diferentes características de afinidade geológicas, geoquímicas, geocronológicas e tectono-magmática. No entanto, um único paleo-sistema hidrotermal não deve ser descartado. É necessária mais investigação para apoiar qualquer hipótese. Sabe-se, portanto, que os tipos e estilos de alteração sugerem uma relação genética com os sistemas vulcano-plutônicos e uma possível contribuição de água meteórica, definindo, assim, esta região como um novo horizonte para a exploração mineral de metais raros e de base no Cráton Amazônico, especialmente aqueles relacionados à depósitos epitermais e do tipo pórfiro.

## AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem: à CAPES (Processo 0096/05-9) e CNPq (Processos 555066/2006-1, 306130/2007-6, 475164/2011-3 e 550342/2011-7) pelo apoio financeiro. Este trabalho é uma contribuição ao projeto INCT Geociências da Amazônia (Processo CNPq/MCT/FAPESPA nº 573733/2008-2).

## REFERÊNCIAS

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.

Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Echeverri-Misas, C.M., Lagler, B. and Fernandes, C.M.D., 2012. Gold and base metal porphyry and epithermal mineralization in Paleoproterozoic magmatic arcs in the Amazonian craton, Brazil. In: IUGS (Editor), 34th International Geological Congress, pp. [CD-ROM].

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(3-4), 167-179.

Juliani, C., Rye, R.O., Nunes, C.M.D., Snee, L.W., Correa Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Neumann, R. e Neto, A.A., 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215(1- 4):95–125.

Lagler B. 2011. Estudo do vulcano-plutonismo paleoproterozóico e da metalogênese na região de São Félix do Xingu, porção sul do Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, 1250 pp.

# HYDROTHERMAL ALTERATION AND GOLD MINERALIZATION OF THE PATROCÍNIO AREA - TAPAJÓS MINERAL PROVINCE

*Lucas Villela Cassini, Caetano Juliani, Diego Felipe Gómez Gutierrez  
Geosciences Institute, University of São Paulo, Geochemistry and Geotectonic Graduate  
Program, INCT-Geociam,  
lucascassini72@gmail.com; cjulianif@gmail.com; diegomez656@gmail.com*

## INTRODUCTION

The Amazon craton is a mainly proterozoic domain with an Archean nuclei, located at northern Brazil, interpreted as the result of several collisional orogenies. According to some authors (e.g. Tassinari and Macambira 1999) the craton went through a continuous process of juvenile material accretion from the Archean to the early Proterozoic, the latter playing the most important role considering volume of crust produced. Based on isotopic data, Santos et al. (2000), proposed the division of the Amazon craton into seven tectonic provinces: Central Amazon, Carajás, Transamazonian, Tapajós-Parima, Rondônia-Juruena, Rio Negro e Sunsás (Fig. 1).

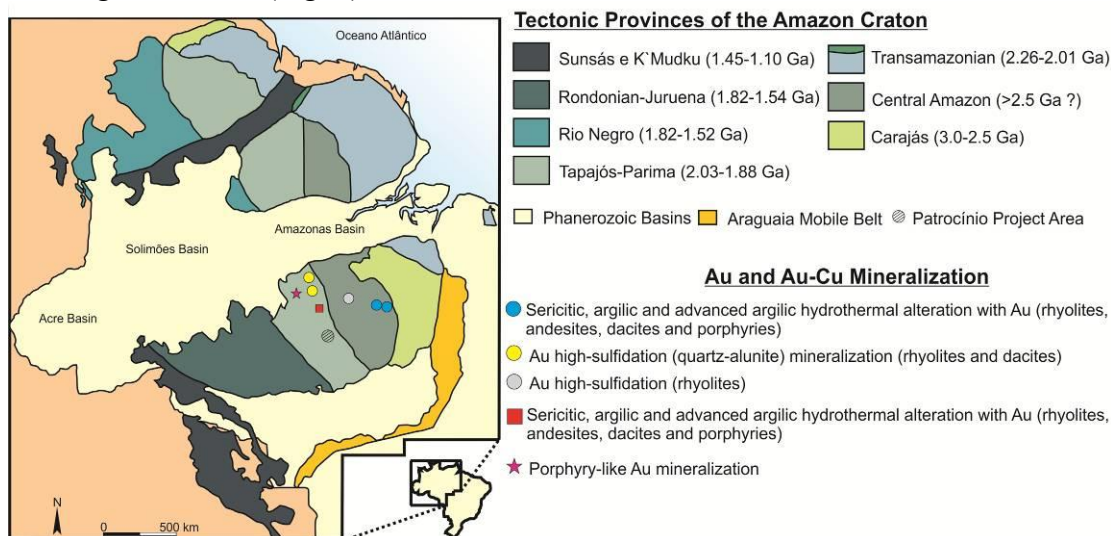


Figure 1 - Map of the Amazon Craton and its geochronological provinces as proposed by Santos et al. (2000), with the Paleoproterozoic hydrothermal systems related to the Uatumã Magmatism (after Juliani et al. 2005, 2009).

In this context, the Tapajós-Parima tectonic province was formed after the 2.10-1.87 Ga orogenies, with expressive plutonic and volcanic rocks formation. Among the igneous manifestations related to this event the formation of calc-alkaline magmatic arcs represented by the granitoids of the Cuiú-Cuiú Complex (2.01-1.90 Ga) and the post-orogenic/anorogenic volcanic and plutonic rocks of the Uatumã Supergroup should be emphasized. The Uatumã rocks show paleoproterozoic ages and cover an area of approximately 1,100,000 km<sup>2</sup>. The importance of the Uatumã magmatism has been demonstrated on many papers that have verified the existing relation between the occurrences of gold deposits and the plutonic and volcanic units of this event. This is the tectonic setting where the Tapajós Mineral Province (TMP) is located. The TMP is one of the most important mineral provinces in Brazil, it has already been responsible for the production of more than 750 tons of gold since the late 50's. Despite this potential only a few number of research projects were developed on the area aiming the characterization of the primary gold occurrences.

On the central portion of the TMP, on the surroundings of the Patrocínio Village (Fig. 2), many artisanal miners are currently producing gold without any previous study. During the year of 2013 the Canadian junior company Belo Sun Mining performed an exploratory drilling campaign on this area aiming gold target recognition and agreed to gently provide the drill cores for this research.

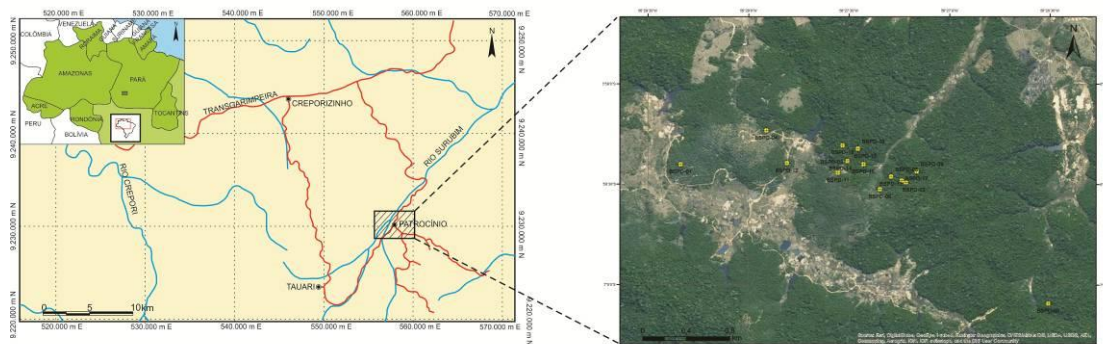


Figure 2 - Central portion of the Tapajós Mineral Province with the main roads and location of the Patrocínio Village (shaded area).

## METHODS

The results presented on this abstract are the product of fieldwork carried out on the drilled area located on the surroundings of Patrocínio Village. Drill cores description and sampling, together with petrography and preliminary geochemical data consist on a first round approach to the gold occurrences of this area of the Tapajós Mineral Province.

## RESULTS

During geological mapping, strong sericitic alteration, represented by the paragenesis quartz + sericite + pyrite, was recognized in mineralized rocks, as well K-feldspar metassomatism, propylitization and silicification in several rocks in and around the target. These kind of hydrothermal alterations are very suggestive that magmatic-hydrothermal metallogenetic systems similar to porphyries were responsible for the generation of the gold mineralization. Macroscopic description of the drill cores, together with preliminary geochemical analyses on major elements, show that porphyritic monzogranites, alkali-granites and syenites of calc-alkaline affinity are the dominant host rocks associated with the gold occurrence (Figs. 3 and 4).

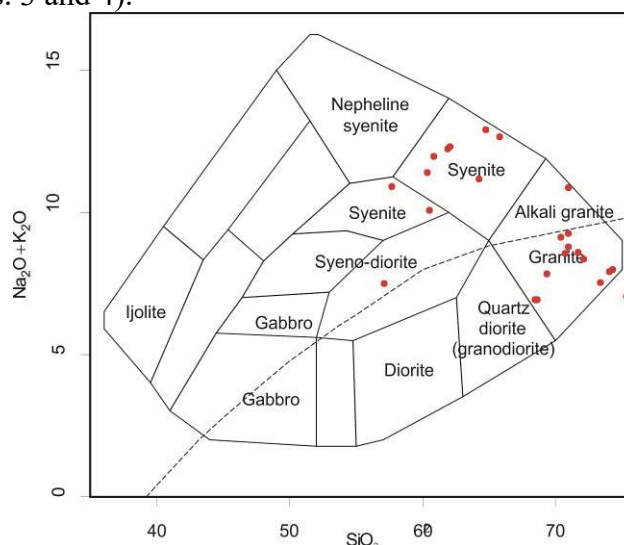


Figure 3 - TAS diagram for plutonic rocks showing the classification of the mineralization host rocks.

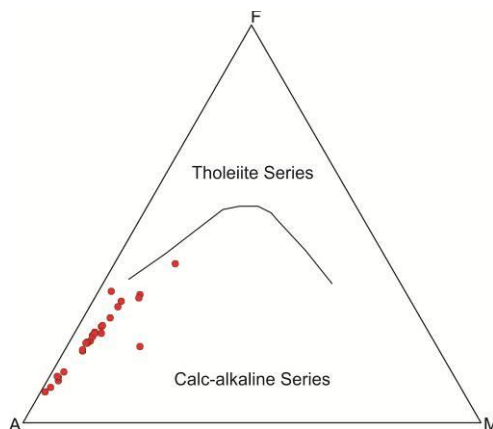


Figure 4 - AFM diagram showing the calc-alkaline trend of mineralization the host rocks.

These lithotypes host dikes of andesites and rhyolites that are probably related to the Uatumã magmatism. The monzogranites and alkali-granites commonly show hydrothermal alteration represented by a well-developed alteration-metasomatism characterized by the formation of K-feldspar + biotite (Fig. 5) and a strong, sometimes pervasive, propylitic alteration with epidote + chlorite + quartz, ± albite, ± calcite. The former alteration commonly shows intersections of pyrite rich, quartz bearing Au mineralized veins and veinlets. Under optical microscope these alterations are recognized by the replacement of igneous plagioclase by hydrothermal K-feldspar and veinlets of chlorite, epidote, quartz with minor albite and calcite.

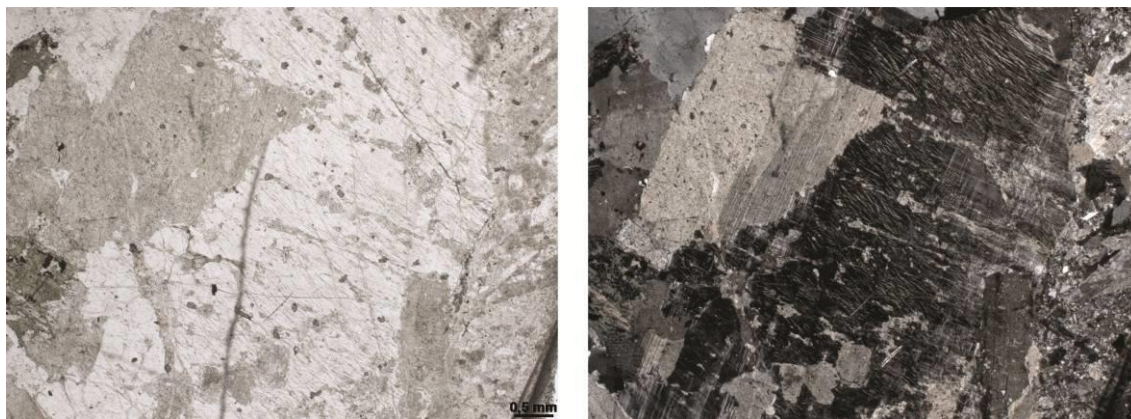


Figure 5 - Porphyritic monzogranite with potassic alteration, where original igneous plagioclase (upper left portion of the photo) is being replaced by secondary, hydrothermal K-feldspar.

Another type of mineralization on the target is associated with syenitic affinity rocks which show disseminated pyrite with good grades of Au (Fig. 6). These rocks are intrusive on the monzo- and syenogranites and typically show disseminated pyrrhotite and Fe-carbonates (possibly ankerite and siderite). When compared to the Au grades observed on the other lithotypes the syenites present a less erratic distribution.

## DISCUSSION

Two different styles of Au mineralization were observed in the drill cores. One of them is hosted in quartz-pyrite veins and veinlets, often found in highly hydrothermalized monzo- and alkali-granites. The usual hydrothermal alteration associated with the best Au grades is represented by well-developed K-metasomatism. Another type of mineralization is genetically associated with the syenites, which shows disseminated pyrite, pyrrhotite, Fe-carbonates and constant, but not high, grades of Au.

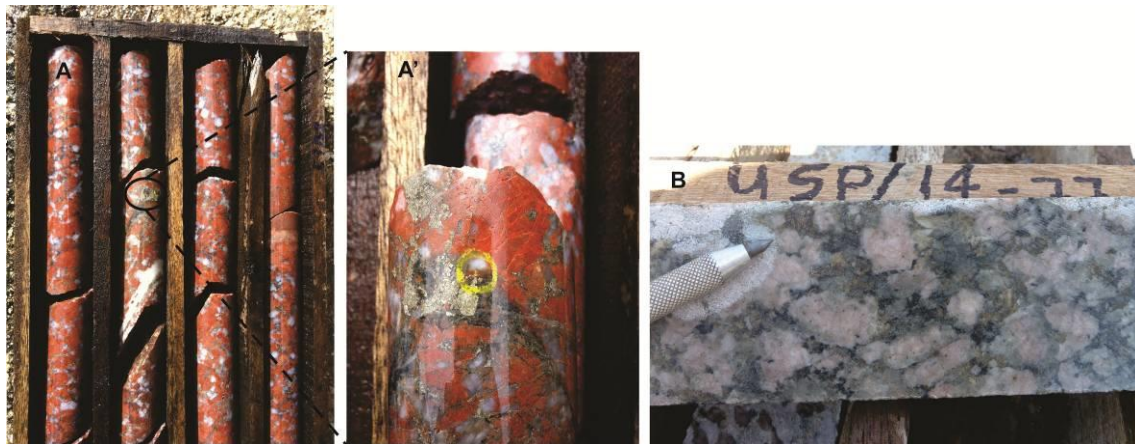


Figure 6 - The two different styles of Au occurrence on the target. (A and A') – Alkali-granite, with intense alteration-metassomatism, with small deformed pyrite-rich veins and veinlets with visible gold. (B) Porphyritic syenites with disseminated pyrite, pyrrhotite and Fe-carbonates.

When compared to the assemblage observed in the monzogranites, this particular association requires CO<sub>2</sub>-rich and fairly reduced fluids. This may imply in different fluid sources and possibly tectonic setting for the Au occurrence of Patrocínio. Further investigation is required in order to elaborate a more precise metallogenetic model for the gold mineralization of this portion of the Tapajós Mineral Province.

Acknowledgements: The authors would like to thank CT-Mineral/MCT/CNPq (Proc.: 550342/2011-7), INCT- Geociam (Proc.: 573733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS, CAPES and SEG (Society of Economic Geologists) for the financial support.

## BIBLIOGRAPHY

- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology* 215(1–4): 95–125.
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Lagler B. 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcanio-plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. II Simpósio Brasileiro de Metalogênese.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- 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.



# CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, QUÍMICA E ESTRUTURAL DE VEIOS SULFETADOS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS A ROCHAS PALEOPROTEROZÓICAS NA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO, AMAZONAS

Marion Freitas Neves<sup>1</sup>, Carolina Michelin de Almeida<sup>1</sup>  
solar.geol@gmail.com, carolina\_almeida@ufam.edu.br

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências - Universidade Federal do Amazonas (UFAM)

## INTRODUÇÃO

Rochas vulcânicas e granitóides de idade paleoproterozóica pertencentes à porção sul do Escudo das Guianas afloram próximo ao limite norte da Bacia do Amazonas, na região do município de Presidente Figueiredo, NE do Estado do Amazonas. Estas rochas são posicionadas no Domínio Litotectônico Uatumã-Anauá (CPRM, 2006), Província Geocronológica Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2006), cujo contexto geotectônico engloba granitóides e rochas vulcânicas de idade entre 1.90 Ga e 1.81 Ga, bem como rochas charnockitóides, rochas vulcânicas básicas e rochas sedimentares mais jovens, todas relacionadas ao regime pós-orogênico, não apresentando deformação ou metamorfismo regional expressivo (Almeida, 2006). As unidades em foco neste estudo pertencem à Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB) (1.90 – 1.89 Ga; granitoides intermediários a ácidos subalcalinos), Grupo Iricoumé (GI) (~1.88; vulcânicas ácidas a intermediárias subalcalinas a alcalinas), Suíte Intrusiva Mapuera (SIM) (1.88 – 1.86 Ga; granitoides ácidos subalcalinos e alcalinos) e vulcânicas básicas indivisas (?1.2 – 0.9 Ga?) aflorantes na Folha Igarapé Canoas (1:100.000).

Entrecortando estas rochas ocorrem sulfetos (Ccp, Py, Bo), silicatos (Ep, Chl, Qtz, Grt, Msc, Mc), óxidos (Mag, Ilm) e carbonato (Ca) de origem hidrotermal, precipitados em veios, zonas de fratura, bolsões pegmatíticos e disseminados nas rochas (CPRM, 1976, 2003 entre outros). Entretanto, o conhecimento científico sobre o(s) processo(s) hidrotermal(is) que afetaram essas rochas paleoproterozóicas é bastante incipiente. Assim, buscou-se com o desenvolvimento desta pesquisa investigar: (i) o modo de ocorrência e cronologia relativa das paragêneses hidrotermais, (ii) controle litológico e/ou estrutural, (iii) ocorrência de metais preciosos, (iv) modelo metalogenético.

## METODOLOGIA

Para realização desta pesquisa foram efetuados estudos bibliográficos; realizada etapa de campo em pedreiras e frente de lavra abandonada próximas à estrada pavimentada BR-174; feita descrição e amostragem das litologias encontradas em diferentes graus de alteração hidrotermal, bem como de veios e bolsões hidrotermais (com e sem sulfeto visível); separação de algumas amostras para confecção de lâminas delgadas bipolidas. Caracterização petrográfica detalhada está sendo realizada e estudos petrográficos avançados serão conduzidos no MEV e, se necessário, microsonda eletrônica. Foi utilizada ainda técnica de difração de raios-X e fluorescência de raios-X a fim de caracterizar argilominerais intimamente associados a sulfetos.

## RESULTADOS PARCIAIS

Esta pesquisa, ainda em desenvolvimento, faz parte do Programa de Pós-graduação da Universidade Federal do Amazonas, com prazo para término em abril de 2016 e visa apresentar o arranjo espacial e petrográfico de produtos e alterações hidrotermais encontrados em sete pedreiras e uma frente de lavra abandonada distribuídas ao longo de aproximadamente 30 km no curso da BR-174 (município de Presidente Figueiredo) (Fig. 1).

Até o momento, a unidade SIAB (Fig. 2.A, B, C, D, E, F) foi melhor estudada. É representada por monzogranito e quartzo-diorito grosso. O monzogranito faz contato brusco sinuoso com riolito do GI, onde ocorre concentração de carbonato e epidoto. Apresenta sulfetos disseminados e veios de sílica sulfetados. Transformações minerais de cunho tectônico foram observadas no afloramento do ponto MN 01, denotadas por quartzo exolvido em bordas e microfraturas em plagioclásio e contatos lobados entre cristais de quartzo por mecanismo de *bulging*. No quartzo-diorito anfibólitos constituem a principal fase mineral máfica. A matriz gradualmente passa de cinza a esverdeada e/ou rosada quanto mais alterada hidrotermalmente. Foi observada potassificação de feldspatos, vênulas de epidoto e clorita e bolsões de calcita eudral de até 10 cm.

Riolitos do GI tem coloração rosados a levemente acinzentados, com fenocristais arredondados de quartzo levemente azulado. Apresentam grande intensidade de fraturamentos, preenchidos por carbonato, epidoto, quartzo e clorita. No contato com monzogranito (SIAB) concentração de carbonato e epidoto. Hospeda óxido de ferro de origem magmática na matriz.

A SIM abarca sienogranitos a gnaisses, equigranulares, fino a grosso, de coloração rosada e quartzos azulados. Diques máficos interpenetrantes (sin-plutônicos) são notórios, onde ocorrem sulfetos disseminados e em bolsões (~5 cm). Paralelisados e em diferentes ângulos com zonas deformacionais foram observados veios de clorita, quartzo, k-feldspato e epidoto com sulfetos. Pegmatitos não sulfetados cortam o conjunto. Feições de recristalização estática e/ou dinâmica hospedadas em zonas metricamente espaçadas.

Como resultados parciais, foram observados produtos do processo hidrotermal em todos os pontos visitados, em diferentes paragêneses e graus de intensidade a depender:

- (1) Do tipo de rocha ou associação litológica;
- (2) Do tipo e intensidade de estruturamentos (cisalhamento, falha, fratura).

Outros fatores podem ter contribuído para a formação destas paragêneses hidrotermais, tal como litologia favorável à existência de sulfeto/óxido primário e ambiente geológico de formação.

## REFERÊNCIAS

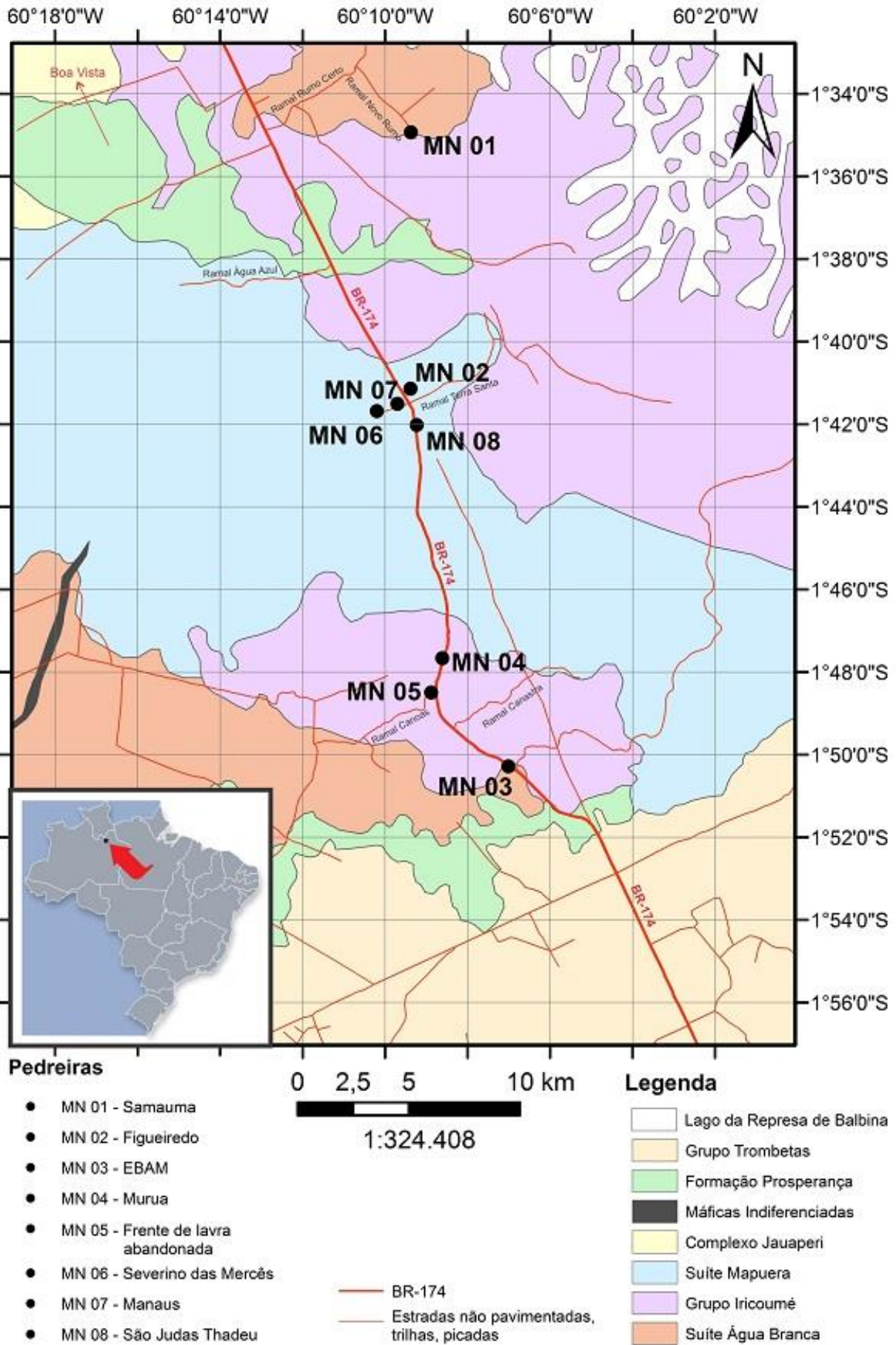
ALMEIDA, M. E. 2006. Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil. Tese de doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 227p.

CPRM, 1976. ARAÚJO NETO, H., MOREIRA, H. L. Projeto Estanho do Abonari. Relatório Final. Manaus: MME/DNPM/CPRM. Brasília, Vol. 1, 232p.

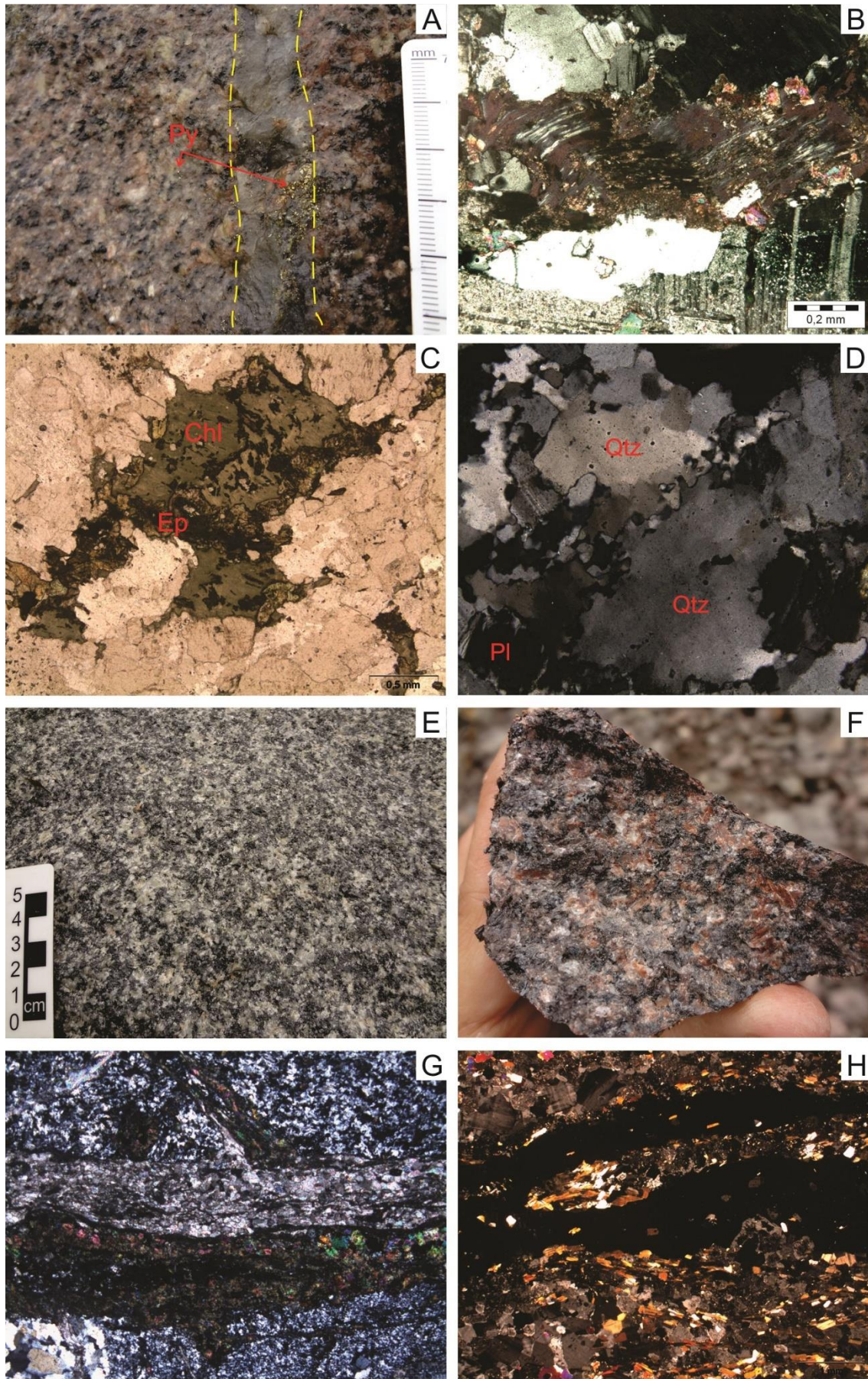
CPRM, 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas e SIG. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (Ed.). 692p.

CPRM, 2006. Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira, Região Cratônica, SIG. Mapa na escala 1:1.000.000. CD-ROM.

Santos, J.O.S., Faria, M.S.G., Riker, S.R.L., Souza, M.M., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2006. A faixa colisional K'Mudku (Idade Grenvilleana) no norte do Cráton Amazonas: Reflexo intracontinental do Orógeno Sunsás na margem ocidental do cráton. 9th Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Pará, Brazil. Sessão Temática III, 4 pp., CD-ROM.



**Figura 1** – Mapa geológico modificado de CPRM (2006) englobando parte da Folha Igarapé Canoas (1:100.000) (representada no mapa do Brasil no canto inferior esquerdo), com afloramentos estudados ao longo da BR-174 demarcados como pontos MN\*.



**Figura 2** – Fotomicrografias da SIAB: monzogranito (A, B, C, D) e quartzo-diorito (E, F). (A) veio sulfetado (B) substituição total de biotita por clorita com epidoto na clivagem (C) clorita com epidoto associado; (D) recristalização em quartzos; (E) epidotização de plagicólásios dando aspecto esverdeado (F) potassificação. (G) Cb e Ep no contato entre riolito e monzogranito. (H) gnaissse sienogranítico da SIM com sulfetos paralelos à foliação tectônica.

# PETROGRAFIA E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS DO DEPÓSITO ESTANÍFERO GROTA RICA, PLUTON ÁGUA BOA, PITINGA (AM)

Eliã Jéssica Oliveira da Silva<sup>1,3</sup>, Régis Munhoz Krás Borges<sup>1,2,3</sup>, Lidiane Medeiros Maciel Costa<sup>1,3</sup>, José da Costa Moura Junior<sup>1</sup>

1 – Faculdade de Geologia - IG/UFPA. 2 – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG/UFPA. 3. INCT-GEOCIAM. CP. 1610 - CEP 66075-110, Belém (PA)  
[elijaessicasilva@gmail.com](mailto:elijaessicasilva@gmail.com), [munhoz@ufpa.br](mailto:munhoz@ufpa.br), [lidiane\\_macielcosta@hotmail.com](mailto:lidiane_macielcosta@hotmail.com),  
[juniormoura3@hotmail.com](mailto:juniormoura3@hotmail.com)

## INTRODUÇÃO

A Província Pitinga situa-se no estado do Amazonas, a 325 km a norte de Manaus. Está enquadrada na província Tapajós-Parima (Santos *et al.*, 2006), na porção sul do Escudo das Guianas (Figura 1) e compreende dois corpos graníticos paleoproterozoicos denominados de Madeira e Água Boa, da Suíte Intrusiva Madeira, intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Santos *et al.*, 2006).

O pluton Água Boa tem como uma de suas principais características a mineralização de Sn (Borges, 1997; Costi *et al.* 2002). Este pluton tem forma aproximadamente elíptica, alongada segundo a direção NE-SW, sendo este constituído por quatro fácies, onde a mais tardia é representada por um topázio granito seriado a porfirítico, situado em zona alongada na porção central do corpo.

Este trabalho tem como proposta a descrição macro e microscópica do furo F09-GR, e o estudo da alteração hidrotermal das fácies topázio granito porfirítico, considerada a mais evoluída do pluton Água Boa.

## MATERIAS E MÉTODOS

No estudo petrográfico foi feita a descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem do furo F09-GR, estes provenientes de uma malha executada na área Grota Rica, com profundidade de 108,78 m, onde os primeiros 34,28 metros foram descartados por se tratar de porção saprolítica. Através dos dados obtidos com a análise dos testemunhos e de 28 lâminas delgadas confeccionadas a partir destes, estudos macro e microscópicos foram realizados em amostras representativas das principais unidades graníticas e rochas hidrotermais associadas. Para a execução deste trabalho foi utilizado um microscópio petrográfico de luz polarizada.

## RESULTADOS

Através dos dados obtidos com a análise dos testemunhos e de lâminas delgadas confeccionadas a partir destes, foi possível identificar diferentes tipos de rochas. As variedades petrográficas identificadas foram: siderofilita-feldspato alcalino granito

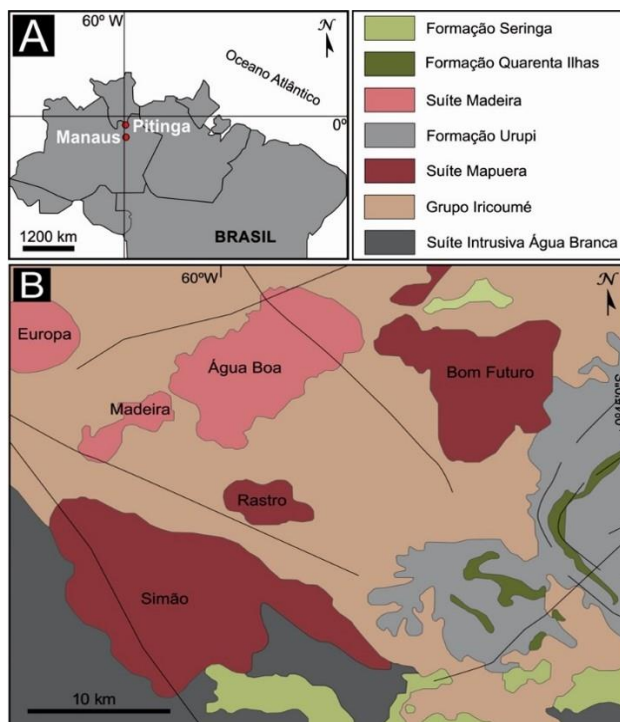


Figura 1. Mapa geológico regional da Província Estanífera de Pitinga (Modificado de Ferron, 2006).

greisenizado, siderofilita-feldspato alcalino granito com topázio greisenizado, greisens, epissienito sódico greisenizado e veios de quartzo. A seguir são apresentadas as características macro e microscópicas destas variedades de rocha.

#### FEIÇÕES MACROSCÓPICAS DO FURO F09-GR

A variedade petrográfica predominante no furo F09-GR é um topázio granito equigranular, de granulação média a grossa. Esta rocha é isótropa e apresenta cores que variam desde rosa, cinza rosado a rosa avermelhado e, por vezes, cinza rosado amarelado. Essa variação acontece em decorrência da variação do grau de oxidação imposto a rocha durante os processos de alteração. As maiores variações ocorrem no intervalo de 53,43 a 53,66 m e 94,87 a 95,00 m, em que o granito está muito oxidado, apresentando uma cor mais avermelhada e no intervalo de 57,14 a 68,80 m, em que o granito apresenta cor cinza rosada a amarelada.

Nos intervalos entre 70,21 e 70,31 metros, 70,77 a 70,87 metros, 77,12 a 77,15 metros e 77,29 a 77,42 metros ocorre uma rocha de granulação mais fina, com disseminação de micas, que marcam a passagem do granito grosso para o granito de granulação média. O granito de granulação média pode ser observado no intervalo de 57,14 a 68,66 metros. Nesta faixa o granito apresenta-se descolorido e seccionado por fraturas subverticais em relação ao eixo do testemunho.

A passagem do granito para o greisen é marcada por uma zona de transição na qual o granito é fortemente afetado pelo evento da greisenização. O granito greisenizado apresenta-se bastante fraturado, e sua coloração cinza rosado a cinza escuro é resultante tanto do aumento na concentração de micas quanto de processos de oxidação generalizada. Veios de quartzo truncam tanto o granito quanto o granito greisenizado segundo ângulos subortogonais com o eixo do furo. Suas espessuras variam de alguns milímetros a, no máximo, 3 cm.

Nos intervalos entre 96,83 a 96,87 metros e 98,09 a 99,06 metros, ocorrem níveis pegmatoides, de cor rosada, compostos por grandes cristais de feldspato e quartzo leitoso fortemente fraturados. Estes bolsões pegmatoides estão alojados em uma zona intensamente hidrotermalizada, onde ocorrem granitos greisenizados intercalados com greisens e veios de quartzo leitoso.

#### FEIÇÕES MICROSCÓPICAS DO FURO F09-GR

Para a petrografia microscópica, 28 lâminas foram selecionadas. Os principais aspectos observados nestas foram: a morfologia dos cristais, suas relações texturais, bem como as paragêneses minerais que definiram cada variedade. Esta caracterização preliminar possibilitou classificar as variedades petrográficas da seguinte forma:

- (1) o topázio granito médio a grosso, com variações texturais de granulação fina, foi classificado como siderofilita-álcali feldspato granito com topázio;
- (2) o topázio granito greisenizado foi definido como siderofilita-álcali feldspato granito com topázio greisenizado;
- (3) o greisen foi classificado como topázio-siderofilita-quartzo greisen;
- (4) o epissienito foi classificado como epissienito sódico greisenizado;
- (5) veio de quartzo.

##### *Siderofilita-feldspato alcalino granito com topázio*

Apresenta granulação média com cristais de 4 a 8 mm, a textura geral da rocha é equigranular subidiomórfica, localmente é possível notar textura em coroas trocadas, intercrescimento pertítico e textura poiquilítica em feldspato alcalino. Além desta, é encontrado em alguns intervalos do furo, uma variedade deste granito com textura porfírica, com fenocristais de quartzo (~2 mm) e matriz fina formada por feldspato alcalino, quartzo, albita e siderofilita. A mineralogia da rocha é composta essencialmente por feldspato alcalino

e quartzo. Sua fase varietal é formada por siderofilita e as fases acessórias por fluorita, topázio e zircão, tendo como mineral secundário a clorita (Figura 2, a e b).

#### *Siderofilita-feldspato alcalino granito com topázio greisenizado*

Apresenta granulação média variando entre 4 e 8 mm, a textura geral da rocha é equigranular, localmente é possível notar textura de intercrescimento pertítico e textura poiquilítica nos cristais de feldspato alcalino. A mineralogia da rocha é composta por quartzo e feldspato alcalino. Suas fases varietais são a siderofilita e o topázio. As principais fases acessórias são fluorita, esfalerita, cassiterita, zircão e opacos (Figura 2, c e d).

#### *Topázio-siderofilita-quartzo greisen*

Apresenta granulação média com cristais de 4 mm, a textura geral da rocha é equigranular, localmente é possível notar textura de intercrescimento pertítico em feldspato alcalino. A mineralogia da rocha é composta essencialmente por quartzo, siderofilita e feldspato alcalino. Sua fase varietal é topázio. As principais fases acessórias são fluorita, zircão, cassiterita, esfalerita, anatásio e opacos (Figura 2, e e f).

#### *Epissienito sódico greisenizado*

Apresenta granulação média, com cristais de aproximadamente 6 mm, a textura geral da rocha é equigranular hipidiomórfica. Mineralogicamente a rocha é composta essencialmente por albita, siderofilita e quantidades menores de fluorita, topázio, esfalerita, cassiterita, zircão e opacos. Como mineral secundário a clorita (Figura 2 g).

#### *Veios de quartzo*

Veio pegmatóide intruso em granito, apresenta textura equigranular com cristais de granulação grossa de aproximadamente 8 mm. Localmente apresenta dois tipos de textura, uma em coroa trocada entre os cristais de feldspato alcalino e também como borda albitica entre os mesmos. A rocha é composta essencialmente por quartzo e feldspato alcalino. Como mineral varietal a siderofilita. Nas fases acessórias, a fluorita, o opaco, o zircão e a cassiterita (Figura 2 h).

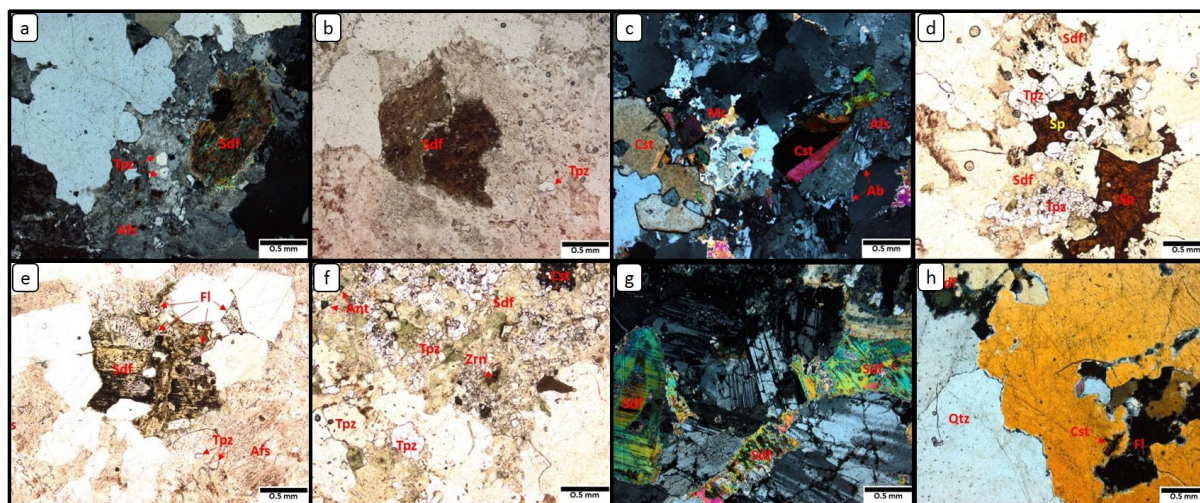


Figura 2. Aspectos mineralógicos e texturais das rochas do furo F09-GR. Em (a) aspecto geral da textura equigranular na rocha com destaque para o feldspato alcalino pertitizado, e a presença da siderofilita na rocha, o que indica possivelmente o início da alteração hidrotermal, NC; em (b) destaque para siderofilita de cor marrom esverdeada sendo substituída por clorita e topázio incluso em feldspato alcalino, LN; em (c) detalhe de cassiterita zonada e com macla simples, e inclusões de feldspato alcalino e quartzo. Cristal de feldspato alcalino albitizado, NC; em (d) siderofilita associada a topázio hidrotermal (em agregados) e esfalerita, LN; em (e) siderofilita associada a fluorita e feldspato alcalino com inclusões de topázio, LN; em (f) associação de siderofilita com topázio hidrotermal de granulação fina a média (agregados), cassiterita, anatásio e zircão; em (g) detalhe da siderofilita zonada e feldspato alcalino substituído por siderofilita, NC; em (h) cristais de quartzo com contatos irregulares associados a Sdf + Fl + Cst. Fotografias a luz transmitidas. NC – nicóis cruzados; LN – luz natural. Sdf – siderofilita, Mc – Mica, demais siglas conforme Whitney e Evans (2010).

## CONCLUSÃO

Este é resultado de um estudo petrográfico, mineralógico e da alteração hidrotermal associada ao depósito hidrotermal de Sn da área mineralizada Grota Rica, no plúton Água Boa, Província de Pitinga (AM).

As análises petrográficas em escala macro e microscópica permitiram a caracterização de cinco variedades petrográficas, por meio de aspectos texturais, mineralógicos, bem como processos de alteração hidrotermal. Foram distinguidos: siderofilita-feldspato alcalino granito greisenizado, siderofilita-feldspato alcalino granito com topázio greisenizado, greisens, epissienito sódico greisenizado e veios de quartzo.

A partir das análises microscópicas no furo F09-GR foi possível observar que a rocha passou por diferentes eventos hidrotermais em diferentes níveis como albitização incipiente, greisenização em significativas partes do furo, inclusive nas regiões epissienitizadas. Tais eventos transformaram a mineralogia e textura do siderofilita-álcali feldspato granito com topázio, sienogranito porfirítico e epissienito, resultando, pelo processo de greisenização, em granitos greisenizado e em greisens. Os últimos geralmente mineralizados em cassiterita e pirita.

## AGRADECIMENTOS

Ao projeto de pesquisa Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Amazônia do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT GEOCIAM) e ao Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica (PIBIC/UFPA – AF) pelo incentivo a pesquisa e suporte financeiro.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Borges R.M.K. 1997. Petrografia e química mineral dos greisens associados ao Granito Água Boa - Mina Pitinga (AM): Um estudo dos processos de formação de greisens. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 190p.

Costi, H.T., Dall'Agnol R., Borges R.M.K., Minuzzi O.R.R., Teixeira J.T. 2002. Tin bearing sodic epysienites associated with the Proterozoic, A-type Água Boa granite, Pitinga mine, Amazonian craton, Brazil. *Gondwana Research*, 5: 435-451.

Ferron, J. M. T. M., 2006. Geologia regional, geoquímica e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas paleoproterozoicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. Dissertação de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 322 p.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G.De, Riker S.R.L., Souza M.M.De, Almeida M.E., Mcnaughton N.J., 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-ROM.

Whitney, D. L.; Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.



# MINERAIS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL EM SISTEMAS EPITERMAIS ASSOCIADOS AO VULCANISMO PALEOPROTEROZOICO NA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS

Diego Felipe Gomez Gutierrez ([diegomez656@gmail.com](mailto:diegomez656@gmail.com)), Caetano Juliani ([cjuliani@usp.br](mailto:cjuliani@usp.br))

Instituto de Geociências da USP, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, INCT-Geociam.

## INTRODUÇÃO

Mineralizações auríferas epitermais *low-* e *high-sulfidation* paleoproterozoicas bem preservadas foram inicialmente descritas na Província Mineral de Tapajós (PMT), respectivamente, por Dreher *et al.* (1998) e Juliani *et al.* (2005). Apesar da inequívoca presença de adularia e sericita, a mineralização *low-sulfidation* ocorre em diques de rochas máficas, o que é bastante incomum para sistemas desse tipo, assim como as suas altas temperaturas e as grande profundidade de formação. Após essas descobertas, inúmeras outras ocorrências tem sido descritas na parte sul do Cráton Amazônico nos últimos anos (Juliani *et al.* 2013, Tokashiki *et al.* No prelo), incluindo sistemas *high-*, *intermediate-* e *low-sulfidation* (com adularia) de idades de ca. 1,97 e ca. 1,88 Ga.

Essas mineralizações epitermais se associam ao vulcanismo *sensu lato* Uatumã, que inclui rochas cálcio-alcalinas, geralmente de alto potássio, de diferentes idades (2,0 a 1,88 Ga), formadas em pelo menos dois arcos magmáticos continentais denominados Arcos Tapajônicos (Juliani *et al.* 2013), além de vulcânicas alcalinas do tipo A, de ca. 1,88-1,87 Ga.

Esse estudo de identificação dos minerais de novas ocorrências de alterações hidrotermais em rochas vulcânicas *sensu lato* Uatumã na parte sul da PMT (Fig. 1) visou a caracterização dos tipos dessas mineralizações epitermais.

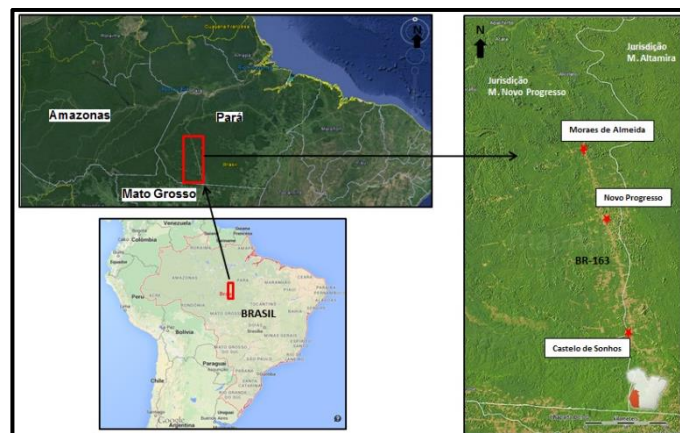


Figura 1. Localização e acessos à área de estudo.

## MATERIAIS E MÉTODOS

A sistemática dos trabalhos é apresentada na (Fig. 2). Nos levantamentos efetuados foram identificados 38 afloramentos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas hidrotermalizadas com características que podem ser associadas a mineralizações epitermais. Nesses foram coletadas 75 amostras para estudo dos minerais hidrotermais.

As amostras foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras e analisadas no Laboratório de Difractometria de Raios X do IGe-USP em um difratômetro Bruker, Modelo D8 *Advance Da Vinci*, com detector LYNXEYE e ótica TWIN-TWIN.

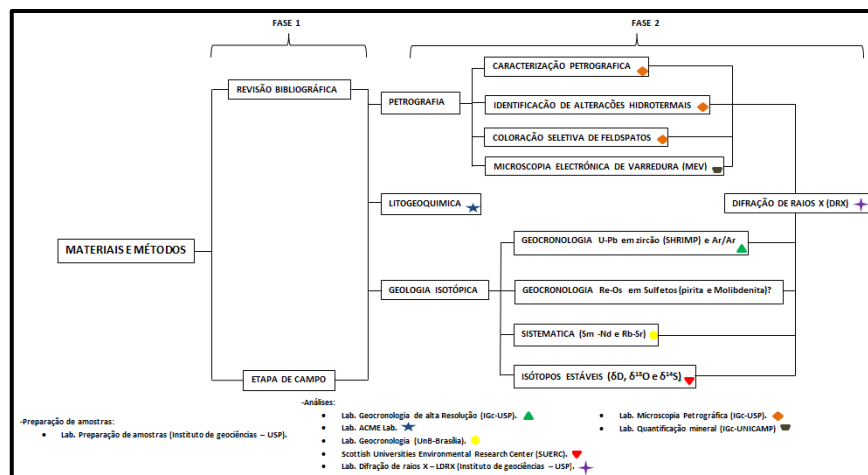


Figura 2. Fluxograma esquemático do desenvolvimento dos estudos deste trabalho.

## RESULTADOS

Foram identificadas quatro associações minerais principais de alterações hidrotermais que podem se relacionar com sistemas epitermais (Fig. 3). Suas principais características são:

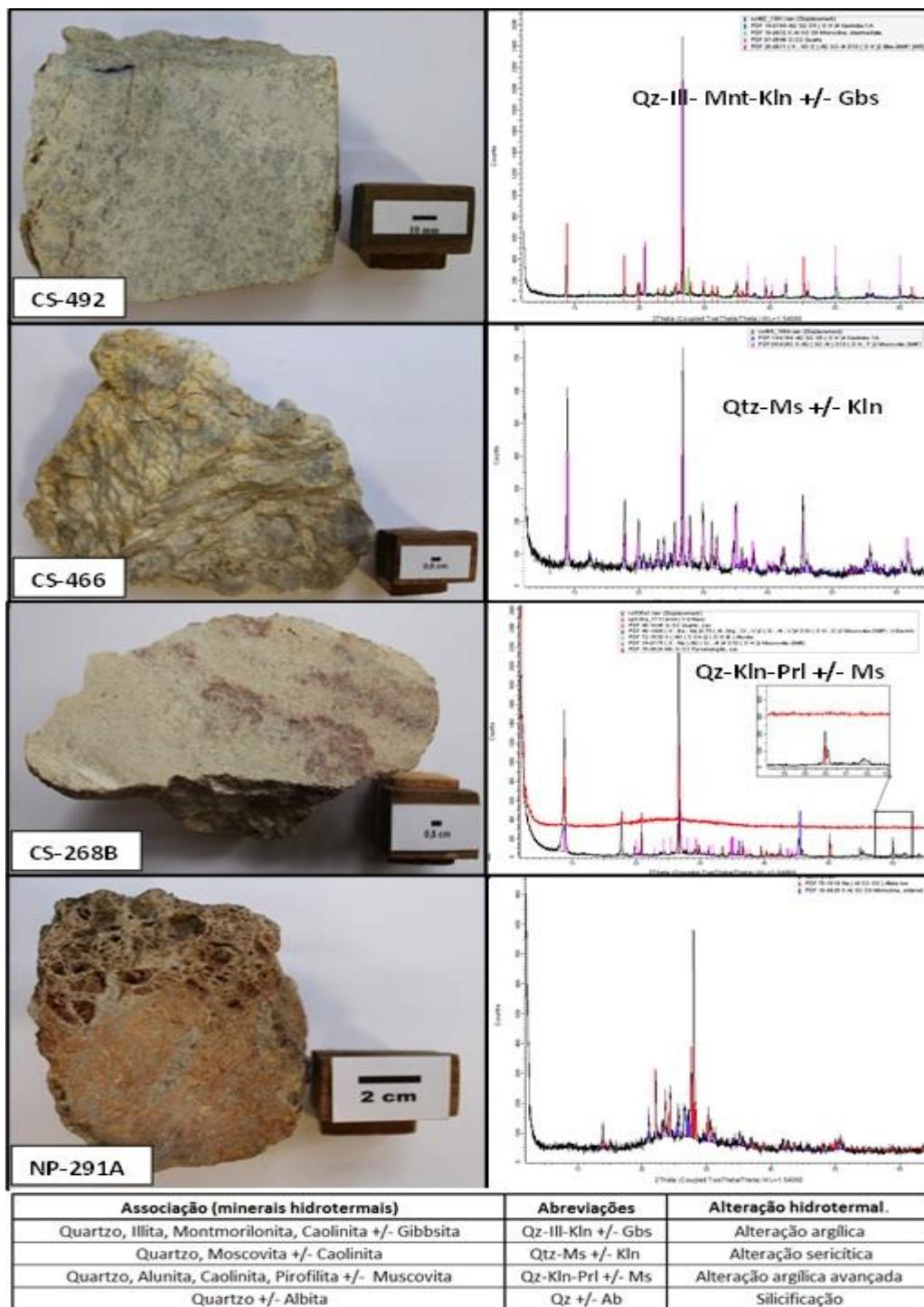
a) Silicificação: é definida predominantemente pela cristalização de quartzo nas rochas ou em veios e vênulas, mas também podem estar presentes calcedônia e jaspe. Afeta pervasivamente as rochas, especialmente ao redor de veios encaixados em estruturas rúpteis e zonas de vênulas são comuns, assim como cimentação de brechas. Geralmente ocorrem zonas de alteração argílica nas partes mais distais e tardias, indicando que a silicificação é devida a fluidos hidrotermais em temperaturas mais altas, resultando na adição de sílica e na lixiviação de álcalis.

b) Alteração argílica: é definida pela cristalização de argilo-minerais, principalmente illita e caolinita, com montmorilonita subordinada. As argilas se formaram predominantemente pela alteração dos feldspatos, e essa alteração confere tons acinzentado-claros e esbranquiçados às rochas. Os sulfetos presentes (pirita e calcopirita) são alterados para jarosita e hematita, o que resulta em tingimentos avermelhados. Essa alteração geralmente ocorre em falhas e zonas muito faturadas, comumente nas partes distais de zonas silicificadas e de sistemas de *stockworks*.

c) Alteração sericítica: resulta na substituição quase completa das rochas por sericita + quartzo ± caolinita/illita ± sulfetos. Dentre os sulfetos predomina a pirita, que pode se concentrar em filmes ou delgadas vênulas descontínuas.

d) Alteração argílica avançada: caracterizada pela associação pirofilita + caolinita ± sericita ± quartzo ± alunita, podendo ter pirita e calcopirita disseminadas. Normalmente apresenta zonas com silicificação pervasiva de cor cinza que pode chegar, por vezes, até à formação de *vuggy silica*. Sistemas complexos de delgadas vênulas de quartzo, *stockworks* e brechas explosivas totalmente hidrotermalizadas são comuns. Se associa a falhas, mas ocorre principalmente em zonas circulares a avaladas em planta, em meio a rochas vulcânicas e pórfiros, ou ao redor dessas estruturas, onde parecem se relacionar fraturas radiais.

Distalmente a essas ocorrências de rochas hidrotermalizadas verificam-se rochas com alterações propilíticas (albita + epidoto/clinozoisita + clorita ± sericita ± sulfetos ± carbonatos) ou sericito-cloríticas e, em especial nos pórfiros e nos granitos, comumente ocorrem zonas de metassomatismo potássico (com feldspato potássico + biotita ± quartzo ± pirita), por vezes com magnetita hidrotermal disseminada ou em vênulas. O feldspato potássico apresenta, tipicamente, tons avermelhados, chegando a cores vermelhas fortes.



**Figura 3.** Principais associações de minerais hidrotermais dos sistemas epitermais identificados na parte sul da Província Mineral de Tapajós.

## CONCLUSÕES

A mineralogia, os tipos e os estilos das alterações hidrotermais estudadas são muito semelhantes aos presentes em típicos de sistemas epitermais *epitermais low-* e *high-sulfidation* paleozoicos a cenozoicos. Desta forma, as alterações quartzo-sericítica e argílica, apesar de ainda não ter sido identificada adularia, podem representar mineralizações epitermais *low-sulfidation*, enquanto que a presença de pirofilita e alunita caracteriza zonas com alteração argílica avançada típicas de mineralizações epitermais *high-sulfidation*.

A identificação de um número relativamente elevado de ocorrências e de indícios de

mineralizações epitermais, juntamente com o ambiente tectônico de margem continental ativa, com magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio, brechas hidrotermais, zonas de *stockworks* e abundantes intrusões de pórfiros, indica haver um potencial significativo para exploração de mineralizações magmáticas-hidrotermais nos arcos vulcânicos paleoproterozoico na da Província Mineral de Tapajós. A falta dados geocronológicos das unidades vulcânicas estudadas não permite, por ora, a correlação desses sistemas com as mineralizações já descritas na PAT, podendo se relacionarem, pelas suas características, tanto com as mineralizações de ca. 1,88 Ga, como com as de 1,97 Ga. Entretanto, a predominância do tipo *low-sulfidation* sugere uma correlação com o magmatismo mais evoluído, de tendências alcalinas, de ca. 1,88 Ga.

Na (Fig. 4) podem ser observada a distribuição das alterações hidrotermais estudadas nesse trabalho, bem como a geologia da região, segundo (Vasquez *et al.* 2008).



**Figura 4.** Mapa geológico da área de pesquisa (Vasquez *et al.* 2008), incluindo a distribuição das novas ocorrências de alterações hidrotermais na parte sul da PAT. Verde = alteração argílica; Amarelo = alteração sericítica; Vermelho = alteração argílica avançada; Branco = alteração hidrotermal não classificada.

**Agradecimentos:** CT-Mineral/MCT/CNPq (Proc.: 550342/2011-7), INCT- Geociam (Proc.: 573733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de doutorado do autor.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Dreher A.M., Vlach S.R.F, Martini S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará state, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 397-404.
- Juliani C., Carneiro C.C., Carneiro-Araújo S.A., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V., Crósta A.P. 2013. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações geotectônicas e metalogenéticas. *In: Simp. Geol. Amazonia*, 13, Belém [CD-ROM].
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D.; Silva R.H.C., Monteiro, L.V.S., Neumann R., Alcover Neto A., Bettencourt J.S., Snee L.W. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age and stable isotopes constraints. *Chemical Geology*, 215: 95-125.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488.
- Tokashiki C.C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Aguja M.A., Arrais L.B. (no prelo). Eventos Vulcânicos de 1,97Ga com mineralizações de ouro epitermais *low- e intermediate sulfidation* na porção sul da Província Aurífera do Tapajós (PA). Livro *Contribuições a Geologia da Amazônia*.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174-182.
- Vasquez, M.L.; Sousa, C.S.; Carvalho, J.M.A. (Orgs.). 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém.

# PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS VULCÂNICAS FÉLSICAS NA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS (PA)

Diego Felipe Gómez Gutierrez<sup>1</sup> ([diegomez656@gmail.com](mailto:diegomez656@gmail.com)), Caetano Juliani<sup>1,2</sup> ([cjuliani@usp](mailto:cjuliani@usp)), Lucas Cassini ([lucas.cassini@usp.br](mailto:lucas.cassini@usp.br))<sup>2</sup>

Instituto de Geociências - USP,<sup>1</sup> Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia,<sup>2</sup> Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, INCT-Geociam

## INTRODUÇÃO

A Província Mineral do Tapajós (PMT) corresponde a uma área de cerca de 90.000 km<sup>2</sup> limitada a norte pela Bacia Amazonas, a leste pelo rio Iriri, a sul pela serra do Cachimbo e a oeste pelo rio Abacaxis. Entretanto, deve ser observado que as feições geológicas do seu limite leste têm continuidade além do Rio Iriri.

A PMT se localiza geologicamente na parte sul do Cráton Amazônico, abrangendo parte das províncias Amazônia Central (< 2,3 Ga, com magmatismo em 1,88 - 1,70 Ga) e Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,80 Ga) ou Tapajós-Parima (2,10 - 1,87 Ga) segundo, respectivamente, Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000).

Predominam na região rochas graníticas diversas, faneríticas ou porfíricas, com pórfiros riolíticos a riolíticos subordinados. Sobre as graníticas afloram andesitos, dacitos, riolitos e riolitos, predominando amplamente os últimos. As vulcânicas variam de afaníticas a faneríticas finas e são comumente porfíricas. Compõem derrames, domos e diques, comumente com rochas vulcanoclásticas diversas associadas, incluindo grandes depósitos de ignimbritos. Essas rochas supracrustais, genericamente agrupadas na unidade denominada Uatumã, apresentam alterações hidrotermais típicas de sistemas epitermais e composições químicas compatíveis com a formação em arcos magmáticos continentais (Juliani *et al.* 2013).

## LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DA PESQUISA

A área de pesquisa se situa no sudoeste do Estado do Pará, predominantemente no município de Novo Progresso. O acesso à área pode ser feito pela rodovia federal BR-163 (Cuiabá-Santarém) e a partir dela, por diversas estradas vicinais. As principais localidades estão destacadas na Figura 1. Na Figura 2 podem ser observados os afloramentos estudados nesse trabalho.



**Figura 1.** Mapa de localização e acesso da área de estudo, com o detalhe do Estado do Pará, com a principal via de acesso à área na figura da direita.

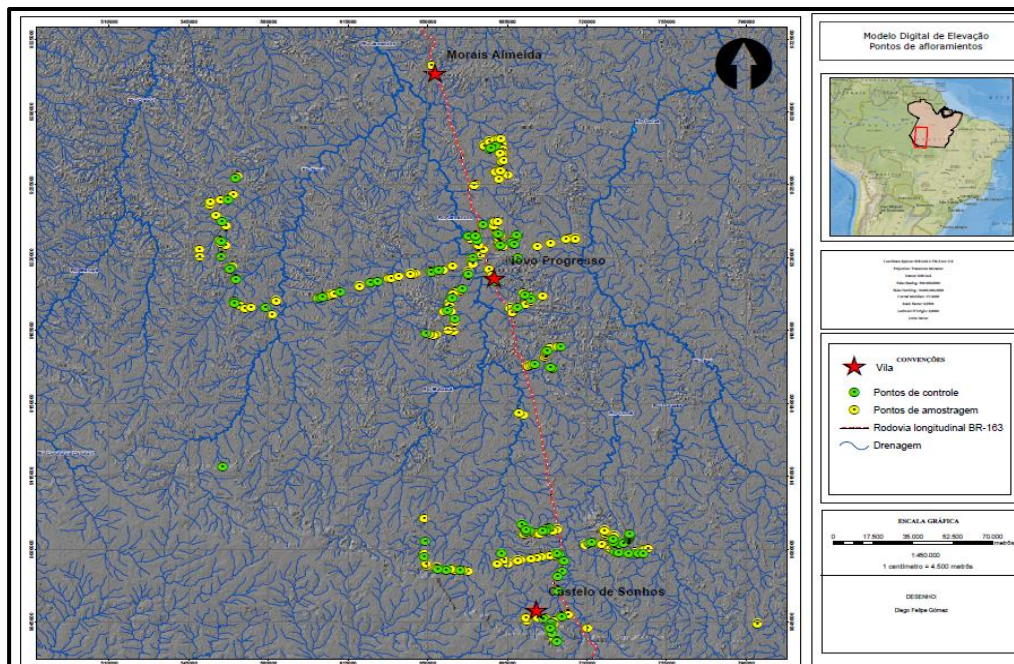


Figura 2. Distribuição dos afloramentos estudados. Em amarelo estão representados os pontos de controle e em verde os pontos de amostragem.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos e a sistemática dos trabalhos feitos nessa pesquisa estão sintetizados no fluxograma da Figura 3.

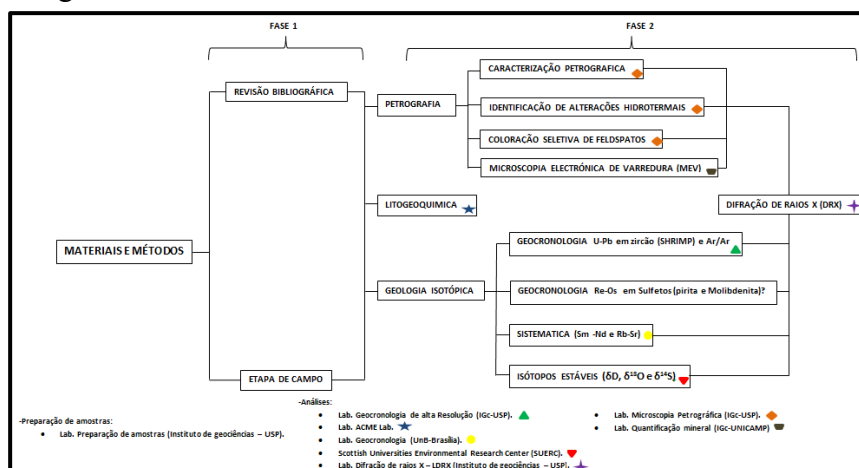


Figura 3. Fluxograma esquemático do desenvolvimento dos métodos utilizados na execução do presente trabalho.

Foram coletadas 248 amostras de rochas, detalhadamente descritas macroscopicamente. Dessas foram selecionadas 67 amostras representativas dos diferentes litotipos para análises petrográficas e geoquímicas.

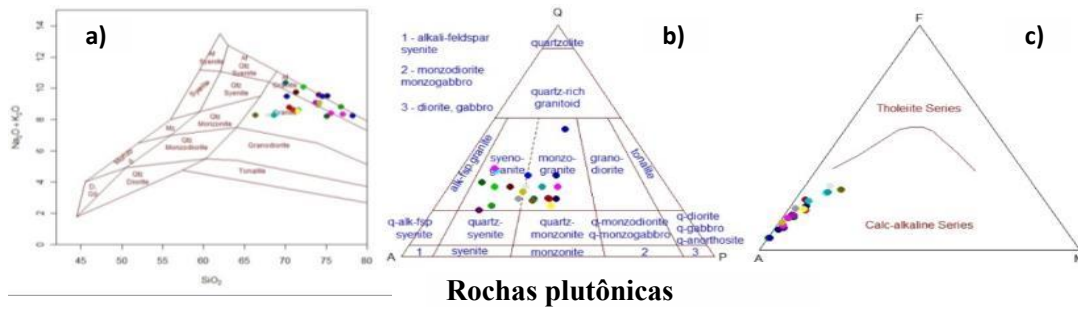
Os estudos petrográficos foram realizados no Laboratório de Microscopia Petrográfica do IGc-USP com um microscópio Olympus BX50. Esses estudos tiveram como finalidades principais: (1) a descrição da mineralogia e das texturas ígneas e vulcanoclásticas se a classificação das rochas; (2) caracterização das alterações hidrotermais, incluindo a mineralogia os tipos, estilos e da intensidade; (3) identificação de zonas de sobreposições de eventos hidrotermais e as relações paragenéticas entre os minerais.

As amostras para as análises químicas foram selecionadas por critérios

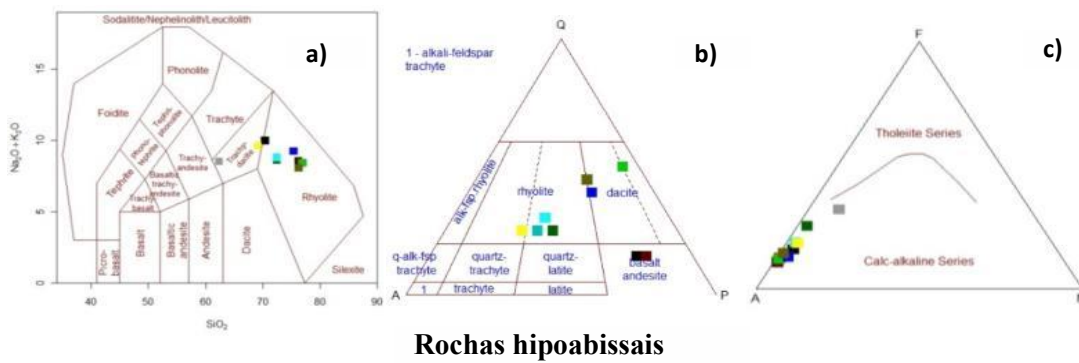
litoestratigráficos e petrográficos. Nessa escolha foram consideradas as alterações químicas introduzidas por alterações hidrotermais e os efeitos do intemperismo. As análises químicas foram feitas no laboratório ACME (Canadá) com determinação dos elementos maiores por FRX em pastilhas fundidas e dos traços por ICP-MS.

## RESULTADOS

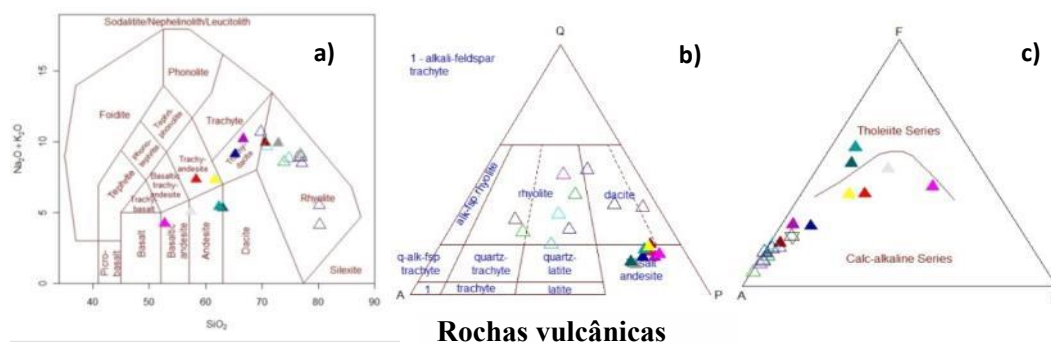
Os diferentes litotipos foram agrupados em seis conjuntos, de acordo as suas origens, texturas e composições, incluindo as rochas plutônicas que, de modo geral compõem o embasamento das vulcânicas (Fig. 4), os pórfiros (Fig. 5) e as vulcânicas (Fig. 6).



**Figura 4.** Classificação geoquímica das rochas plutônicas. a) TAS (Middlemost 1994); b) QAP (Streckeisen 1974); c) AFM (Irvine & Baragar 1971).



**Figura 5.** Classificação geoquímica dos pórfiros. a) TAS (Middlemost 1994); b) QAP (Streckeisen 1978); c) AFM (Irvine & Baragar 1971).



**Figura 6.** Classificação geoquímica das rochas vulcânicas. a) TAS (Middlemost 1994); b) Diagrama QAP (Streckeisen 1978); c) AFM (Irvine & Baragar 1971).

## CONCLUSÕES

As rochas do embasamento, na classificação petrográfica pelo diagrama QAP (Streckeisen 1974) são monzogranitos e sienogranitos. Segundo o diagrama de Middlemost (1994), as rochas apresentam tendências composicionais para álcali-feldspato granito,

evidenciando as modificações químicas introduzidas pelo metassomatismo potássico que comumente está presente nos granitos.

As rochas hipoabissais porfíricas são classificadas como pórfiros andesíticos, dacíticos e riolíticos, definindo um amplo espectro composicional. No diagrama de Middlemost (1994) podem ser notados enriquecimentos em álcalis em algumas rochas, resultando em composições de traquidacitos.

As vulcânicas são classificadas como andesitos, dacitos e riólitos, definindo uma série cálcio-alcalina expandida típica de arcos magmáticos continentais. Tal qual as rochas anteriores, as alterações hidrotermais resultam em adições de álcalis, que conferem às rochas tendências para composições mais evoluídas.

Em geral esses dois grupos de rochas intrusivas apresentam tendências evolutivas semelhantes e podem ser classificados como pertencentes a série cálcio-alcalina, como pode ser observado nos diagramas AFM.

Esses conjuntos representam a cristalização de magmas em diferentes níveis crustais, permitindo a interpretação de compoem de sistemas vulcânicos completos, evidenciado pela ocorrência de rochas plutônicas, próprias de câmaras magmáticas profundas (>5 km de profundidade), passando por rochas hipoabissais (1-5 km de profundidade), até as rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e piroclásticas, formadas em níveis superficiais.

## AGRADECIMENTOS

CT-Mineral/MCT/CNPq (Proc.: 550342/2011-7), INCT- Geociam (Proc.: 573733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de doutorado do autor.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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.

Juliani C., Carneiro C.C., Carreiro-Araújo S.A., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V., Crósta A.P. 2013. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. *In: Simp. Geol. Amazonia*, 13, Belém [CD-ROM].

Middlemost E.A.K. 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37, 215–224.

Santos J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.*, 3: 453-488.

Streckeisen, A.L. 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie*, 63: 773-785.

Streckeisen, A.L. 1978. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilite Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 141: 1-14.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, 22: 174-182.



# ASPECTOS METALOGENÉTICOS DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NA REGIÃO DE NATIVIDADE/TO.

Liomar Jesus dos Santos<sup>1</sup>; Clayton Ricardo Janoni<sup>1</sup>; Willi Jhon Santos Alves<sup>1</sup>

Universidade Federal do Oeste da Bahia

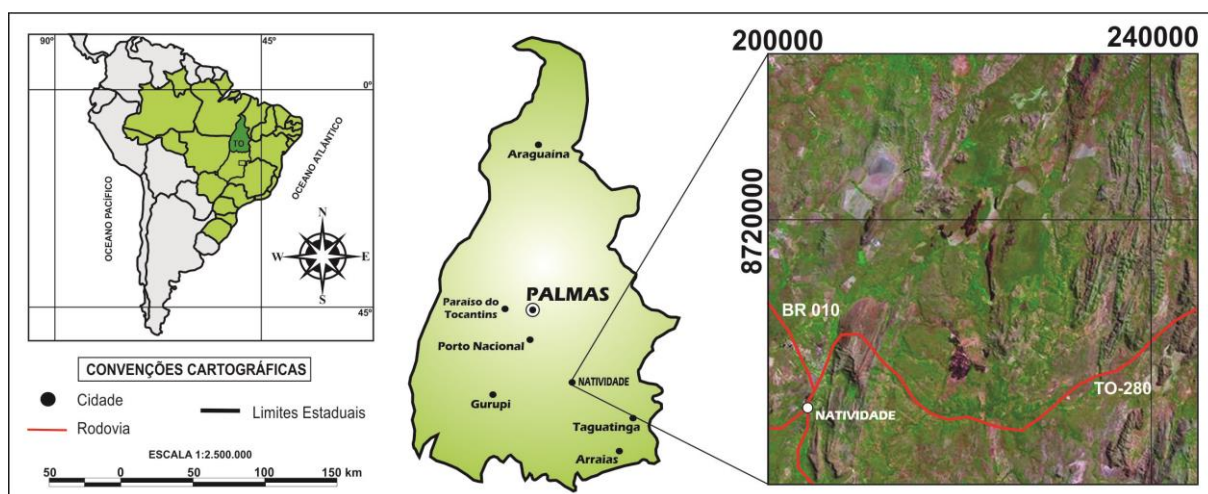
liosantos21@hotmail.com; clayton.janoni@ufob.edu.br; willyjhon007hotmail.com.

## INTRODUÇÃO

A região de Natividade esta inserida na porção sudeste do estado do Tocantins em um contexto metalogenético que abriga depósitos com diferentes aspectos genéticos e acumulações auríferas dispersas ao longo de faixas regionais deformadas de idades pré-cambriana, cujo contexto geotectônico foi propício à geração de Greenstone Belts e Faixas Vulcanossedimentares amalgamadas durante eventos compressivos e transpressivos do ciclo Uruaquano (Mesoproterozoico) e ciclo Brasileiro (Neoproterozoico).

Do ponto de vista metalogenético, Kuyumjian (2012) afirma que o ouro primário no contexto da Faixa Brasília é do tipo *orogenic gold deposit*, associado a arcos magmáticos deformados por intensas zonas de cisalhamento em borda de Crátons que possibilitou a geração de zonas filonianas de quartzo contendo teores anômalos de ouro e outros metais associados.

Este trabalho tem como objetivo discutir os aspectos metalogenéticos das mineralizações auríferas na região de Natividade/TO, na tentativa de agregar outros processos superimpostos (hidrotermalismo) ao modelo orogenético, associados ao longo de uma série de rochas do embasamento de composição gnáissicas-migmatíticas, seqüências vulcanossedimentares e rochas metaconglomeráticas catalogadas na região através do Projeto Mapas Metalogenéticos e Previsão de Recurso Mineral disponibilizado pela CPRM (Figura 1).



**Figura 1:** Mapa de localização da região de Natividade no estado do Tocantins e principais vias de acesso. Fonte: Miranda et al. (2004).

## ASPECTOS METODOLÓGICOS

Neste estudo será caracterizado os aspectos metalogenéticos da região de Natividade/TO através de dados de afloramentos descritos e amostrados com intuito de estabelecer as ambiências genéticas associadas as mineralizações auríferas por processos metamórficos, hidrotermais, alocados em veios pegmatíticos e sedimentar (plácers) ao longo dos compartimentos geológicos estruturados na forma de faixas em terrenos distintos,

considerando os levantamentos geológicos anteriores realizados pela CPRM, além de esboçar contribuições atuais para o quadro metalogenético da Província Tocantins quanto ao ambiente geotectônico das mineralizações auríferas.

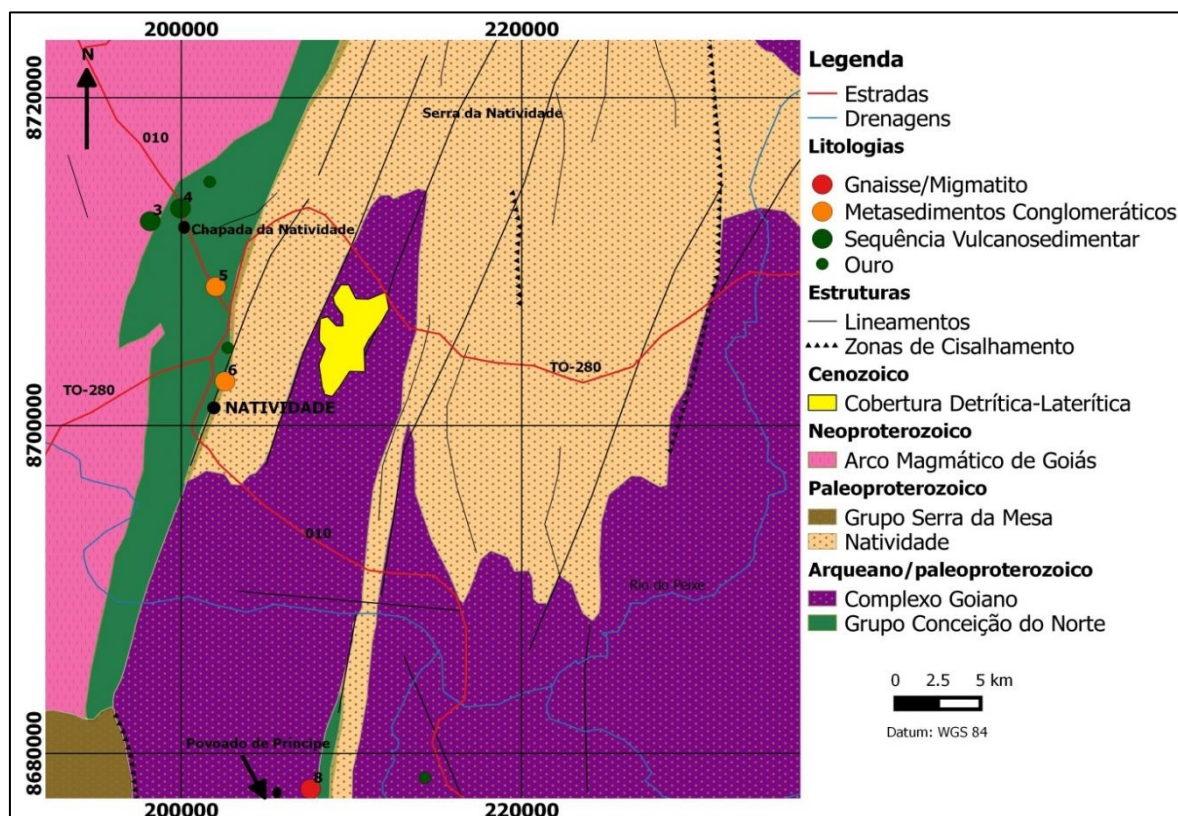
Neste estudo, a proposta conta com levantamento bibliográfico detalhado sobre a evolução do conhecimento geológico a cerca dos principais terrenos que estão alojados o ouro primário, além do reconhecimento e o entendimento geológico da região de Natividade/TO.

## QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

A região de estudo esta inserida na porção sudeste da Província Tocantins descrita por (Almeida et al., 1977) como resultado do almagamento do Cráton Amazônico (CAM), Cráton do São Francisco (CSF) e o bloco Paranapanema encoberto pela bacia do Paraná. Essa colisão na deformação de bacias sedimentares que resultou na estruturação de faixas móveis, gerando zonas de cisalhamento que serviram de condutos para percolação de fluídos ricos em metais, como afirma Kuyumjian (2012).

Segundo Gorayeb et al (1988) os conhecimentos acumulados na região de Natividade/TO permitiram caracterizar rochas gnáissicas/migmatíticas com metassedimentos associadas ao embasamento da Faixa Brasília com a denominação de Complexo Goiano, atribuída a terrenos granito-greenstone. Rochas encimando o Complexo Goiano, caracterizadas como metassedimentos de baixo grau metamórfico, foram denominadas de Grupo Natividade.

Em suma, o quadro geológico da região de Natividade/TO é efetivamente representado pelo Complexo Goiano (Arqueano), Grupo Conceição do Norte, Grupo Natividade, Grupo Serra da Mesa (Paleoproterozóico) e o Arco Magmático de Goiás (Neoproterozóico). (Figura 2)



**Figura 2:** Mapa geológico simplificado representando as principais unidades litoestratigráficas que ocorrem na região de estudo e pontos de litologias descritas.

## ASPECTOS METALOGENÉTICOS

Durante a história geológica da Terra, o Arqueano/Paleoproterozóico foram os mais favoráveis para a geração das concentrações auríferas. Milhares de toneladas de ouro foram extraídos de metaconglomerados da Bacia de *Witwatersrand*, África do Sul, cuja origem tem sido interpretada, em parte, como sedimentar (paleoplácers). A gênese dos depósitos auríferos é intimamente ligada a terrenos metamórficos, particularmente em *greenstone belts*, sequências vulcanossedimentares, e mais subordinadamente em faixas de dobramento, segundo Biondi (2003).

Os depósitos auríferos podem ter origem em ambientes diversos, tais como: hidrotermais, metamórficos e sedimentares. Na região de Natividade/TO, segundo Kuyumjian (2012), o ouro foi formado em contexto metamórfico (orogênético), similar ao modelo do tipo *Orogenic Gold* associados com terrenos de metamorfismo regional, onde o minério foi transportado através de fluidos pelas zonas de cisalhamento e fraturas por processos deformacionais, transpressionais-compressionais.

Essas mineralizações auríferas possuem forte controle estrutural e na maioria dos casos estão na interface dos contatos entre as sequências vulcanossedimentares na região de Chapada da Natividade (Sequência Vulcanossedimentar Conceição do Norte) e a Serra de Natividade (metassedimentos quartzosos do Grupo Natividade). Esses depósitos vulcanossedimentares em áreas de complexos (embasamento) apresentam-se polideformados resultantes de ciclos orogênicos desde o arqueano.

Na região de Natividade/TO foram catalogados 10 pontos e referenciados espacialmente no mapa geológico (Figura 2), estes pontos correspondem a afloramentos que foram descritos quanto aos aspectos litológicos, idades, processos metalogênéticos vigentes, morfologia do depósito e os status da mineralização (Tabela 1).

Rochas gnáissicas/migmatíticas correspondentes ao Complexo Goiano (Arqueano) ocorrem preferencialmente na porção SW da área de estudo nas proximidades do distrito de Príncipe. Estas possuem mineralizações auríferas e também de garimpos abandonados que explotavam cianita e moscovita, a gênese dessas mineralizações são atribuídas a fatores metamórficos. A morfologia dos depósitos são geralmente na forma irregular, filoneana e na forma de veios pegmatíticos.

Fruto das bacias sedimentares pré-cambrianas, as rochas vulcanossedimentares estão estruturadas na forma de longas faixas de dimensões regionais. Essas litologias ocorrem preferencialmente na localidade de Chapada da Natividade (Sequência Vulcanossedimentar de Conceição do Norte) possuindo os maiores indícios de mineralizações auríferas da região.

Essas sequências vulcanossedimentares abrangem desde o Arqueano ao Mesoproterozoico, com status das mineralizações auríferas em garimpos em atividade, além de ocorrências e localização de garimpos abandonados. A morfologia dessas mineralizações são no geral, filonianas e estratiformes e a gênese das mineralizações estão relacionadas a processos hidrotermais superimpostos com intensas zonas de alteração e aluvionar (plácers).

Nas proximidades do município de Natividade/TO ocorrem rochas metaconglomeráticas (Grupo Natividade) com mineralizações auríferas, nessas localidades já operaram garimpos hoje abandonados. A gênese dessas mineralizações são aluvionares (plácers) com morfologia estratiforme. (Figura 3).

Os depósitos auríferos secundários de idade cenozoica, estão associados as sequências sedimentares nas regiões de Natividade, Almas e Príncipe. Na gênese dos depósitos auríferos sedimentares de Natividade/TO, os agentes intempéricos atuaram sobre as rochas encaixantes, sendo capazes de concentrar substâncias minerais de interesse econômico formando aluviões com depósitos auríferos.

Ponto	Latitude	Longitude	Litologia	Idade	Metalogênese	Metal	Morfologia	Status
1	8693599,39	182199,30	TTG	Arq	Pegmatítico	Ci/Mus	Veios	G.A
2	8745554,70	186281,74	Seq.VuleSed	PP	Hidrotermal	Au	Filoneana	Ocor.
3	8712458,53	198162,86	Seq.VuleSed	Arq	Hidrotermal	Au	Filoneana	G.A
4	8713244,62	199943,78	Seq.VuleSed	Arq	Aluvionar	Au	Estratiforme	G.E
5	8708467,59	202020,90	MetSed.Congl	MP	Aluvionar	Au	Estratiforme	G.A
6	8702691,70	202561,65	MetSed.Congl	MP	Aluvionar	Au	Estratiforme	G.A
7	8675306,44	207098,51	TTG	Arq	Metamórfico	Ci/Mus	Irregular	Ocor.
8	8677832,71	207588,64	TTG	PP	Metamórfico	Ci/Mus	Irregular	Ocor.
9	8677119,93	213408,65	TTG	Arq	Hidrotermal	Au	Filoneana	G.A
10	8728551,12	222511,25	Seq.VuleSed	MP	Aluvionar	Au	Estratiforme	G.A

(TTG (tonalitos/trondjenitos/granodioritos), Arq (Arqueano), PP (Paleoproterozoico), MP (Mesoproterozoico), Ci/Mus (Cianita/Muscovita), Au (ouro), G.A (garimpo abandonado), Ocor (ocorrência), G.E (garimpo em atividade).

**Tabela 1:** Tabela simplificada com as principais informações dos afloramentos descritos na região de Natividade/TO

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os compartimentos geológicos da região de Natividade/TO abrigam importantes depósitos auríferos, com garimpos em atividade e garimpos abandonados que, além de ocorrências de ouro que evidenciam a importância de estudos geológicos detalhados na região como este, há a necessidade em especial, de estudos de detalhes para as sequências vulcanossedimentares.

As mineralizações em sua maioria estão associadas as sequências vulcanossedimentares, como morfologias filoneanas e estratiformes, cujos processos metalogenéticos para os depósitos de ouro na região de Natividade/TO, de forma generalizada, estão relacionados a processos metamórficos, hidrotermais e sedimentares com forte controle estrutural e tectônico.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M et al. 1977. **Províncias estruturais brasileiras**. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Atas,363-391.

BIONDI, J.C. 2003. **Processos Metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos.

GORAYEB P.S.S., COSTA J.B.S, LEMOS R.L., GAMA JR. T., BEMERGUY R.L., HASUI Y. 1988. **O Pré-Cambriano da Região de Natividade, GO**. Revista Brasileira de Geociências, 18: 391-397.

KUYUMJIAN, R.M et al. 2012. **Geologia e ocorrências de ouro do Terreno Granito-Greenstone do Tocantins, TO: Síntese do conhecimento e parâmetros para exploração mineral**. Revista Brasileira de Geociências, 42(1): 213-228.

MIRANDA, E. E. de; COUTINHO, A. C. (Coord.). 2004. **Brasil Visto do Espaço**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite.  
Disponível em: <<http://www.cdbrasil.cnpem.br>>. Acesso em: 30 jun. 2015.



## **METODOLOGIA**

As intenções deste estudo têm como objetivo delinear o perfil geológico e metalogenético da região de São Gabriel da Cachoeira/AM, com foco para o Complexo Carbonatítico Seis Lagos devido seu alto potencial para reservas de nióbio, com intuito de caracterizar as áreas propícias para as ocorrências do referido metal, considerando os levantamentos geológicos anteriores, além de esboçar contribuições atuais para o quadro metalogenético brasileiro quanto ao perfil mineral deste metal nobre.

Neste estudo, a proposta conta com levantamento bibliográfico detalhado sobre o nióbio no Brasil (o que é, as propriedades, quais os usos e a economia mineral), além de referenciamento para o reconhecimento e o entendimento geológico da região de São Gabriel da Cachoeira por meio de projetos, artigos publicados, etc. Foi utilizada a carta topográfica de São Gabriel da Cachoeira na escala de 1:250.000 para uma melhor compreensão das características fisiográficas da região e também contou com a utilização do Banco de Dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) para entender quais as áreas estão cadastradas e quais estão disponíveis para a pesquisa metalogenética do nióbio nesta região do país.

## **PERFIL GEOLÓGICO DA REGIÃO DE SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA**

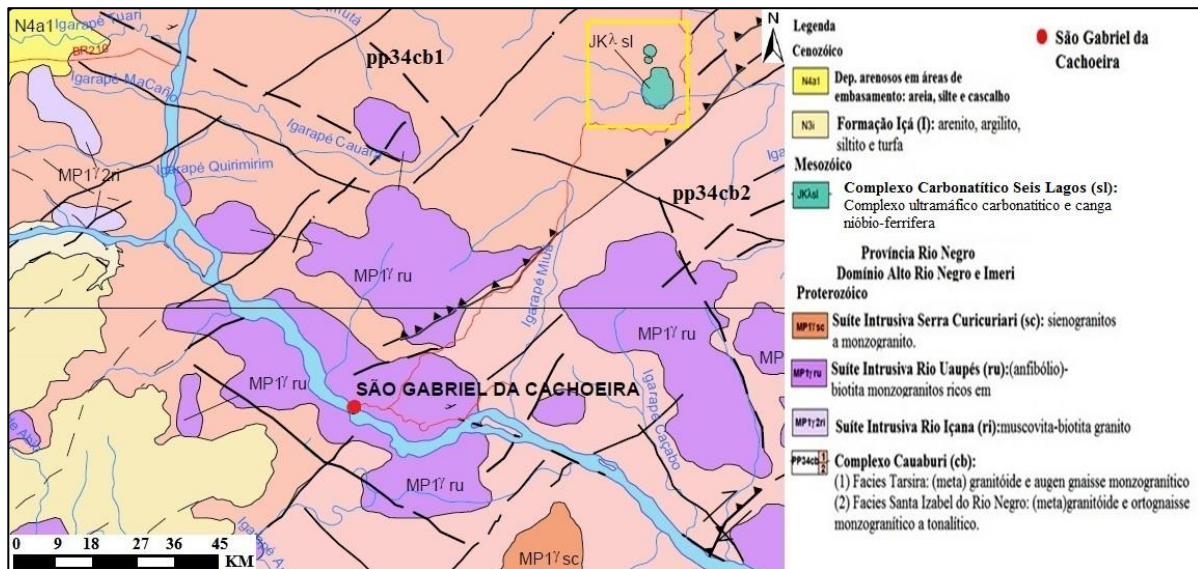
No contexto das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, o Complexo Carbonatítico Seis Lagos está localizado na província Rio Negro-Juruena, segundo estudos mais recentes propostos por Tassinari & Macambira (2004), que logo mais foi redefinido como província Rio Negro por Santos et al. (2006). Esta província comporta dois principais domínios tectono-estratigráficos, assim designados de Alto Rio Negro “Cabeça do Cachorro” a oeste, sendo este recoberto em grande parte por uma cobertura fanerozóica de pouca espessura, cuja sedimentação mascara a continuidade das estruturas identificadas pelas serras Traíra (NW/SE), Tunuí e Caparro (NNE-SSW a NE-SW) e o outro domínio é o Imeri a leste, que é intrudido pelas rochas das suítes Igarapé Reilau, Marauiá, Rio Uaupés, Marié-Mirim, Tapuruquara, pelo Complexo Carbonatítico Seis Lagos, estando recoberto por rochas (meta) sedimentares da Formação Serra da Neblina e coberturas sedimentares neógenas

Na Suíte Intrusiva Rio Uaupés, as rochas são definidas como granodioritos, titanita-biotita monzogranitos, leucomonzogranitos e leucosienogranitos. Na região de São Gabriel da Cachoeira, a compartimentação geológica apresenta algumas dificuldades na distinção entre esta suíte e o embasamento, isto por apresentar composição química e mineralógica similares com os granitoides. Almeida et al. (2002) considerou os granitoides aflorantes ao redor de São Gabriel da Cachoeira, sendo do tipo A aluminosos. Já o Complexo Cauaburi é composto pelas litofácies Santa Izabel do Rio Negro (a leste) e Tarsira (a oeste), sendo que este complexo atinge localmente o metamorfismo da fácies anfífolito, sendo constituído predominantemente por magmatismo de caráter cálcio-alcálico expandido, embora predominem termos mais félsicos representados por (meta) granitoides e augen-gnaisses, sendo estes augen gnaisses descritos a montante da cidade de São Gabriel da Cachoeira, no Alto Rio Negro (figura 2).

No domínio Imeri, vale destacar que no estudo realizado por Pinheiro et al. (1976), os mesmos registram a ocorrência de três estruturas circulares que foram interpretadas como 3 chaminés vulcânicas sendo denominadas de Distrito de Seis Lagos, sendo este capeadas por canga lateríticas ferruginosa, as quais apresentam anomalias radioativas de forte intensidade. Estas estruturas estão representadas de forma circulares, sendo o corpo maior denominado “Seis Lagos” possui 5,50 km de comprimento por 4,50 km de largura, enquanto os outros menores apresentam diâmetro de 0,75 e 0,50 km. Morfológicamente é um relevo pseudo-cárstico, cuja estrutura maior revela diversas depressões por colapso, seis das quais, apresentando lagos que conduziram à denominação Morro dos Seis Lagos. Intenso processo de intemperismo efetivou a formação de espessa cobertura laterítica ferruginosa sobre rochas alcalinas, tendo destaque os elevados teores de terras raras, nióbio, zircônio, vanádio e berílio.

A idade admitida para os corpos é mesozóica, mantendo forte associação temporal com demais corpos alcalinos.

As chaminés estão encaixadas em um augen gnaisse monzogranítico ( fácies Tarsira) do Complexo Cauaburi (Lima & Pires, 1985), datado de 1.8 Ga por SHRIMP. Os principais *trends* estruturais regionais têm orientação NW-SW e NE-SW, e, subordinadamente, direção N-S. No mapa geológico do Estado do Amazonas, elaborado pela CPRM (Pinheiro et al. 1976), o Distrito de Seis lagos consta como Complexo Carbonatítico de Seis Lagos, correlacionado ao período Juro-Cretáceo.



**Figura 2:** Mapa geológico da região de São Gabriel da Cachoeira/AM com destaque para o Complexo Carbonatítico Seis Lagos. Fonte: CPRM (2005).

## PERFIL METALOGENÉTICO DO COMPLEXO CARBONATÍTICO SEIS LAGOS

Campanhas de sondagens realizadas pela CPRM no morro dos Seis Lagos identificaram a presença de argilas carbonosas e brechas carbonáticas, sendo esta brecha interpretada como um carbonatito alterado. Assim os dados obtidos permitiram calcular reservas de 2.898 bilhões de toneladas de minério com teor de 2.81% de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Os dados geoquímicos apresentados consistem apenas das concentrações médias de Nb e Ce (Giovannini, 2013).

Através de um grande número de amostras superficiais coletadas nos perfis de geoquímica de solo realizados pela CPRM, identificaram diversos minerais presentes no perfil laterítico do morro de Seis Lagos, caracterizando estes como constituídos essencialmente por minerais de ferro (hematita, goetita) com alguns acessórios importantes, como: hollandita, romanechita, pirolusita, lithioforita, florencita, cerianita, gibbsita, ilmeneo-rutilo, brookita niobífera e rutilo niobífero, além de monazita, zircão e quartzo. Estes últimos foram considerados indicativos de que o substrato do morro dos Seis Lagos seria constituído por carbonatito.

Logo, foi verificada a existência de um *pipe* carbonatítico cortando as rochas encaixantes, sendo este carbonatito descrito como sendo um provável ferrocronatito, sendo a siderita o principal mineral carbonático. Uma característica é que o carbonatito de Seis Lagos possui cor cinza e está levemente alterado devido a alteração hidrotermal.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A gênese do nióbio nesta porção do Cráton Amazônico tem como modelo mundial os depósitos de Araxá no Brasil. Acredita-se que o Complexo Carbonatítico Seis Lagos apresente a mesma evolução dos carbonatitos do Alto Paranaíba (região de Araxá/MG e Catalão/GO).

As rochas alcalinas-carbonatíticas (Cretáceo) que constituem o complexo foram submetidas a intensos processos intempéricos, criando vários tipos de solos lateríticos, no qual ocorreu o enriquecimento residual de minerais resistentes. Desta forma, é possível afirmar que o Carbonatito Seis Lagos se classifica como residual devido à presença de crosta laterítica ferruginosa enriquecida em elementos residuais.

Portanto nesta região de São Gabriel da Cachoeira/AM há uma grande ocorrência de nióbio, sendo esta comprovada por métodos diretos (sondagem) em pesquisas anteriores. Com isto, os dados apresentados neste estudo, através do perfil geológico e metalogenético acerca da presença do nióbio nesta região do Cráton Amazônico, corrobora o fato do Brasil possuir as maiores reservas deste bem mineral, contudo devido à dificuldade de acesso ao local em plena floresta amazônica, e ao fato do minério estar associado a outros elementos, exigirá avançada tecnologia para exploração, indicando a pouca viabilidade econômica para futuros empreendimentos mineradoras na região do Complexo Carbonatítico Seis Lagos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B.; FARIA, M. S. G. DE. 2002. **A Granitogênese Paleoproterozóica do Sul de Roraima**. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, PB, Anais, p. 434.

GIOVANNINI, A. L. 2013. **Contribuição à geologia e geoquímica do carbonatito e da jazida (Nb, ETR) de Seis Lagos (Amazonas)**. Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

LIMA, M. I. C.; PIRES, J. L. 1985. **Geologia da Região do Alto do Rio Negro**. Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém. *Anais*, 1:140-154.

SOUSA, A. G. H. 2009. **Petrografia e geoquímica do batólito granítico São Gabriel da Cachoeira, Província Rio Negro (AM)**. Universidade Federal do Amazonas. Manaus-AM,

SANTOS, J. O. S., HARTMANN L. A., FARIA M. S. G. DE, RIKER S. R. L., SOUZA M. M. DE, ALMEIDA M. E., MCNAUGHTON N. J. 2006. **A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006**. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz. 9, Belém, CD-ROM.

PINHEIRO, S.; FERNANDES, P. E. C. A.; PEREIRA, E. R.; VASCONCELOS, E. G.; PINTO, A. C.; MONTALVÃO, R. M. G.; ISSLER, R. S.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, W.; FERNANDES, C. A. C. 1976. **Brasil DNPM-Projeto Radam Brasil. Cap. I- Geologia**. Rio de Janeiro.

TASSINARI C. C. G., MACAMBIRA M. J. B. 2004. **A evolução tectônica do Cráton Amazônico**. In: Mantesso-Neto V., Bartoreli A., Carneir C.D.R., Brito-Neves B.B. de (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p. 471-485.



# SISTEMA EPITERMAL *LOW-SULFIDATION* E TIPO PÓRFIRO PALEOPROTEROZOICO NA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJOS (PMT)

Maria Alexandra Aguja-Bocanegra ([maagujab@gmail.com](mailto:maagujab@gmail.com)), Caetano Juliani ([cjuliani@usp.br](mailto:cjuliani@usp.br)), Cláudia do Couto Tokashiki ([claudiatokashiki@usp.br](mailto:claudiatokashiki@usp.br)), Carlos Mario Echeverri-Misas ([carlosma99@yahoo.com](mailto:carlosma99@yahoo.com)), Lena Virginia Soares Monteiro ([lena.monteiro@usp.br](mailto:lena.monteiro@usp.br)) Bruno Lagler<sup>1</sup> ([bruno.lagler@usp.br](mailto:bruno.lagler@usp.br))

Instituto de Geociências - USP, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

## INTRODUÇÃO

A Província Mineral do Tapajós (PMT), localizada na porção centro-sul do Cratón Amazônico, tem sido objeto de diversos estudos sobre suas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas paleoproterozoicas, bem como sobre as mineralizações de metais de base, em especial de cobre e molibdênio, e preciosos dos tipos epitermais e pórfiro.

Essas mineralizações se associam a rochas do evento magmático *sensu lato* Uatumã (Juliani *et al.*, 2005, Aguja 2013, Tokashiki *et al.*, 2013, Tokashiki 2015), assim descrito por englobar rochas de diferentes idades e filiações geoquímicas, com rochas cálcio-alcalinas formadas em ambiente de arco magmático continental, e e alcalinas de intraplaca.

Esse estudo apresenta dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos que permitem caracterizar mineralização aurífera de ca. 1,88 Ga do V6 (ou Chapéu do Sol) como *low-sulfidation*, associada a vulcânicas e vulcanoclásticas predominantemente félsicas. A intrusão de diques de pórfiros riolíticos e riodacíticos de idades semelhantes resultou no *overprint* de uma mineralização de Cu-Mo-(Au) do tipo pórfiro sobre o sistema epitermal (Aguja 2013).

## MÉTODOS

Com o objetivo de caracterizar as associações minerais magmáticas e hidrotermais, bem como a química mineral das rochas hospedeiras das mineralizações foram feitos estudos petrográficos e a identificação dos minerais por microscopia eletrônica de varredura (MEV) e por microsonda eletrônica. A filiação geoquímica e o ambiente tectônico de geração foram determinados por meio de geoquímica de rocha, tendo sido as rochas analisadas no *Acme Laboratories Ltd.* por meio de FRX e ICP-MS. A determinação das idades U-Pb em zircão foram feitas com uso de SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion Micro-Probe*) no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da USP.

## PETROGRAFIA

As rochas que hospedam a mineralização V6 estão sobre um embasamento de monzogranito granofírico, denominado Monzogranito A. As vulcânicas e vulcanoclásticas foram subdivididas numa Sequência Inferior, composta por andesito basáltico, andesito e riolito porfírico, a qual é cortado por diques de pórfiro riolítico de granulação média a fina (Pórfiro B) e corpos de monzogranito de granulação grossa (Monzogranito B). A Sequência Superior é formada por rochas vulcanoclásticas e epiclásticas, com corpos de brechas de explosivas, conduto e diques e *stocks* de pórfiros riolíticos de granulação grossa (Pórfiro A). As alterações hidrotermais apresentam-se em estilos pervasivo e fissural, com metassomatismo sódico muito restrito, metassomatismo potássico e alterações propilítica, sericítica e argílica bem desenvolvidas.

A mineralização ocorre de forma disseminada e/ou em vênulas e veios, é polimetálica, e os minerais de minério são representados por pirita, calcopirita, molibdenita, ouro nativo e esfalerita. O ouro comumente está associado a alteração sericítica com adularia e a zonas de

silicificação.

## **GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA**

A litoquímica e a geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão evidenciam que as rochas hospedeiras das mineralizações se formaram em dois eventos magmáticos posteriores a 2.003 Ma (Monzogranito A - Embasamento). O primeiro (1.990 - 1.971 Ma), gerou riolitos porfiríticos e intrusões do Monzogranito B e do Pórfiro B, que se caracterizam pelo empobrecimento relativo em HREE ( $6,14 \leq \text{La}/\text{Yb}_N \leq 19,65$ ) e pelas anomalias de Eu bem definidas ( $0,39 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 0,59$ ). O segundo evento (1.880 - 1.860 Ma) gerou derrames de andesito, de andesito basáltico, rochas vulcanoclásticas, diques de dacito e do Pórfiro A, caracterizados por apresentarem maior enriquecimento em REE, com um leve enriquecimento de HREE ( $4,85 \leq (\text{La}/\text{Yb})_N \leq 25,46$ ) e por apresentarem anomalias de Eu ( $0,64 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 1,21$ ) que indicam fracionamento menos significativo de plagioclásio.

A geoquímica também indica que essas rochas são cálcio-alcálicas de alto potássio, cujas composições são muito semelhantes àquelas geradas em arco vulcânicos em margens continentais ativas.

## **DISCUSSÕES E CONCLUSÕES**

Os estudos efetuados permitiram definir que:

Ocorreram dois eventos magmáticos na região em estudo, com vulcanismo e intrusões subvulcânicas, o primeiro deles entre ca. 1.880 e 1.860 Ma, e o segundo a ca. 1.990 a 1.971 Ma. Ambos eventos se deram em ambiente de margem continental ativa.

A mineralização de ouro nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas é do tipo *low-sulfidation* (com adularia e sericita), formada a ca. 1,88 Ga. Essa ocorre como vênulas, veios ou disseminações na rocha e ouro está associado predominantemente com a pirita, tendo calcopirita subordinada.

A introdução de diques e *stocks* de pórfiros riolíticos e riodacíticos resultou em alterações hidrotermais com metassomatismo potássico, propilitização e sericitização. A mineralização de calcopirita e molibdenita, com ouro e esfalerita subordinada, forma diversas gerações de vênulas, tanto nos pórfiros hidrotermalizados como nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas.

O ambiente tectônico, a filiação magmática cálcio-alcálica de alto potássio das rochas, a colocação epizonal dos pórfiros e as alterações hidrotermais das rochas sugere que a PMT possui potencial para ocorrência de depósitos do tipo pórfiro de Cu-Mo e epitermais de Au-Ag em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas intermediárias a félsicas formadas há cerca de 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico.

## **AGRADECIMENTOS**

CT-Mineral/MCT/CNPq (Proc.: 550342/2011-7), INCT- Geociam (Proc.: 573733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Aguja M.A. 2013. Mineralizações epitermal *low-sulfidation* e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 235 p.

Juliani C., Rye O.R., Nunes C.M.D., Snee L.W., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chem. Geol.*, 215: 95-125.

Juliani C., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D., Echeverri-Missas C.M., Carneiro C.C., Lagler B., Aguja-Bocanegra M.A., Tokashiki C.C. 2013. Controle tectônico e eventos magmáticos associados as mineralizações epitermais do tipo pórfiro e IOCG paleoproterozoicas na parte sul do Cratón Amazônico e seu potencial de prospectividade. In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia: Os novos depósitos Minerais Brasileiros Gramado/RS.

Tokashiki C.C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Aguja M.A., Arrais L.B. 2013. Eventos Vulcânicos de 1,97Ga com mineralizações de ouro epitermais *low- e intermediate sulfidation* na porção sul da Província Aurífera do Tapajós. In: Simp. Geol. Amazonia, 13, Belém, p. 625-628.

Tokashiki C.C. 2015. Mineralizações *Low-e intermediate sulfidation* de ouro e de metais de base em domos de riolito Paleoproterozóicos na porção da Província mineral do Tapajós. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 172 p.

# CARACTERIZAÇÃO HIDROTÉRMAL DO DEPÓSITO DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO DE BORRACHUDOS, PROVÍNCIA CARAJÁS, PARÁ

Mariângela Previato<sup>1,2</sup> (mariangela.previato@usp.br) e Lena Virgínia Soares Monteiro<sup>1,2</sup> (lena.monteiro@usp.br)

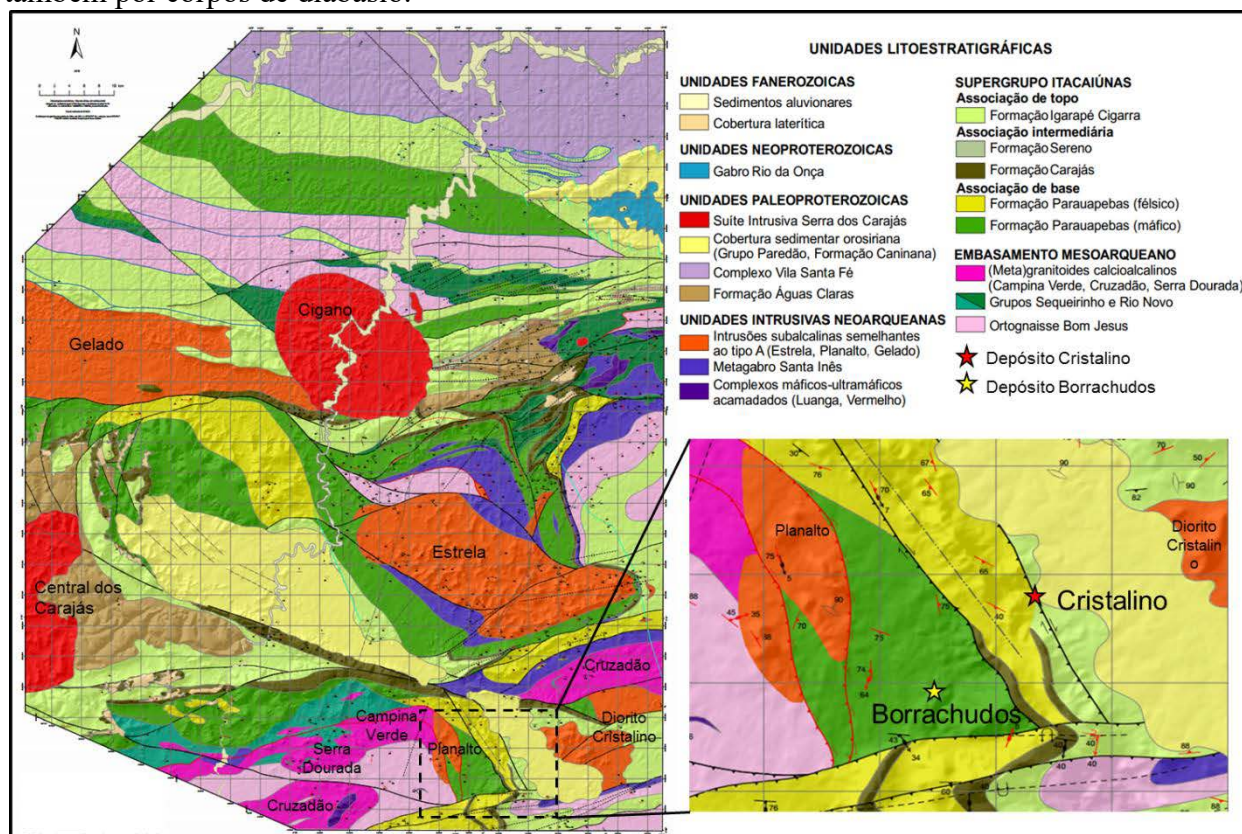
<sup>1</sup>Instituto de Geociências - USP, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, <sup>2</sup> INCT GEOCIAM

## INTRODUÇÃO

A Província Carajás destaca-se mundialmente por apresentar a maior quantidade conhecida de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (iron oxide-copper-gold deposits ou IOCG; Hitzman *et al.*, 1992), os únicos de classe mundial de idade arqueana (Groves *et al.*, 2010).

No Domínio Carajás, o Cinturão Sul do Cobre sobressai por conter importantes depósitos como Sossego (355 Mt @ 1,5 % Cu e 0,28 g/t Au; Lancaster *et al.*, 2000), Alvo 118 (170 Mt @ 1,0% Cu e 0,3 g/t Au; Rigon *et al.*, 2000) e Cristalino (500 Mt @ 1,0% Cu e 0,3 Au; Huhn *et al.*, 1999), com seus depósitos satélites de escala menor.

O depósito de Borrachudos compreende um satélite do depósito Cristalino, localizando-se no extremo sul da Serra de Carajás (Serra do Rabo), entre o depósito Cristalino (a nordeste) e o granito Planalto (a noroeste) figura 1. É hospedado por unidades metavulcânicas atribuídas à Formação Parauapebas do Grupo Grão-Pará (Supergrupo Itacaiúnas), de idade neoarqueana, e também por corpos de diabásio.



**Figura 1:** A – Porção sul do Domínio Carajás, limite com o embasamento mesoarqueano. B – Extremo sudeste do Domínio Carajás, onde se localiza o Depósito Cristalino e seu alvo satélite Borrachudos (Tavares, 2015 e Medeiros Filho *et al.*, 2013).

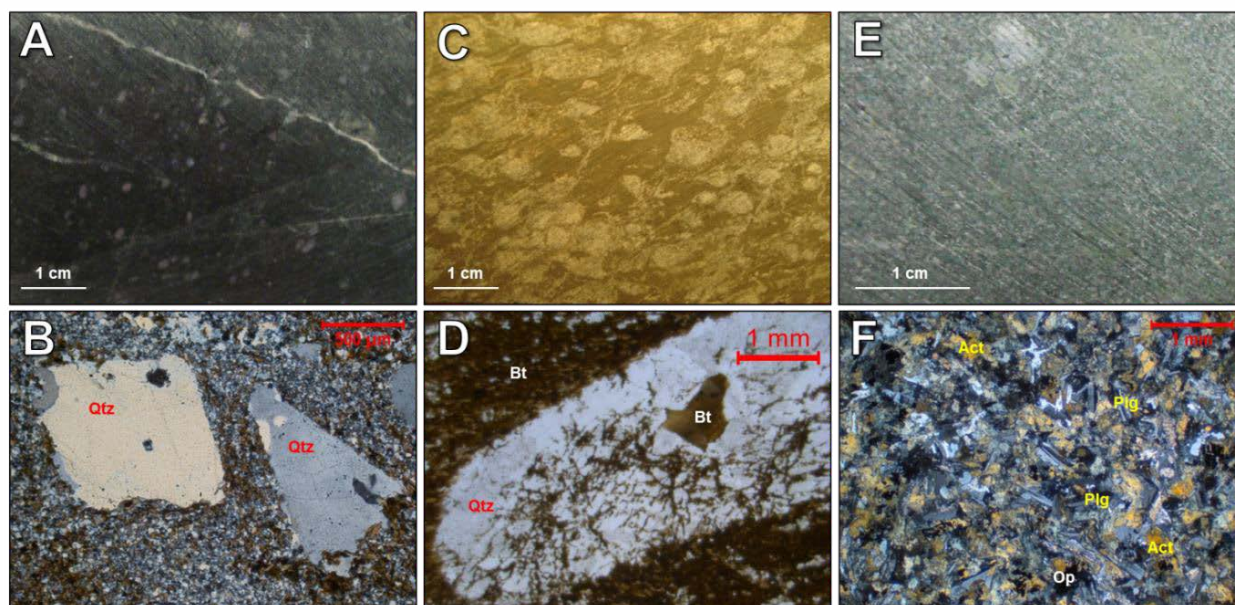
## ROCHAS HOSPEDEIRAS

No depósito Borrachudos as rochas hospedeiras encontram-se fortemente hidrotermalizadas, a partir de relíquias foi possível distinguir três protólitos com características de rochas vulcânicas félsicas, intermediárias a máficas e diabásios.

A rocha vulcânica félsica exibe megacristais bipiramidais de quartzo (Figura 2 A). Possui coloração cinza esverdeada, estrutura maciça a levemente foliada e textura porfírica a glomeroporfírica, dada pelos megacristais de quartzo, que exibem bordas corroídas com recristalização em estado dinâmico (Figura 2 B). A matriz possui granulação muito fina a fina, equigranular a inequigranular, composta por quartzo, com proporções variadas de plagioclásio, biotita, clorita, escapolita e epidoto.

A rocha intermediária é subordinada no depósito, apresenta amígdalas preenchidas por quartzo recristalizado (Figura 2 C), por vezes com inclusões de biotita (Figura 2 D), opacos, apatita e escapolita. A estrutura é maciça a levemente foliada, dada pela alternância de finas faixas granoblásticas e bandas lepidoblásticas.

Os corpos de diabásio (Figura 2 E) possuem bordas mais finas que o núcleo, seu contato com as rochas vulcânicas é abrupto e marcado por carbonatação, cloritização e escapolitização. A rocha possui coloração preto esverdeada, granulação fina, estrutura maciça, textura subofítica (Figura 2 F) e intersticial (com actinolita, hastingsita e opacos).



**Figura 2:** Características das rochas hospedeiras do Depósito Borrachudos. A e B - Metavulcânica Ácida (Riodacito) com fenocristais bipiramidais de quartzo. C e D – Metavulcânica Intermediária (Andesito) com amígdalas preenchidas por minerais hidrotermais. E e F – Diabásio, com textura subofítica preservada.

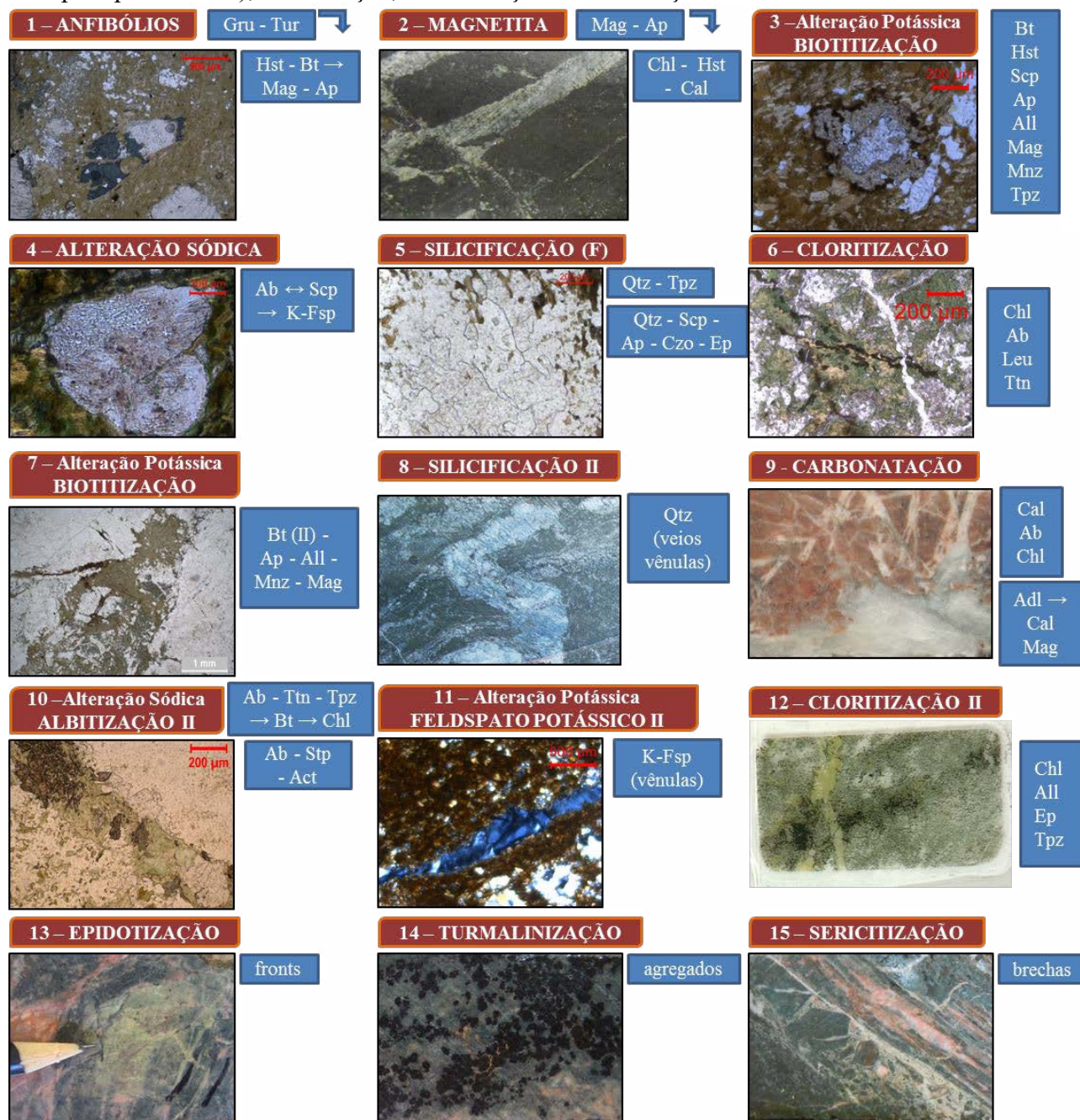
## HIERARQUIZAÇÃO DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

A hierarquização das alterações hidrotermais baseia-se nas associações minerais observadas, nas rochas vulcânicas (ácida e intermediária) pode ser acompanhada na figura 3 e no diabásio na figura 4.

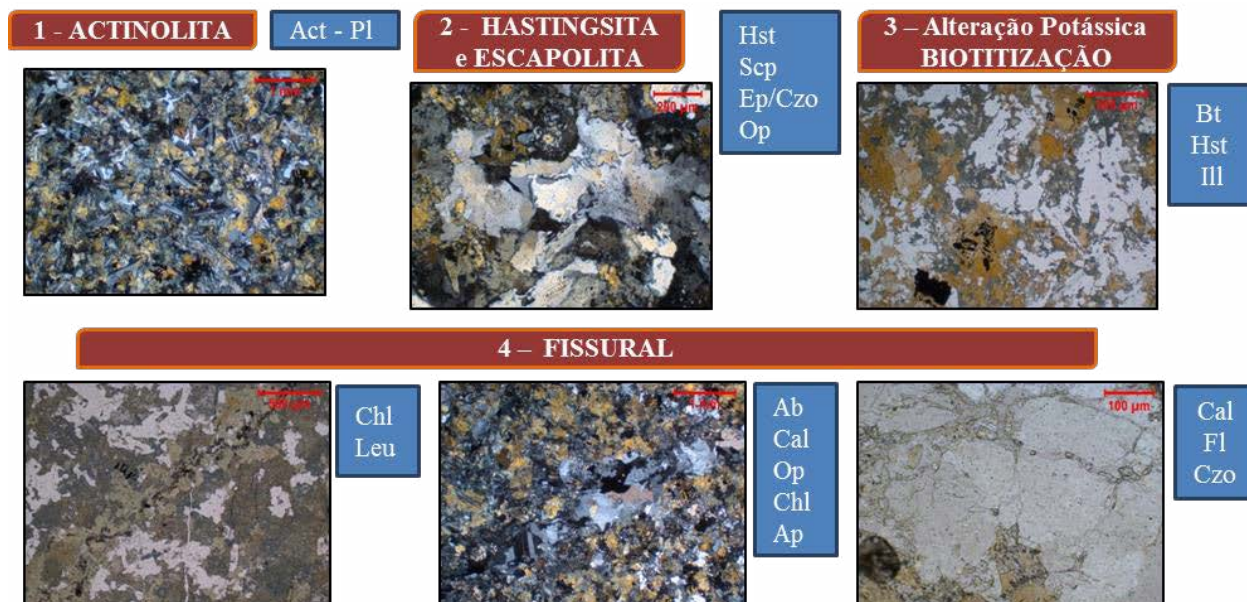
## MINERALIZAÇÃO

No depósito Borrachudos a mineralização é de cobre, representada por calcopirita, há

proporções menores de pirita e magnetita, além de sulfetos de níquel e cobalto como acessórios (millerita, bravoíta e cobaltita). A mineralização ocorre principalmente associada a estruturas rúpteis (veios, vênulas, *stockworks* e brechas); localmente forma finos cordões marcando a foliação, ou ocorre em estrutura maciça ou disseminada. Comumente, a mineralização está associada às alterações mais tardias e fissurais como cloritização, potassificação (biotita II e feldspato potássico II), silicificação, carbonatação e sericitização.



**Figura 3** – Hierarquização das alterações hidrotermais nas rochas vulcânicas baseada nas associações minerais descritas em estudo macro e microscópico.



**Figura 4** – Hierarquização das alterações hidrotermais observadas nos corpos de diabásio.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O depósito Borrachudos está localizado próximo ao limite sul entre a Bacia Carajás e o embasamento meosarqueano, é hospedado por rochas metavulcânicas do Grupo Grão Pará.

Os estágios iniciais de alteração hidrotermal (biotitização I, silicificação I, cloritização I e escapolitização) foram vinculados à estruturação dúctil a dúctil-rúptil, com o desenvolvimento de foliação milonítica, ou alteração pervasiva em litotipos isótipos. Dessa forma, o fluido inicial tinha temperatura, pH e salinidade ligeiramente mais altos e sua circulação possivelmente foi anterior ao cisalhamento ou a deformação foi bastante heterogênea e a alteração não ficou restrita aos corredores de maior deformação.

Os estágios de alteração hidrotermal mais tardios (silicificação II, carbonatação, alteração potássica com feldspato potássico, cloritização II, epidotização e sericitização) estão relacionados à estruturação rúptil. A mineralização cuprífera relaciona-se a estes estágios mais tardios, com o desenvolvimento de veios, vênulas, *stockworks* e brechas, apontando para vinculação com sistema(s) hidrotermal(is) desenvolvido(s) em níveis crustais rasos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., and Hitzman, M.W. 2010. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. *Econ. Geol.*, **105**:641 -654.

Hitzman, M.W., Oreskes, N, Einaudi, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precamb. Res.*, **58**:241–287.

Huhn, S.R.B., Souza, C.I.J., Albuquerque, M.C., Leal, E.D., Brustolin, V. 1999. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada região da Serra do Rabo - Carajás - PA. *In*: SBG/NO, Simp. Geol. da Amazônia, 6, p. 140-143.

Lancaster Oliveira J, Fanton J, Almeida AJ, Leveille RA, Vieira S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper–gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. *In: IUGS, Intern. Geol. Congr.*, 31, [CD-ROM].

Medeiros Filho, C.A., Caron, R., Carvalho J.A. 2013. Mapa de regolitos e regimes geomorfológicos do Bloco Cristalino, Província Mineral de Carajás, PA. *In: SBG/NO, Simp. Geol. da Amazônia*, 13, p.

Rigon, J.C., Munaro P., Santos L.A., Nascimento J.A.S., Barreira C.F. 2000 Alvo 118 copper-gold deposit-geology and mineralization, Serra dos Carajás, Para, Brazil. *In: IUGS, Intern. Geol. Congr.*, 31 [CD-ROM]

Tavares, F. M., 2015. Programa Geologia do Brasil – PGB, Rio Verde - SB.22-Z-A-III. Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000.



# ASPECTOS DA MINERALIZAÇÃO DE Zn SUPERGÊNICA NÃO-SULFETADA DO DEPÓSITO DE FLORIDA CANYON, NA AMAZÔNIA PERUANA

Saulo Batista de Oliveira<sup>1</sup> ([saulo.oliveira@vmetais.com.br](mailto:saulo.oliveira@vmetais.com.br)), Caetano Juliani<sup>2</sup> ([cjuliani@usp.br](mailto:cjuliani@usp.br)), Lena Virginia Soares Monteiro<sup>2</sup> ([lena.monteiro@usp.br](mailto:lena.monteiro@usp.br))

<sup>1</sup> Votorantim Metais, <sup>2</sup> Instituto de Geociências - USP, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

## INTRODUÇÃO

Os depósitos e ocorrências sulfetadas de Zn-Pb e não sulfetadas de Zn do distrito de Bongará, Departamento Amazonas, no norte do Peru tem sido alvo de diversos trabalhos de exploração mineral nos últimos anos (Wright *et al.*, 2010, Pennigton *et al.*, 2014). As ocorrências mais conhecidas são Rio Cristal e San Jose (Boni & Mondillo, 2015) que possuem mineralização não-sulfetada predominante. O depósito mais representativo da região em termos de extensão espacial e tonelagem é Florida Canyon cujas mineralizações sulfetadas foram estudadas por Basuki *et al.* (2008) e Basuki & Spooner (2009). As mineralizações sulfetadas são predominantemente *stratabound*, hospedadas nas rochas carbonáticas da Bacia Pucará, de idade Triássica a Jurássica. Este trabalho enfoca as mineralizações supergênicas de Zn associadas as mineralizações sulfetadas primárias do depósito de Florida Canyon, geradas entre Paleógeno e Quaternário.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

As mineralizações zinco-plumbíferas do depósito de Florida Canyon estão hospedadas em rochas carbonáticas da base do Grupo Pucará, que ocorre sobre o embasamento gnáissico Pré-Cambriano do Complexo Marañon. Segundo Rosas *et al.* (2007), a Bacia Pucará é uma bacia pós-*rift sag* que se desenvolveu durante o final do Triássico e início do Jurássico numa estrutura alongada NNW, com a espessura do pacote sedimentar diminuindo em direção ao continente. As sequências sedimentares representativas da fase *rift* são arenitos e conglomerados arcoseanos continentais e rochas vulcânicas do Grupo Mitu de idade permiana a triássica. Ainda segundo Rosas *et al.* (2007), as unidades sedimentares da bacia são estratigraficamente subdivididas em três partes, quais sejam: i) carbonatos plataformais em suas porções superior (Formação Condorsinga) e ii) inferior (Formação Chambará); e iii) uma fácies intermediária de águas profundas, com menor aporte sedimentar (Formação Aramachay), que resultou em uma camada argílica regional rica em matéria orgânica. A Formação Chambará é formada por calcários finos betuminosos, depositados em ambiente marinho aberto, com leitos de evaporitos. A Formação Aramachay é constituída por folhelhos betuminosos e arenitos, *cherts* e sedimentos fosfáticos, depositados em ambiente estuarino profundo, com circulação restrita. A Formação Condorsinga é formada por calcários bioclásticos e *chert* (argilosos a arenosos) e folhelhos de fácies mais rasa do que os ambientes das duas formações anteriores, provavelmente representando um evento regressivo (INGEMMET, 1995). Recobrimdo a sequência do Grupo Pucará estão os sedimentos continentais da Formação Goyllarisquizga.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Foram selecionadas 36 amostras de sondagem, representativas dos diferentes tipos de mineralizações, ao longo de todo depósito para confecção de seções polidas para descrição ao microscópio ótico e análises por difração de raios X, realizadas por F.A. Ingenieros E.I.R.L, em Lima, Peru.

Para estudos quantitativos da mineralogia foram selecionadas 65 amostras de sondagem também cobrindo as variedades mineralógicas e texturais das mineralizações ao longo do depósito. O estudo mineralógico foi realizado em microscópio eletrônico de varredura (MEV). As amostras foram metalizadas com carbono e analisadas em microscópio FEI, Quanta 600 FEG, com *software* analisador automatizado (MLA – *Mineral Liberation Analyser*) acoplado e sistema de microanálise por EDS Espirit Bruker (20Kve), no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais (CM-UFGM), Brasil. As análises mineralógicas e associações minerais realizadas consideraram tanto contraste de número atômico como a composição química de cada fase (imagens de elétrons retro-espalhados e espectros de raios X característicos por EDS, modo GXMAP. As imagens digitais obtidas foram processadas para determinação da composição mineralógica quantitativa modal.

Cabe ressaltar que existe uma limitação do método MEV-MLA para separação das fases willemita ( $Zn_2SiO_4$ ) e hemimorfita ( $Zn_4Si_3O(OH)_2$ ) sendo ambos identificados como “silicato de zinco” indiferenciadamente. No entanto, nas análises microscópica e de difração de raios X não foi identificada a presença willemita sendo assumido que toda identificação de “silicato de zinco” como sendo hemimorfita neste estudo.

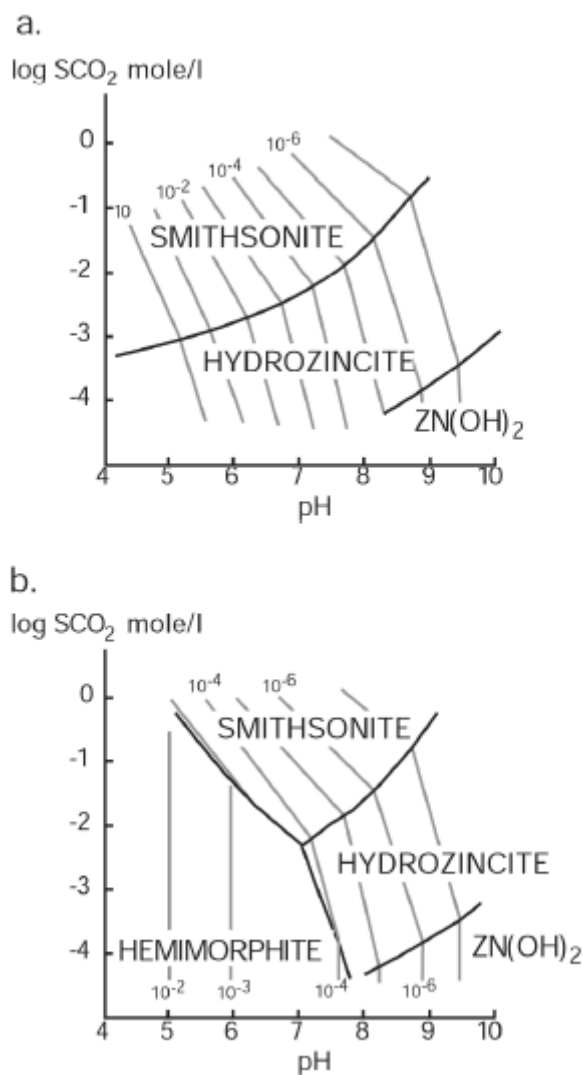
## RESULTADOS DE DISCUSSÃO

A assembleia mineralógica identificada para mineralização primária sulfetada é de esfalerita, galena, marcassita e pirita, para as rochas hospedeiras calcita e dolomita predominantemente, e quartzo subordinado. As mineralizações supergênicas são formadas basicamente por smithsonita e hemimorfita, além de cerussita, anglesita e goethita em pequeno volume.

As mineralizações supergênicas em Florida Canyon são do tipo *direct replacement* predominantemente e do tipo *wall-rock replacement* subordinadamente, segundo a classificação de Sangameshwar & Barnes (1983), revisada por Hitzman *et al.* (2003). Smithsonita e hemimorfita ocorrem como produto da oxidação da mineralização sulfetada primária *in situ*, restando, por vezes as texturas originais da esfalerita. A galena, por ser mais estável durante a alteração, pode ocorrer totalmente preservada e, às vezes, com bordas de cerussita e anglesita. Quando a mineralização não ocorre na adjacências dos corpos mineralizados (*wall-rock replacement*) a mineralogia é de smithsonita e hemimorfita.

Takahashi (1960) determinou os campos de estabilidade da paragênese comum destes tipos de depósitos (smithsonita, hemimorfita e hidrozincita) experimentalmente simulando condições supergênicas quando do contato destes minerais com água meteórica (a temperatura aproximada de 25 °C e pressão de 1 atm) (Fig. 1). A conversão de smithsonita para hidrozincita é controlada por pH e pressão parcial de dióxido de carbono. Takahashi (1960)

demonstra que em climas áridos hidrozincita predomina em relação a smithsonita em superfície, com esta relação sendo invertida em profundidade. Para climas úmidos Takahashi (1960) demonstra que hidrozincita não é abundante, predominando smithsonita. Hemimorfita é estável em condições de pH mais baixos que hidrozincita e smithsonita, não sendo esperada sua formação em condições climáticas de pH próximo ao neutro (Hitzman *et al.*, 2003). Ou seja, para formação de hemimorfita são necessárias condições suficientemente mais ácidas para atingir e manter pH mais baixos, normalmente atingidas quando na presença de grande quantidade de sulfetos de ferro que geram maior quantidade de ácido sulfúrico (Sangameshwar & Barnes, 1983).



**Figura 1** – Campos de estabilidade de minerais em depósitos supergênicos de zinco (Takahashi, 1960 e Hitzman *et al.*, 2003). As curvas são de concentração de Zn em moles/litro em solução para temperaturas de aproximada de 25 °C e pressão de 1 atm. A) campos de estabilidade de smithsonita e hidrozincita. B) campos de estabilidade de smithsonita, hemimorfita e hidrozincita.

No depósito Florida Canyon predomina a ocorrência de smithsonita em relação a hemimorfita, em razão aproximada de 3:1 estando ausente ou ainda não identificada a presença de hidrozincita. Assim, esta paragênese pode ser utilizada como indicativo das

condições climáticas de quando se deu a formação destes depósitos supergênicos de zinco, mostrando que, provavelmente, se tratava de um clima úmido devido ao predomínio de smithsonita e em porções com maiores concentrações de pirita e marcassita foi possível a precipitação de hemimorfita indicando ambiente de pH mais reduzido.

## CONCLUSÕES

A partir de estudos de mineralogia quantitativa e qualitativa, texturais e de paragênese foi possível determinar a assembleia mineralógica da mineralização não-sulfetada do depósito Florida Canyon, formada predominantemente por smithsonita com hemimorfita subordinada. Esta paragênese supergênica pode ser utilizada como indicativo paleo-climático sugerindo um clima úmido durante a formação deste depósito entre Paleógeno e Quaternário na Amazônia Peruana.

## REFERÊNCIAS

- Basuki, N. I., Taylor, B. E., & Spooner, E. T. C. 2008. Sulfur isotope evidence for thermochemical reduction of dissolved sulfate in Mississippi Valley-type zinc-lead mineralization, Bongara area, northern Peru. *Economic Geology*, 103(4), 783-799.
- Basuki, N. I., & Spooner, E. T. C. 2009. Post-Early Cretaceous Mississippi Valley-type Zn-Pb Mineralization in the Bongara Area, Northern Peru: Fluid Evolution and Paleo Flow from Fluid Inclusion Evidence. *Exploration and Mining Geology*, 18(1-4), 25-39.
- Boni, M., & Mondillo, N. 2015. The “Calamines” and the “Others”: The great family of supergene nonsulfide zinc ores. *Ore Geology Reviews*, 67, 208-233.
- Hitzman, M. W., Reynolds, N. A., Sangster, D. F., Allen, C. R., & Carman, C. E. (2003). Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide zinc deposits. *Economic Geology*, 98(4), 685-714.
- Instituto Geologico Minero y Metalurgico (INGEMMET). 1995. Geologia de Los Cuadrangulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebamba y Bolivar: Instituto Geologico Minero y Metalurgico, Boletin 56 Serie A. Carta Geologica Nacional, Peru, 1995, 390 p.
- Pennigton, J. B., Sheerin, C., Miller, J. B., Hunt, W., Gilbertson, J. 2014. SRK Consulting (U.S.), Inc. NI 43-101 Technical Report, (145 pp.).
- Rosas, S., Fontboté, L., & Tankard, A. 2007. Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 24(1), 1-24.
- Sangameshwar, S. R., & Barnes, H. L. 1983. Supergene processes in zinc-lead-silver sulfide ores in carbonates. *Economic Geology*, 78(7), 1379-1397.
- Takahashi, T. 1960. Supergene alteration of zinc and lead deposits in limestone. *Economic Geology*, 55(6), 1083-1115.
- Wright, C., 2010. Rio Cristal Resources Corp., Bongará Zinc Project (Peru). NI 43-101 Technical Report, (102 pp.).

# LEVANTAMENTO E MAPEAMENTO GEOLÓGICO PARA MINERAIS NÃO METÁLICOS COM USO DIRETO PARA A CONSTRUÇÃO CIVIL, DO MUNICÍPIO DE SÃO MIGUEL DO GUAMÁ, NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ

*Bruno Leal Gonçalves<sup>1</sup>; Antonio Roberto Cardoso da Silva<sup>2</sup>; Marcela Ramos Farias<sup>3</sup>.*

<sup>1</sup>2BVK Geologia e Meio Ambiente; <sup>2</sup>Universidade do Norte do Paraná - UNOPAR; <sup>3</sup>

Universidade do Norte do Paraná - UNOPAR;

<sup>1</sup>blealgeo@gmail.com; <sup>2</sup>robertomaya-1@hotmail.com; <sup>3</sup>mrfarias@outlook.com

## INTRODUÇÃO

O presente trabalho é parte integrante e fundamental do levantamento das atividades de extração mineral realizadas no município de São Miguel do Guamá, identificando todas as áreas existentes e as áreas com maior possibilidade para instalação de empresas para lavra de minerais com uso imediatos para a construção civil (areia, cascalho, argila e saibro).

O trabalho consta de um levantamento bibliográfico sobre contexto geológico regional e local, incluindo dados litoestratigráficos, geocronológicos além de um breve diagnóstico geoeconômico do município de São Miguel do Guamá. Com base em resultados obtidos a partir de fotointerpretação e imagens de sensores remotos da área de estudo assim como etapas desenvolvidas em campanhas de campo.

## OBJETIVOS

O objetivo geral é mapear e catalogar todas as áreas possíveis e já com processo de lavra para minerais da construção civil, assim como estabelecer quais as mais propícias para execução de tais atividades. Além de entender melhor os depósitos de tais minérios para orientação e para futuras lavra, assim como enriquecimento de estudo geológico da região.

## OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Levantamento Bibliográfico de dados do município de São Miguel do Guamá;
- Extrair especialmente elementos de drenagem, relevo, entre outros a partir de fotografias aéreas em escala de 1:25.000;
- Estruturar uma base cartográfica georreferenciada com dados integrados;
- Disponibilizar os dados através do uso de um sistema operacional atualizado, como Software Terraware, de fácil consulta e com linguagem acessível aos profissionais de área de geociências.
- Integrar todos os dados obtidos em campo em todas as áreas do projeto a fim de entender a Evolução Geológica da área de estudo.

## METODOLOGIA

O trabalho foi desenvolvido e dividido em três fases e/ou etapas, que foram fase pré-campo, fase de campo e dados pós-campo:

### FASE DE PRÉ-CAMPO

A fase pré-campo caracterizou-se por: Levantamento, Pesquisas e sínteses bibliográficas referentes à área de estudo; Discussões e exposição de metodologia das utilizadas para realização do trabalho; compreensão dos conceitos básicos e problemas geológicos do interesse direto da execução do trabalho; Interpretação de bases cartográficas, de fotografias aéreas verticais, na escala de 1:25.000 e de outros produtos de sensoriamento remoto; Elaboração de uma base cartográfica, subdividida em quatro subáreas, feita a partir dos produtos obtidos com a interpretação das bases descritas anteriormente na escala de 1:25.000; Elaboração de um relatório preliminar.

## **FASE DE CAMPO**

A fase de campo estabeleceu-se no período de 20 de abril de 2014 até 23 de fevereiro de 2015 realizando atividades como: Caminhamentos realizados por duas equipes em suas respectivas subáreas; Descrição de afloramentos e amostras; Coleta de amostras de mão; acompanhamento em algumas áreas de extração; Confeção de perfis litoestratigráficos diários; confecção de perfis pedológicos e Trabalhos de escritório (relatórios e pareceres).

## **FASE PÓS-CAMPO**

Na última fase foram realizados os seguintes trabalhos: Correção do mapa base; Tratamento de informações de informações diversas (cartográficas e pedológicas); Elaboração do relatório técnico; confecção de carta temática; confecção de mapa geológico; Apresentação final.

## **RESULTADOS**

Os principais resultados obtidos foram à confecção de uma carta temática com a finalidade de identificar e apontar quais as áreas mais propicia para uma instalação para área de extração de minerais para utilização na construção civil.

Outro fator importante foi à aquisição de dados, para montar um catálogo de informações tais minerais quantificando e qualificando as principais áreas.

Com base nas visitas repassou-se a maneira mais correta de extração, mostrando aos empresários a maneira correta e como extrair minimizando os impactos ambientais.

Conclui-se que o trabalho desenvolvido foi de relevante eficácia, pois apresentou novos conhecimentos a nível municipal de estadual para desenvolver das atividades de extração mineral, assim como desenvolver a criação de um banco de dados com catalogação de empresas, áreas de extração, áreas requeridas etc.,

Com base nesse trabalho o município de São Miguel do Guamá, já pode estabelecer uma melhor orientação para o uso e ordenamento de atividades de impacto local, mitigando com isso as medidas de exploração de tais áreas diminuindo com isso o grau de degradação que tais atividades exercem no município.

## **REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

**ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS.** NBR-6023: informação e documentação – referências – elaboração. Rio de Janeiro, 2000. 22 p.

**IBGE** – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Censo Demográfico. 2010

**PALHETA, E.S.M.** Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides. 143 f. 2001. Dissertação (Mestrado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2001.

**SILVA, Adriano Araújo.** Potencial do Extrativismo da Castanha-do-pará na Geração de Renda em Comunidades da Mesorregião Baixo Guamá, Pará. Floresta e Ambiente 2013 out./dez.

**SILVA & SANTOS/2006.** Maria Evaneide Pantoja. Eron Ribeiro dos. Diagnóstico e planejamento de desenvolvimento do território rural do nordeste paraense. Ministério do Desenvolvimento Agrário – MDA. Secretaria de Desenvolvimento Territorial – SDT. Fundação Sócio-Ambiental do Nordeste Paraense – FANEP. Capanema. Pará. 2006;

# AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NO SUL DO TOCANTINS: CONTEXTUALIZAÇÃO HISTÓRICA E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS GARIMPOS NA REGIÃO DE ALMAS-TO.

*Willi Jhon Santos Alves<sup>1</sup>; Clayton Ricardo Janoni<sup>1</sup>.*

Universidade Federal do Oeste da Bahia

willyjhon007@hotmail.com; clayton.janoni@ufob.edu.br

## INTRODUÇÃO

O ouro entre todos os metais é o mais desejado pelos homens, um dos responsáveis pelas conquistas de terras e combates entre inúmeros povos. Pode-se dizer que o ouro exerceu um papel muito importante na evolução da Química através de incontáveis experimentos produzidos pelos Alquimistas na idade média.

De maneira generalizada, o ouro apresenta duas utilizações: monetária e industrial. Tradicionalmente, o ouro tem sido o principal meio de intercâmbio monetário internacional, onde a cotação do preço do metal é balizada por questões econômicas a nível mundial. Com relação ao uso industrial é utilizado na produção de aurotiomalato de sódio para tratamento de artrite, atividades de joalherias, indústrias eletrônicas no acabamento de conectores, em tanques pressurizados de amônia líquida, laminação de vidros e válvulas de segurança contra altas pressões segundo Schobbenhaus et al (1988).

No Brasil, o estado do Tocantins é alvo de faiscações desde o século XVIII com o desbravamento da região pelos bandeirantes no período denominado Ciclo do Ouro, destacando-se a região de Almas/TO, onde o bandeirante português Bernardo Homem, utilizando escravos em várias incursões exploracionistas descobriu ouro em “suas terras”. Outras descobertas em Natividade, Dianópolis e Rio da Conceição impulsionaram a chegada de milhares de escravos africanos, garimpeiros, comerciantes entre outros para o estado do Tocantins.

Os garimpos eram disputados pelas capitanias do Grão-Pará (Estado do Pará e Maranhão da América Portuguesa), Pernambuco e São Paulo até o ano de 1733. As atividades na região geravam tanto lucro a coroa portuguesa, que no ano de 1740, Dom Luís de Mascarenhas, governador da capitania, foi pessoalmente tomar posse dos veios auríferos de Arraias e da cidade de Natividade (Halum, 2008).

## METODOLOGIA

As intenções deste estudo têm como objetivos, a contextualização histórica das primeiras explorações auríferas pelo garimpo e a distribuição espacialmente destes na região de Almas/TO e adjacências de Natividade e Dianópolis, como intuito de trazer a história novamente à atualidade frente as intensas retomadas exploratórias destes mineralizações, além de identificar padrões nas distribuições desses garimpos e os possíveis compartimentos geológicos onde os depósitos auríferos estão preferencialmente alojados, considerando os levantamentos geológicos anteriores ao longo dos últimos anos.

Neste estudo, a proposta conta com levantamento bibliográfico detalhado sobre a história das primeiras atividades garimpeiras no estado do Tocantins e como estão distribuídos os principais garimpos na Região de Almas/TO. Foi utilizado além de referências bibliográficas, trabalhos de mapeamento de detalhe realizados pela empresa Rio Gameleira Prospecção e Geologia LTDA entre os anos de 2004 e 2011, como enfoque nos garimpos em exploração nos plácers auríferos.

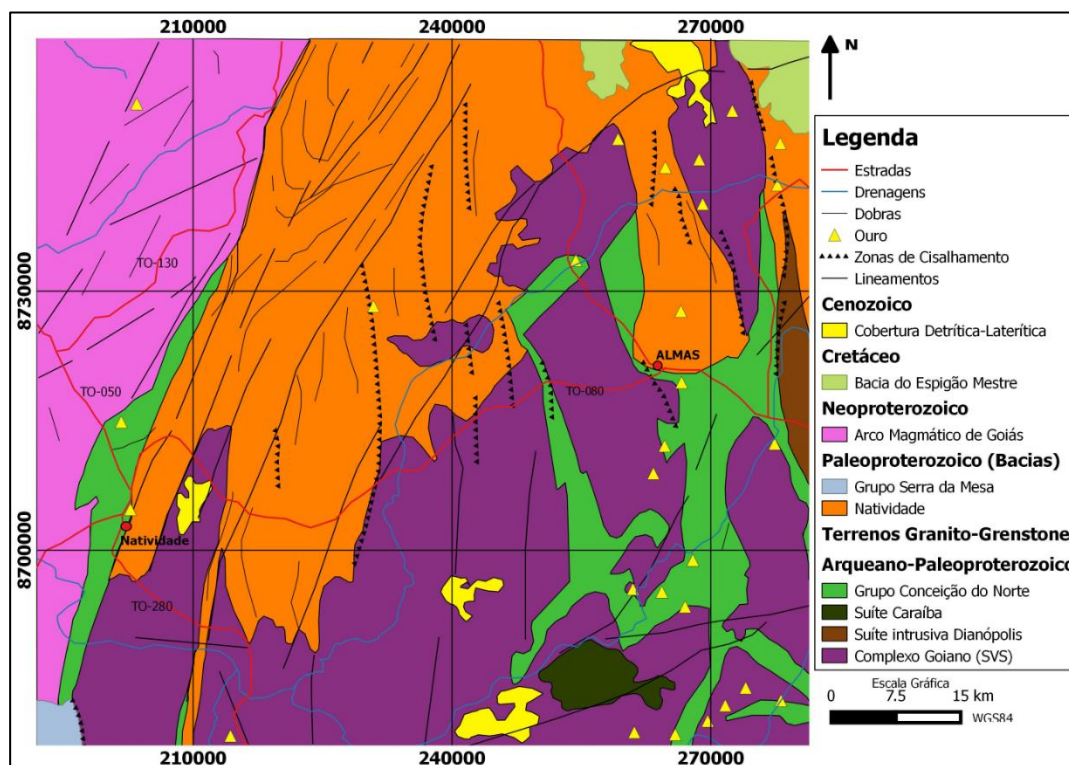
É importante destacar, que a região de Almas, Natividade, Dianópolis, Príncipe e Conceição do Norte exerce influência econômica de impacto para a economia do sul-sudeste do estado do Tocantins, exatamente no que refere-se a grande quantidade de ouro proveniente destes garimpos para o sustento da população local.

## QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

A região de estudo está inserida no contexto da Província Tocantins, que se formou pela colisão do Cráton Amazônico (CAM) com o Cráton do São Francisco (CSF) e o Bloco Paranapanema encoberto pela Bacia do Paraná (Almeida et al, 1977). Entre os limites cratônicos desenvolveram-se uma série de bacias meso-neoproterozoicas, que após ciclos deformacionais, geram as faixas móveis delimitando contato entre zonas cratônicas, blocos arqueanos e terrenos granito-greenstone.

Essas faixas móveis segundo Almeida (1968) são estruturas geológicas da Província Tocantins e remonta uma história antiga, onde os terrenos a oeste do Cráton do São Francisco teriam sido produtos de evolução policíclica, onde a primeira deformação estaria relacionada ao Ciclo Uruçuano (Mesoproterozoico) e uma segunda deformação, relacionada ao Ciclo Brasileiro (Neoproterozoico). Esses ciclos deformacionais permitiram que fluidos ricos em metais fossem transportados através de zonas de cisalhamento, concentrando as mineralizações auríferas, em depósito do Tipo *Orogenic Gold* (Alvarez, 2006).

Na região do sul-sudeste do Tocantins, a compartimentação geológica é representada por rochas do embasamento da Faixa Brasília reconhecida na literatura como terrenos granito-greenstone de idade arqueana/paleoproterozoica, sendo: Complexo Goiano, seqüências vulcanossedimentares do Grupo Conceição do Norte, Suíte Intrusiva Caraíba, Suíte Intrusiva Dianópolis e as rochas supracrustais desenvolvidas em bacias paleoproterozoicas, tendo como representantes as rochas do Grupo Serra da Mesa e Grupo Natividade. (Figura 1).



**Figura 1:** Mapa geológico simplificado de Almas/TO, representando as principais unidades geológicas que ocorrem na região de estudo.

## DISTRIBUIÇÃO DOS PRINCIPAIS GARIMPOS AURÍFEROS NA REGIÃO DE ALMAS/TO.

A gênese do ouro primário está relacionada às zonas de cisalhamentos ao longo de seqüências vulcanossedimentares e do complexo granito-gnáissicos. Essas zonas de cisalhamento foram caracterizadas por Costa et al (1976), onde foi reconhecido um padrão

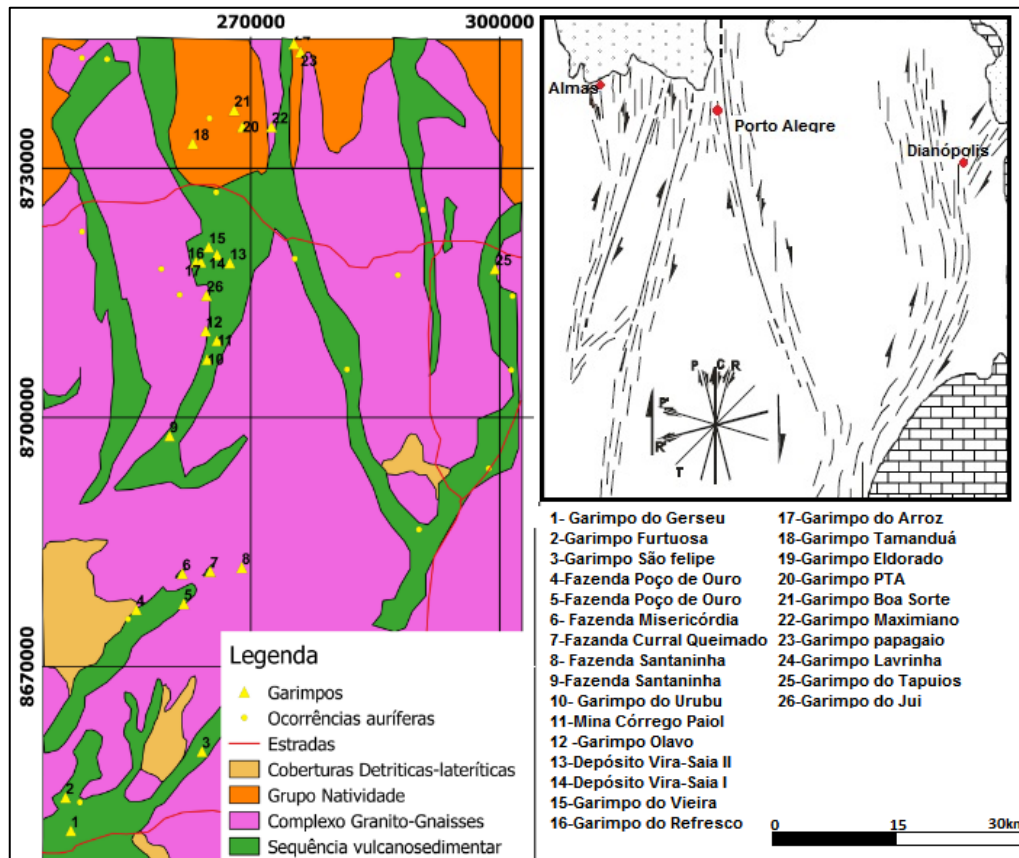


estrutural de distribuição das faixas (terrenos na região de Almas-Dianópolis, sequências vulcanosedimentares e complexos granito-gnáissicos) em forma de Y, cuja direção principal é NS e apresentando ramificações em forma de bifurcação para NE e NW

Neste contexto a distribuição dos garimpos iniciadas desde século XVII com as incursões exploracionistas dos bandeirantes no ciclo do ouro, ocorreu por tentativas e erros ao longo do padrão geotectônico em forma de Y. Os principais garimpos de Almas/TO são: Garimpo do Arroz, Garimpo do Refresco I e II, Garimpo do Jui, Garimpo do Olavo, além das Minas de Vira Saia II e Minas Córrego Paiol. Em Dianópolis ocorrem em pequenos garimpos, destacando a Mina de Tapuios e em Natividade as atividades garimpeiras também são extensas concentrando si ao longo da Serra de Natividade (Figura 2).

Os estudos realizados pela empresa Rio Gameleira Prospecção e Geologia LTDA entre os anos de 2004 e 2011, com foco nos garimpos com explorações auríferas nos plácers de aluviões recentes, executou teste de bateia nas drenagens do Rio do Peixe ao longo de duas áreas requeridas frente ao DNPM, abrangendo garimpos como: Garimpo Tamanduá, Garimpo Eldorado, Garimpo Boa Sorte, Garimpo PTA, Garimpo Maximiano, Garimpo Papagaio, Garimpo Lavrinha todos alocados em terrenos de sequências vulcanosedimentares.

Algumas pesquisas iniciais realizaram análises geoquímicas nas faixas de sequência vulcanosedimentares para mineralizações de ouro, tendo sido executado um programa geoquímico regional de sedimentos ativos de corrente para dosagem de ouro e arsênio (ppm). Essas análises nos solos permitiu definir zonas anômalas de ouro com teores oscilando entre 0,05 e 0,394 g/t Au, em caso excepcional ocorreu concentrado de bateia de 58,8g/t Au no Garimpo do PTA.



**Figura 2:** Mapa geológico (esquerda) representando a distribuição dos garimpos nas sequências vulcanosedimentares e as zonas de cisalhamento e o padrão em Y (direita) sugerido por Costa et al (1976).

## **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

As atividades garimpeiras no estado do Tocantins remonta deste o século XVIII com as atividades exploracionistas promovidas pelos bandeirantes, escravos, garimpeiros no período do Ciclo do Ouro. As atividades de garimpo trouxeram desenvolvimento para muitas regiões de Tocantins, que possibilitaram povoamento e criação de cidades. Entretanto trouxe também uma série de impactos ambientais, vistos que na época as preocupações com o meio ambiente não eram discutidas.

Os principais garimpos estudados na região de Almas/TO abrange também os municípios de Natividade e Dianópolis e demonstram que existe um padrão na distribuição espacial destes garimpos, seguindo a arquitetura geotectônica em Y com direção principal NS e bifurcando para NE e NW, estes trends estruturais ocorrem ao longo de faixas de sequências vulcanossedimentares e terrenos de granito-gnáissicos justamente onde estão alocados os garimpos.

Foram citados ao longo deste trabalho 26 garimpos na Região Almas/TO, além de 3 minas. Essas informações evidenciam o potencial aurífero da região e ao mesmo tempo demonstra a carência de estudos mais aprofundados de prospecção e pesquisa mineral ao longo desses trends estruturais, elevando o conceito de depósitos para reservas e instalações de futuros empreendimentos mineradores.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALMEIDA, F. F. M. DE. 1968. **Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozóico Superior**. An. Acad. Bras. Cienc. 40(supl.): 225-295.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. DE B.; FUCK, R. A. 1977. **Províncias estruturais brasileiras**. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Atas,363-391.

ALVAREZ, M.C.A. 2006. **Mineralizações de ouro no Terreno Almas-Dianópolis: Guias de exploração mineral**. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília.

COSTA, L.A. M et al. 1976. **Projeto Leste Tocantins/Oeste do São Francisco**. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/PROSPEC. 200p.

HALUM, C. H. 2008. **Municípios tocaninenses - suas origens, seus nomes**. Associação Tocantinense de Municípios – ATM. Ana Elisete Motter. In: Jornal do Tocantins, jun. 2005.

SCHOBENHAUS, C et al, 1988. **Principais Depósitos Minerais do Brasil**. V.III, p-289-300. DNPM, 1988.

# COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO SOLO DE FLORESTA TROPICAL SOB A INFLUÊNCIA DE DEPOSIÇÃO ATMOSFÉRICA

Bernardino R. Figueiredo<sup>1,2</sup>, Alfredo B. De Campos<sup>1</sup>, Rodrigo da Silva<sup>2</sup>, Rômulo S. Angélica<sup>3</sup>,  
Nádia Hoffman<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP – [berna@ige.unicamp.br](mailto:berna@ige.unicamp.br), <sup>2</sup>Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA – <sup>3</sup>Universidade Federal do Pará

## INTRODUÇÃO

Neste trabalho, a porção norte da Floresta Nacional do Tapajós (FNT) foi estudada com o objetivo de avaliar a provável influência da deposição de material particulado atmosférico na composição química do solo.

A FNT é uma área de preservação ambiental de aproximadamente 6.000 Km<sup>2</sup> situada entre o Rio Tapajós e a rodovia BR 163 (Santarém-Cuiabá), a oeste do Estado do Pará. Essa floresta tropical funciona como um anteparo parcial aos ventos que transportam material particulado com origem em diferentes fontes como poeiras de solo, emissões relacionadas a atividades agrícolas, emissões veiculares, focos de queimadas e particulados finos de origem remota. As direções predominantes de vento são as direções leste (E) e sudeste (SE) como demonstrado por Arbage et al. (2011).

O material particulado vem sendo acumulado no solo da floresta por meio da ação das chuvas periódicas e lavagem das árvores (*throughfall*), fenômeno secular, favorecido pela alternância de períodos secos (agosto a dezembro) e chuvosos (janeiro a julho) que caracteriza o clima local.

Na área de estudo predominam o latossolo amarelo distrófico (argiloso a muito argiloso), argilossolo vermelho eutrófico e o neossolo quartzênico órtico (IBGE, 2008) que se desenvolveram em terrenos de rochas sedimentares da Formação Alter do Chão, formada por arenitos, argilitos e conglomerados, do Cretáceo Superior (Vasquez, Souza e Carvalho, 2008). Os dados de composição química de solo, obtidos nesta pesquisa, representam uma contribuição aos diversos estudos do meio físico e biológico que vêm se intensificando na porção norte da Floresta Nacional do Tapajós nas últimas décadas.

## METODOLOGIA

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

A amostra de rocha e as amostras de solo de um dos perfis foram analisadas por DRX (PANanalytical, PW 3040/60). As composições químicas de todas as amostras, de rocha e de solo (fração granulométrica < 2 mm), foram determinadas por FRX (Philips, PW 2404), em pastilha prensada. Foram medidas as concentrações de 10 óxidos maiores e de 17 elementos traço, além da perda ao fogo. A qualidade dos resultados foi controlada por meio da análise simultânea de materiais de referência certificados (GSS-2 e GSS-5). Fatores de enriquecimento (FE) foram calculados para todos os elementos e para todas as amostras de solo tomando-se como referência a composição química da rocha mãe e assumindo-se a imobilidade do alumínio durante a alteração da rocha mãe.

Foi utilizada a expressão:  $FE = [C_{i_s}/Al_s] / [C_{i_r}/Al_r]$  onde  $C_{i_s}$  e  $C_{i_r}$  são concentrações dos elementos químicos nas amostras de solo e rocha, e  $Al_s$  e  $Al_r$  são as concentrações de alumínio nas amostras de solo e de rocha, respectivamente. Um subgrupo de 28 amostras de

solo foi selecionado para determinação do pH (água) do solo (EMBRAPA 1997) e do conteúdo de matéria orgânica (método colorimétrico).

## RESULTADOS

As amostras de solo são bastante semelhantes em quase todos os perfis e pertencem ao tipo latossolo argiloso, amarelo avermelhado. As amostras do topo dos perfis exibem cor mais escura indicando a maior presença de matéria orgânica. Em nenhum dos perfis foram observados horizontes de concreção laterítica.

As amostras de um perfil de solo (ponto 4), selecionadas para análise de DRX, exibem composição mineralógica bastante semelhante, consistindo de caulinita de baixa cristalinidade, seguida de Al-goethita, quartzo e anatásio. A amostra de rocha-mãe exhibe composição mineralógica semelhante, distinguindo-se, porém por apresentar conteúdo de quartzo mais elevado.

Os solos em dois pontos de amostragem exibiram características distintas dos demais. As amostras do ponto 1 foram coletadas às proximidades de uma antiga área experimental de plantação de seringueira e apresentaram concentrações de cálcio muito acima da média. Já as amostras do solo no ponto 5 representam uma variedade de solo arenoso com altas concentrações de SiO<sub>2</sub> ao longo do perfil. Esses dois perfis de solo não foram considerados na discussão sobre a variação dos fatores de enriquecimento (FE).

Os padrões de variação dos fatores de enriquecimento, calculados para as amostras de solo e para todos os elementos, em função da profundidade, foram avaliados em detalhe. Um grupo de metais traço (Ni, Zn, Cu) não apresenta um padrão definido. Entre os elementos que exibem empobrecimento em direção ao topo do perfil incluem-se o Fe, As e V. Outros elementos como Na, Mn e Sr, e especialmente o K, apresentam enriquecimento em relação à rocha e em direção ao topo do perfil do solo. Na Figura 1 são exibidas as variações dos fatores de enriquecimento de K<sub>2</sub>O, Sr, Na<sub>2</sub>O, MnO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> com a profundidade em alguns perfis de solo. O ponto correspondente a FE=1 corresponde à rocha-mãe e os demais pontos se referem às amostras de solo. Observa-se que para o K<sub>2</sub>O a amostra mais profunda de solo apresenta um enriquecimento em relação à rocha de aproximadamente 100% e a amostra do topo apresenta enriquecimento de 10% em relação à amostra mais profunda de solo. Para o estrôncio esses índices situam-se em torno de 15 e 19%, para o Na<sub>2</sub>O foram obtidas as razões de 14 e 24% e para o MnO, 33 e 44%, respectivamente.

As amostras de solo exibem enriquecimento muito alto em fósforo em relação à rocha e também da base em direção ao topo do perfil. Esses índices no perfil do ponto 7 (Figura 1) situam-se em torno de 150% mas podem alcançar até 1000% em alguns pontos. As amostras de solo apresentam ainda empobrecimento de até 50% de enxofre em relação à rocha, porém, na direção oposta, as amostras do topo do perfil apresentam enriquecimento de 60 a 136% de enxofre em relação às amostras da base dos perfis (Figura 1).

O solo na área de estudo é ácido com pH(água) variando de 4,4 a 5,2 decrescendo em direção ao topo dos perfis. Os conteúdos de matéria orgânica no solo variam de 15 a 75 g/dm<sup>3</sup> com os valores mais altos nas amostras de topo dos perfis. Com exceção do P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e S, nenhum outro elemento apresenta correlação estatística significativa com o conteúdo de matéria orgânica. Foram obtidos também baixos coeficientes de correlação entre pH de solo e os conteúdos de óxidos e elementos no solo.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

São muitos os processos que intervêm na formação dos solos, Entre os fatores que contribuem nesses processos são citados a natureza da rocha mãe, a circulação de soluções e gases e a ação de seres vivos, além dos fatores climáticos e fisiográficos. É plausível considerar que as porções mais superficiais dos solos evoluam quimicamente sob a influência da deposição de

material particulado atmosférico proveniente de fontes locais e remotas. Em ambiente de floresta existem as condições favoráveis para a deposição secular de material particulado que se acumula na vegetação durante os períodos secos. Com as chuvas periódicas e a lavagem das árvores, esse material é permanentemente incorporado à superfície dos solos.

Utilizando esse modelo conceitual, os resultados deste trabalho permitem entender a formação do solo de floresta tropical como uma combinação de processos pedogenéticos e o contínuo aporte atmosférico de elementos químicos. Com o exame dos padrões de variação dos fatores de enriquecimento de vários elementos com a profundidade do solo, observou-se enriquecimento de Na, K, Mn, Sr, P e S em direção ao topo da maioria dos perfis de solo estudados. Este solo é ácido e apresenta pH decrescente em direção ao topo do perfil o que deveria favorecer a lixiviação e não o enriquecimento de certos elementos. Entre as prováveis fontes de material particulado, continuamente incorporado ao solo da floresta na área de estudo, podem ser citadas, a ressuspensão de poeiras de solo e fertilizantes nas áreas agrícolas vizinhas, emissão biogênica e ainda material fino originário de fontes distantes como aerossol marinho e queima de biomassa, entre outras fontes já indicadas em estudos anteriores.

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

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Arbage, M. C. A.; Figueiredo, B. R.; Da Silva, R.; Khader, C. A. M. 2011. Análise estatística descritiva da velocidade média e variabilidade da direção do vento na Floresta Nacional do Tapajós/PA. In: VII Brazilian Micrometeorology Workshop, Santa Maria, Anais.
- EMBRAPA 1997 Manual de Métodos de Análise de Solo, 2ª ed., EMBRAPA-CNPS, Rio de Janeiro, 212 p.
- IBGE 2008. Pedologia, Mapa Esquemático de Solos, Estado do Pará, Brasil, IBGE.
- Vasquez, M. L., Sousa, C. S., Carvalho, J. M. A. (eds) 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém.

# LITOQUÍMICA DOS GRANULITOS FÉLSICOS PALEOPROTEROZÓICOS DO CERRO UYARANI – TERRENO ANTOFALLA, FRONTEIRA BOLÍVIA-CHILE

Juliana Rezende de Oliveira<sup>15</sup>, Maria Zélia Aguiar Souza<sup>25</sup>, Amarildo Salina Ruiz<sup>35</sup>, Ramiro Matos Salinas<sup>4</sup>, João Batista de Matos<sup>35</sup> Ingrid Moerschberger Nedel<sup>15</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências, ICET/UFMT, ju\_azuma@hotmail.com; <sup>2</sup>Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Geologia Geral ICET/UFMT; <sup>4</sup>Departamento de Geologia, IGEMA/UMSA; <sup>5</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM)

## INTRODUÇÃO

Na província Sajama, departamento de Oruro, Bolívia, encontram-se rochas do embasamento andino configurando uma colina, conhecida como Cerro Uyarani. A exposição destas rochas, em meio aos sedimentos quaternários e ao Ignimbrito Perez/Lauca, reveladas por um alçamento do embasamento pré-cambriano, é um importante registro da história geológica pré-andina que necessita ser estudado. As rochas granulíticas do Cerro Uyarani, já estudadas do ponto de vista geocronológico e química mineral, não possui uma cartografia geológica de detalhe, tampouco análise estrutural-metamórfica e geoquímica. Este trabalho tem o propósito de contribuir para o entendimento da evolução geológica e tectônica do embasamento dos Andes Centrais e apresentar uma avaliação petrológica e geoquímica dos granulitos félsicos expostos no Cerro Uyarani.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O embasamento pré-andino é configurado por um conjunto de terrenos pré-cambrianos, como o Arequipa-Antofalla (Cobbing *et al.* 1977), Mejillonia e Chilenia (Ramos 1988) e Cuyania (Thomas & Astini 1996). De acordo com Ramos (2008) o Cerro Uyarani situam-se na porção norte do Terreno Antofalla (Fig. 1A e 1B), próximo ao limite com o Terreno Arequipa.

As rochas deste Cerro foram denominadas inicialmente por Troeng *et al.*, (1994), que apresentaram os primeiros resultados radiométricos para os granulitos félsicos, com idade isocrônica Rb/Sr em rocha total de  $1859 \pm 200$  Ma. Wörner *et al.* (2000), apresentaram idades U/Pb em zircões, com cristalização em  $2020 \pm 130$  Ma e resfriamento de metamorfismo em  $1157 \pm 60$  Ma, e descreveram sedimentos eólicos e lacustres quaternários inconsolidados e Ignimbrito Perez/Lauca do Plesitoceno, bem como granulitos máficos, rochas calcio-silicatadas e charnokitos de idade pré-Cambriana.

Oliveira *et al.* (2015) demonstraram o caráter polideformado dessas rochas, indicando o registro de pelo menos três fases de deformação e duas fases de metamorfismo, que marcam a evolução tectônica pré-cambriana. Segundo Ramos (2008) o Terreno Antofalla chocou-se com o Cráton Amazônico em três momentos distintos, inicialmente durante a formação do Rodínia, na Orogenia Sunsás, posteriormente constituindo o Gondwana pela Orogenia Brasileira e finalmente na Orogenia Andina compondo a estruturação atual do continente Sul-Americano.

## MÉTODO DE PESQUISA

A escolha das amostras para análise geoquímica foi precedida de uma caracterização petrográfica em escala macro e microscópica, a qual permitiu individualizar as rochas em granulito félsico e hornblenda granulito. As 08 amostras foram preparadas nos laboratórios da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT). As análises químicas foram realizadas no Laboratório de Minerais Bureau Veritas, em Vancouver, Canadá, para elementos maiores ( $\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{MgO}, \text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}, \text{TiO}_2, \text{P}_2\text{O}_5, \text{MnOe Cr}_2\text{O}_3$ ) por ICPO-ES. Os elementos traço (Sc, Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr e Y), ETR (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e metais preciosos e base (Cu, Ni,

Pb e Zn) por ICP-MS. O *software* utilizado para o tratamento dos dados e confecção dos diagramas foi o GCDkit 3.00.

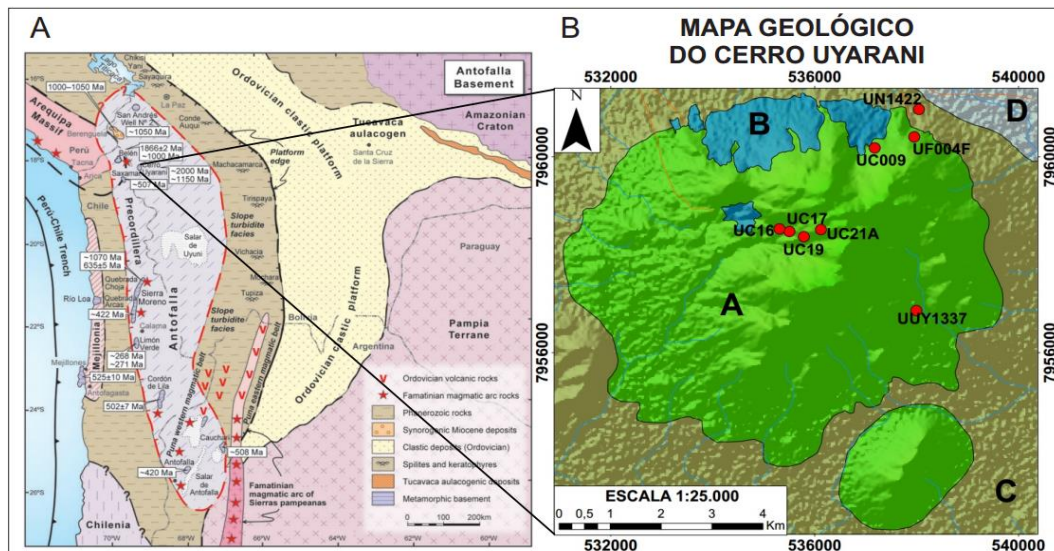


Figura. 1 A) Mapa regional e tectônico do Terreno Antofalla, extraído de Ramos (2008). B) Mapa geológico do Cerro Uyarani, A (Granulito félsico bandado com xenólitos de granulitos máficos, rochas dobradas), B (Ignimbrito de fluxo), C (Depósitos aluvionares, flúvio lacustres, coluvionares, lacustres e dunas) e D (Depósitos aluvionares, flúvio lacustres, fluvioglaciais e morenas).

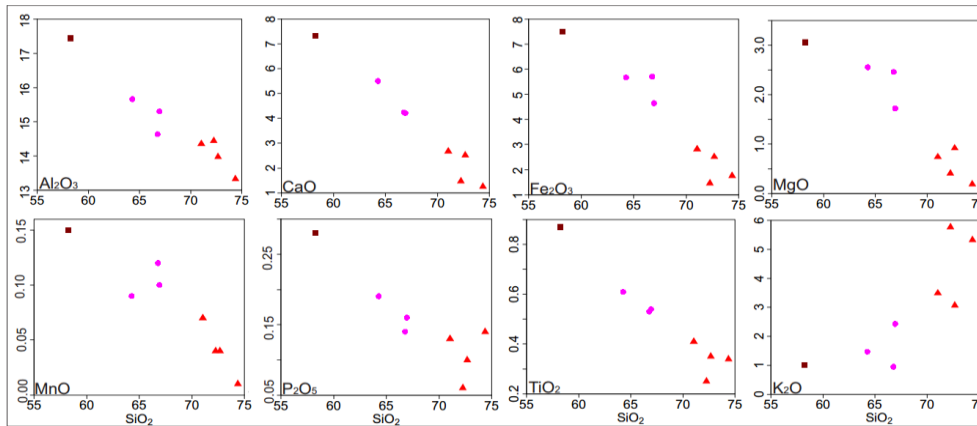
## RESULTADOS

As rochas do Cerro Uyarani são recobertas por sedimentos quaternários inconsolidados, e em sua porção NW ocorre o Ignimbrito Perez/Lauca. As relações de campo indicaram que as rochas máficas descritas como hornblenda granulito são xenólitos dispersos em um corpo félsico, ambos granulitizados, o que constitui uma pequena janela estrutural pré-cambriana no Altiplano Boliviano.

Petrograficamente o granulito félsico mostra variação composicional que reflete a diferenciação magmática do protólito. A mineralogia principal é representada por feldspato alcalino, andesina, quartzo, hiperstênio, diopsídio e hornblenda e como minerais de alteração ocorrem biotita, clorita, argilo minerais e calcita. Os acessórios são zircão, apatita, titanita, granada e opacos.

As tendências geoquímicas apresentadas pelos granulitos félsicos do Cerro Uyarani exibem uma ampla variação dos teores de  $\text{SiO}_2$ , que os classifica como intermediários (58,2 %) até ácidos (74,4 %). O  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varia de 13,2 a 17,4 %, o  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$  de 1,4 a 7,5%, enquanto o MgO apresenta valores altos de 1,7 a 3,1 % e baixos de 0,2 a 0,9% para as rochas, respectivamente, intermediárias e ácidas.

Utilizando sílica como índice de diferenciação nos diagramas do tipo Harker (Fig. 2), observam-se *trends* bem definidos com correlações negativas entre sílica e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO, MnO,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{TiO}_2$  sugerindo uma evolução com fracionamento de plagioclásio e minerais máficos, tais como, piroxênio, anfibólio, biotita, apatita, titanita e óxidos de Fe e Ti. Uma correlação positiva é identificada entre sílica e  $\text{K}_2\text{O}$  sugerindo o enriquecimento em feldspato alcalino conforme a evolução magmática.



**Fig. 2** Diagramas de Harker de elementos maiores, expressos em óxidos (%) para os granulitos do Cerro Uyarani.

Os granulitos félsicos têm protólitos com ampla variação composicional, sendo classificados como diorito, tonalito, granodiorito e granito, no diagrama R1- R2 (La Roche *et al.* 1980; Fig. 3A). São rochas, principalmente, metaluminosas com termos graníticos peraluminosos, como ilustrado na figura 3B, que corresponde ao diagrama A/NK *versus* A/CNK, proposto por Maniar&Piccoli (1989), a partir dos índices de Shand. No diagrama AFM (fig. 3C) as amostras plotam no campo definido por Irvine & Baragar (1971) para séries cálcio-alcálicas, descrevendo um *trend* de enriquecimento em álcalis e empobrecimento em ferro e magnésio, com a evolução magmática.

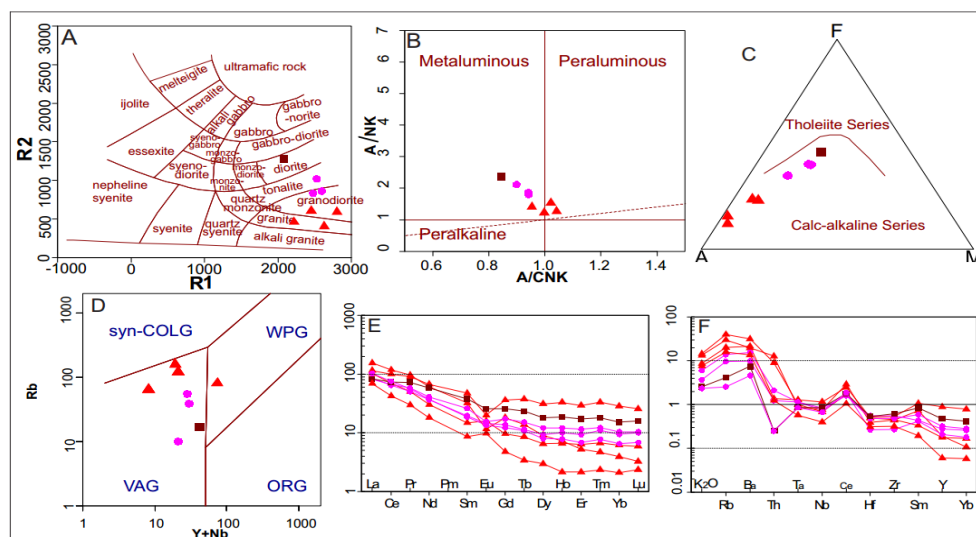
Os diagramas discriminantes Rb *versus* Y+Nb proposto por Pearce *et al.* (1984; fig. 3D) sugere que os protólitos dos granulitos félsicos do Cerro Uyarani foram gerados em arcos vulcânicos (VAG). Os padrões de distribuição dos elementos Terra Raras (ETR), normalizados pelos valores condríticos de Nakamura (1977; fig 3E), exibem um enriquecimento dos ETRL em comparação aos ETRP, com razões (La/Yb)<sub>n</sub> entre 4,10 e 39,9. Observa-se nesta figura uma distribuição similar para a maioria das amostras, à exceção do Eu, cuja razão Eu/Eu\* varia entre 0,48 e 1,52, com anomalias negativas em duas amostras, evidenciando fracionamento de plagioclásio; e positivas em outras duas, bem como sem anomalias nas demais, o que pode sugerir a extração de fases máficas como piroxênio e anfibólio.

A distribuição de elementos traço e K<sub>2</sub>O, normalizados pelos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce *et al.* 1984; fig. 3F), mostra que existe um enriquecimento de elementos litófilos de raios iônicos grandes (LILE), K<sub>2</sub>O, Rb, Ba e Th em relação aos elementos de alto potencial iônico (HFSE), Ta, Nb, Ce, Hf, Zr, Sm, Y e Yb. Observam-se também, nesta configuração, anomalias negativas de Ta e Nb corroborando a hipótese de ambiente de arco magmático para a colocação dos protólitos dos granulitos estudados.

## CONCLUSÃO

As rochas expostas no Cerro Uyarani são petrograficamente classificadas como granulitos félsicos enderbíticos (tonalitos), charno-enderbíticos (granodioritos) charnoquíticos (sieno e monzogranitos), hiperstênio granulitos para os protólitos dioríticos e ainda os xenólitos classificados como hornblenda granulitos. Suas assinaturas químicas são semelhantes sugerindo resultar de uma mesma fonte, gerado em um ambiente de arco magmático, a partir de um magmatismo cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, evoluído por cristalização fracionada de plagioclásio e minerais máficos.





**Fig. 3** Diagramas classificatórios e discriminantes para os granulitos félsicos do Cerro Uyarani. **A)** R1 versus R2 (La Roche *et al.* 1980); **B)** A/NK versus A/CNK (Maniar & Piccoli 1989a partir dos índices de Shand); **C)** AFM (Irvine & Baragar 1971). **D)** Rb versus Y+Nb proposto por Pearce *et al.* (1984); **E)** Elementos Terras Raras normalizados pelos valores de condritos (Nakamura 1977); **F)** Elementos traço e K<sub>2</sub>O normalizados pelos valores de granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce *et al.* 1984).

Considerando os dados geocronológicos disponíveis de Rb/Sr em rocha total de 1859±200 Ma e U/Pb em zircões de 2020±130 Ma, para cristalização, e idade de metamorfismo de U/Pb em zircões de 1157±60 Ma, associado com os dados petrográficos e litoquímicos, é possível sugerir que os granulitos félsicos correspondam a um corpo intrusivo em um crosta prévia básica a ultrabásica, provavelmente em um ambiente de arcos insulares paleoproterozóicos, sendo posteriormente submetido ao metamorfismo de fácies granulito, possivelmente em um episódio de colisão continental. Os dados U/Pb em torno de 1150 Ma indicam a participação das rochas granulíticas estudadas em um episódio termal regional associado a evolução da Orogenia Grenvilliana-Sunsás, sugerindo sua conexão com as faixas móveis da Província Geocronológica Sunsás do SW do Cráton Amazônico.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Cobbing E.J., Ozard J.M., Snelling N.J. 1977.. *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**: 241-246.
- Irvine I. N. & Baragar W. R. A. 1971. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- La Roche H. de, Leterrier J., GrandClaude P., Marchal M. 1980. *Chem. Geol.*, **29(2)**:183-210.
- Maniar P. D. & Piccoli P. M. 1989.. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**:635-643.
- Nakamura K. 1977. *J. Volcan.. Geotherm. Res.*, **2**:1-16.
- Oliveira J.R., Ruiz A.S., Souza M.Z.A., Salinas R. M. 2015. *Simp. Nac. Est. Tect.*, **15**: 55-58.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. *J. Petrol.*, **25(4)**:956-983.
- Ramos V.A. 1988.. *Episodes*, **11**:168-74.
- Ramos, V.A. 2008. *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, **36**: 289-324.
- Thomas W.A., Astini R.A. 1996.. *Science* **273**:752-57.
- Troeng B., Soria E., Claire H., Mobarec R., Murillo F. 1994.: XI Cong. Geol. Boliviano. LaPaz, *Actas*, p. 231-236.
- Wörner G., Lezaun J., Beck A., Heber V., Lucassen F., Zinggrebe E, Rössling R., Wilke H.G. 2000. *South Am. Earth Sci*, **13**:717-37.

# LIMITES DO BACKGROUND NATURAL PARA LATOSSOLOS DE VULCÂNICAS BÁSICAS DO GRUPO GRÃO PARÁ – CARAJÁS

Carlos Augusto de Medeiros Filho (Vale SA)

Denise Santos da Rocha (Vale SA)

## ABSTRACT

The term natural background is used to infer degrees of background that reflect natural processes without the influence of human activities. A sample was developed in oxisol horizon in an area on the plateau of N5 - Carajás, with virtually no human intervention. The natural background variable was defined after exclusion of outliers. The value of the upper whisker, in the box graphic lines can represent the geochemical threshold.

## RESUMO

O termo *background natural* é usado para inferir graus de background que refletem processos naturais, sem influência de atividades humanas. Foi desenvolvida uma amostragem no horizonte de latossolo em uma área no platô de N5-Carajás, praticamente sem intervenção antrópica. O background natural das variáveis foi definido, após exclusão dos outliers, como a faixa entre o primeiro quartil e o terceiro quartil. O valor do whisker superior, no gráfico de box lines, pode representar o limiar geoquímico.

## INTRODUÇÃO

Na geoquímica de exploração mineral, a determinação de valores de background, limiares e anomalias sucintas discussões e métodos variados. Na geoquímica ambiental, as avaliações desses parâmetros são ainda mais complexas pela necessidade de caracterização e distinção de fatores naturais e antrópicos (Reimann et al. 2005; Reimann & Garrett, 2005; Preziosi et al. 2014).

O termo *background natural* é amplamente usado para inferir graus de background que refletem processos naturais, sem influência de atividades humanas. Nos resultados geoquímicos de solo, em áreas submetidas a atividades humanas, é complexo separar as contribuições de processos naturais daquelas derivadas de ações antrópicas e, conseqüentemente, os métodos de definição de background natural são questões de intensas discussões.

Uma malha de amostragem de solo foi desenvolvida no platô de N5-Carajás, posicionada entre o núcleo de N5 e o aeroporto de Carajás. O relevo da área é típico das elevações do tipo platô, da Superfície Sul-Americana, que compõem a Serra dos Carajás. O platô apresenta uma vertente íngreme, iniciando-se na cota 250 m e se estendendo, com aclive forte, até a cota de 650 m. De maneira geral, a partir da cota 550 m, o relevo torna-se plano a suavemente ondulado caracterizando ao regime de topo do platô. A amostragem de solo se concentrou no regime de topo do platô de N5.

A geologia do alvo apresenta um domínio de basaltos e andesitos basálticos com intercalações subordinadas de vulcânicas félsicas, pertencentes ao Grupo Grão Pará. São registradas, de maneira subordinada, zonas com variados graus de alterações por processos hidrotermais, normalmente associadas a lineamentos tectônicos.

O perfil de intemperismo no platô de N5 é similar ao definido por Medeiros Filho (2002) para os perfis completos, em Carajás, desenvolvidos na Superfície Sul-Americana. É interpretado como constituído por quatro horizontes regolíticos maiores, acima da rocha sã: saprolito; zona de transição (ou saprolito fino / zona mosqueada); crosta desmantelada e latossolo.

# CONSIDERAÇÕES GEOLÓGICAS E GEOQUÍMICAS SOBRE MINERALIZAÇÕES DE MN DA REGIÃO DO APUÍ – PROSPECTO BENEFICENTE

Carlos Augusto Medeiros (Vale SA)  
Sergio Roberto Bacelar Huhn, (Vale SA)  
Plinio Bemfica (BBM)

## ABSTRACT

The project area has a manganese mining history in the Beneficent prospectuses and elbow that started operations in mid- 50 Mining was carried out by the company Bonfims Mining, a subsidiary of US Steel , manganese steel was exported to the United USA. These ore extraction operations are closed in 1960 due to the onset of lower-cost operations in Serra do Navio, Amapá .

Geochemical studies in 8 Mn samples at Beneficent prospectus showed that high levels of minerals, averaging 44.30 % Mn. The Si behavior is opposite to the Mn, with higher levels in the units with higher soil with average of 21.73 % , with 15.73 % psolites and sharp declines in 5 cases of manganese crusts that have an average of 4.93 %.

## INTRODUÇÃO

No Estado do Amazonas, mineralizações de Mn são reportadas, na região do rio Aripuanã. Mineração de Mn, nos prospectos Beneficente e Cotovelo, estiveram em operação de meados dos anos 50, pela empresa Mineração Bonfims, subsidiária da US Steel até se encerraram em 1960, devido ao início das operações na Serra do Navio, Amapá.

Tuck (2010) registrou mais de 50 ocorrências de manganês e 7 alvos de exploração, denominados Beneficente; Cotovelo; Rosinha; Natal-Japiim; Neo-Natal; Preto e Pretinho. Silva et al. (2012) relacionam as ocorrências de Mn dos rios Manicoré e Sucunduri com rochas sedimentares da Formação Beneficente.

## PROSPECTO BENEFICENTE

O embasamento é constituído por rochas vulcânicas Proterozóicas do Grupo Colíder, sobre os quais se depositam litotipos sedimentares do Grupo Beneficente. Os riolitos no rio Aripuanã exibem pórfiros de quartzo, e as brechas são constituídas de intraclastos de sílex em matriz afanítica. Os arenitos, compostos basicamente por quartzo, formam camadas tabulares com mergulho suave para SE. Os siltitos e argilitos ocorrem intercalados aos arenitos, são friáveis, formam estratos tabulares com laminação plano-paralela ou laminação convoluta. Esse conjunto de rochas desenvolve perfis lateríticos, compostos por crostas ferruginosas e manganésíferas, que são recobertas por solo nos platôs, enquanto colúvios dispõem-se ao longo de encostas.

Os dados radiométricos e geológicos possibilitam o reconhecimento de, no

A figura 4 apresenta a frequência acumulada de Ni e Cu nos latossolos, excluindo-se as amostras classificadas como outliers. As curvas de frequências mostram uma maior homogeneidade e, dessa forma, essas amostras são interpretadas representar a unidade de latossolo sobre as rochas vulcânicas do Grupo Grão Para no platô de N5.

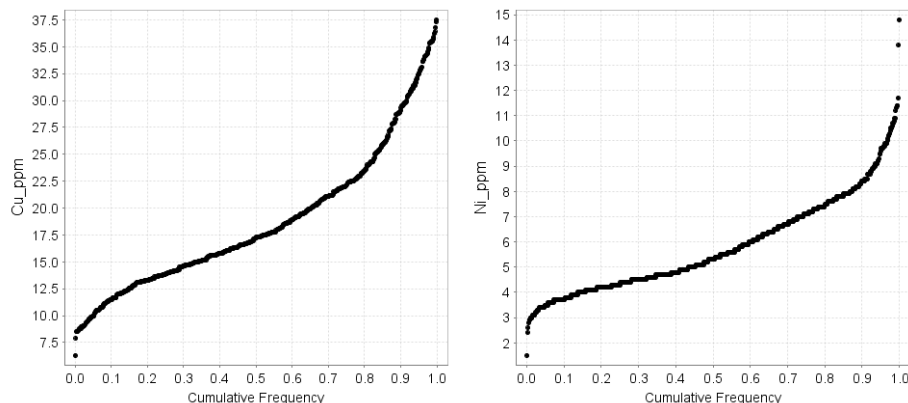


Figura 4 – Frequência acumulada de Ni e Cu em latossolos da área Aeroporto. Excluídas amostras outliers.

Tabela 1 – Médias e coeficientes de variação do universo de todas as amostras (global) e sem as amostras outliers.

Platô N5	Al_pct	Co_ppm	Cr_ppm	Cu_ppm	Fe_pct	Hg_ppm	Ni_ppm	Pb_ppm	Y_ppm	Zn_ppm
Média Global	7.23	0.73	195.91	24.92	15.37	0.13	8.03	4.17	0.43	22.97
Média sem outliers	7.33	0.59	189.74	18.69	15.00	0.13	5.81	4.09	0.35	5.66
Coefic. Variação Global	28.83	114.10	36.84	127.75	20.93	64.63	174.54	24.09	125.80	69.06
Coefic. Variação sem outliers	27.86	46.65	22.88	35.14	17.35	52.28	33.03	19.57	33.47	123.77

A tabela 1 registra para algumas variáveis, como Co, Cu, Ni, Y e Zn, a diferença forte observada no coeficiente de variação entre o universo de todas as amostras e a população sem as amostras outliers. É interessante observar que, diferente dos outros elementos, a média de Al cresceu discretamente sem outliers. Isso é explicado pela exclusão de possíveis amostras da unidade de crosta desmantelada que apresenta valores mais baixos de Al do que nos latossolos.

Foram calculados os backgrounds naturais das variáveis Cr, Co, Ni, Cu, Zn e Pb considerando a faixa entre o primeiro quartil (percentil 25%) e o terceiro quartil (75%). Os box lines dessas variáveis estão representadas na figura 5.

Tabela 2 – Valores de Q1, Q3 e Whisker superior para os latossolos do topo do platô de N5.

Background Natural N5	Co_ppm	Cr_ppm	Cu_ppm	Ni_ppm	Pb_ppm	Zn_ppm
Q1 (25 percentil)	0.4	155	13.825	4.3	3.6	3
Q3 (75 percentil)	0.7	218	22.175	7.1	4.6	8
Whisker Superior	1.1	310	34.7	11.2	5.9	15

A tabela 2 lista os primeiros e terceiros quartis ou os percentis 25 e 75 das seis variáveis estudadas e que corresponderiam as faixas de background naturais para os latossolos do topo do platô de N5. Apresenta também o valor do whisker superior que poderia representar o limiar geoquímico ou uma espécie de limite de tolerância para as variáveis nos latossolos no contexto geológico (natural) do topo do platô de N5.

Comparando os valores de Q3 e de whisker superior da tabela 2 com, respectivamente os valores de referência e os limites de tolerância para solos formados sobre basaltos, propostos por Fadigas et al. (2006), observa-se valores significativamente mais baixos para os latossolos de N5 para Co, Cu, Ni, Pb e Zn e valores mais altos para Cr.

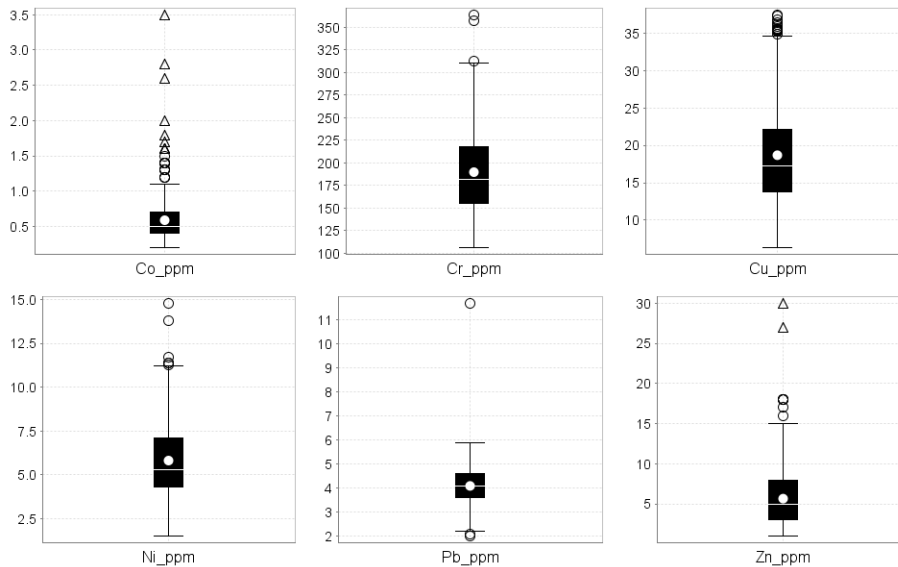


Figura 5 – Box lines de Cr, Co, Ni, Cu, Zn e Pb para os latossolos sem amostras outliers.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Fadigas, F.S.; Sobrinho, N.M.B.A.; Mazur, N.; Anjos, L.H.C.; Freixo, A.2006. Preposição de valores de referência para a concentração natural de metais pesados em solos brasileiros. Ver. Bras. De Engenharia Agrícola e Ambiental, v.10, n 3, p. 699-705.

Medeiros Filho, C. A. 2002. Prospecção Geoquímica e Mapeamento de Regolito na Região de Carajás, Estado do Pará. Belém. UFPA. Centro de Geociências. 140p. (Dissertação de Mestrado).

Preziosi, E.; Parrone, D.; Bon, A.D.; Ghergo, S. 2014. Natural background level assessment in groundwaters: probability plot versus pre-selection method. Journal of Geochemical Exploration 143 (2014) 43–53

Reimann, C., Garrett, R.G., 2005. Geochemical background: concept and reality. Sci. Total Environ. 350, 12–27.

Reinmann, C.; Filzmoser, P. and Garrett, R. G. – 2005 – Background and threshold: critical comparison of methods of determination. Science of the total Environment, 346: p. 1 – 16.

# CONSIDERAÇÕES GEOLÓGICAS E GEOQUÍMICAS SOBRE MINERALIZAÇÕES DE MN DA REGIÃO DO APUÍ – PROSPECTO BENEFICENTE

Carlos Augusto Medeiros (Vale SA)  
Sergio Roberto Bacelar Huhn, (Vale SA)  
Plinio Bemfica (BBM)

## ABSTRACT

The project area has a manganese mining history in the Beneficent prospectuses and elbow that started operations in mid- 50 Mining was carried out by the company Bonfims Mining, a subsidiary of US Steel , manganese steel was exported to the United USA. These ore extraction operations are closed in 1960 due to the onset of lower-cost operations in Serra do Navio, Amapá .

Geochemical studies in 8 Mn samples at Beneficent prospectus showed that high levels of minerals, averaging 44.30 % Mn. The Si behavior is opposite to the Mn, with higher levels in the units with higher soil with average of 21.73 % , with 15.73 % psolites and sharp declines in 5 cases of manganese crusts that have an average of 4.93 %.

## INTRODUÇÃO

No Estado do Amazonas, mineralizações de Mn são reportadas, na região do rio Aripuanã. Mineração de Mn, nos prospectos Beneficente e Cotovelo, estiveram em operação de meados dos anos 50, pela empresa Mineração Bonfims, subsidiária da US Steel até se encerraram em 1960, devido ao início das operações na Serra do Navio, Amapá.

Tuck (2010) registrou mais de 50 ocorrências de manganês e 7 alvos de exploração, denominados Beneficente; Cotovelo; Rosinha; Natal-Japiim; Neo-Natal; Preto e Pretinho. Silva et al. (2012) relacionam as ocorrências de Mn dos rios Manicoré e Sucunduri com rochas sedimentares da Formação Beneficente.

## PROSPECTO BENEFICENTE

O embasamento é constituído por rochas vulcânicas Proterozóicas do Grupo Colíder, sobre os quais se depositam litotipos sedimentares do Grupo Beneficente. Os riolitos no rio Aripuanã exibem pórfiros de quartzo, e as brechas são constituídas de intraclastos de sílex em matriz afanítica. Os arenitos, compostos basicamente por quartzo, formam camadas tabulares com mergulho suave para SE. Os siltitos e argilitos ocorrem intercalados aos arenitos, são friáveis, formam estratos tabulares com laminação plano-paralela ou laminação convoluta. Esse conjunto de rochas desenvolve perfis lateríticos, compostos por crostas ferruginosas e manganíferas, que são recobertas por solo nos platôs, enquanto colúvios dispõem-se ao longo de encostas.

Os dados radiométricos e geológicos possibilitam o reconhecimento de, no mínimo, duas coberturas sedimentares Proterozóicas principais, as seqüências Beneficente e Dardanelos, que recobrem o sudoeste do Cráton Amazônico, ambas resultando de estiramento crustal e rifteamento nos intervalos 1,7 - 1,3 Ga e 1,3 - 1,0 Ga, respectivamente (Leite & Saes , 2003).

No depósito Beneficente, o minério ocorre em lentes descontínuas com até 3,0 metros de espessura. Os teores médios de manganês são em torno de 45%, com reservas estimadas entre 250.000 a 1.000.000 toneladas.

Serão discutidos resultados de 8 amostras de rochas analisadas por Silva et al. (2012), distribuídas por 02 amostras de latossolo, 01 amostra de concreções ou horizonte pisolítico e 05 amostras de crosta manganésifera e de 6 amostras coletadas pelo Projeto Exploração Brasil. Silva et al. (2012) informam que os elementos maiores e menores foram determinados por Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy (ICP-ES) a partir da fusão da amostra com metaborato/tetraborato de lítio e digestão com HNO<sub>3</sub>. Para os elementos-traço, o procedimento de abertura foi o mesmo, exceto para os metais base (Ag, As, Au, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se e Tl), cuja digestão da amostra foi feita por água régia, e todos foram analisados por Inductively Coupled Plasma-Mass Spectroscopy (ICP-MS). No Programa de Exploração Brasil, 3 amostras da crosta manganésifera foram analisadas pelo método ME-MS61 (digestão multiácida e ICP-OES e MS) e três amostras também da crosta manganésifera foram analisadas por fluorescência de raio X portátil.

A figura 01 apresenta, em forma de perfis, os resultados das amostras do Beneficente para os parâmetros Mn e Si (gráfico à esquerda); Fe e Al (no centro) e P e K<sub>2</sub>O (gráfico à direita). Os resultados de Mn são muito baixos nas duas amostras de solo (0.05%) e na amostra de pisolitos (0.53%). Nas amostras de crosta manganésifera, os teores de Mn são significativos, variando de 42.21% até 47.25%. Dessa forma, as quatro amostras de Mn no prospecto Beneficente corresponde a minérios de altos teores, com média de 44.30% Mn. O comportamento de Si é inverso ao de Mn, com teores mais altos nas unidades superiores com solos com média de 21.73%, pisolitos com 15.73% e com fortes quedas nos 5 casos de crostas manganésiferas que apresentam média de 4.93%. Alumínio tem comportamento relativamente similar a sílica, com teores de 8.56% no latossolo; 7.40% nos pisolitos e 0.88% nas cangas manganésiferas. O Fe tem teores maiores nas unidades superiores, mas o teor no pisolitos (40.92%) é maior do que nos solos (24.54%). A média nas crostas manganésiferas é de 3.10% Fe. Os resultados de K<sub>2</sub>O são baixos no solo e pisolitos (0.01 e 0.02 %) e crescem nas crostas manganésiferas (média de 0.08% K<sub>2</sub>O), mas ainda permanecem discretos. Os teores de P nas unidades superiores são de 0.33% no solo e 0.24% nos pisolitos. Nas crostas manganésiferas, observa-se que três amostras apresentam teores relativamente baixos (média de 0.17 % P) e duas amostras têm teores altos desse contaminante (média 0.34% P). A figura 01, portanto, mostra que o minério de crosta manganésifera, no Beneficente, tem teor significativo de Mn (44.30%), baixos teores dos contaminantes Fe (3.10%), Si (4.93%), Al (0.88%) e K<sub>2</sub>O (0.08%) e teores de P que variam de médios (0.17%) a altos (0.34%).

A tabela 1 mostra teores de variáveis por unidade regolítica no Prospecto Beneficente. Algumas considerações:

a) Existe um crescimento nítido de teores na zona mineralizada (crosta manganésifera) para Ba, Co, Zn, As, Ni e (Mo). Destaca-se, entre esses, os elevados teores de Ba com todas as 5 amostras com resultados acima do limite superior de detecção; b) A capacidade de adsorção de cátions por óxi-hidróxidos de manganês e litologias com teores relativamente altos desses elementos podem explicar suas concentrações anômalas; c) Os altos teores de Ba decorrem, provavelmente, da representativa presença de minerais de Mn com Ba nas suas composições. Silva et al. (2012) identificaram romanechita [(Ba,K,Mn<sup>2+</sup>,Co)<sub>2</sub>Mn<sub>5</sub>O<sub>10</sub>.nH<sub>2</sub>O] e holandita [(Ba,K)<sub>1-2</sub>Mn<sub>8</sub>O<sub>16</sub>.nH<sub>2</sub>O] na crosta manganésifera desse prospecto. A presença de romanechita pode justificar, em parte, os altos teores de Co, d) Os teores de Au e Ag, mesmo crescendo na crosta manganésifera, são baixos, e) A maioria dos elementos, inclusive Mn, apresentam forte empobrecimento nos seus teores na cobertura de latossolo. Essa característica é importante no aspecto prospectivo. Por outro lado, As e Ba apresentam,

ainda, teores representativos no latossolo e pisolitos e poderiam ser potenciais farejadores de mineralizações de Mn não aflorantes, f) Os teores de Mn nos pisolíticos (0.53% ou 5300 ppm) é baixo, mas é bem superior ao do horizonte de latossolo. Dessa forma, recomenda-se o uso do horizonte concrecionário como uma alternativa prospectiva.

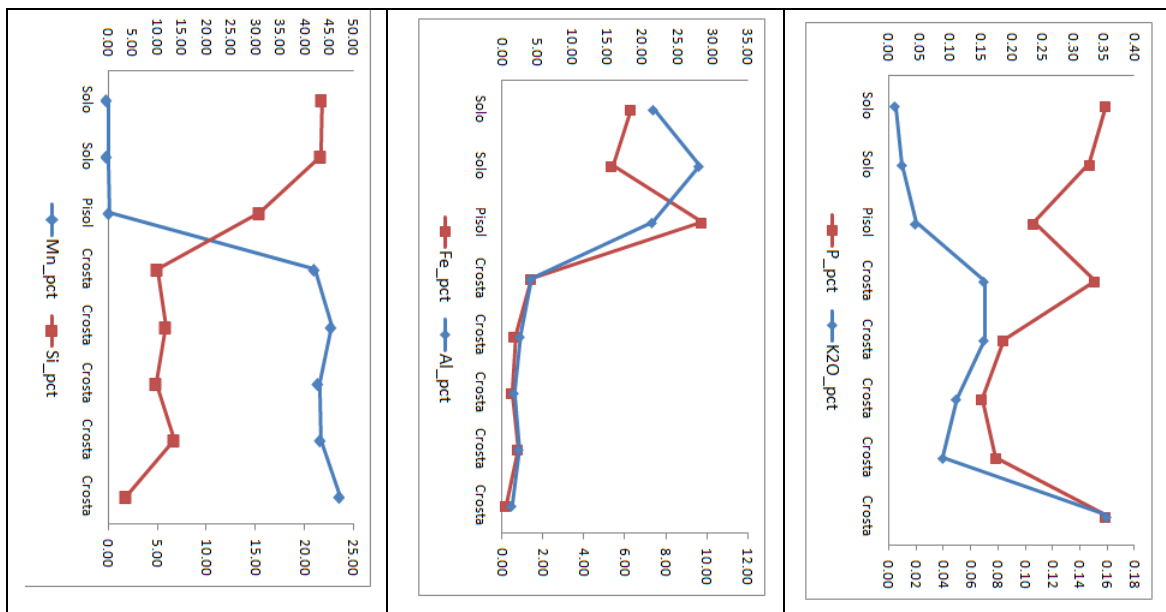


Figura 01 - Perfis de Mn, Si, Fe, Al, P e K<sub>2</sub>O. Prospecto Beneficente.

Tabela 1 - Teores de variáveis por unidade regolítica no Prospecto Beneficente.

Beneficente	Ba_ppm	Co_ppm	Zn_ppm	V_ppm	Cu_ppm	As_ppm
Solo	903.00	2.00	4.50	280.50	8.50	35.00
Pisolitos	1536.00	15.00	9.00	445.00	9.00	26.00
Crosta Mn	70000.00	1220.20	320.20	303.00	48.00	102.80
Beneficente	Ni_ppm	U_ppm	Mo_ppm	Ag_ppm	Au_ppb	Y_ppm
Solo	4.50	11.00	3.00	0.05	1.60	23.00
Pisolitos	12.00	9.00	4.00	1.00	0.80	22.00
Crosta Mn	107.40	4.00	26.40	1.90	4.80	16.75

O gráfico de Herron (1988), figura 2, mesmo que prejudicado pelo elevado grau de intemperismo, pode ser um indicativo da litoprocendência das crosta manganíferas do Beneficente, que poderiam derivar de folhelhos ou siltitos, como defendido por Silva et al. (2012)



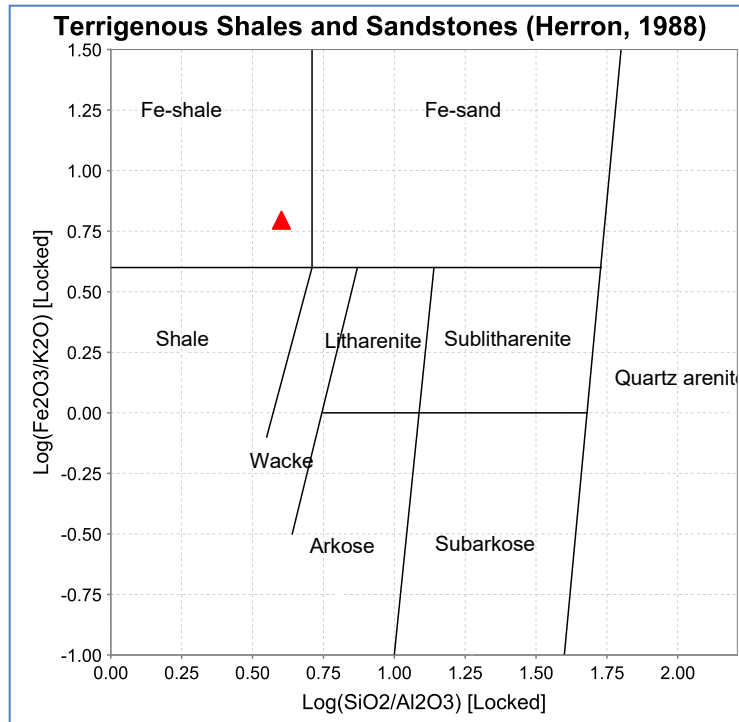


Figura 2 - Diagrama de classificação de sedimentos terrígenos de Herron, 1988. Triângulo vermelho = média de crosta de Mn do Beneficente.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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. Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 3, p. 113-127. 2003
- Heron, M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands e shales from core or log data. J.Sed.Petrol. 58, 820-829.
- Silva, P.J.M.; Horbe, A.M.C; Horbe, M.A. 2012. Mineralogia e geoquímica de ocorrências manganésíferas da bacia Alto Tapajós, sudeste do estado do Amazonas, Brasil. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat., Belém, v. 7, n. 1, p. 11-28, jan.-abr. 2012.
- Tuck, D. 2010. BBM Amazonas Manganese Project. Report on Exploration Programs and Project Potential.

## LEUCOGRANITOS ARQUEANOS DE ÁGUA AZUL DO NORTE – PROVÍNCIA CARAJÁS

*Pablo José Leite dos Santos* ([pablosleite@hotmail.com](mailto:pablosleite@hotmail.com))<sup>1,2,3</sup>, *Davis Carvalho de Oliveira* ([davis@ufpa.br](mailto:davis@ufpa.br))<sup>1,2,3</sup>

1. Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) – Instituto de Geociências (IG) – Universidade Federal do Pará (UFPA). Caixa Postal: 8608, CEP: 66075-900, Belém, Pará.
2. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) – IG – UFPA.
3. INCT – Geociam.

### INTRODUÇÃO

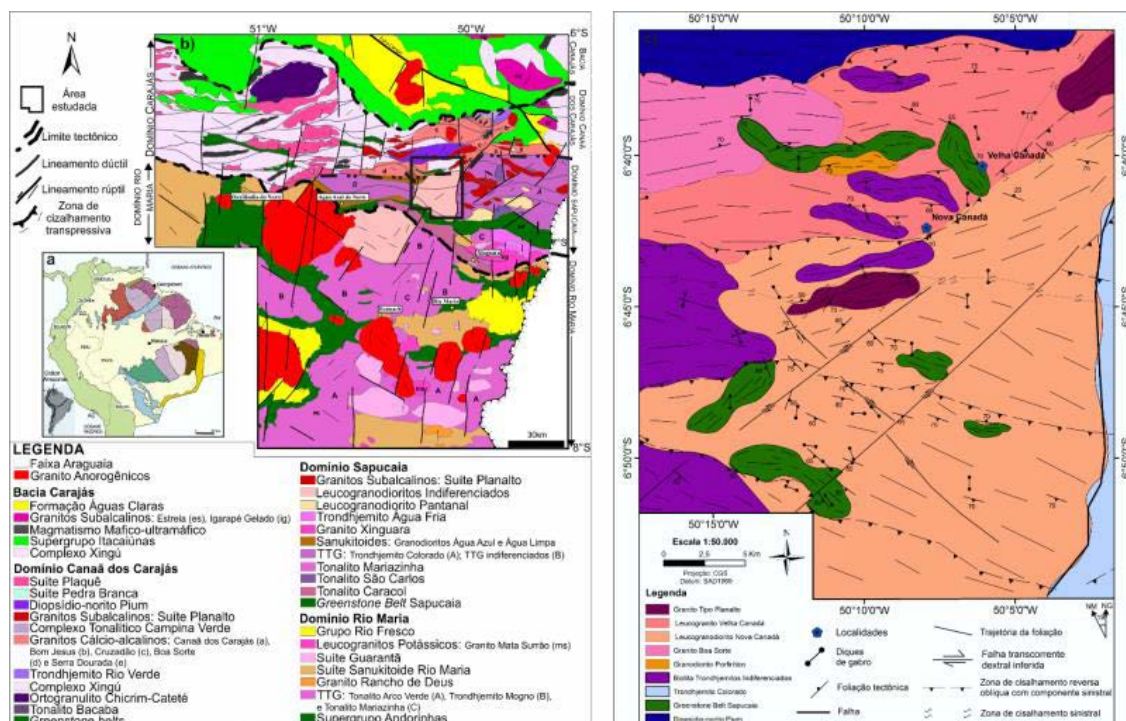
Leucogranodioritos e granitos arqueanos constituem até cerca de 20% das áreas cratônicas hoje conhecidas (Condie, 1993) e foram interpretados como produto de anatexia crustal logo após a formação da crosta TTG. Com o avanço do conhecimento, novas variedades leucograníticas foram diferenciadas em várias partes do mundo. Neste sentido, Champion e Smithies (2001) assumiram a existência de uma subclasse de granitoides sódicos encontrados em vários terrenos arqueanos. Estas rochas incluem trondhjemitos, granodioritos e granitos com características geoquímicas similares aos TTG arqueanos. Mostram padrão de elementos terras raras (ETR) fortemente fracionado, com anomalia negativa de Eu fraca ou ausente que, quando comparadas aos verdadeiros TTG, são enriquecidos em LILE (K e Rb) e tendem a ser mais enriquecidas em sílica (68–77%) com exemplos nos crátons Wyoming (Frost et al., 2006), Dharwar (Jayananda et al., 2006), Pilbara (Champion e Smithies, 2007), Tanzânia (Opiyo-Akech et al., 1999) e na Província Carajás do Cráton Amazônico (Figuras 1a, b – Almeida et al., 2010, 2013). Outro grupo granitoide conhecido trata-se dos leucogranitos cálcio-alcalinos de alto-K. Estes variam de monzo/sienogranitos a granodioritos com biotita e raramente anfibólio, e que apresentam razão K/Na > 0,5, padrão de ETR moderadamente fracionado ( $[Ce/Yb]_N < 30$ ) e forte anomalia negativa de Eu (Moyen et al., 2003, Almeida et al., 2013). Estes têm sua origem discutida a partir da fusão parcial de TTG (Sylvester, 1994). A área de Nova Canadá no município de Água Azul do Norte é marcada pela ocorrência de duas variedades de leucogranitos (Figura 1c), que apesar de suas afinidades petrográficas, apresentam fortes contrastes geoquímicos. Eles são distinguidos em: (i) Leucogranodiorito Nova Canadá, que é mais expressivo e formado por leucogranodioritos a leucomonzogranitos de textura seriada e com moderado a fraco grau de recristalização, e (ii) Leucogranito Velha Canadá, mais enriquecido em quartzo, apresenta textura equigranular média a fina e é moderado a fortemente deformado. As características geoquímicas mostram que o Leucogranodiorito Nova Canadá tem caráter menos evoluído e assinatura geoquímica híbrida entre manto e crosta (alto Ba-Sr), que apresentam fortes similaridades com os granitos da Suíte Garantã do Domínio Rio Maria. Por sua vez, o Leucogranito Velha Canadá é mais evoluído, e tem características de granitos “*strictu sensu*”, similares aqueles originados por anatexia crustal (alto-K), e mostra afinidades com os vários granitos cálcio-alcalinos de alto-K da Província Carajás.

### METODOLOGIA

Foi realizado mapeamento geológico em escala de 1:50.000, com coleta de amostras para estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico. A petrografia foi realizada com exame macro e microscópio que envolveu identificação e descrição mineralógica, estimativa e classificação modal. As análises químicas realizadas em rocha total para avaliar os elementos maiores, menores, traços e terras raras. A caracterização geoquímica foi executada em diagramas de variação e diagramas discriminantes das séries magmáticas, ambientes de formação e evolução magmática. A geocronologia foi realizada pelos métodos Pb-Pb e U-Pb em zircão.

## GEOLOGIA

O Leucogranodiorito Nova Canadá é a unidade mais expressiva, aflora como blocos isolados, morros repletos de blocos, ou formando grandes lajeiros, constituído por leucogranodioritos e leucomozogranitos subordinados, com textura seriada média a grossa, e fraco a moderado grau de anisotropia. O Leucogranito Velha Canadá aflora em blocos isolados e lajeiros métricos, é composto por biotita leucogranodioritos a leucomonzogranitos com textura equigranular hipidiomórfica média, que apresentam forte a moderado grau de deformação. As duas unidades englobam estreitas faixas de trondhjemitos tipo TTG e rochas supracrustais orientadas segundo o *trend* E-W, e o limite entre ambos é marcado por extensa zona de cisalhamento de orientação E-W a NE-SW com cinemática sinistral, associada à colocação de um granito com anfibólio e biotita afim da suíte Planalto. A foliação tectônica nestas rochas se aproxima do *trend* regional NW-SE para o Leucogranodiorito Nova Canadá, e E-W a NE-SW para as rochas de Velha Canadá, ambos com mergulhos fortes a moderados (80° a 60°), em geral, para S. No domínio de ocorrência do Leucogranito Velha Canadá, a crosta TTG remanescente é cortada por veios leucograníticos, geralmente acompanhados de bolsões pegmatíticos (migmatitos?), o que pode indicar seu retrabalhamento. E na porção noroeste, este granito é intrusivo nas rochas do Leucogranito Boa Sorte e do Sanukitoide Água Limpa, ambos de idade mesoarqueana.



**Figura 1.** (a) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico; b) Mapa geológico da Província Carajás, modificado de Vasquez et al. (2008), Dall’Agnol et al. (2013); Gabriel e Oliveira (2014); (c) Mapa geológico da área de Nova Canadá (Leite-Santos e Oliveira, 2014).

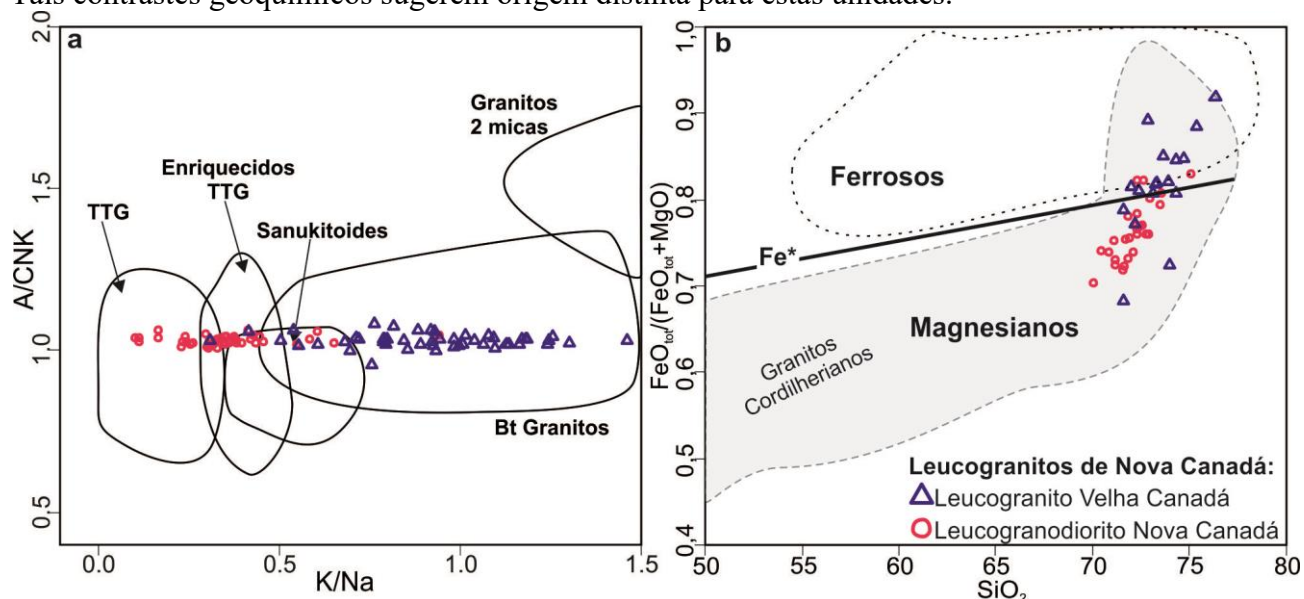
## PETROGRAFIA

Os dados obtidos através das análises modais permitiram que as mesmas fossem classificadas como leucogranitos de composição granodiorítica e mais restritamente, monzogranítica. Apesar da aparente homogeneidade composicional, nota-se que o Leucogranito Velha Canadá e o Leucogranodiorito Nova Canadá diferem em conteúdo de minerais essenciais e ferromagnesianos, com teores médios de quartzo de 31,5% e 25,5%, feldspato alcalino de 19,7% e 14,5%, plagioclásio de 44,0% e 56,6% e biotita de 3,6% e 2,5%, respectivamente. Os dados petrográficos sugerem similaridades do Leucogranodiorito Nova Canadá e Leucogranito Velha Canadá com os leucogranitos de alto Ba-Sr e potássicos

descritos por Almeida et al. (2010, 2013, respectivamente), pois estes mostram composições que variam de granodioritos a monzogranitos frequentemente hololeucocráticos. Neste sentido, são claramente distintos dos granodioritos sanukitoides de Rio Maria (Oliveira et al., 2009), os quais exibem conteúdos de minerais máficos quase sempre superiores a 10,0%, das associações TTG deste domínio (Almeida et al. 2011) e dos granitos cálcio-alcálicos da área de Canaã dos Carajás, que são caracterizados por rochas mais evoluídas que variam de monzogranitos a sienogranitos. Nota-se que as rochas estudadas mostram comportamento análogo à série cálcio-alcálica granodiorítica de Lameyre e Bowden (1982) e Bowden et al. (1984).

## GEOQUÍMICA

O comportamento geoquímico mostra que as rochas do Leucogranodiorito Nova Canadá são mais enriquecidas em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ba, Sr e na razão Sr/Y, apresentam padrão de ETR levemente fracionado, com baixas razões  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  e anomalias negativas de Eu ausentes ou discretas, enquanto àquelas do Leucogranito Velha Canadá apresentam conteúdos mais elevados de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, HFSE (Zr, Y e Nb), das razões K/Na (Figura 2a),  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ , Ba/Sr e Rb/Sr, e são mais enriquecidas em ETR. Este último pode ser caracterizado ainda por: (i) baixas a moderadas razões  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  com anomalias negativas de Eu acentuadas; e (ii) moderadas a altas razões  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ , com anomalias negativas de Eu discretas e um padrão côncavo dos ETRP. Comparados aos granitos de Frost et al. (2001), as rochas do Leucogranodiorito Nova Canadá mostram afinidade com os granitos magnesianos, enquanto àquelas do Leucogranito Velha Canadá mostram comportamento relativamente ambíguo entre magnesianos e ferrosos (Figura 2b). Tais contrastes geoquímicos sugerem origem distinta para estas unidades.



**Figura 2.** (a) Diagrama A/CNK vs. K/Na com os campos de Moyen et al. (2003) mostrando a assinatura híbrida das rochas do Leucogranodiorito Nova Canadá, e o caráter mais evoluído do Leucogranito Velha Canadá; (b) Diagrama  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  com os campos de Frost et al. (2001) que discriminam granitos magnesianos e ferrosos.

## GEOCROLOGIA

Os cristãos de zircão dos leucogranitos estudados estão fortemente metamitizados, o que dificultou a obtenção das idades. Os dados Pb-Pb por evaporação de zircão forneceram idade preliminar de  $2747 \pm 2$  Ma para o Leucogranito Velha Canadá (Santos et al., 2010; Oliveira et al., 2010) e  $2895 \pm 2$  para o Leucogranodiorito Nova Canadá (Oliveira et al., 2010). A única amostra datada pelo método U-Pb SHRIMP foi a PDE-107 do Leucogranodiorito

Nova Canadá. Desta, foram analisados um total de 26 cristais, sendo 09 utilizados para idade discórdia com intercepto superior em  $2876 \pm 12$  Ma (MSWD = 2,8). Apenas três cristais forneceram idade concórdia em  $2870,6 \pm 4,0$  Ma (MSWD = 0,48), que é considerada a idade de cristalização da rocha. Duas populações de idade mais antigas foram identificadas em oito (08) cristais de zircão, com idade discórdia e intercepto superior em  $2976 \pm 11$  Ma (MSWD = 0,49) e  $2931,9 \pm 5,7$  Ma (MSWD = 0,58), ambas com quatro cristas. As idades mais antigas foram interpretadas como herdadas.

## DISCUSSÕES

As novas discussões sobre a geologia do extremo leste de Água Azul do Norte mostram um quadro geológico atualizado onde que a partir da área de ocorrência do Complexo Xingu foi possível individualizar importantes unidades leucograníticas arqueanas os quais podem representar os últimos registros de formação de crosta arqueana da Província Carajás. Os leucogranitos estudados mostram fortes similaridades petrográficas e geoquímicas com os granitos da Suíte Guarantã do Domínio Rio Maria e com os leucogranitos potássicos que afloram em todos os domínios da Província. Os dados geocronológicos corroboram a afinidade do Leucogranodiorito Nova Canadá com aqueles da Suíte Guarantã, ambos datados em 2,87 Ga, o que poderia relacionar os domínios de ocorrências destas unidades. Por outro lado, apesar das similaridades geoquímicas entre o Leucogranito Velha Canadá e os granitos alto-K que ocorrem nos domínios Rio Maria e Canaã dos Carajás, a geocronologia deste granito (2,74 Ga, Pb-Pb em zircão) não reforça uma comparação entre estas rochas, e para confirmar ou não a idade é necessário reavaliar sistematicamente os dados geocronológicos deste granito. Discussões sobre a origem dos granitos estudados ainda são precoces, principalmente em função da falta de dados geocronológicos sistemáticos. Porém, pode-se sugerir participação de uma crosta pré-existente na formação das rochas dos Leucogranodiorito Nova Canadá, cujos componentes herdados identificados, têm relação com as unidades TTG datadas em áreas adjacentes (Gabriel e Oliveira, comunicação pessoal).

## AGRADECIMENTOS

Aos pesquisadores do GPPG; à CAPES pela concessão da bolsa de mestrado ao primeiro autor; ao CNPq por concessão de bolsas de produtividade em pesquisa (D. C. Oliveira - Processos no 502074/2009-4 e 311610/2012-9); à Faculdade de Geologia do Campus de Marabá pelo apoio às atividades de campo. Este trabalho é uma contribuição para o convênio Vale/FAPESPA edital 01/2010, ICAAF: 053/2011 e ao INCT de Geociências da Amazônia (GEOCIAM-CNPq/MCT/FAPESPA – Processo no 573733/2008-2).

## REFERÊNCIAS

- Almeida, J. A. C., Dall'Agnol, R., Dias, S. B., Althoff, F. J. (2010). Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria. *Lithos* 120, 235–257.
- Almeida, J. A. C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M. A., Macambira, M. B., Pimentel, M. M., Rämö, O. T., Guimarães, F. V., Leite, A. A. S. (2011). Zircon geochronology and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, 187:201-221.
- Almeida, J. A. C., Dall'Agnol, R., Leite, A. A. S. (2013). Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42:103-126.
- Bowden, P., Batchelor, R. A., Chapell, B. W., Didier, J., Lameyre, J. (1984). Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics. Earth Planet Sciences*, 35:1-11.
- Champion, D. C., Smithies, R. H. (2001). Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia. In: Cassidy, K.F., Dunphy, J.M., Van Kranendonk, M.J. (Eds.), *Proceedings of the Fourth International Archaean Symposium*. AGSOGeoscience Australia, Perth, Australia, pp. 134–136. Record 2001/37.

- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104:1–37.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D. C., Guimarães, F. V., Gabriel, E. O., Feio, G. R. L., Lamarão, C. N., Althoff, F. J., Santos, P. A., Teixeira, M. F. B., Silva, A. C., Rodrigues, D. S., Santos, M. J. P., Silva, C. R. P., Santos, R. D., Santos, P. J. L. (2013). Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás - Pará. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 13, Anais, Belém, CDrom.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Frost, C. D., Frost, B. R., Kirkwood, R., Chamberlain, K. R. (2006). The tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) to granodiorite–granite (GG) transition in the Late Archean plutonic rocks of the central Wyoming province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43, 1419–1444.
- Gabriel, E. O., Oliveira, D. C. (2014). Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* 9(3): 533-564.
- Jayananda, M., Chardon, D., Peucat, J.-J., Capdevila, R. (2006). 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: tectonic, geochronologic and geochemical constraints. *Precambrian Research* 150, 1–26.
- Lameyre J., Bowden P. (1982). Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Leite-Santos, P. J., Oliveira, D. C. (2014). Trondhjemitos da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(3):635-659.
- Moyen, J. F., Martin, H., Jayananda, M., Auvray, B. (2003). Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research* 127, 103–123.
- Oliveira, D. C., Santos, P. J. L., Gabriel, E. O., Rodrigues, D. S., Faresin, A. C., Silva, M. L. T., Sousa, S. D., Santos, R. V., Silva, A. C., Souza, M. C., Santos, R. D., Macambira, M. J. B. (2010). Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás–Província Mineral de Carajás, In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, CDrom (in Portuguese).
- Opiyo-Akech, N., Tarney, J., Hoshino, M. (1999). Petrology and geochemistry of granites from the Archaean terrain north of Lake Victoria, western Kenya. *Journal of African Earth Sciences* 29 (2), 263–300.
- Santos, P. J. L., Oliveira, D. C., Galarza, M. A., Macambira, M. J. B. (2010). Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da região de Nova Canadá, Município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. In: CBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, CDrom.
- Sylvester, P. J. (1994). Archean granite plutons. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archean crustal evolution. Developments in Precambrian Geology*, 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 261–314.

## MERCÚRIO NA AMAZÔNIA OCIDENTAL

Cyntia Beatriz da Costa Lima<sup>1</sup>, Adriana Maria Coimbra Horbe<sup>1,2</sup>.

<sup>1</sup> Programa de pós graduação em Geociências, Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos 3000, Coroadó, 69077-000 Manaus, cyntia\_bia@hotmail.com.

<sup>2</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília 70910-900, ahorbe@unb.br.

### INTRODUÇÃO

A presença de Hg e o seu comportamento no meio ambiente e, principalmente na Amazônia, é discutido há muito tempo. AKAGI *et al.* (1996) encontraram 113 ppm de Hg em cabelos de garimpeiros e outros moradores de cidades mineradoras e 3,3 ppm em peixes de lagos dessas cidades. MARTINELLI *et al.* (1998) encontraram em sedimentos do rio Madeira até 3,81  $\mu\text{g}^{-1}$  em músculos e ovos de peixes. Esses valores excedem o valor de 0,05  $\mu\text{g}^{-1}$  estabelecido pelo World Health Organization (WHO).

O Hg é utilizado na exploração do ouro devido à facilidade de formar amálgama. Para obter o ouro, o amálgama é volatilizado. Se não houver condensação do gás emitido, o Hg é liberado para a atmosfera e, nestas condições, os indivíduos são expostos aos seus vapores (CÂMARA *et al.*, 1997; JESUS *et al.*; 2001; SILVA *et al.*, 1996). Entretanto, estudos indicam concentrações de 0,02 a 1,00  $\mu\text{g}^{-1}$  de Hg em ambientes naturais (PEIFFER 1988), que são mais elevadas que os 0,05-0,28  $\mu\text{g}^{-1}$  encontrados no rio Madeira (PEIFFER *et al.*, 1991) e MALM (2008). Na bacia do Rio Negro concentrações de até 0,3  $\mu\text{g}/\text{g}$  foram encontradas por FADINI & JARDIM (2001). Esses valores são excepcionalmente elevados pelo fato de não haver registro de atividade garimpeira nessa região.

Em latossolos OLIVEIRA *et al.*, (2001) encontraram concentrações na ordem de 0,100-0,212  $\mu\text{g}^{-1}$  e 0,088-0,385  $\mu\text{g}^{-1}$  em crostas ferruginosas afetadas pelas atividades mineradoras. BRABO *et al.*, (2003) no estado do Acre, encontrou em solos e nódulos concrecionários entre 0,117  $\mu\text{g}^{-1}$  a 0,777  $\mu\text{g}^{-1}$ . Essas concentrações apontam os solos amazônicos e os óxido-hidróxidos de Fe como grandes reservatórios naturais de Hg que, poderiam ser capazes por lixiviação de disponibilizar Hg para o ambiente aquático (OLIVEIRA *et al.*, 2001; ROULET *et al.*, 1996).

Este trabalho teve como foco determinar valores de referência de Hg em diferentes materiais geológicos (sedimentos, crostas lateríticas e solos) na Amazônia. Além de obter valores médios de Hg de origem natural vai permitir determinar a relação entre o mercúrio e as diferentes unidades geológicas.

### METODOLOGIA

Para este estudo foram selecionadas 235 amostras de áreas não afetadas pela garimpagem (Rio Branco e Sena Madureira no Acre; Manaus, Itacoatiara, Presidente Figueiredo, Pitinga, Balbina, Coari, Apuí e Siderama no Amazonas; Trombetas no Pará; Nova Colina, Mucajaí e Bonfim em Roraima; Porto Velho em Rondônia). As análises de Hg foram feitas por ICP-MS após solubilização com água régia na ACME Analytical Laboratories LTD (Canadá).

### RESULTADOS

Em perfis lateríticos desenvolvidos a partir das rochas sedimentares da Formação Alter do Chão foram encontrados no máximo 590 ppb de Hg na bauxita de Trombetas e 440 ppb na crosta ferruginosa de Presidente Figueiredo. Nas crostas ferruginosas da Serra do Tucano, também desenvolvidas a partir de rochas sedimentares, há até 682 ppb. O Hg é

menos concentrado na crosta ferruginosa da Formação Novo Remanso em Itacoatiara (0,44 ppb). Nos solos sobre essas crostas há no máximo 336 ppb.

Em crostas formadas a partir de granitos e vulcânicas ácidas no Pitinga os teores de Hg são inferiores aos das rochas sedimentares, estão entre 0,31ppb na ferruginosa e 0,67 ppb na bauxita e 0,19 no solo sobreposto. Entretanto, na crosta formada a partir de granitos e gnaisses em Mucajaí os teores são bem mais elevados, até 567 ppb. Em Nova Colina, a crosta formada a partir de granitos e gabros o Hg alcança até 430ppb e em Porto Velho as crostas sobre o mesmo tipo de rocha o Hg atinge 290 ppb. O solo que recobre a crosta de Porto velho tem até 230 ppb. Os valores mais elevados de Hg estão nas crostas sobre vulcânicas e riolitos em Apuí, até 850 ppb e nos solos 420 ppb.

Sedimentos quaternários argilo-arenosos ao longo do rio Solimões têm até 240 ppb e nos do rio Madeira 134 ppb, enquanto argilitos e siltitos da Formação Solimões nos municípios de Rio Branco e Sena Madureira têm até 246 ppb. Esses valores podem ser mais bem visualizados na figura 1 abaixo.

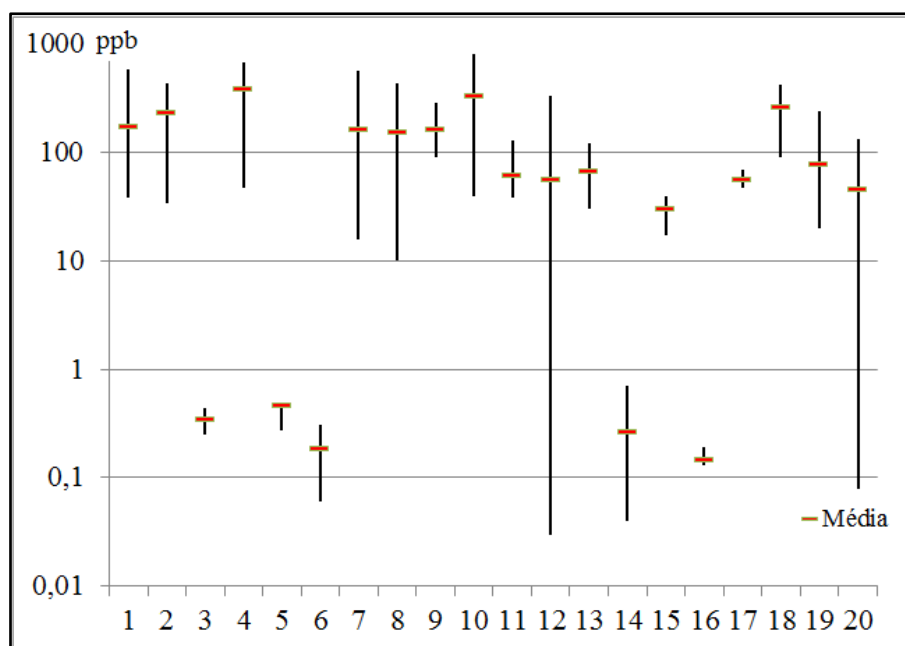


Figura 1. Variação dos teores de Hg nas amostras estudadas. Os valores no eixo vertical, correspondem aos teores em ppb. Os valores no eixo horizontal correspondem às unidades estudadas, do número 1-10 são crostas, do 11-18, solos e 19-20 sedimentos quaternários e recentes.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Os resultados mostram que as maiores concentrações de Hg estão nas crostas lateríticas onde ferro e alumínio são os constituintes principais. Este fato implica em afinidade geoquímica entre esses elementos conforme já constatado por ROULET *et al.* (1996) e OLIVEIRA *et al.* (2001) de modo que os óxido-hidróxidos de Fe e Al se transformam em armadilhas naturais para o Hg. Neste trabalho se verifica enriquecimento de até 14 vezes nas crostas formadas a partir das rochas sedimentares, 12 vezes nas crostas sobre granitos e 15 vezes nas crostas sobre vulcânicas.

Nos sedimentos do rio Madeira, onde há registros de atividade garimpeira, os teores encontrados são menores que nos dos sedimentos do rio Solimões. Desse modo se comprova que a atividade garimpeira não é a única responsável pelas concentrações elevadas de Hg na Amazônia. Deste modo os solos, sedimentos e crostas lateríticas são reservatórios naturais de Hg. Com base em uma simples média aritmética de todos os dados considerados neste



trabalho se pode, preliminarmente considerar que o valor de background na Amazônia Ocidental seria de 102 ppb.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AKAGI, H.; MALM, O.; BRANCHES, F. J. P. 1996. Human exposure to mercury due to mining in the amazon, Brazil - A Review. *Environmental Science* 4: 199-211.

BRABO, E. S.; SANTOS, E. C. O.; JESUS, I. M.; MASCARENHAS, A. F. S.; FAIAL, K. R. F. 2003. Mercury contamination of fish and exposures of an indigenous community in Parástate - Brasil. *Environmental Research* 84: 197-203,

CÂMARA, V. M.; SILVA, A. P.; MACIEL, M. V.; PIVETTA, F.; PEREZ, M. A. 1997. Mercury exposure and health effects among urban residents due to gold commercialization in Poconé, MT, Brazil. Rio de Janeiro: CETEM/CNPq, p.19. (Série Tecnologia Mineral, 19).

JESUS, I. M.; SANTOS, E. C. O.; BRABO, E. S.; LOUREIRO, E. C. B.; CÂMARA, V. M.; MASCARENHAS, A. F. S.; SILVA, D. F. L.; CLEARY, D. 2001. Exposure to elemental mercury in urban workers and gold mining from the Tapajós region, Pará-Brazil. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology* 67: 317-323.

MALM, O. 1998. Gold mining as a source of mercury exposure in the Brazilian Amazon. *Environmental Research* 77: 73-78.

OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J.; FOSTIER, A. C.; FAVERO, D. I. T.; BOULET, R. 2001. Soils as an important sink for mercury in the Amazon. *Water, Air, and Soil Pollution* 26: 1-8, PFEIFFER, W. C.; LACERDA, D. 1988. Mercury inputs into the Amazon Region, Brazil. *Environmental Technology Letters* 9: 325-330,

ROULET, M.; LUCCOTTE, M.; RHEAULT, I.; TRAN, S.; FARELLA, N.; CANUEL, R.; MERGLER, D.; AMORIM, M. 1996. Mercury in Amazonian soils: accumulation and release. *Proceedings of the 4th International Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface*, Ilkley, UK. p. 453-457.

SILVA, A. P.; CÂMARA, V. M.; NASCIMENTO, O. C. N.; OLIVEIRA, L. J.; SILVA, E. C.; PIVETA, F.; BARROCAS, P. R. G. 1996. Emissões de Hg na Queima de Amálgama: Estudo da contaminação de ar, solos e poeira em domicílios de Poconé, MT. Rio de Janeiro: CETEM (Série Tecnologia Mineral, 13), CNPq.

WORLD HEALTH ORGANIZATION (WHO). 1990. *Environmental Health Criteria 1: Mercury*. Geneva. *Methylmercury Health Organisation*, p.132

# CARACTERIZAÇÃO HIDROQUÍMICA DE LAGOS DE VÁRZEA DAS MARGENS DO RIO SOLIMÕES NO TRECHO ENTRE OS MUNICÍPIOS DE IRANDUBA E ANORI - AMAZONAS - BRASIL

*Siomara Dias da Rocha<sup>1</sup>; Lorena Mota de Castro<sup>1</sup>; Marcel Silva Passos<sup>1</sup>; Luana Monteiro da Silva<sup>1</sup>; Tereza Cristina Souza de Oliveira<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Universidade Federal do Amazonas, Av. General Rodrigo Octávio Jordão Ramos, 3000, Coroado, Manaus, Amazonas, Brasil

## INTRODUÇÃO

A geoquímica da região Amazônica frente a sua formação geológica influencia diretamente na composição química dos corpos hídricos amazônicos contribuindo para com suas peculiares características heterogêneas. A grande quantidade de matéria orgânica em processo de degradação da densa floresta latifoliada, as elevadas temperaturas, a variação no regime hidrológico são fatores que influem nas características do corpo hídrico, além de processos geológicos (intemperismo e erosão) que são intensos na região, contribuindo assim para a formação da densa rede de drenagem perene, conforme Castellon e Souza (2012). A grande diversidade e densidade da vida aquática, adaptada a essas características, mantêm o equilíbrio entre as diferentes influências e variações das fases hidrológicas (enchente, cheia, vazante e seca). Em seus estudos Fraxe *et al.* (2007) destacam que o ambiente de várzea pode ser considerado bastante sensível a todas essas influências, sendo também muito importante, pois dita a rotina dos ribeirinhos diante da suas atividade agrícolas e pesqueiras.

As águas brancas do rio Solimões apresentam um pH próximo de neutro variando entre 6,2 e 7,2, sendo relativamente ricas em cátions totais e em sólidos em suspensão, tais como: cálcio e magnésio, que lhe conferem uma aparência amarelada, sendo extremamente turvas, (Sioli, 1984; Oliveira *et al.*, 2001). Os minerais de argila do rio consistem de esmectita e ílitas em suspensão e uma menor quantidade de caulinita, que também estão presentes no sedimento das várzeas. Os solos amazônicos são dominados por quartzo, micas, feldspatos, óxidos de alumínio e ferro (gibbsita, goethita e caulinita), e alguns minerais acessórios (anatásio e zircão), que refletem o material de origem, sendo em geral granitos e sedimentos terciários (Brasil, 1978). A maioria dos afluentes da Bacia Amazônica Ocidental tem sua fonte nos Andes, como o rio Solimões (Aucour *et al.*, 2003; Seyler e Boaventura, 2003).

Na Amazônia os processos intempéricos são bem atuantes, por estarem associados a fatores como: nível freático elevado, inundações cíclicas, erosão dos sedimentos e lixiviação, corroborados ainda com um intenso intemperismo químico da região amazônica, acarretando assim a formação de solos profundos e bem drenados, na qual grande parte é caracterizada por latossolos e argissolos. Estudos realizados por Queiroz *et al.* (2007) mostraram que a influência da diversidade geológica e de ambientes na Amazônia (terra firme, várzeas, igapós e lagos) na composição química dos rios ainda é pouco conhecida. Pesquisas nos pequenos tributários dos grandes rios da Amazônia mostram que há relação direta entre o ambiente e a química das águas, Santos e Ribeiro (1988), Cunha (2000) e Horbe *et al.* (2005).

Nesse estudo foram selecionados os lagos de várzea às margens do trecho do rio Solimões entre os municípios de Iranduba e Anori de modo a caracterizar a composição química dessas águas e pela importância de registros que confirmam a heterogeneidade de ambientes aquáticos amazônicos, sobretudo de ambientes de várzea.

## METODOLOGIA

A área de estudo localiza-se na Bacia Amazônica, mais precisamente na Amazônia Central, onde foram selecionados os seguintes Lagos de várzea: Baixio, Preto e Ananá. Os

pontos amostrados encontram-se em áreas com influência antropogênica das comunidades Santa Luzia do Baixio (Iranduba), Nossa Senhora das Graças - Costa do Pesqueiro (Manacapuru) e Santo Antônio (Anori).

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

A hidroquímica, a estratificação e desestratificação térmica e o tempo de residência são fatores dependentes da geomorfologia de sistemas lacustres, sendo que esta estabelece as diversas condições químicas, físicas e biológicas as quais as bacias lacustres são submetidas que também influenciaram nos seus processos de formação, Tundisi (2008). Com base nesta afirmação, verifica-se que lagos tiveram sua gênese a partir dos mesmos eventos geomorfológicos, podem apresentar características equivalentes, onde podem ser agrupados em distritos lacustres. Apesar de apresentar características similares, os lagos podem diferenciar entre si na composição química, morfometria e produtividade, onde o lago Preto apresenta variação em sua hidroquímica em comparação com os demais lagos.

O lago Preto, conhecido também como lago Pesqueiro apresenta características distintas dos demais lagos, fato refletido nos valores de turbidez e sólidos em suspensão, conforme exposto na Figura 2. Este atributo é característico de grandes extensões fluviais o que resulta em vários padrões de lagos de várzea. A densidade e continuidade da floresta reduz significativamente o processo erosivo tornando estas águas pobres em partículas suspensas. No entanto, o contínuo aporte do material oriundo da própria floresta, enriquece essas águas em subprodutos de degradação desse material como ácidos húmicos e fúlvicos, resultando na coloração escura dessas águas e baixo teor de íons dissolvidos, refletindo diretamente na condutividade elétrica.

Estes lagos localizados à margem do rio Solimões são formados a partir da dinâmica fluvial, onde a capacidade obstrutiva resulta na contínua deposição de sedimentos e sua capacidade erosiva no contínuo transporte destas partículas. Grande parte dos lagos dessa região apresentam feições alongadas e curvilíneas, apresentando também um relevo marcado por cristas e depressões, estas feições são associadas à estratificação heterolítica inclinada, características de rio meandrantes, que se formaram no pretérito estilo fluvial meandrante do rio Solimões (Soares, 2007; Gonçalves Júnior, 2013). Os processos deposicionais e erosivos nessa região são bastante atuantes, sendo estes últimos altamente influenciados pelo regime sazonal regional, assim como também pela granulometria e composição das margens e ilhas como demonstrados por Roza (2004), Passos *et al.* (2013) e Passos e Soares (2013).

Na região abrangida neste estudo à estação de seca ocorrem entre agosto e outubro, marcando o início também da vazante, o que propicia a reintegração de áreas que para cultivo agrícola que ficaram submersas. Nos meses de novembro, dezembro e janeiro abrange a estação da seca sendo que nos meses de fevereiro, março e abril ocorrem os períodos de alta pluviosidade. Nos meses de abril a julho verificam-se as menores concentrações de oxigênio dissolvido. Esta redução no teor de oxigênio está relacionada decomposição da matéria orgânica inundada nas várzeas e lagos, Santos e Ribeiro (1988).

O pH das águas dos lagos possuem certo grau de relação com o ambiente geológico, Stallard e Edmond (1987), pois os minerais silicatados influenciam em conjunto com as espécies de  $\text{CO}_2$ , as reações do meio aquoso e conferem forte poder de tamponamento nas águas, ou seja, a dissolução dos silicatos por hidrólise consome íons  $\text{H}^+$  e eleva o pH das águas contribuindo para manter o pH próximo a neutralidade.

O rio Solimões é marcado pelo maior teor de íons dissolvidos, especialmente  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{HCO}_3^-$ . Portanto, a composição química reflete o meio ambiente lixiviado com alta pluviosidade da Amazônia e indica a variabilidade do ambiente geológico e hidrológico em que estão situadas (Queiroz *et al.*, 2009). Esta observação é verificada neste estudo por meio da alta correlação do pH com os íons  $\text{Ca}^{2+}$  (0,7145) e  $\text{Mg}^{2+}$  (0,7071).

Na região de estudo, localizada entre os municípios de Irlanduba e Anori, encontram-se as formações Alter do Chão (Cretáceo) e Novo Remanso (Mioceno) que compõem o embasamento geológico (Rozo, 2004; Soares *et al.*, 2007; Gonçalves Júnior, 2013). Sobrepostas a estas rochas ocorrem níveis de terraços fluviais, caracterizados por espessos canais secundários de planície e lagos, compostos por areia e lama, sendo que nas frações silte e argila (lama), são compostos mineralogicamente por quartzo, mica e caulinita, ocorrendo em pequena quantidade frações de feldspato, ilita-esmectita e clorita, apresentando também os elementos Na, As, Fe, Ce, K, Sc, Cr, Yb, Hf, Cs, Sm e U, de acordo com Soares (2007). Ao sul da região de estudo a presença de perfis intempéricos formando latossolos e argissolos, apresentam minerais como: caulinita (silicato de alumínio hidratado), gibbsita (hidróxido de alumínio), hematita (óxido de ferro), goethita (hidróxido de ferro), anatásio (óxido de titânio), ilmenita (óxido de ferro e titânio), feldspatos e traços de mica (Campos *et al.*, 2001).

As ilitas e esmectitas são minerais argilosos que possuem como principais cátions interstratos K (ilitas) e Ca/Na (esmectitas) sendo que estas últimas apresentam maior capacidade de troca catiônica e são constituintes frequentes em rochas sedimentares. Essa afirmação permite averiguar que a condutividade das águas destes lagos está altamente correlacionada ao teor de cálcio mensurado. A capacidade de troca catiônica da caulinita é maior do que a maioria dos minerais de argila devido à ocorrência de íons  $\text{OH}^-$  substituíveis, que contribui também na capacidade tamponante das águas destes lagos.

Segundo Tundisi (2008), atividades de origem antropogênica podem afetar o sistema lacustre apenas em última instância, principalmente, quando a rede de drenagem for do tipo dendrítica devido à alta correlação entre rios e riachos, como é o caso do rio Solimões. Neste tipo de rede de drenagem, os lagos funcionam para os rios como se fossem uma esponja, absorvendo sedimento, sais minerais, produzindo plâncton e fitoplâncton, resultando na produção de gases tóxicos como  $\text{H}_2\text{S}$  e  $\text{CH}_4$  principalmente. Entretanto, devido às altas distâncias de possíveis fontes de contaminação, como municípios e comunidades, e da análise da correlação demonstrar que a condutividade está significativamente relacionada ao teor de cálcio dissolvido (0,7348, p-valor 0,0065), verifica-se que o lagos não são submetidos a considerável influência antropogênica. Esta inferência permite atribuir a composição química de suas águas às características litológicas regionais e a concentração destes indicadores dependente do regime sazonal deste ambiente de várzea que mantém suas características naturais preservadas.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Conforme os resultados apresentados nesse estudo, dentre os parâmetros analisados, o pH e os íons  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  foram os mais importantes na caracterização do perfil hidroquímico dos lagos de várzea, pois apresentaram forte correlação. Nas áreas de planície de inundação estudadas situadas na Amazônia Central predominam as formações Alter do Chão, Içá e Depósitos Aluvionares, estes últimos prevalecendo nas áreas de influência com o rio Solimões, cuja composição é formada principalmente de silte e argila e frações de ferro, e este por sua vez complexa com  $\text{Mg}^{2+}$  formando compostos ferromagnesianos. A predominância de  $\text{Ca}^{2+}$  se deve ao fato de que as águas brancas do rio Solimões transportam grande quantidade de sedimentos em suspensão ricos em  $\text{Ca}^{2+}$ , tendo efeito principalmente no pH deixando as águas tendendo à neutralidade ou ligeiramente alcalinas. Foi visto que a sazonalidade influi em todos os parâmetros, principalmente no pH. A presença de íons em quantidade traço, como o  $\text{Cl}^-$  e  $\text{SO}_4^{2-}$  é devida a mineralogia da região, influenciada pela composição das rochas e das águas das chuvas. Com isso, verifica-se que os lagos estudados mantém suas características naturais e que sua composição química não é significativamente afetada por fatores de origem antropogênica.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aucour A.M., Tao F.X., Turc P.M., Seyler P., Sheppard S., Benedetti M.F. 2003. The Amazon River: behaviour of metals (Fe, Al, Mn) and dissolved organic matter in the initial mixing at the Rio Negro/Solimões confluence: *Chemical Geology*, **197**:271-285.

Brasil. 1978. Ministério das Minas e Energia. *Projeto Radambrasil, folha SB. 20, Purus*. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral.

Campos M.C.C., Ribeiro M.R., Souza Júnior V.S., Filho M.R.R., Souza R.V.C.C., Almeida M.C. 2011. Características mineralógicas de latossolos e argissolos na região sul do Amazonas. *Rev. Acad., Ciênc. Agrár. Ambient.*, Curitiba, **9**(1):11-18.

Castellon E.G., Souza L.A.G. (Eds.). 2012. Desvendando as Fronteiras do Conhecimento na região amazônica do Alto rio Negro. 347 p.

Cunha H.B., Simão, C.A. 2000. Caracterização físico-químicas das águas do Rio Negro e seus tributários. In: *IX Jornada de Iniciação Científica*. Anais. Manaus-AM, 325-329.

Horbe A.M.C., Gomes I.L.F., Miranda S.A.F., Silva M.S.R. 2005. Contribuição à hidroquímica de drenagens no Município de Manaus - AM. *Acta Amazônica*, **35**:119-124.

Gonçalves Júnior E. S. 2013. *Terraços fluviais quaternários das regiões de Careiro-da-Várzea, Manaquiri, Careiro-Castanho e Autazes, Amazônia Central*. MS Dissertation, Universidade Federal do Amazonas. Manaus-AM, 127 p.

Oliveira A., Daly D.C., Varella D. Almeida H. 2001. *Florestas do Rio Negro*. São Paulo: Companhia das Letras, UNIP, 339 p.

Passos, M.S., Soares, E.A.A. 2013. Análise bitemporal do Rio Solimões no trecho entre Manacapuru e Codajás (Amazônia Ocidental) por meio de imagens Landsat-5/TM. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia (SGA) *Anais...* p. 517-519.

Passos, M.S., Soares, E.A.A., Salazar, C.A. 2013. Análise bitemporal do Rio Solimões no trecho entre Manacapuru e Manaus (Amazônia Central) por meio de imagens Landsat-5/TM. In: 16º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), *Anais...* São José dos Campos: INPE, p. 3627-3634.

Queiroz M.M.A., Horbe A.M.C., Seyler P., Moura C.A.V. 2009. Hidroquímica do rio Solimões na região entre Manacapuru e Alvarães: Amazonas - Brasil. *Acta Amazônica*, **39**(4):943-952.

Rozo J.M.G. 2004. *Evolução Holocênica do Rio Amazonas entre a Ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira*. MS Dissertatin, Universidade Federal do Amazonas, Manaus.

Santos U.M., Bringel S.R.B., Filho H.B., Ribeiro M.N.G., Bananeira M. 1984. Rios da Bacia Amazônica. I -A fluentes do rio Negro: *Acta Amazonica*, **14**(1-20):222-237.

Santos U.M., Ribeiro M.N.G. 1988. A Hidroquímica do rio Solimões - Amazonas. *Acta Amazônica*, **18**(3-4):145-172.

Seyler P., Boaventura G. 2003. Distribution and partition of trace metals in the Amazon basin. *Hydrological Processes*, **17**:1345-1361.

Sioli H. 1984. *The Amazon. Limnology and landscape ecology of mighty tropical river and its basin*. Dordrecht, Pub. Junk, p. 800.

Soares E.A.A. 2007. *Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste de bacia do Amazonas*. PhD. Thesis. Universidade de São Paulo, Brazil, 205 p.

Soares E.A.A., Silva J.H.A., Teixeira S.G., Riker R.L. 2010. Sedimentação Quaternária nas regiões de Caapiranga, Anamá, Anori e Beruri, Amazônia Ocidental. *In*: 45º Congresso Brasileiro de geologia, Belém-PA.

Stallard R.F., Edmond J.M. 1987. Geochemistry of the Amazon. Weathering Chemistry and limits of dissolved inputs. *Journal of Geophysical Research*, **92**(3):8293–8302.

Tundisi J.G., Tundisi T.M. 2008. *Limnologia*. São Paulo, Oficina de textos, 631 p.

# ESTUDO ISOTÓPICO Sr-Pb DA PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO GUIA EM TANGARÁ DA SERRA, GRUPO ARARAS, MT.

Nayra Michelly das Chagas Souza<sup>1</sup>, Jean Michel Lafon<sup>1</sup>, Joelson Lima Soares<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia, Belém (PA), Brasil. (e-mail: nayra\_michelly@yahoo.com.br; lafonjm@ufpa.br; jlsoares@ufpa.br)

## INTRODUÇÃO

O Neoproterozoico é caracterizado por importantes mudanças paleoclimáticas e paleogeográficas, relacionadas a ocorrência de episódios de glaciação. Dentre estes episódios, as glaciações Sturtiana ( $\approx 725$  Ma) e Marinoana ( $\approx 635$  Ma), do Criogeniano, são objetos de grandes estudos para se chegar à composição da água do mar na época da deposição dos carbonatos, pois nesses períodos os oceanos passaram por grandes perturbações. Os registros destes eventos glaciais são encontrados em depósitos sistematicamente cobertos por sequências carbonáticas com fácies anômalas, e são interpretados como tendo sido depositados imediatamente após os sedimentos glaciais (Nogueira & Riccomini, 2007).

A região limite entre o Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai foi a primeira da Plataforma Sul-Americana na margem sul do Cráton Amazônico a ser documentada como um registro anômalo do Neoproterozoico, marcado por eventos pós-glaciais fornecendo as condições ambientais e climáticas para a precipitação de carbonatos, sendo normalmente denominadas de capa carbonática do Grupo Araras (Nogueira *et al.*, 2007) (Figura 1).

O Grupo Araras está dividido em quatro formações denominadas da base para o topo de Formação Mirassol d'Oeste, Formação Guia, Formação Serra do Quilombo e Formação Nobres (Nogueira e Riccomini, 2006). As Formações Mirassol d'Oeste e Guia constituem a capa carbonática pós-glaciação Marinoana e apresentam espessuras respectivas de 15m e de 200m na região de Tangará da Serra (Soares e Nogueira, 2008)

Estudos isotópicos e principalmente geocronológicos ainda são escassos na área de Tangará da Serra, principalmente para auxiliar na determinação do período de formação das capas carbonáticas do Grupo Araras. Nogueira *et al.*, (2007) documentaram razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  na faixa de 0.7074-0.7078 para as formações Mirassol d'Oeste e Guia. Babinski *et al.*, (2006) obtiveram uma idade de  $627 \pm 32$  Ma para a capa carbonática do Grupo Araras, nas rochas carbonáticas da Formação Mirassol d'Oeste, considerada como sendo da deposição dos carbonatos. O trabalho mais recente desenvolvido na área por Romero *et al.*, (2013), forneceu razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0.7071-0.7073, compatível com as curvas de evolução do Sr marinho no Neoproterozoico de Jacobsen e Kaufman, (1999) e Halverson *et al.*, (2010), apresentando valores similares no final da glaciação Marinoana. Esses valores foram considerados como sendo a assinatura primária do Sr dos oceanos no início do Ediacarano. Romero *et al.*, (2013) obtiveram também uma idade Pb-Pb Ediacarana de  $622 \pm 33$  Ma nos carbonatos das Formações Mirassol d'Oeste e Guia na região de Tangará da Serra, considerada como a idade de deposição da capa carbonática do Grupo Araras e confirmando a sua relação com a Glaciação Marinoana ( $\approx 635$  Ma), no final do Criogeniano.

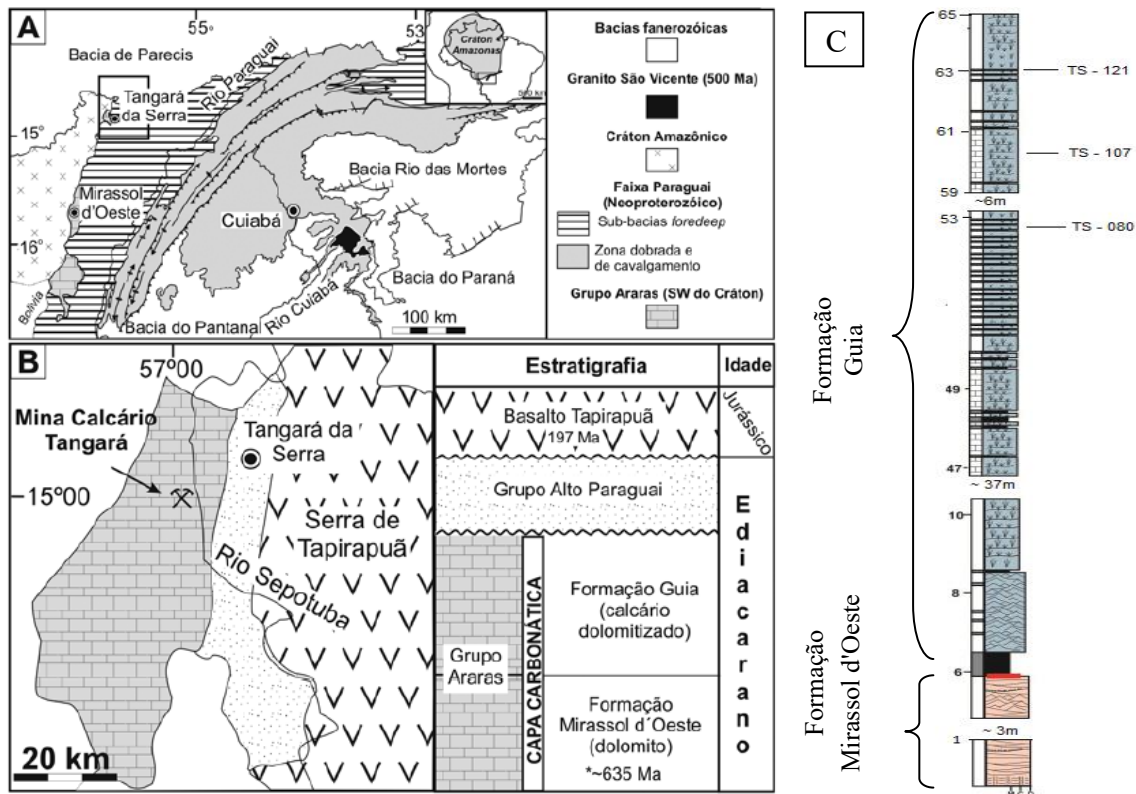


Figura 1: Localização e geotectônica da região de Tangará da Serra A) Contexto geotectônico. B) Mapa geológico simplificado da região de Tangará da Serra e da mina Calcário Tangará. C) Perfil esquemático com localização das amostras estudadas. Soares e Nogueira, (2008) modificado.

Este trabalho tem o objetivo de avaliar e quantificar a contribuição do material terrígeno para a razão isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dos carbonatos da porção superior da Formação Guia na região de Tangará da Serra, visando resgatar a assinatura isotópica primária das águas oceânicas no início do Ediacariano. Em complemento, o trabalho visa acrescentar dados isotópicos Pb-Pb para uma definição mais precisa da idade de formação da capa carbonática de  $622 \pm 33$  Ma, previamente determinada por Romero *et al.*, (2013).

## METODOLOGIA

Os métodos empregados foram a geocronologia Pb-Pb e a geoquímica isotópica de Sr. As atividades analíticas desenvolvidas consistiram do processamento químico e análises isotópicas Sr e Pb de três amostras de carbonatos: TS-080, TS-107 e TS-121. Estas amostras localizam-se na parte superior da Formação Guia, e é representada por calcários finos cinzas, pretos e betuminosos, folhelhos betuminosos, pelitos vermelhos e *cementstones* com leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita) e laminação plana (Nogueira e Riccomini, 2006).

Primeiramente realizou-se uma dissolução total das amostras para solubilizar o Pb e Sr das fases carbonática e siliciclástica, usando uma mistura de HF\*\* 48%, HNO<sub>3</sub>\*\* e HCl\*\*\* 6N. As mesmas amostras foram submetidas a um processo de lixiviação sequencial do Sr da fase carbonática desenvolvido por Bailey *et al.*, (2000), usando ácido acético 20%, obtendo em torno de 9 alíquotas para cada amostra. Os protocolos analíticos de dissolução e separação química por cromatografia de troca iônica estão descritos em detalhes por Romero *et al.* (2013) As composições isotópicas de Pb e Sr foram respectivamente determinadas por



espectrometria de massa ICP-MS (Thermo-Finnigan Neptune) e TIMS (Thermo Fischer Triton Plus).

## RESULTADOS

**Assinatura isotópica de Estrôncio:** Na tabela 1 mostram-se as três amostras que passaram pelo processo de dissolução total. As composições isotópicas foram radiogênicas com variações importantes (0,7082-0,7146). Com a lixiviação sequencial, razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  menores e mais homogêneas entre 0,7074-0,7076 foram obtidas. Nesse caso, em cada amostra foi utilizada a média ponderada dos menores valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , que variam entre 0,707340 e 0,707388.

Tabela 1- Composição isotópica de Sr para as amostras de carbonatos determinadas por dissolução total e lixiviação.

Amostras	Dissolução total		Lixiviação	
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$
TS - 080	0,708244	0,000015	0,707362	0,000057
TS - 107	0,714612	0,000126	0,707595	0,000024
TS - 121	0,709586	0,000027	0,707366	0,000042

**Assinatura isotópica de Chumbo:** As composições isotópicas obtidas por dissolução total das 3 amostras foram processadas junto com as amostras previamente analisadas por Romero et al. (2013). Uma idade de  $622 \pm 30$  Ma (mswd = 18) foi determinada no diagrama isocrônico  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (figura 2).

Tabela 2: Resultados das análises de Pb para as amostras de carbonato

Amostras	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma$
TS - 080	15,861	0,006	21,038	0,008	38,586	0,015
TS - 107	15,723	0,003	18,899	0,003	38,499	0,015
TS - 121	15,745	0,005	19,390	0,006	38,407	0,010

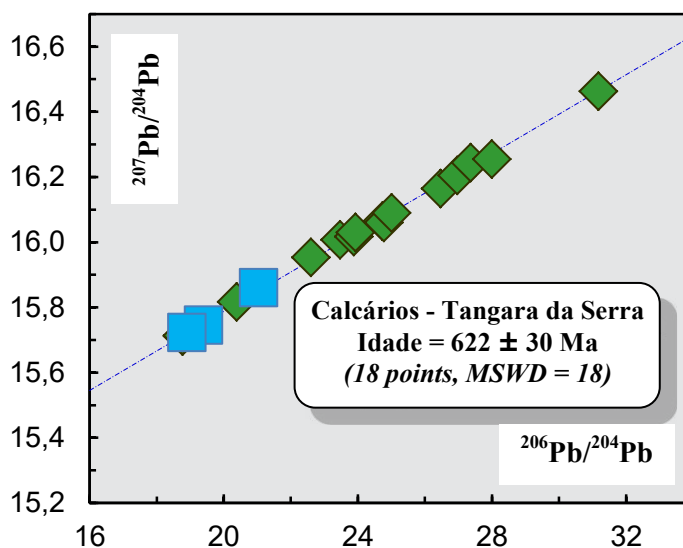


Figura 2: Isócrona Pb-Pb para os calcários da capa carbonática de Tangará da Serra. Losango verde: pontos analíticos obtidos por Romero et al. (2013). Quadrado azul: resultados por dissolução total das três amostras deste trabalho.

## DISCUSSÃO

As razões isotópicas de Sr obtidas pela técnica de dissolução total com valores de até 0,71461 indicam uma forte contribuição do material terrígeno. A variação dessa razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre as amostras é provavelmente relacionada a percentagem variável da fração siliciclástica nos carbonatos. O método da lixiviação sequencial foi utilizado para eliminar essa contribuição do componente siliciclástico presente nas amostras de calcário e aproximar a assinatura primária do  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . O aumento das assinaturas isotópicas primárias da base (0.7071 – 0.7073; Romero et al., 2013) para o topo (0.7074 - 0,7076; este trabalho) da Formação Guia pode representar uma evolução rápida da assinatura isotópica do Sr das águas oceânicas após a glaciação Marinoana

Os dados isotópicos de Pb reforçam a idade do início do Ediacarano, de  $622 \pm 30$  Ma, previamente proposta por Romero et al. (2013) para a formação da capa carbonática de Tangara da Serra.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Santos, R.V., Brod, E.R., Gioia, S.C.L., Sial, A.N., Dantas, E.L., Ferreira, V.P. 2008. Isotope Stratigraphy of Neoproterozoic Cap Carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, 13: 469 – 479.
- Babinski, M., Trindade, R., Alvarenga, J., Boggiani, P., Liu D., Santos, R. 2006. Geochronological Constrains on the Neoproterozoic Glaciations in Brazil. *Resumo*, p. 19.
- Bailey, T.R., Mearthur, J.M.; Prince, H. Thirlwall, M.F. 2000. Dissolution Methods for Strontium Isotope Stratigraphy: Whole Rock Analysis. *Chemical Geology*, 167: 313-319.
- 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 Paleooceanographic Changes in the Late Neoproterozoic Araras Carbonate Platform, Southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, 237:168-190.
- Romero, J.A.S.; Lafon, J.M.; Nogueira, A.C.R; Soares, J.L. 2013. Sr isotope geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *International Geology Review*, London, 55(2): 185-203.
- Soares, J.L; Nogueira, A.C.R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência decapa carbonáticaneoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4): p.715-729.

# PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO PORTO GRANDE, SE DO ESCUDO DAS GUIANAS-AMAPÁ

*Dayane do Nascimento Coelho*<sup>1</sup>, *Lúcia Travassos da Rosa-Costa*<sup>2</sup>, *Jean Michel Lafon*<sup>3</sup>.

1-Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (UFPA) – [dayane--coelho@hotmail.com](mailto:dayane--coelho@hotmail.com); 2-CPRM/Belém – [lucia.costa@cprm.gov.br](mailto:lucia.costa@cprm.gov.br); 3-Laboratório de Geologia Isotópica (UFPA) – [lafonjm@ufpa.br](mailto:lafonjm@ufpa.br)

**INTRODUÇÃO** - O Granito Porto Grande é um corpo de forma circular, com diâmetro médio em torno de 13 km, localizado na Folha Macapá (NA-22-Y-D), no contexto da Província Maroni-Itacaiúnas ou Transamazonas, se forem consideradas as propostas de Tassinari e Macambira (2004) ou de Santos (2003), respectivamente. Estas províncias tectônicas tiveram sua evolução durante o Ciclo Transamazônico de orogenias, cujos limites aceitos estão entre 2,26 e 1,99 Ga. Segundo Barbosa et al.(2013), o Granito Porto Grande é um corpo intrusivo em unidades arqueanas (Complexo Guianense) e paleoproterozoicas (Complexo Tartarugal Grande e Grupo Vila Nova) do Bloco Amapá (Figura 1), e recoberto a sudeste por sedimentos fanerozoicos. O Bloco Amapá representa um bloco continental arqueano intensamente retrabalhado durante o Ciclo Transamazônico (Rosa-Costa et al. 2006, 2014), quando foi deformado, metamorfisado e seccionado por diversos corpos graníticos, em diferentes estágios da evolução orogenética (Rosa-Costa et al. 2014).

Este trabalho apresenta dados geoquímicos para o Granito Porto Grande, datado pelo método de evaporação de Pb em zircão em 1,84 Ga (Barbosa et al. 2013), o qual foi recentemente cartografado, durante o mapeamento geológico da Folha Macapá (NA.22-Y-D) pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM/Belém.

**MATERIAIS E MÉTODOS** - Este trabalho foi desenvolvido com amostras cedidas pela CPRM-Belém, as quais foram coletadas durante os trabalhos de campo do Projeto Geologia da Folha Macapá (Barbosa et al. 2013). Dentre as 18 amostras do Granito Porto Grande em que foram realizados estudos petrográficos, 8 foram selecionadas para análise litoquímica, consideradas mais preservadas e livres de alteração. As análises foram realizadas nos laboratórios de *Acme Analytical Laboratories* para óxidos de elementos maiores, elementos menores e traço, inclusive Elementos Terras Raras (ETR).

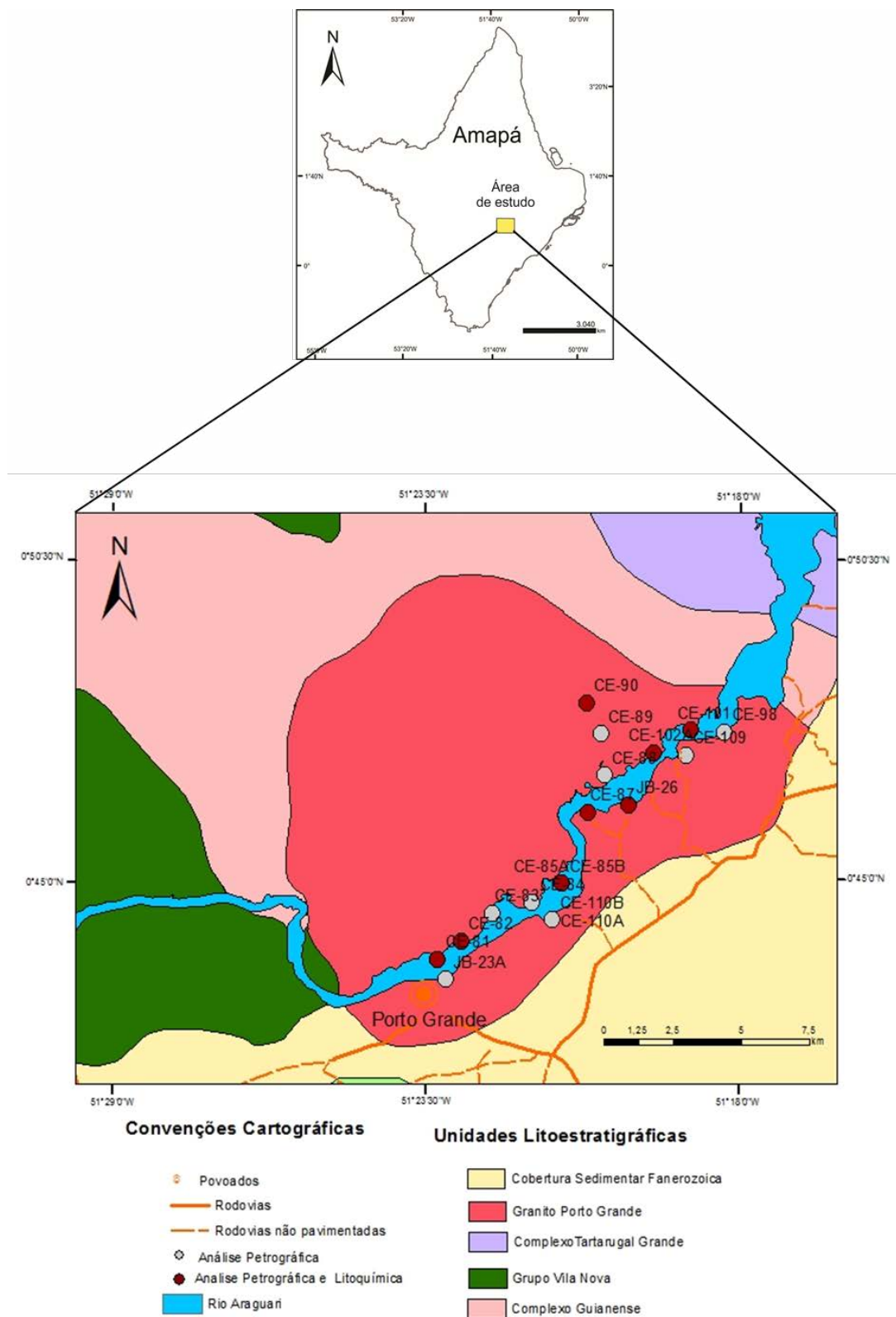


Figura 1: Mapa geológico da área de estudo, segundo Barbosa et al. (2013), com a localização das amostras estudadas.

**RESULTADOS** - Análises de seções delgadas levaram à caracterização de duas fácies petrográficas no Granito Porto Grande, os biotita sienogranitos e os biotita monzogranitos. Estas rochas apresentam evidências de deformação dúctil, como uma foliação protomilonítica a milonítica além de foliação de fluxo magmático, onde se observa fenocristais de feldspato estirados, por vezes com formas amendoadas e/ou sigmoidais, em uma matriz de quartzo fortemente estirado, recristalizado, e biotita orientada.

Foram analisadas amostras representativas das duas fácies petrográficas. Estas são ricas em SiO<sub>2</sub>, que varia de 72,63% a 74,73%, alumina com Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 12,78% a 14,05%, pobres em MgO (0,16% a 0,30%) e CaO (0,85% a 1,11%). Os valores de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O variam de 3,00% a 3,43% e 4,86% a 5,82%, respectivamente.

Utilizando-se o diagrama TAS (álcalis x sílica), as amostras plotam no campo dos granitos, com elevados conteúdos de álcalis dentro de um pequeno intervalo de sílica, e de natureza subalcalina, considerando-se a linha divisória de Irvine & Baragar (1971). Com relação à saturação em alumina, os valores de A/CNK > 1 e A/NK > 1 mostram sua natureza peraluminosa, de acordo com os parâmetros propostos por Shand (1927). No diagrama de multielementos normalizado ao manto primordial de Wood et al. (1979), observa-se que as rochas do Granito Porto Grande são caracterizadas por depleção de Sr, Ti, Ba, Ta, e P e anomalias positivas especialmente de Th, La, Nd e Sm. Com relação ao comportamento do Zr observa-se que este possui duas amostras que apresentam padrão diferente das demais.

Os ETR foram normalizados pelos valores do condrito de Sun (1982), e demonstram um padrão de fracionamento acentuado, com razões La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> variando de 4,47 a 54,99, e forte anomalia negativa de Eu (Eu<sub>n</sub>/Eu\* = 0,24 a 0,38). Além disso, observa-se que uma amostra possui comportamento distinto das demais, apresentando um padrão “gaivota”, similar a de granitos Tipo-A.

Segundo a proposta de classificação de tipologia de granitos de Whalen et al. (1987), as amostras do Granito Porto Grande plotam nos campos de granitoides do tipo I e S. No diagrama multicatiônico R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985), as amostras do Granito Porto Grande ocupam o campo dos granitos sin-colisionias, onde comumente incidem os granitos Tipo-S, gerados a partir de fusão de protólitos sedimentares/metassedimentares.

**DISCUSSÕES**- Barbosa et al. (2013) definiram o Granito Porto Grande como um corpo anorogênico, de  $1842 \pm 23$  Ga. No entanto, as características deformacionais e geoquímicas

das rochas sugerem que este corpo tem caráter sin-tectônico. Diante disso, é possível sugerir que após 1,99 Ga, que é o limite inferior aceito para a atuação do Ciclo Transamazônico, o Bloco Amapá foi afetado por um evento tectono-termal, evidenciado pela colocação do Granito Porto Grande. Considerando-se que o Granito Porto Grande é, até o momento, o único corpo granítico sin-tectônico datado em 1,84 Ga, pode-se supor que este evento tem caráter localizado, podendo estar relacionado, por exemplo, ao desenvolvimento ou reativação de grandes zonas de cisalhamento geradas durante a Orogênese Transamazônica. Estudos adicionais são recomendados para avançar no entendimento deste evento de 1,84 Ga.

## REFERENCIAS

Barbosa, J.P.O.; Chaves, C.L.; Costa Neto, M.C.; Anjos, G.C.; Rosa-Costa, L.T. 2013. Projeto Geologia da Folha Macapá – NA-22-Y-D: mapa geológico CPRM, Escala 1:250.000.

Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.

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.

Rosa-Costa, L.T, Chaves, C.L., KLEIN, E.L - Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.00. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2014. 159 p.

Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e sig. Brasília: CPRM- Serviço Geológico do Brasil, p.169-226.

Rosa-Costa, L.T.; Lafon, J.M.; Delor, C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research* 10: 277-300.

Shand, S.J. 1927. Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits. Murby, London, p: 360.

Sun, S.S. 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochimica e Cosmochimica. Acta* 46, 179–192.

Tassinari, C.C.G.; Bettencourt, J.S.; Geraldés, M.C.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Filho, A.T.; Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p.41-95.

Whalen, J.B.; Currie, K.L.; Chappell, B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.

Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.

# PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO GRANITO SERRA VERDE - ARCO MAGMÁTICO AMOGUIJÁ - TERRENO RIO APA - SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

*Jessica Torretti da Costa*<sup>1,5,6</sup>; *Amarildo Salina Ruiz*<sup>2,5,6</sup>; *Maria Zélia Aguiar de Sousa*<sup>3,5,6</sup>; *Gabrielle Aparecida de Lima*<sup>4,5,6</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências, ICET/UFMT (jetorretti@hotmail.com);

<sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral/UFMT; <sup>3</sup>Departamento de Recursos Minerais/UFMT;

<sup>4</sup>Instituto de Engenharia/UFMT; <sup>5</sup>Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica –

Guaporé; <sup>6</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM.

## INTRODUÇÃO

A Supersuíte Amoguijá (1.87 a 1.75 Ga), localizada no Terreno Rio Apa, extremo Sul do Cráton Amazônico, compreende a Suíte Intrusiva Alumiador e a Formação Serra da Bocaina. A Suíte Intrusiva Alumiador foi caracterizada originalmente por Araujo *et al.* (1982), e atualizada por diversos autores como Lacerda Filho *et al.* (2006), Brittes *et al.* (2013), entre outros. O objetivo deste trabalho é a caracterização petrográfica e litogeoquímica do Granito Serra Verde, com intuito de classificar o magmatismo gerador dessas rochas e analisar seus possíveis ambientes de formação, contribuindo para o entendimento da evolução ígnea associada ao Arco Magmático Amoguijá.

## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

As rochas do Granito Serra Verde caracterizam por um metassomatismo/hidrotermalismo, onde seus minerais se encontram bem alterados dificultando a identificação dos mesmos, com textura granoblástica perceptível nos cristais de quartzo e plagioclásio, fina a grossa, inequigranular, constituídas essencialmente por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita como único máfico essencial e como minerais secundários a clorita, muscovita, calcita, epidoto e titanita.

O quartzo ocorre em grãos anédricos a subédricos, comumente fraturado, com extinção ondulante e raramente recristalizado. Às vezes, constitui textura gráfica e mirmequítica, onde se dispõem com formas lobulares à vermiculares no feldspato alcalino e plagioclásio, respectivamente. Apresentam extinção ondulante e leves lamelas e bandas de deformação, em *ribbons*, o que é característico de recristalização sob tensão.

O plagioclásio, identificado com albita pelo método estatístico de Michel Levy, ocorre em pequenos a médios grãos, anédricos a subédricos. Exibe extinção polissintéticas albita ou simples, alguns cristais estão alterados, argilitizados e saussuritizados.

O feldspato alcalino ocorre em grãos anédricos, em geral são hospedeiros dos cristais de quartzo compondo textura gráfica. Dispõem-se turvos pela alteração de argilominerais e saussuritização, proveniente de processo pós-magmático.

A biotita é o máfico primário, com poucos grãos preservados em pequenas palhetas, por vezes, levemente deformados em *kink*. Em sua maioria apresentam-se pseudomorfizados para cristais de clorita e envolto por cristais de titanita. Possui pleocroísmo castanho a marrom-escuro, localmente apresenta-se transformada em muscovita.

O epidoto ocorre em quantidade significativa em grãos anédricos, e como hóspedes de alguns grãos de quartzo e plagioclásio, provenientes do processo de saussuritização. A clorita, por vezes, ocorre em palhetas ou em grãos anédricos, de cor verde claro, correspondendo ao produto de alteração da biotita e da desopatização. A muscovita é

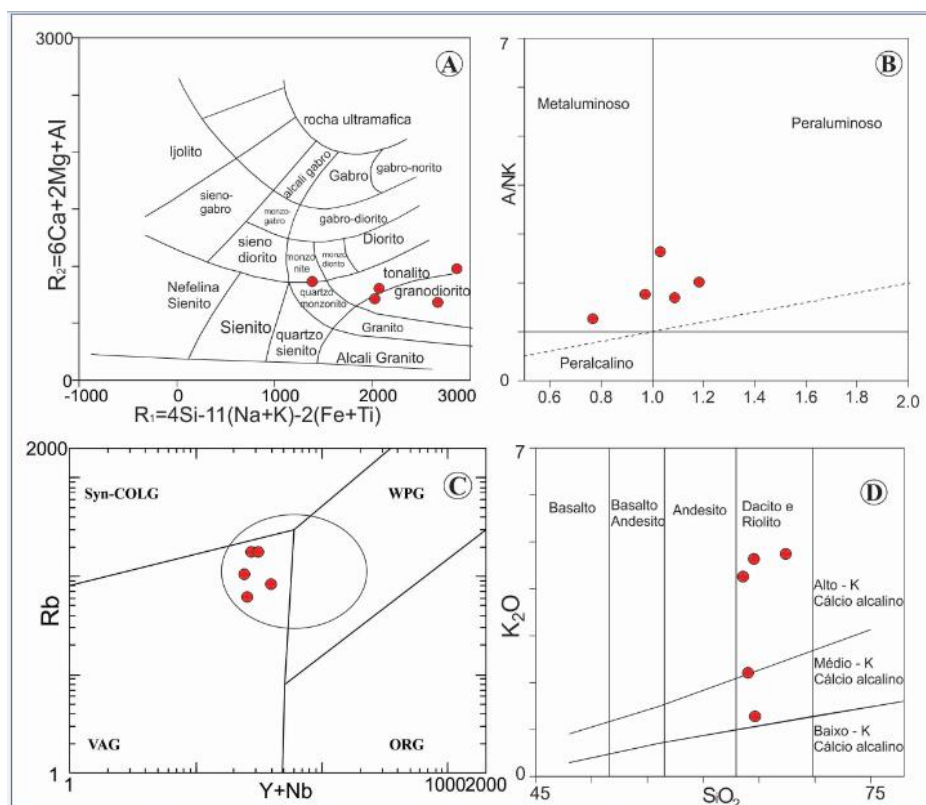
resultante de processos de alteração do feldspato alcalino e/ou biotita. A titanita ocorre raramente em grãos anédricos, geralmente envolvendo a biotita. Os minerais opacos são encontrados em grãos anédricos a subédricos de cor preta, por vezes, proveniente de oxidação da biotita, com tonalidades avermelhados.

### CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

As amostras desta unidade foram calcinadas até o peso constante para o cálculo de perda ao fogo e os elementos maiores foram recalculados, em base anidra, como recomendado pela IUGS (Le Maitre, 2002).

O tratamento geoquímico do Granito Serra Verde revela que suas rochas apresentam uma ampla variação composicional, de intermediárias a ácidas, com teores de sílica entre 63,67 e 67,31. Os diagramas de correlação, que utilizam sílica como índice de diferenciação, não apresentam *trends* para a maioria dos elementos, sugerindo uma relativa mobilidade dos mesmos e/ou diferenciação não envolvendo diretamente processos de cristalização fracionada.

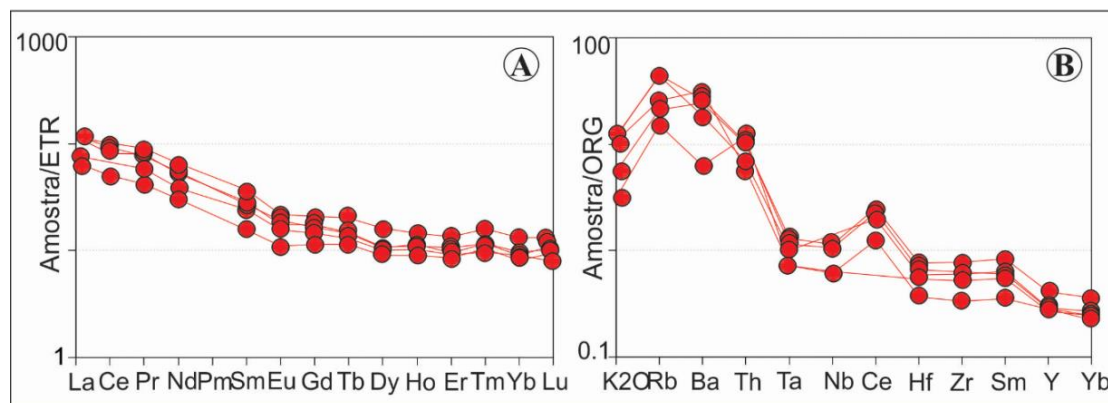
Estas rochas são classificadas como monzonito a quartz monzonito, tonalito e granodiorito no diagrama R1-R2, proposto por La Roche (1980; Fig. 1A). No que diz respeito ao índice de saturação em alumina plotam no campo metaluminoso a peraluminoso, através do diagrama A/CNK versus A/NK de Maniar & Piccoli (1989; Fig. 1B), cujo valor máximo de coríndon normativo é 1,3%. No diagrama discriminante de ambientes tectônicos, baseados na composição Rb versus Y+Nb de Pearce *et al.* (1984; Fig. 1C), os pontos que representam o Granito Serra Verde coincidem com o domínio de granitóides de arco vulcânico, já no diagrama K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> de Peccerillo & Taylor (1976; Fig. 1D) caracterizam-se como rochas de médio a alto potássio.



**Figura 1.** Diagramas classificatórios para o Granito Serra Verde: A) R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> (La Roche *et al.* 1980); B) A/CNK versus A/NK (Maniar & Piccoli, 1989); C) Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.* 1984) e D) K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> (Peccerillo & Taylor 1976).



Através do diagrama multielementar pode-se observar nas concentrações dos elementos terras raras (ETR) das rochas do Granito Serra Verde, normalizadas pelos valores condríticos de Nakamura (1977; Fig. 2B), nota-se uma anomalia negativa de Eu caracterizando fracionamento de plagioclásio, e o grau de diferenciação em relação à composição mais primitiva. Exibe enriquecimento de ETR leves ( $La_N \sim 100X$ ) e fracionamento de ETR pesados ( $Lu_N \sim 10X$ ) que descrevem um padrão horizontalizado. Já na normalização dos valores nos elementos traços e  $K_2O$  do Granito Serra Verde, que foi feita a partir dos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica por Pearce *et al.* (1984; Fig. 2A), apresentando uma anomalia positiva de Rb em relação a  $K_2O$  e Ba ocasionado pelo fracionamento de feldspato alcalino e plagioclásio, bem como anomalias positivas de Th, ocorre ainda valores baixos de Ta e Nb característicos de ambiente de arco magmático, que ocasionam uma falsa anomalia positiva de Ce e levemente de Sm.



**Figura 2.** Padrões de distribuição elementar das rochas do Granito Serra Verde nos diagramas: (A) ETR normalizados pelos valores condríticos de Nakamura (1977) e (B) elementos traço e  $K_2O$  normalizados pelos valores dos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica de Pearce *et al.* (1984).

## CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

As rochas do Granito Serra Verde apresentam deformação dúctil perceptível na orientação preferencial da trama mineral.

Geoquimicamente estas rochas variam de intermediárias a ácidas, classificam-se como monzonito a quartzo monzonito, tonalito e granodiorito, metaluminosa a peraluminosa, coincidindo com o domínio de granitóides de arco vulcânico com indício de médio a alto potássio. O enriquecimento em ETR leves pode ser devido à contribuição de material mantélico enriquecido, contaminação crustal ou produto de diferenciação por cristalização fracionada, onde o magma residual se enriquece em ETR leves que se comportam como elementos incompatíveis. Esta última opção pode ser amarrada pela presença de anomalia negativa de Eu, geralmente associada ao fracionamento do plagioclásio.

Entretanto, além da análise geoquímica para definir o tipo de magmatismo gerador dessas rochas, é importante a realização da análise geocronológica que forneça uma idade precisa, para então correlacioná-lo com as unidades regionalmente descritas que exibem as mesmas características geológicas e geoquímicas.

Pelo contexto geológico regional e a similaridades deformacionais e magmática, sugere-se que o Granito Serra Verde faz parte da Suíte Intrusiva Alumiador, gerado durante a evolução do Arco Magmático Continental Amoguijá.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao GEOCIAM e a CNPQ (479779/2011-2) pelo suporte financeiro ao desenvolvimento da pesquisa. A primeira autora agradece ao Programa de Pós-graduação em Geociências da UFMT pelo suporte para o desenvolvimento das pesquisas a serem realizadas durante o mestrado e a CAPES pela concessão da bolsa.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo H. J. T., Santos Neto A., Trindade C. A. H., Pinto J. C. A., Montalvão R. M. G., Dourado T. D. C.; Palmeira R. C. B., Tassinari C. C. G. 1982. Folha SF. 21 – Campo Grande. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia-Secretaria Geral, Projeto RADAMBRASIL – Geologia, 28:23-124.
- Brittes A. F. N.; Sousa M. Z. A.; Ruiz A. S.; Batata M. E. F.; Lafon J. M.; Plens D. P. 2013. Geology, petrology and geochronology (Pb-Pb) of the Serra da Bocaina Formation: evidence of an Orosirian Amoguijá Magmatic Arc in the Rio Apa Terrane, south of the Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, p. 48-69.
- Cordani, U, G.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; and 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.
- Lacerda Filho, J. W.; Brito, R.S.C.; Silva, M.G.; Oliveira, C.C. De, 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. Convênio CPRM/SICME - MS, MME, 10 - 28p.
- La Roche H. de, Leterrier J., Grand Claude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29(2):183-210.
- Le Maitre R.W. 2002. *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 236 p.
- Maniar P. D. & Piccoli P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101:635-643.
- Nakamura N. 1977. Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 38:757-775.
- Pearce, J. A.; Harris, N. B. W.; Tindle, A. G.; 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v.25, p.956-983.
- Peccerilo, A.; Taylor S. R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu área, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 58, p. 63-81.
- Plens, D. P.; Ruiz, A. S.; Sousa, M. Z. A.; Batata, M. E. F.; Lafon, J-M.; Brittes, A. F. N. 2013. Cerro Porã Batholith: Post-Orogenic A-Type Granite from the Amoguijá Magmatic Arc Rio Apa Terrane South of The Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology - Revista Brasileira de Geologia, Brazilian Journal of Geology*, P. 515 - 534, 15 Ago.
- Ruiz, A.S., Simões, L.S.A., Brito Neves, B.B. 2005. Maciço Rio Apa: extremo meridional do Cráton Amazônico. In: SBG: Simp. Estudos Tectônicos, 10, Curitiba, Anais, p. 301 – 304.

# GEOQUÍMICA DO PERFIL LATERÍTICO DA SERRA DO PIRIÁ

*Pablo Henrique Costa dos Santos<sup>1</sup>, Marcondes Lima da Costa<sup>1</sup>, Alessandro Sabá Leite<sup>1</sup>.*  
Universidade Federal do Pará<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

Depósitos lateríticos são encontrados por quase toda a região amazônica. E dentre as principais zonas lateríticas identificadas, a Região do Gurupi (porção do Nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão que se estende até o litoral) se destaca por sua diversidade composicional, com potencial metalogenético, principalmente para fosfatos, manganês, ouro, titânio e alumínio (Costa 1997). Nos últimos anos se intensificaram os estudos para fosfatos em decorrência do consumo nacional de fertilizantes, que depende de importação em larga escala. Da mesma forma persistem as pesquisas para ouro primário e secundário.

Os principais depósitos lateríticos da Região do Gurupi, mineralizados em fosfatos de alumínio e por vezes associados com bauxita são Sapucaia, Boa Vista, Jandiá, Cansa Perna, Itacupim, Pedra Grande, Piriá e Peito de Moça, no Pará; e Pirocaua, Trauíra e Tromai, no Maranhão (Fig. 1), sendo as mais expressivas, em termos de volume e teor, Sapucaia (Leite, 2014); Itacupim, Pirocaua e Trauíra (Costa & Sá 1980). Os depósitos lateríticos dessa região se classificam como maduros, termo que representa os lateritos evoluídos, com maior individualização e complexidade de horizontes através de suas texturas, estruturas, feições mineralógicas, geoquímicas e mineralizações associadas (Costa 1991).



Figura 1. Depósitos lateríticos maduros mineralizados em fosfatos e por vezes associados à bauxita na porção litorânea do NE do Pará e NW do Maranhão, com destaque para a Serra do Piriá (Costa & Sá, 1980; Costa, 1980; Costa, 1990, 1997).

## MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras foram coletadas durante os trabalhos de prospecção geológica da Vicenza Mineração S/A para fosfatos na região do Gurupi e a serra do Piriá se constituiu em um dos alvos para fosfatos, onde foi desenvolvido um furo de sonda com trado mecânico motorizado (coordenadas  $1^{\circ} 12' 49''$  S e  $46^{\circ} 17' 42''$  W), que alcançou 17m de profundidade, no topo da porção norte da Serra do Piriá. Foram coletadas amostras a cada 0,5m de intervalo, perfazendo 34 amostras.

Foram selecionadas treze amostras para análises químicas totais (elementos maiores, menores e traços incluindo os Elementos Terras Raras, ETR). Os métodos de análises químicas empregados foram ICP-OES e ICP-MS, sendo que as amostras foram inicialmente fundidas com metaborato/tetraborato de lítio e em seguida digeridas com ácido nítrico diluído. No caso dos metais preciosos e base (Au, Ag, As, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl, Zn) a digestão foi por água régia. A perda ao fogo foi determinada por calcinação a  $1000^{\circ}\text{C}$ . Os elementos maiores foram determinados por ICP-OES e os elementos traço e

terras-raras por ICP-MS. Essas análises foram realizadas pela *Acme Analytical Laboratories Ltd.*, no Canadá.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

A composição química em amostras totais do perfil laterítico da Serra do Piriá mostra o domínio de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Tab. 1). Os teores de sílica variam de 0,52 a 26,4%, mais elevados na base e mais baixos no topo, portanto diminuindo da base para o topo, apenas elevando-se ligeiramente no último metro superficial, quando ocorre neoformação de solo a partir da crosta. Esses teores refletem os teores variáveis de caulinita, abundante na base e restrita a ausente no topo. Os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  apresentam um comportamento inverso ao da sílica, o que é típico de perfis lateríticos, e variam de 21,7 a 69,3%, mais elevados na crosta ferruginosa bauxítica. Os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  oscilam entre 11,8 e 33,1%, ligeiramente mais elevados no topo e estão associados à maior abundância de gibbsita, e caulinita além de Al-goethita  $\{(\text{Fe},\text{Al})\text{OOH}\}$ .

O  $\text{TiO}_2$  está representado unicamente pelo anatásio e oscila entre 1,14 e 5,14%, portanto alcançando valores relativamente elevados. Os teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,221 a 0,649%) são superiores ao da média crustal e estão representados pela augelita. Os valores de Perda ao Fogo (PF) variam de 10,4 a 18,09%, refletindo a presença de caulinita, gibbsita e goethita, em que os valores mais altos expressam a maior abundância de gibbsita.

Entre os elementos-traço analisados Ag, Ba, Co, Cr, Mo, Ni, Pb, Sn, Sr, Th, U, Y, ETR (exceto Lu) encontram-se em concentrações abaixo da Média Crustal em todos os horizontes. Por outro lado As, Cu, Ga, Hf, Nb, Sb, Sc, V, Zn e Zr encontram-se em valores acima desta Média, com destaque proporcional apenas para As, Cu, Sb, Sc e V. Os teores destes elementos se concentram da base para o topo, da mesma forma que os de Fe, com o qual apresentam forte correlação positiva na forma de oxi-hidróxidos. Os teores absolutos destes elementos sugerem que as rochas parentais de natureza química equivalente a rochas máficas.

As boas correlações  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ , considerando que Ti e Al são elementos de baixa mobilidade, ao contrário do Fe de alta mobilidade, sugerem dois domínio químicos, indicados por correlação positiva e negativa entre eles. Isto permite inferir que as rochas parentais tinha composição distinta em termos de Ti e Al, um termo mais félsico (pobre em  $\text{TiO}_2$ ) e outro mais máfico (rico em  $\text{TiO}_2$  relativo ao  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). As oscilações fortes dos teores de  $\text{TiO}_2$  no perfil refletem essa heterogeneidade química das rochas parentais.

As correlações positivas  $\text{TiO}_2$ -ETRP sugerem que o zircão e anatásio sejam os principais portadores de ETR. Os teores dos ETR estão nitidamente abaixo da média crustal e na ordem da maioria dos perfis lateríticos bauxíticos derivados de rochas sedimentares (Horbe & Costa 1999; Kotschoubey *et al.* 2005) e granitóides (Du *et al.* 2012; Giorgis *et al.* 2014). Estes são mais abundantes na argila bauxítica, com  $\Sigma\text{ETR}$  de 53,3 ppm, enquanto na crosta é de 33,7 ppm.

Amost.	SP-02	SP-06	SP-14	SP-17	SP-23	SP-30	SP-34	Média crustal (Widepohl, 1995)
Profund.	1m	3m	7m	8,5m	11,5m	15m	14m	
SiO <sub>2</sub>	4,85	0,52	0,98	24,5	11,3	26,4	23,6	61,5%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,8	28,7	21	34,3	28,1	28,4	25,7	15,1%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	69,3	47,4	60	21,7	38,6	26,9	32,9	6,28%
CaO	0,02	<0,01	0,03	<0,01	0,01	0,01	<0,01	5,5%
TiO <sub>2</sub>	3,35	4,7	4,21	1,14	4,84	5,14	4,64	0,77%
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,649	0,486	0,301	0,224	0,493	0,371	0,221	0,18%
MnO	0,04	0,07	0,04	<0,01	0,05	0,05	0,08	0,10%
P.F.	10,4	18,09	14,01	17,06	17,15	14	12,89	-
Total	100,4	100,0	100,6	98,9	100,5	101,3	100,0	-
Ag	0,9	0,3	5,6	0,1	0,5	0,7	<0,1	0,07
As	13,8	9,5	7,1	4,9	2,0	4,4	7,0	1,7
Ba	4	3	2	5	5	6	<1	584
Co	6,0	13,1	15,8	5,3	23,2	12,5	15,0	24
Cr	104,0	98,0	82,0	74,0	95,0	47,0	0	126
Cu	80,3	142,8	83,5	43,2	129,7	134,1	141,8	25
Ga	47,2	48,2	44,2	26,7	47,9	41,1	33,6	15
Hf	6,5	8,7	9,3	5,1	10,2	9,9	7,7	4,8
Hg	0,31	0,22	0,32	0,11	0,10	0,04	0,03	0,05
Mo	1,8	1,8	1,5	0,9	0,7	0,6	1,2	1,1
Nb	16,1	22,7	23,5	7,0	23,7	22,6	19,9	19
Ni	10,3	49,3	53,5	16,3	77,5	46,3	56,3	56
Pb	6,1	6,3	4,7	0,9	3,6	2,6	3,7	0,8
Sb	1,4	2,6	2,0	0,6	1,3	0,7	0,5	0,3
Sc	53	70	57	32	95	110	68	16
Sn	3	3	4	1	4	4	3	2,3
Sr	7,8	6,3	6,7	5,0	14,2	16,9	0,7	333
Ta	1,1	1,4	1,6	0,6	1,7	1,4	1,2	1,1
Th	5,6	6,3	4,9	5,2	6,4	2,7	2,1	8,5
U	0,7	1,1	1,0	1,6	1,8	1,3	0,8	1,7
V	1179	999	1079	691	1272	686	547	98
W	1,7	1,9	2,3	0,7	2,4	2,0	2,8	1
Y	5,9	8,8	10,0	6,2	9,4	7,5	8,2	24
Zn	44	98	107	59	164	102	101	65
Zr	258,2	336,7	351,8	174,8	382,9	366,2	301,9	203
La	6,3	6,8	7,7	14,0	20,0	24,1	1,1	30
Ce	11,8	16,7	13,2	10,9	33,3	34,4	3,3	60
Pr	1,29	1,67	1,58	1,52	3,75	4,01	0,40	6,7
Nd	4,6	6,9	6,2	4,9	12,6	11,9	1,8	27
Sm	1,11	1,64	1,55	0,88	2,37	2,02	0,68	5,3
Eu	0,30	0,56	0,50	0,33	0,62	0,50	0,27	1,3
Gd	0,99	1,67	1,70	1,10	1,74	1,43	0,85	4
Tb	0,20	0,32	0,30	0,20	0,32	0,23	0,19	0,65
Dy	1,36	2,02	1,94	1,38	1,90	1,26	1,33	3,8
Ho	0,26	0,42	0,45	0,26	0,45	0,30	0,32	0,8
Er	0,99	1,61	1,48	0,75	1,44	1,24	1,38	2,1
Tm	0,19	0,30	0,29	0,14	0,34	0,27	0,26	0,3
Yb	1,57	2,46	2,30	0,87	2,67	2,34	2,19	2
Lu	0,26	0,44	0,47	0,18	0,50	0,45	0,40	0,35

## CONCLUSÕES

A composição química mostra o domínio de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, cuja evolução dos teores indica uma evolução laterítica típica. As rochas parentais tinham composições distintas em termos de Ti e Al, um termo mais félsico (pobre em TiO<sub>2</sub>) e outro mais máfico (rico em TiO<sub>2</sub> relativo ao Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), confirmado pelos teores absolutos dos elementos traço. As oscilações fortes dos teores de TiO<sub>2</sub> no perfil refletem essa heterogeneidade química.

As correlações positivas TiO<sub>2</sub>-ETRP sugerem que o zircão e anatásio sejam os principais portadores de ETR. Os teores dos ETR, que estão nitidamente abaixo da média Crustal e são compatíveis com maioria dos perfis lateríticos bauxíticos derivados de rochas sedimentares e granitóides.

## AGRADECIMENTOS

À Vicenza Mineração pela coleta e concessão das amostras e ao suporte financeiro do GEOCIAM-CNPQ.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Costa M.L. 1980. *Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandiá, Cansa Perna e Itacupim, no Pará, e Pirocaua e Trauíra, no Maranhão*. MS dissertetion, Universidade federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Belém.
- Costa M. L.1990. Mineralogia, geoquímica, gênese e epigênese dos lateritos fosfáticos de Jandiá, na Região Bragantina (NE do Pará). *Geochim. Brasil.*, v.4, n°1, p. 85-110.
- Costa M. L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n°2, p.146-160.
- Costa M.L. 1997. Lateritization as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Exploration Maning Geology*, 6: 79-104.
- Costa M. L., Sá J. H. S. 1980. Os fosfatos lateríticos da Amazônia Oriental: geologia, mineralogia, geoquímica e correlação com as bauxitas da Amazônia. *In: ANAIS CONGR. BRAS. GEOL*, Santa Catarina, v. 3, p.1459-72.
- Du X., Rate A. W., Gee M. 2012. Redistribution and mobilization of titanium, zirconium and thorium in an intensely weathered lateritic profile in Western Australia. *Chemical Geology*, v.330, p.101–115.
- Giorgis I., Bonetto S., Giustetto R., Lawane A., Pantet A., Rossetti P., Thomassim J., Vinai R. 2014. The lateritic profile of Balkouin, Burkina Faso: Geochemistry, mineralogy and genesis. *Journal of African Earth Sciences*, v.90, p. 31-48.
- Leite, A.S. 2014. *Geologia, Mineralogia e Geoquímica dos Fosfatos de Sapucaia (Bonito-Pa)*. 2014. Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica. IG-UFPA. Belém.
- Horbe A.M.C., Costa, M.L. 1999. Relações genéticas entre latossolos e crostas lateríticas aluminosas e alumino-ferruginosas na região de Paragominas, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*. V. 29, n° 4, p. 497-504.
- Kotschoubey B.; Calaf, M.J.C.; Lobato, A.C.C.; Leite, A.S.; Azevedo, C.H.D. 2005. Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da província bauxitífera de Paragominas, noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará/oeste do Maranhão. *In: O.J. Marini, E.T.*
- Queiroz, B.W. Ramos (eds.) - Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. CT-MINERAL/FINEP, ADIMB. Brasília-DF. p.: 691-782.
- Widepohl, K.H. 1985. The composition of the continental Crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59,n. 7, p 1217-1232.

# CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE GUARANTÃ DO NORTE, MATUPÁ E PEIXOTO DE AZEVEDO-MT

Primo, G.M.A.<sup>1,4</sup>; Corrêa da Costa, P.C.<sup>2,5</sup>; Corrêa, A.S.<sup>1,6</sup>; Soares, M. A.<sup>1,7</sup>; Silva, P.M.<sup>3,8</sup>, Escalante, R.M.M.<sup>1,9</sup>

<sup>1</sup>Graduandos do Curso de Geologia, Universidade Federal de Mato Grosso.

<sup>2</sup>Universidade Federal de Mato Grosso, Departamento de Recursos Minerais.

<sup>3</sup>Mestranda do Instituto de Geociências, Universidade de Campinas.

[guilherme.ale.primo@live.com](mailto:guilherme.ale.primo@live.com)<sup>4</sup>; [pccorrea.costa@hotmail.com](mailto:pccorrea.costa@hotmail.com)<sup>5</sup>; [alessandrascrr@gmail.com](mailto:alessandrascrr@gmail.com)<sup>6</sup>; [mateus.geologia.ufmt@gmail.com](mailto:mateus.geologia.ufmt@gmail.com)<sup>7</sup>; [paola.melo7@gmail.com](mailto:paola.melo7@gmail.com)<sup>8</sup>; [reemilena@gmail.com](mailto:reemilena@gmail.com)<sup>9</sup>.

## INTRODUÇÃO

Os diques máficos da porção norte do estado de Mato Grosso nas regiões de Guarantã do Norte, Matupá e Peixoto de Azevedo, estão inseridos no contexto do Cráton Amazônico, na província Ventuari-Tapajós (1,98- 1,81 Ga), segundo compartimentação geocronológica de Tassinari & Macambira (2004). Estruturalmente estes diques apresentam direções preferenciais que variam de N30E a N50E, podendo apresentar algumas direções subordinadas NW, bem como espessuras que variam de 5 á 40 metros. Afloram em forma de blocos *in-situ*, lajedos e morrotes formando cristas alinhadas. Estas rochas são basicamente diabásios, mesocráticas a melanocráticas, de cor cinza-escuro a preta, maciços com texturas muito fina a média. Estes diques encontram-se cortando a Suíte Intrusiva Matupá, Suíte Intrusiva Juruena, Suíte Intrusiva Flor da Serra, Suíte Colíder, Granito Nhandu e Granito Teles Pires. Denominada inicialmente de Matupá por Moura (1998) e posteriormente de Suíte Intrusiva Matupá por Moreton e Martins (2004), este corpo é dividido em 4 fácies em que onde são compostas por biotita granito, biotita monzogranito, hornblenda monzogranito, clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda monzodiorito. A Suíte Intrusiva Juruena é composta biotita granito porfirítico, biotita monzogranito, quartzo diorito, granodiorito e tonalito (Oliveira e Albuquerque, 2004). A Suíte Intrusiva Flor da Serra aflorando nas regiões de Matupá e Peixoto de Azevedo é composta por gabro, gabrodiorito, diorito, monzogabro, monzodiorito e diabásio, Moreton e Martins (2004). As rochas da Suíte Colíder relacionadas ao arco magmático Juruena (1,85 a 1,75Ga), são compostas por andesitos, riolitos, dacitos e riolitos, (Moreton e Martins, 2004; Oliveira e Albuquerque, 2004). O Granito Nhandu apresenta composição granodiorítica a tonalítica (Moreton e Martins, 2004; Oliveira e Albuquerque, 2004). O Granito Teles Pires é representado predominantemente por biotita granito e sienogranito (Oliveira e Albuquerque, 2004).

## METODOLOGIA

Os dados litogeoquímicos gerados neste estudo foram obtidos no laboratório de Fluorescência de raio x do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. O método de fluorescência de raio x fornece dados químicos de elementos maiores e elementos traços. Para o tratamento dos dados químicos das amostras dos diques, foi utilizado o software livre GCDkit, com o objetivo de plotar os dados químicos segundo os diagramas propostos de classificação. Para a classificação litogeoquímicas das amostras destes diques máficos, foram utilizados diagramas AFM (Irvine e Baragar, 1971), TAS (Middlemost, 1994) e diagrama multi-elementar (McDonough & Sun, 1995), bem como diagramas binários de evolução magmática utilizando assim como índice de diferenciação o #mg.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

Através da análise das amostras, foi possível gerar diagramas de classificação e evolução litogeoquímica. No diagrama AFM (fig. 1A) segundo proposta de Irvine e Baragar (1971), foi possível observar um *trend* toleítico. No diagrama TAS (fig. 1B), segundo Middlemost (1994) estas rochas apresentam em sua classificação uma composição essencialmente basáltica.

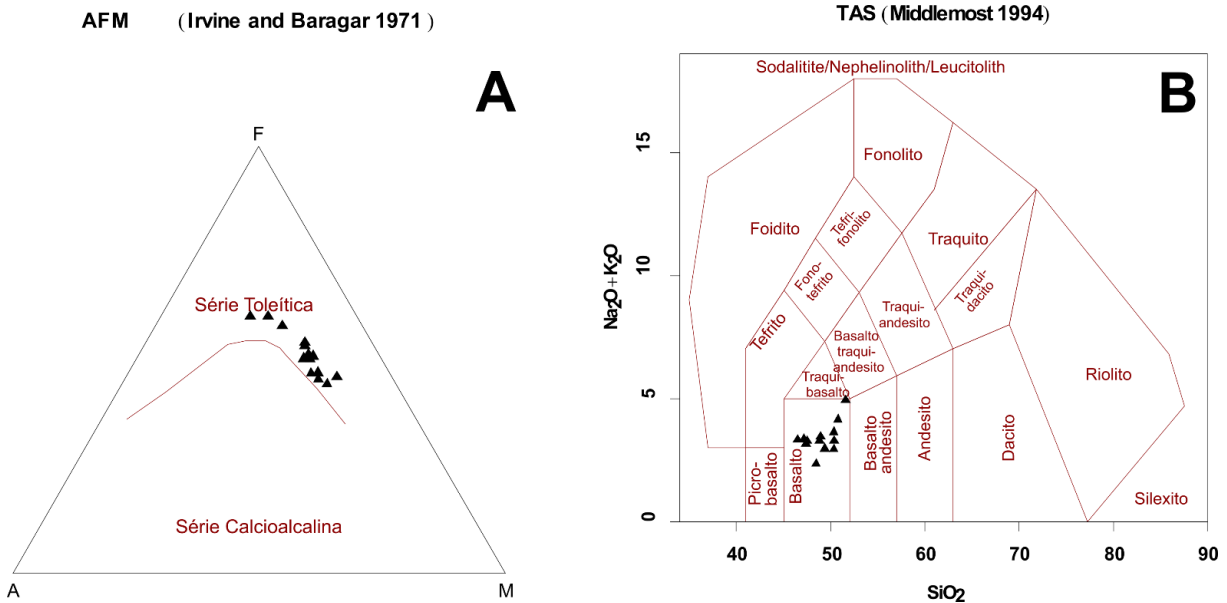


Figura 01 – (A) diagrama AFM para classificação de litotipos máficos-ultramáficos, segundo Irvine e Baragar (1971); (B) diagrama TAS para classificação geral dos diques, segundo Middlemost (1994).

Para o estudo preliminar da evolução magmática destes diques, foram gerados diagramas binários (fig. 2), utilizando como índice de diferenciação o #mg ( $MgO/MgO+FeO$ ). O #mg das amostras variam de 0,23 a 0,48 mostrando valores que representam magmas basálticos evoluídos. Nestes diagramas, conforme a diminuição dos teores #mg com elementos maiores observam-se uma diminuição dos teores de  $Al_2O_3$  e  $CaO$ , compatível com o fracionamento de plagioclásio e clinopiroxênio, bem como um aumento dos teores de  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$ , definindo as tendências geoquímicas destes diques de diabásio.



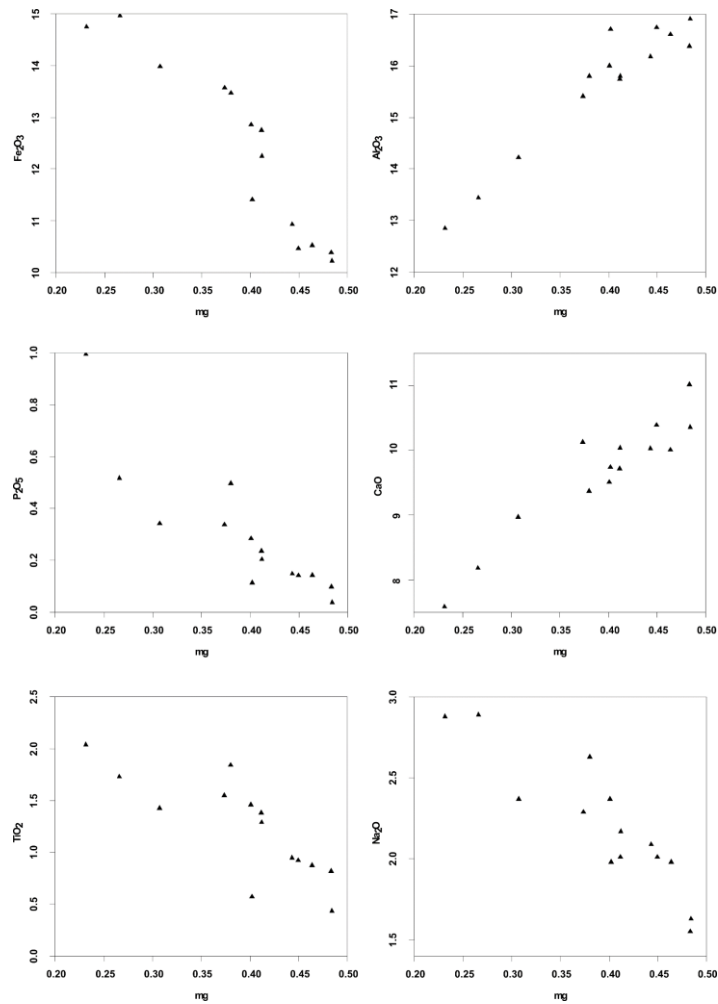


Figura 02 – Diagramas binários utilizando como índice de diferenciação #mg = (MgO/MgO+FeOt), mostrando tendências químicas dos diques.

Foi gerado diagrama de manto primitivo, normalizados segundo McDonough e Sun (1995), observando o comportamento de acordo com a disposição multi-elementar (fig. 3).

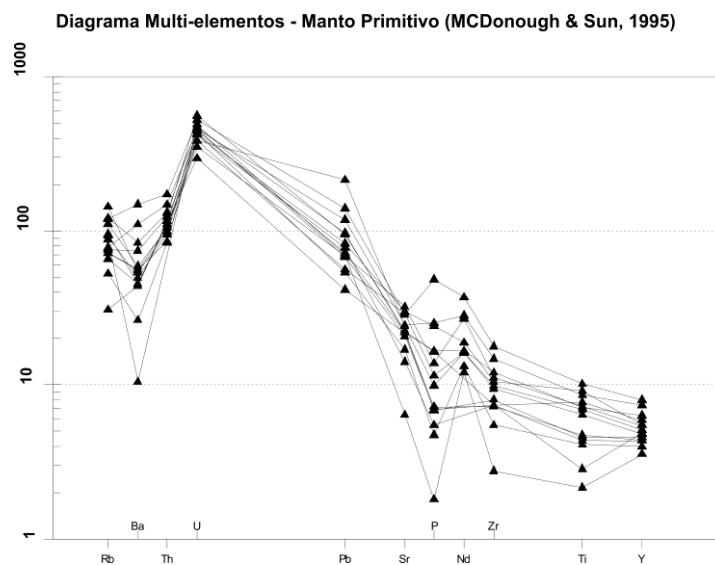


Figura 03 – Diagrama Multi-elementos, normalizado segundo McDonough e Sun (1995) para Manto Primitivo.

## CONCLUSÕES

Com os dados obtidos neste estudo, foi possível observar as tendências químicas, bem como a evolução magmática dos diques máficos. Tais diques cortam predominantemente rochas graníticas das regiões de Guarantã do Norte, Matupá e Peixoto de Azevedo. São diques de afinidade toleítica e composição basáltica. Os dados de #mg e os padrões geoquímicos de multi-elementos mostraram tratarem-se de magmas evoluídos e semelhantes a padrões de manto enriquecido.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Irvine, I.N. & Baragar, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanics rocks. *Canadian Journal Earth Science*, n. 8, p. 523-548, 1971.

McDonough, W.F. & Sun, S.S. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, v. **120**, p. 223-253, 1995.

Middlemost, E. A. K. Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Science. Rev.* **37**, 215–224, 1994.

Moreton, L.C; Martins, E.G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - SC.21-Z-B*. Brasília: CPRM, 2004.

Moura, M. A. *O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia*. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília– UnB, Brasília, 238p. 1998.

Oliveira, C.C; Albuquerque, M.C. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta- SC. 21-Z-X-C*. Brasília: CPRM, 2004.

Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. *In: Geol. do Continente Sul-Americano: evolução da obra de F. F. M. de Almeida*, p. 470-485, 2004.

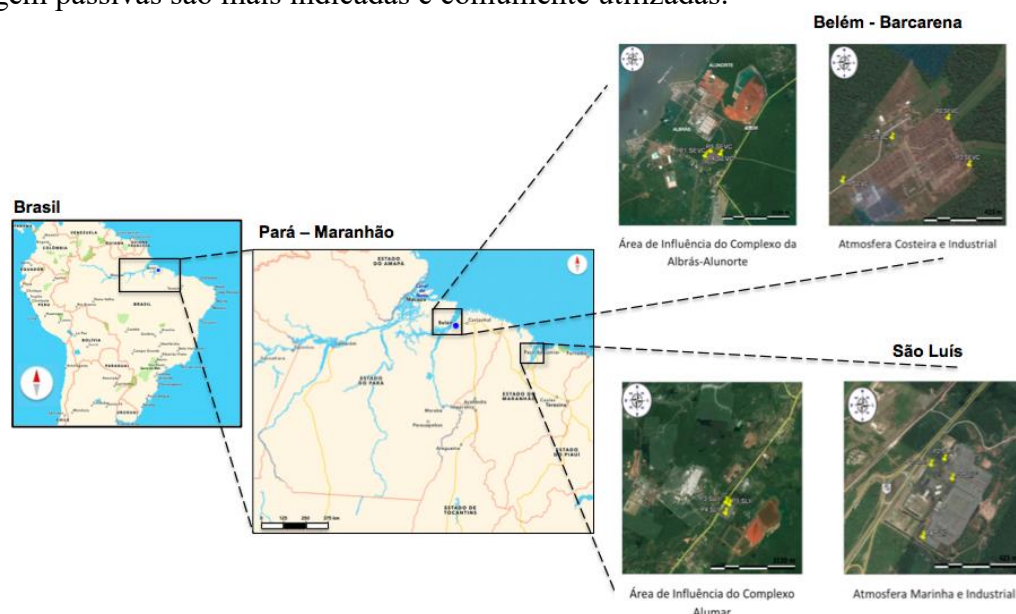
# TAXA DE DEPOSIÇÃO DE PARTICULADOS ATMOSFÉRICOS NA AMAZÔNIA ORIENTAL

Darilena M. Porfírio<sup>1,2</sup>, Marcondes Lima da Costa<sup>2</sup> Lais Santos Maciel<sup>3</sup>

1- Eletronorte Eletrobrás, 2- Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica-UFPA, 3- Eng. Sanitária e Ambiental- UFPA

## INTRODUÇÃO

A deposição de partículas de poeira atmosférica é reconhecida como uma componente importante do fluxo biogeoquímico de nutrientes nos ecossistemas. LAWRENCE e NEFF (2009) afirmam que as taxas de deposição ao redor do mundo variam de quase zero a mais que  $450 \text{ g.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ . No Brasil há lacunas de informação sobre as taxas de deposição e na região Amazônica, sendo raras as campanhas realizadas ao longo dos últimos 25 anos (GONÇALVES e FIGUEIREDO, 2013). Para melhorar a compreensão da distribuição espacial e temporal das taxas de deposição é necessário elencar uma metodologia de coleta em que as técnicas de amostragem passivas são mais indicadas e comumente utilizadas.



Fonte: Autor

**Figura 1:** Localização da área de estudo.

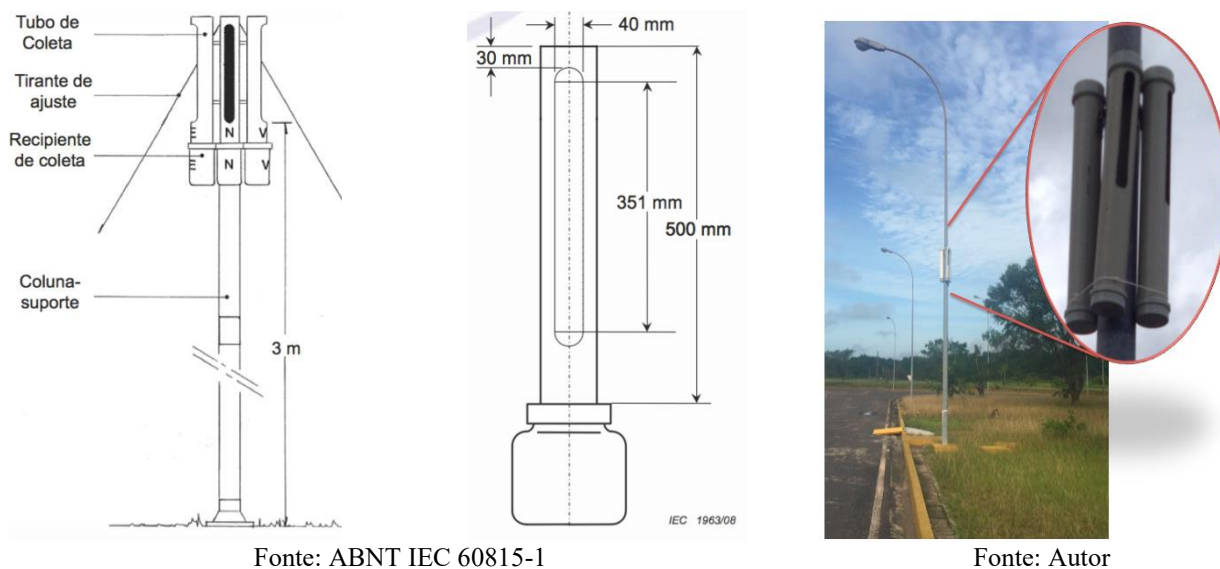
Este trabalho apresenta como estratégia para aquisição de informação sobre as taxas de depósito de poeiras o uso compartilhado do coletor CDDP, que é recomendado pela norma ABNT IEC/TS 60815-1. Ele permite determinar a taxa de deposição para selecionar e dimensionar os isoladores elétricos em ambientes poluídos de subestações de transmissão de energia. Como o setor elétrico busca entender como a qualidade do ar atua sobre a degradação dos isoladores elétricos em sistemas de alta tensão, uma vez que os isoladores são os componentes essenciais ao funcionamento confiável e adequado a geração e transmissão de energia elétrica. Assim é importante a prevenção da corrosão para aumentar a vida útil dos isoladores. Torna-se importante durante os intervalos de manutenções dos isoladores elétricos calcular o índice de poluição (IP) que se baseia na taxa de depósitos de partículas atmosféricas na superfície dos isoladores elétricos. Segundo a ABNT IEC 80615-1 (2014) as áreas limpas são aquelas que contém um fluxo de poluição  $<0,01 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  de depósito solúvel e  $<0,1 \text{ mg.cm}^{-2}$

$2.\text{dia}^{-1}$  de depósitos insolúveis.

Após os testes gravimétricos e de condutividade elétrica, importantes para a normativa, os particulados atmosféricos podem ser submetidos a caracterização química, mineralógica e morfológica da fração insolúvel por microscopia eletrônica de varredura com energia dispersiva (MEV-EDX). Essas análises e seus resultados não utilizados pela normativa.

## METODOLOGIA

O CDDP é um coletor passivo, direcional e de baixo custo e que compreende quatro tubos de PVC verticais instalados a 3 m do solo, com fendas frontais para o depósito de partículas, os tubos são colocados ao longo das direções N, S, L e O conforme a figura 2.



Fonte: ABNT IEC 60815-1

Fonte: Autor

(a) Instalação do CDDP (b) Tubo coletor individual (c) Ponto 1 de Barcarena-PA  
**Figura 2:** Coletor de depósito direcional de poeira – CDDP.

As amostras utilizadas neste trabalho foram coletadas mensalmente entre maio-2013 a junho-2015 nas subestações de Vila do Conde e Pedrinhas II, respectivamente nas cidades de Barcarena-PA e São Luís do Maranhão (figura 1).

Foram assim 18 campanhas com intervalos de 30 a 45 dias, com um 4 pontos em Barcarena e 4 de São Luís. O conteúdo dos coletores foi lavado com aproximadamente 0,5 L de água desmineralizada, e esta solução e as partículas insolúveis foram recolhidas e transferidas a frascos previamente descontaminados. A massa dos depósitos não-solúveis foi medido após a filtração à vácuo das soluções em filtro ( $0,45\mu\text{m}$ ) de fibra de vidro previamente seco e tarado. Foi feita a determinação gravimétrica do depósito não-solúvel (DDNS) em cada direção de coleta. Sabendo a massa de depósito (m) em gramas, o tempo de exposição dos coletores (T) em dias e a soma das áreas das fendas ( $\Sigma A_{\text{fendas}} = 0,061184 \text{ m}^2$ ) dos coletores em  $\text{m}^2$ ; assim, calcula-se a deposição total em  $\text{mg}.\text{m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$  conforme a equação 1.

$$\text{Taxa de deposição (g}.\text{m}^{-2}.\text{dia}^{-1}) = \frac{(m_{\text{Norte}} + m_{\text{sul}} + m_{\text{leste}} + m_{\text{Oeste}}) \text{ (g)}}{[\Sigma A_{\text{fendas}}(\text{m}^2).T(\text{dias})]} \quad \text{Equação (1)}$$

Por orientação da ABNT IEC 80615-1, utiliza-se dois cenários, o primeiro com o valor da taxa de deposição média anual, e o segundo com o evento mensal máximo de deposição (figura 3).

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

São mostradas na figura 3, as taxas de deposição dos quatro pontos de Barcarena e São Luís, considerando as médias e máximas anuais. Nota-se na deposição média de Barcarena, que o ponto 3 apresenta uma discrepância em relação aos demais, o que pode ser explicado pela sua localização em uma posição extrema da subestação numa área de menor velocidade do vento o que favorece a deposição passiva. Os eventos de máxima deposição são mais homogêneos e apresentam maiores valores em Barcarena que em São Luís.

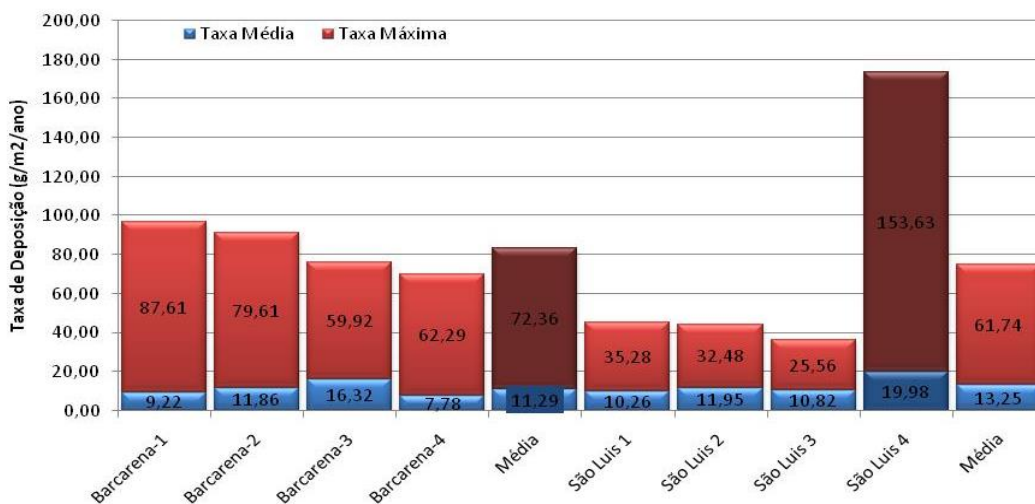
Em São Luís, a distribuição das deposições médias são homogêneas entre os 4 pontos e apenas no evento de máxima deposição houve uma discrepância para o ponto 4 no mês de outubro-2013 o que não se repetiu nas demais coletas e está sendo avaliado quanto a morfologia e composição dos particulados que ajudarão a correlacionar as taxas medidas com as ocorrências de eventos extremos e fontes.

Conforme LAWRENCE e NEFF (2009) as taxas de deposição diminuem com a distância fonte de emissão (ver tabela 1) em geral deve-se suspeitar de emissões e resuspensão de solo próxima às áreas de estudo. A característica insular de São Luís deve estar influenciando a atmosfera nesses pontos de coleta causando um valor relativamente menor da taxa de deposição nos eventos máximos quando comparados à Barcarena.

**Tabela 1:** Características físicas gerais das classes de deposição.

Classe de Deposição		Distância da área fonte (Km)	Taxas de deposição Típicas ( $\text{g.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ )
Local		0-10	50-500
Regional	Primária	10-100	1-50
	Secundária		25-50
Global		<1000	0-1

Fonte: LAWRENCE E NEFF (2009).



**Figura 3:** Taxa de deposição ( $\text{g.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ ) nos pontos de coleta em Barcarena-PA e São Luís-MA

A implementação de protocolos padronizados como do coletor passivo tipo CDDP é mais adequado para quantificar a deposição, as propriedades físicas e químicas e melhorar a compreensão dos fluxos de poeira, ainda mais se considerarmos a possibilidade de aumentar os locais de coleta por compartilhar medidas com o setor elétrico que pode auxiliar na obtenção de modelos de deposição local, regional e global, uma vez que está sendo utilizado em áreas distribuídas ao longo de linhas de transmissão e unidades de geração de energia em todos os continentes .

### **CONCLUSÕES:**

De acordo com a ABNT IEC 80616-1 os locais de investigação apresentaram índices de poluição classificados entre leve e média intensidade. E as taxa de deposição em Barcarena estão entre a média de  $11,29 \pm 3,75$  e máxima de  $72,36 \pm 13,43 \text{ g.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$  e São Luis entre  $13,25 \pm 4,53$  e  $61,74 \pm 61,39 \text{ g.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ , o que é compatível com valores de deposição em escala local e regional. Após a caracterização morfológica, química e mineralógica pode-se utilizar essa metodologia da ABNT IEC 80615-1 para implementar informações a modelos de deposição de poeiras em escala local, regional e até global.

O uso compartilhado da metodologia do CDDP oportuniza um crescimento na qualidade e quantidade de informações sobre o fluxo de depósito de particulados atmosféricos ao redor da malha de interligação das linhas de transmissão.

### **AGRADECIMENTOS**

Ao Centro de Tecnologia da Eletronorte Eletrobrás, às Regionais SEVC e SESL II e à ANNEL.

### **REFERÊNCIAS**

ABNT IEC 60815-1. Seleção e dimensionamento de isoladores para alta-tensão para uso sob condições de poluição. 56. Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2015.

GONÇALVES, C. e FIGUEIREDO, B. Material particulado atmosférico da amazônia – fontes e propriedades introdução. *Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2013.

LAWRENCE, C. e NEFF, J. The contemporary physical and chemical flux of aeolian dust: A synthesis of direct measurements of dust deposition. . (Elsevier, Ed.) *Chemical Geology* , 267 (1), pp. 46-63, 2009.

# LATERITIZAÇÃO DE ROCHAS GRANÍTICAS DO NORTE-NORDESTE DE RONDÔNIA

Rodrigo Tokuta Castro<sup>1</sup>, Adriana Maria Coimbra Horbe<sup>1,2</sup>

1. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Campus Universitário Setor Norte, Bloco 7 – ICE, 69077-000, Manaus, Amazonas, Brasil, castrortokuta@gmail.com; 2. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, 70910-900, Brasília, Brasil, ahorbe@unb.br

## INTRODUÇÃO

Perfis lateríticos resultam da exposição sub-aérea das rochas ao longo do tempo geológico e têm como produto final as paisagens lateríticas. Destacam-se as crostas lateríticas que são marcadoras topográficas e da evolução da paisagem (Twidale & Bourne 1998). A variedade de crostas lateríticas depende de condições específicas do clima, topografia e tempo geológico, o que as tornam também importantes marcadores paleoclimáticos e paleoambientais. Os perfis lateríticos podem ter rochas mães diversas, com diferentes idades e composições petrogenéticas que favorecem a geração de diferentes tipos de crostas lateríticas. Elas podem ser exclusivamente ferruginosas que são as mais abundantes, ou o Fe pode estar associado com Ti, Mn, Al e P de acordo com a composição da rocha mãe e a idade da crosta (Costa 2007). Além da Amazônia brasileira, as crostas se estendem para a Venezuela, Guianas e o nordeste e sudeste do Brasil (Silva e Oliveira 1992; Tiesen *et al.* 1996; Théveniaut & Freyssinet 1999; Soler e Lasaga 2000; Oliveira *et al.* 2013 entre outros).

Este trabalho apresenta dados preliminares sobre a lateritização das rochas das Suítes Intrusivas Serra da Providência (1,60 Ga), Santo Antônio (1,38 Ga), São Lourenço-Caripunas (1,39 Ga) e Laje (1,30 Ga) na cidade de Porto Velho e arredores. O objetivo foi ampliar o conhecimento sobre lateritização na Amazônia e discutir a gênese e os processos envolvidos.

## METODOLOGIA

Foram coletadas 14 amostras de cinco perfis lateríticos sobre as Suítes Intrusivas Serra da Providência (Perfis 1 e 2), Santo Antônio (Perfil 3), São Lourenço-Caripunas (Perfil 4) e Laje (Perfil 5). Além dessas foram utilizadas amostras da Suíte Serra Providência de Scandolaro *et al.* (2013). As amostras após descritas foram analisadas por DRX e MEV. Foram analisados óxidos maiores, menores, e elementos traços na Acmelabs Ltd.

## RESULTADOS

Perfil 1 – Localizado em um bairro de Porto Velho e desenvolvido sobre a Suíte Intrusiva Serra da Providência. A rocha mãe é um monzogranito e afloram crosta laterítica e solo. A crosta é vermiforme, tem 2 m de espessura, é friável, amarelada a avermelhada, composta por goethita e caulinita com hematita, quartzo e anatásio subordinados. A hematita ocorre em pequenos nódulos marrom avermelhados de até 2 mm de diâmetro, envolve grãos de quartzo subarredondados, corroídos ou seus moldes. Estes minerais também compõem a matriz argilosa alaranjada e amarelada que preenche o arcabouço. O solo tem aproximadamente 2 m de espessura, é amarelado e tem a mesma mineralogia da crosta laterítica sotoposta. SiO<sub>2</sub> (até 72,9 %) na rocha, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (48,6 %) na crosta e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (21,4 %) no solo são os óxidos mais abundantes e estão relacionados a caulinita, goethita e quartzo. Estrôncio é o único empobrecido em relação a crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985), enquanto Co, Hf, Nb, Th Y e Zr estão enriquecidos em todos os horizontes; Ba é enriquecido somente na rocha em associação com os feldspatos; Cu, Pb, Sc e Zn apenas na crosta em associação com o Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> enriquecido; Ga e U enriquecidos na crosta e solo associados ao Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. As razões (La/Yb)<sub>N</sub> = 1,89 mostram enriquecimento dos ETRL no solo em relação aos ETRP e Ce/Ce\* indicam anomalias negativas.

Perfil 2 – Localizado no Município de Jamari onde afloram crosta laterítica e solo também desenvolvidos a partir de monzogranito da Suíte Serra da Providência. A crosta tem

até 6 m de espessura, é colunar, compacta, marrom avermelhada a alaranjada, composta por caulinita e goethita com hematita e quartzo subordinados (Figura 1A). Estes minerais também compõem a matriz argilosa alaranjada e amarelada que preenche o arcabouço. Destacam-se na crosta canais verticais com até 70 cm de largura, provavelmente ligados a espaços criados por antigas raízes (Figura 1B) onde se desenvolveu um fácies pisolítico com pisólitos (40%) imersos em matriz (60%) endurecida, rosada com gibbsita, caulinita, quartzo e goethita (Figura). Os pisólitos têm até 2 cm de diâmetro, são porosos, avermelhados a amarelados, formado de hematita, quartzo, caulinita e goethita (Figura 1C). Eles são de quatro tipos: 1) com núcleo avermelhado onde predomina hematita; 2) com núcleo amarelado onde predomina goethita; 3) com núcleo amarelado de caulinita e goethita e 4) formados por sequência de córtices avermelhados de hematita e amarelados de goethita. Os pisólitos tipos 1 a 3 têm córtices com até 2 mm de espessura, marcados por intercalações goethíticas amareladas e hematíticas avermelhadas. A borda externa goethítica indica equilíbrio com a gibbsita da matriz, enquanto os com borda hematítica indicam desequilíbrio (Beauvais & Roquin 1996, Anand & Paine 2002). O córtex indica processo de acreção que pode ocorrer em várias etapas como indicam os pisólitos tipo 4 em uma mesma condição climática ou em condições alternadas mais úmidas (goethita+gibbsita) ou mais secas (hematita). O horizonte dismantelado com até 1 m de espessura acima da crosta, é formado por nódulos com até 3,5 cm de diâmetro, compostos por hematita, goethita, caulinita e quartzo em proporções variáveis (Figura 1D). Os nódulos com até 2,8 mm de diâmetro, também são zonados, têm núcleo hematítico intercrescida com goethita e quartzo. Os nódulos encontrados no dismantelado têm núcleos bem desenvolvidos formados por hematita, goethita e caulinita, envolvidos por córtices que variam conforme o núcleo, são de goethita e hematita, ocorrem ainda moldes de quartzo e alguns nódulos tem dois núcleos com bordas retilíneas a semi-retilíneas que sugerem quebraamento e, portanto transporte antes de ser englobado pelo córtex, enquanto os nódulos da crosta apresentam apenas núcleo simples de hematita envoltos pela matriz que preenche o arcabouço da crosta.

O latossolo marrom avermelhado a amarelado argilo-arenoso, que recobre o horizonte dismantelado, tem até 1 m de espessura, com os mesmos minerais da crosta mas com predomínio de quartzo e caulinita. Assim como no perfil 1, os óxidos mais abundantes são  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  e PF. Na crosta colunar o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  com 51,8% é o mais abundante seguido de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e PF (17,2, 16,4 e 13,7%, respectivamente), reflexo do predomínio de goethita e hematita sobre a caulinita, gibbsita e quartzo. Nos pisólitos da fácies pisolítica o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  com 36,1% é devido a natureza ferruginosa (hematita+goethita), enquanto na matriz gibbsítica o  $\text{Al}_2\text{O}_3$  chega a 46,8%. O solo é quimicamente similar a crosta colunar com  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mais elevado (37,5%), assim como  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sobre o  $\text{SiO}_2$  (23,4 e 19,5%, respectivamente) e mais  $\text{TiO}_2$  (2,56%). Gálio, Hf, Nb, Sc, V e Zr estão enriquecidos e Ba, Rb e Sr, Y e Zn empobrecidos em relação a crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985). Cobalto e Pb estão enriquecidos somente na fácies pisolítica, enquanto Th e U estão enriquecidos na crosta colunar, fácies pisolítica e solo e o Cu enriquecido na fácies pisolítica e solo. As razões  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1,84$  e  $1,91$  na crosta colunar e fácies pisolítica, respectivamente mostram enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e Ce/Ce\* anomalias positivas somente no solo.

Perfil 3 – Localizado em Porto Velho e desenvolvido a partir do monzogranito da Suíte Intrusiva Santo Antônio. Afloram o saprólito e crosta. O saprólito é argilo-arenoso, avermelhado, composto por caulinita, goethita e quartzo. A crosta é colunar, tem 2,5 m de espessura, é avermelhada a amarelada e composta por goethita, caulinita, hematita e quartzo. No monzogranito e no saprólito  $\text{SiO}_2$  (até 68,9%) e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (até 29,7%) são os mais abundantes, enquanto o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  é mais elevado na crosta (46,3%), PF e  $\text{TiO}_2$  aumentam e os álcalis diminuem no mesmo sentido. Gálio, Hf, Nb, Th, U e Zr estão enriquecidos, enquanto



Co, Cu, Pb, Sr e Zn estão empobrecidos em relação a crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985), Ba, Rb e Y estão enriquecidos somente no monzogranito, enquanto Sc e V na crosta colunar. Diferentemente dos perfis 1 e 2 as razões  $(La/Yb)_N$  mostram que os ETRL são mais enriquecidos que os ETRP, há elevada anomalia de  $Ce/Ce^*$  (12,80) no saprólito e as anomalias de  $Eu/Eu^*$  são negativas.

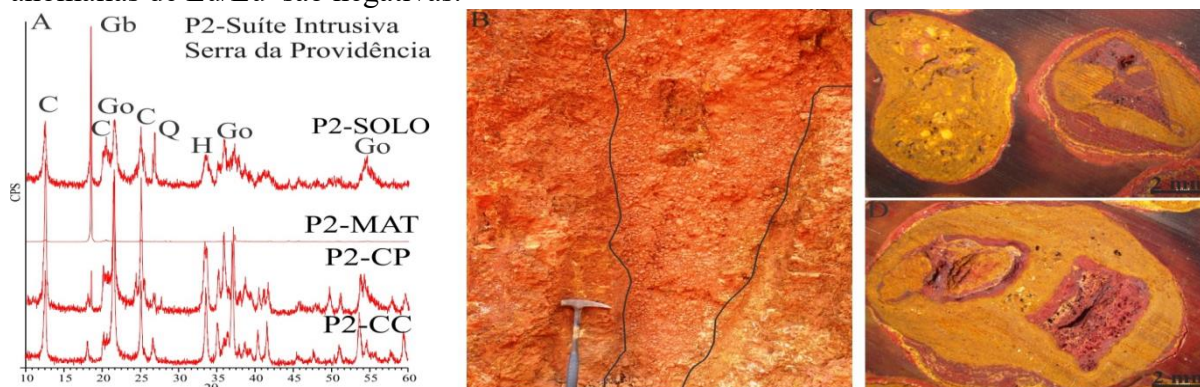


Figura 1: A) DRX do P2 da Suíte Serra da Providência. B) Detalhe da fácies pisolítica formada a partir de raízes. C) Pisólitos da fácies pisolítica com núcleo amarelado de goethita e caulinita e goethita (esquerda) e núcleo de hematita envolvido por córtex de goethita (direita); D) Nódulo do horizonte desmantelado com núcleos com bordas retilíneas a semi-retilíneas que indicam transporte antes de serem envolvidos pelo córtex de goethita.

Perfil 4 – Localizado em Nova Mamoré, se desenvolveu a partir do monzogranito da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas. Afloram apenas rocha e saprólito, este é arenoso-argiloso, esbranquiçado, composto por quartzo, caulinita, muscovita e illita.  $SiO_2$  (até 77,2%),  $Al_2O_3$  (até 13,4 %),  $K_2O$  (até 4,88%) e  $Fe_2O_3$  (até 2,96 %) são mais abundantes, seguidos de  $Na_2O$  e  $CaO$  (3,36 e 1,04 %, respectivamente) na rocha. Essa composição reflete a ocorrência de quartzo, feldspatos e muscovita na rocha, enquanto  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , PF,  $K_2O$  e  $Fe_2O_3$  são mais abundantes no saprólito devido ao maior conteúdo de quartzo e muscovita e da neoformação de caulinita e illita. Nióbio, Th e U estão enriquecidos em relação a crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985), enquanto Ba, Co, Cu, Ga, Hf, Sc, Sr, V, Zn e Zr estão empobrecidos. Rubídio e Y estão enriquecidos somente na rocha e Pb somente no saprólito. Assim como no perfil anterior as razões  $(La/Yb)_N$  indicam enriquecimento de ETRL, as anomalias de  $Ce/Ce^*$  são positivas e as de  $Eu/Eu^*$  são negativas como nos perfis anteriores.

Perfil 5 – Localizado próximo a divisa entre Porto Velho e Nova Mamoré, se desenvolveu a partir do monzogranito da Suíte Intrusiva Laje. O saprólito é arenoso-argiloso, amarelado, composto por quartzo, caulinita e albita. O horizonte mosqueado sobreposto é mais avermelhado e friável e constituído por goethita, caulinita, quartzo e rutilo. Assim como nos perfis anteriores  $SiO_2$  (até 76,7 %),  $Al_2O_3$  (até 20,8%) e  $Fe_2O_3$  (até 5,11 %) são os mais abundantes, seguidos de  $K_2O$  (5,01%) e  $Na_2O$  (3,41%) no monzogranito e PF no saprólito e mosqueado (até 10%). Essa composição química reflete a ocorrência de feldspato, quartzo e muscovita. No mosqueado  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$  e PF aumentam, enquanto  $SiO_2$  diminui, devido a neoformação de caulinita e goethita, aumento da quantidade de rutilo/anatásio e diminuição da quantidade de quartzo. Em relação a crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985) Th e U estão enriquecidos em todos os horizontes, enquanto Ba, Co, Cu, Sr, U e Zn estão empobrecidos. No monzogranito apenas Rb e Y são enriquecidos, no saprólito e mosqueado Hf, Pb e Zr são enriquecidos, assim como Ga no mosqueado. Este perfil tem as mesmas características dos perfis 3 e 4, há enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, anomalias positivas de  $Ce/Ce^*$  bem mais elevada no mosqueado ( $Ce/Ce^* = 18,2$ ) e anomalias negativas de  $Eu/Eu^*$ .

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Apesar de pertencer a Suítes Intrusivas distintas, os protólitos dos perfis lateríticos do norte e nordeste de Rondônia são similares. As rochas tem teores de  $\text{SiO}_2$  (até 76,7%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (até 13,9%) mais elevados, enquanto nas crostas  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (até 51,8%) é o mais elevado, exceto na matriz da fácies pisolítica, essencialmente gibbsítica o  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (46,8%) tem maior teor. A ocorrência de perfis truncados e completos com pouca variação na sua composição química, mas ausência de crosta bauxítica sugere grandes variações nas condições de lixiviação em escala regional.

A lateritização desenvolveu crostas vermiformes e colunares a partir das rochas das Suítes Intrusivas Serra da Providência (Perfis 1 e 2) e Santo Antônio (Perfil 3). O mesmo deve ter ocorrido nas Suítes São Lourenço-Caripunas e Laje, mas a sua ausência indica que a evolução da paisagem truncou mais profundamente o perfil. A presença apenas de crosta ferruginosa indica prolongada erosão na região já que essas rochas assim como o restante do cráton Amazônico está exposto a lateritização há pelo menos 100 Ma (Tardy & Roquin 1998). Essa prolongada erosão esculpiu a Chapada dos Parecis (Almeida 1967) e o truncamento de perfis lateríticos formado anteriormente. O perfil 2 com crosta colunar, por estar numa posição topográfica um pouco mais elevada que os demais, provavelmente é remanescente desta fase erosiva como indica a presença de gibbsita. A ocorrência dos nódulos e pisólitos concêntricos que registram a alternância entre os climas quente úmido e climas mais secos também indica que é mais antigo que os demais. Por correlação com outras crostas ferruginosas da Amazônia sugere-se que as da região de Porto Velho foram formadas nos últimos 10 Ma, pois crostas bauxíticas necessitam pelo menos 50 Ma para se formarem (Horbe 2014).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. 1967. BOLETIM DNPM/DGM, 36, 241p.
- Anand, R.R.; Paine, M. 2002. Australian Journal of Earth Science 49: 3-162.
- Costa, M.L., 2007. Prospecção geoquímica de depósitos minerais metálicos, não metálicos, óleo e gás. São Paulo, SBGq, 1-46
- Beauvais, A.; Roquin, C. 1996. Geoderma, 73: 63-82.
- Fernandes Filho, L. A.; Costa, M. L.; Costa, J. B. S. 1997. Geociências 16: 9-33.
- Horbe, A.M.C. 2014. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais 9: 93-104
- Oliveira, F.S.; Varajão, A.F.D.C.; Varajão, C.A.C.; Boulangé, B.; Soares, C.C.V. 2013. Catena 105: 29-39.
- Scandolara J. E.; Fuck, R. A.; Dall'Agnol; R.; Dantas, E. L. 2013. Journal of South American Earth Science 45: 166-193.
- Soler, J.M.; Lasaga, A.C. 2000. Journal of South America Earth Science, (13):47-65.
- Silva, M.L.M.C.; Oliveira, S.M.B. 1992. Revista Brasileira de Geociências 22: 93-99.
- Tardy, Y.; Roquin, C. 1998. Dérive des continents, paleoclimat et altérations tropicales. BRGM. 473p.
- Taylor, S.R.; McLennan, S.M. 1985. The continental Crust: its composition and evolution.
- Théveniaute, H.; Freyssinet, P. 1999. Palaeogeography. Palaeoclimatology, Palaeoecology 148: 209-231.
- Tiesen, H.; Monaco, S.L.; Ramirez, A.; Santos, M.C.D.; Shang, C. 1996. Biogeochemistry 34: 1-17.
- Twidale, C.R. & Bourne, J.A. (1998). Australian Journal of Earth Science 45: 903-914.

# GEODIVERSIDADE NA AMAZÔNIA: GEOCONVERSAÇÃO EM CAVERNAS NÃO CARBONÁTICAS DO PARÁ.

*Me. Luciana Martins Freire*

*Universidade Federal do Pará - UFPA, Altamira – PA*

*Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente – PRODEMA, UFC,*

*Dr. Edson Vicente da Silva*

*Universidade Federal do Ceará – UFC, Fortaleza – CE*

*Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo*

*Universidade Federal do Ceará - UFC, Fortaleza – CE*

## INTRODUÇÃO

A presente pesquisa apresenta uma contribuição sobre a paisagem cárstica em rochas não carbonáticas, bastante comuns na Amazônia. Nesta, são analisadas as cavidades naturais subterrâneas da Província Espeleológica Altamira-Itaituba, tendo como principais a Caverna da Planaltina, a Caverna Pedra da Cachoeira e a Caverna do Limoeiro, desenvolvidas em arenito. Destaca-se, contudo, uma tipologia peculiar no qual apresenta um exemplo raro de caverna em folhelho: a Gruta Leonardo da Vinci.

O artigo propõe realizar uma associação referente à geodiversidade dessas unidades de paisagem espeleológicas, bem como sua importância geológica, ecológica, histórica e social para que haja assim a sua geoconservação. Sobre esses variados ambientes desenvolve-se uma biodiversidade incalculável, tema sempre investigado e com atenção especial quanto a sua proteção ecológica, ou seja, a bioconservação. Ainda é crescente o número de pesquisas que dão atenção especial ao hábitat físico como suporte a vida terrestre, até que nos anos 1990 iniciou-se uma discussão focada no patrimônio geológico: geodiversidade.

## METODOLOGIA

A pesquisa é fundamentada na análise geocológica da paisagem (RODRIGUEZ; SILVA, 2013), oferecendo bases para o conhecimento sobre a formação geológico-geomorfológico das unidades espeleológicas e a análise do estado atual de conservação dos recursos naturais que as constituem. No levantamento da fundamentação teórica, buscou-se fontes que tratam dos conceitos de Geodiversidade e Geoconservação (URBAN E OTESKA-BUDZIN, 1998; SHARPLES, 2002; BRILHA, 2005).

O levantamento de dados e informações sobre o Província Espeleológica Altamira-Itaituba foram adquiridas em instituições oficiais, grupos e associações de pesquisas espeleológicas: Centro Nacional de Estudo, Proteção e Manejo de Cavernas / Instituto Chico Mendes (CECAV/ICMBio); na Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE); na Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM); no arquivo técnico-científico do Grupo Espeleológico Paraense – GEP; e no Estudo de Impacto Ambiental (EIA) do Aproveitamento Hidrelétrico (AHE) de Belo Monte (ELETRONORTE, 2009). Em campo, o ambiente foi analisado com auxílio de cartas e mapas já produzidos sobre a região (CECAV/ICMBio; SBE; CPRM; Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE; ELETRONORTE, Ministério de Minas e Energia), além de criação de acervo fotográfico e georreferenciamento das cavernas por GPS (Global Positioning System), subsidiando no procedimento cartográfico com uso do *software* livre QGIS 2.4.0 na elaboração de mapeamento em escala 1:100.000. Destaca-se uso de dados geoespaciais (planos de informação da CECAV/ICMBio, IBGE, CPRM) adquiridos gratuitamente em pesquisa *webográfica*.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os aspectos geoambientais da natureza receberam valores diante dos seus múltiplos sentidos, sejam científico, estético, funcional e/ou sociocultural, enfim, essencial para a vida. Porém, a maior parte das ameaças à geodiversidade, por sua vez também dos componentes vivos, advém das ações dos seres humanos, necessitando trazer a tona o conceito de geoconservação. A geoconservação é um termo novo, em relação aos estudos ligados a conservação da natureza, uma vez que por mais tempo voltou-se uma maior importância científica para a proteção da biodiversidade, com foco em uma abordagem biocêntrica. Contudo, notou-se que não bastava apenas pensar nos seres vivos sem tomar conta do seu ambiente (habitat) natural, a geodiversidade.

Assim, a geodiversidade compreende apenas aspectos não vivos do nosso planeta. E não apenas os testemunhos provenientes de um passado geológico (minerais, rochas, fósseis), mas também os processos naturais que actualmente decorrem dando origem a novos testemunhos. A biodiversidade é, desta forma, definitivamente condicionada pela geodiversidade, uma vez que os diferentes organismos apenas encontram condições de subsistência quando se reúne uma série de condições abióticas indispensáveis. (BRILHA, 2005, p.18)

Ao lembrar que a “biodiversidade faz parte da geodiversidade”, Sharples (2002) desenvolve o conceito de geoconservação relacionado à gestão da conservação dos elementos abióticos da natureza, com foco principal na proteção do patrimônio geológico, em busca de proteger não apenas os recursos de valor científico ou necessários ao ser humano, mas também a manutenção dos processos ecológicos e diversidade biológica. Mais que proteger o patrimônio geológico, a geoconservação propõe-se a reconhecer a diversidade dos processos geológicos, geomorfológicos e pedológicos, em busca de minimizar os impactos negativos causados pelo ser humano, além de divulgar a importância da geodiversidade para manutenção da biodiversidade.

Urban e Oteska-Budzin (1998) realizaram uma aplicação do conceito de geodiversidade nas cavernas não carbonáticas da Polônia, tendo-se então como a razão de sua importância científica e, por sua vez, o motivo para necessidade de sua proteção ambiental. Elencaram ali as peculiaridades dos processos de formações das feições cársticas (definida pelos autores como pseudocarste ou não-carste), como critério científico principal para sua avaliação, além dos elementos bioespeleológicos e histórico-culturais. A Província Espeleológica Altamira-Itaituba configura-se por apresentar cavidades naturais subterrâneas formada por rochas não carbonáticas, expostas principalmente em arenitos da borda norte da Bacia Sedimentar do Amazonas. As cavidades estão alocadas nas proximidades do rio Xingu, em seu baixo curso, e da rodovia transamazônica, a BR-230 (Fig. 01).

As cavernas da Província são resultantes do processo de formação iniciada no Quaternário, diante das variações climáticas estabelecidas nesse período, caracterizadas pela baixa taxa de dissolução intempérica. Após a desagregação e remoção dos grãos de areia, formam-se feições erosivas designadas como *pipping* (fig. 02), associadas à percolação de água infiltrada pelos sistemas fratura, gerando assim a formação de cavidades (ELETRONORTE, 2009; FABRI e AUGUSTIN, 2013). São comuns espeleotemas nos tetos em formatos de scallops (caixa de ovos), formados pelo fluxo d'água ao longo do conduto atualmente seco (fig. 03 e 04). Destaca-se, contudo, um caso raro de formação cárstica em folhelho, na Gruta Leonardo Da Vinci, no qual o controle estrutural e a presença de metamorfismo de contato da intrusão Diabásio Penatecaua levaram ao desenvolvimento da gruta na Formação Barreirinha, pertencente ao Grupo Curuá (Fig. 05).



Figura 01: Localização das cavernas da Província Espeleológica Altamira-Itaituba - PA



Figura 02: Detalhe de arenito muito friável devido a processo de pipping – Caverna do Limoeiro, Medicilândia (PA)

Foto: Luciana Freire, 2015.



Figura 03: Aspecto de scallops no teto da caverna do Limoeiro (Medicilândia/PA).

Foto: César Veríssimo, 2015.

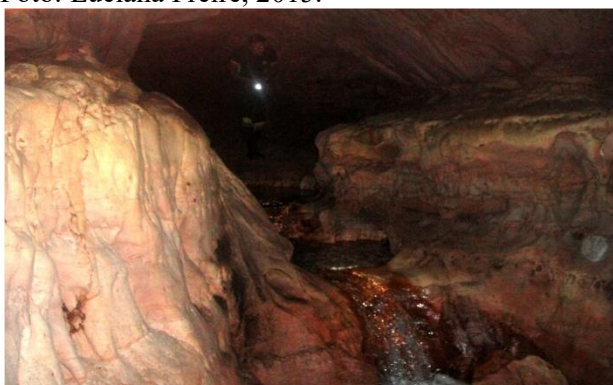


Figura 04: Detalhe do entalhamento vadoso devido à erosão provocada pelo córrego existente na caverna Pedra da Cachoeira, Altamira (PA). Foto: Luciana Freire, 2013.



Figura 05: Presença de sedimentos enrijecidos, devido ao metamorfismo de contato com silicificação.

Foto: Luciana Freire, 2013.

## CONCLUSÃO

A partir da análise geocológica da Província Espeleológica Altamira-Itaituba verificou-se que a degradação florestal é o principal impactos ambiental, interferindo diretamente na alimentação dos recursos hídricos subterrâneos, responsáveis pela dinâmica, evolução e esculturação do sistema cárstico. Constata-se que não existem políticas de planejamento voltadas para a proteção e preservação ambiental que abranjam as cavidades, tais Unidades de Conservação (UCs).

Assim, faz-se necessário pensar sobre propostas de geoconservação. Vale realizar uma associação à proposição de *geoparque*, proposto pela primeira vez em 1991 pela Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura (UNESCO), o qual busca a proteção do patrimônio natural junto a participação social e importância cultural registrado nas rochas e paisagens, ou seja, o patrimônio geológico. No Brasil, a proposta de geoparques está sendo desenvolvida pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), desde 2006, haja vista a imensidão de áreas ricas em geodiversidade. O Projeto Geoparques tem objetivos de identificar, levantar, descrever, diagnosticar e divulgar as áreas potenciais para criação de geoparques. Diante da rica geodiversidade das cavidades da Província, a presente pesquisa propõe a realização da quantificação e inventário de geossítios, a fim de estabelecer indicação dos usos adequados, além de futura criação de unidades de conservação junto aos órgãos federais, estaduais e municipais.

## REFERÊNCIAS

BRILHA, J (2005) **Patrimônio geológico e geoconservação**: a conservação da natureza na sua vertente geológica. Palimage Editores, Viseu.

ELETRONORTE (2009) **Aproveitamento Hidrelétrico Belo Monte**: Estudo de Impacto Ambiental. Centrais Elétricas do Norte do Brasil (ELETRONORTE), Brasília.

FABRI, F P; AUGUSTIN, C H R R (2013) Fatores e processos envolvidos no desenvolvimento de formas cársticas em rochas siliciclásticas em Minas Gerais, Brasil. **Revista Geografias**. Vol. 9, nº 1, UFMG: Belo Horizonte: 86-96.

RODRIGUEZ, J M M; SILVA, E V (2013) **Planejamento e Gestão Ambiental**: subsídios da Geoecologia das Paisagens e da Teoria Geossistemas. Editorial UFC, Fortaleza.

SHARPLES, C (2002) **Concepts and principles of geoconservation**. Tasmanian Parks & Wildlife Service web site. <http://dpipwe.tas.gov.au/Documents/geoconservation.pdf> [acedido em 10 Abril 2015]

URBAN, J, OTESKA-BUDZYN, J (1998) **Geodiversity of pseudokarst caves as the reason for their scientific importance and motive of protection**. *Geologica Balcanica*, Sofia: 163-166.

VASQUES, M L; ROSA-COSTA, L T (Orgs.) (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, Escala 1:1.000.000. CPRM, Belém.

# **CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DE CAVERNAS DESENVOLVIDAS COMO PRODUTOS DE ALTERAÇÃO DE ROCHAS MÁFICAS NA UNIDADE ESPELEOLÓGICA CARAJÁS – SUDESTE DO PARÁ**

*Ana Karita da Cunha SOUSA (1); Daniele Freitas GONÇALVES (2); Joel Buenano MACAMBIRA (3)*

(1) PROCAV - Levantamento Geoespeleológico de cavidades naturais da unidade espeleológica de Carajás, Província Mineral de Carajás – Pará; (2) VALE S.A. Parauapebas/PA; (3) UFPA - Universidade Federal do Pará, Belém/PA).

[anakarita16@hotmail.com](mailto:anakarita16@hotmail.com); [daniele.freitas.goncalves@vale.com](mailto:daniele.freitas.goncalves@vale.com); [joel@ufpa.br](mailto:joel@ufpa.br);

## **INTRODUÇÃO**

O platô S11D está inserido no conjunto de platôs Serra Sul que situa-se na Província Mineral de Carajás, no sudeste do Estado do Pará. A região encontra-se no domínio do Planalto Dissecado do Sul do Pará. Os platôs exibem topo geralmente plano a ondulado, com cotas variando de 500 a 800 m. Na porção mais arrasada, ocorre um pediplano regional com cotas variando de 250 a 350 m. Nesta porção, observa-se a ocorrência de platôs e serras isoladas, com cotas superiores a 500 m, dentre os quais Serra Sul, que constituem resquícios da Superfície Sul Americana, desenvolvida entre o Cretáceo e Terciário Superior. Cavidades naturais subterrâneas (cavernas) desenvolveram-se nesta área, como produtos de intemperismo de formações ferríferas e rochas associadas do Grupo Grão-Pará. Estudos enfocando a caracterização detalhada das rochas hospedeiras de cavidades ainda são escassos nesta área. Portanto, o presente estudo consistiu na caracterização mineralógica e petrográfica de uma cavidade (S11D-47) localizada em Serra Sul, precisamente no platô S11D, afim de entender e avaliar como deu-se o processo de intemperismo e químico sobre tais rochas.

## **METODOLOGIA**

Os métodos utilizados neste estudo foram a DRX e microscopia ótica, precedidos por um amplo levantamento bibliográfico. Uma etapa de campo foi realizada no dia 16/06/2013, objetivando coletar dados e amostras. Foram coletadas 7 amostras de rocha referente às porções de piso, teto, blocos abatidos e espeleotemas desta cavidade.

## **DISCUSSÃO E RESULTADOS**

A caverna estudada encontra-se inserida na borda SE do platô S11D, em área de ocorrência da Formação Parauapebas (Figura 01). Sua entrada apresenta altitude de 725,0 m, projeção horizontal de 72,0 m e área total de 359,0 m<sup>2</sup>. O padrão morfológico desta caverna se enquadra no padrão espongiforme (PILÓ; AULER, 2009). Este padrão caracteriza-se por apresentar condutos de tamanhos variados, em alguns casos, de formato globular, que se interconectam, normalmente, por passagens mais estreitas, como poros de uma esponja (Figura 02).

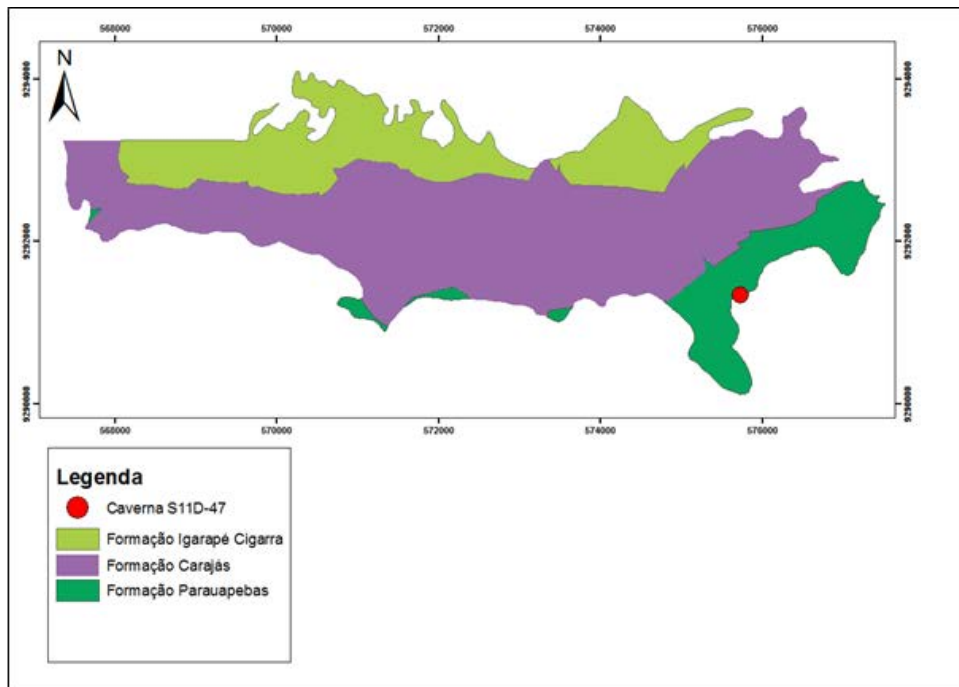


FIGURA 1: Mapa geológico da Serra Sul, Corpo S11D, com destaque à cavidade de estudo. Modificado de Cabral (2014)

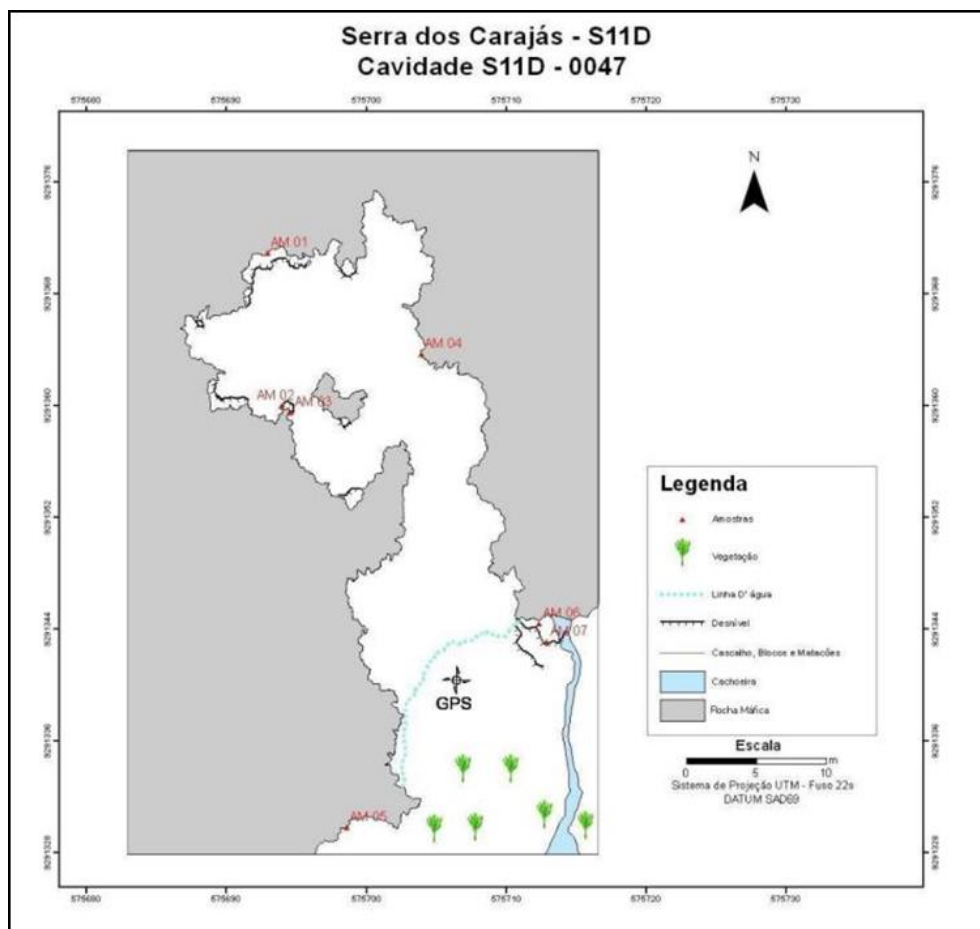


FIGURA 2: Planta Baixa da Cavidade S11D-47 de aspecto morfológico esponjiforme, com a localização dos pontos de coleta das amostras estudadas.



A rocha constituinte da caverna S11D-47 mostra-se bastante intemperizada, trata-se de uma rocha de coloração avermelhada, aspecto terroso, localmente friável, onde foram observadas feições circulares a subcirculares centimétricas, preenchidas por um material esbranquiçado, com textura sedosa e material gelatinoso com coloração amarelada. Estalactite de material ferro-gelatinoso no teto da caverna também foi observado. Microscopicamente, apresenta textura porosa bem desenvolvida, cristais de hematita com textura granular imersos em um plasma goethítico criptocristalino de coloração vermelho amarelado. Localmente, foram identificados cristais de gibbsita que preenchem parcial ou totalmente, poros e microfissuras. Os poros exibem formas irregulares, por vezes arredondados, em algumas porções, apresentam interconexões tornando-se alongados. Mostram dimensões que variam de 0,1mm a 1mm.

Os cristais de hematita exibem, predominantemente, textura granular, coloração branca aczentada, birreflectância ausente. Encontram-se, em sua maioria, com contornos irregulares e tamanhos que variam de 0,001mm a 2mm. Observou-se também, cristais de hematita que mostram-se como finos revestimentos que bordejam espaços vazios. A goethita apresenta-se, geralmente, como um plasma criptocristalino de coloração vermelho amarelado. Observa-se, pontualmente, cristais de goethita com habito fibrorradial, intercrecidos nas paredes dos vazios. Os cristais de gibbsita apresentam-se subédricos, ocorrem preenchendo parcial ou totalmente zonas porosas e microfissuras, exibindo maclamento polissintético característico.

As análises por DRX foram realizadas levando-se em consideração a coloração e os aspectos texturais da rocha, com isso, as porções de coloração avermelhada, coloração branca e porções de coloração amarelada com textura gelatinosa foram submetidas a estas análises.

A porção avermelhada apresentou cristais de gibbsita ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ), hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) e goethita ( $\text{FeO}(\text{OH})$ ). A gibbsita ocorre em maiores quantidades e elevado grau de cristalinidade, enquanto que hematita e goethita mostram-se em quantidades e grau de cristalinidade inferiores. Na porção branca foi indentificado montmorilonita ( $\text{Al}(\text{OH})_2\text{Al}_2\text{SiO}_{10}(\text{OH})_2$ ), rancieita ( $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{Mn}_4\text{O} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) e caulinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ), sendo a montmorilonita é o mineral com maior grau de cristalinidade, enquanto que a rancieita e a caulinita apresentaram menor grau de cristalinidade.

A porção amarelada exhibe gibbsita ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ), hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), ferrowillieita ( $\text{AlFe}_2\text{Na}(\text{PO}_4)_3$ ) e nissonita ( $\text{Cu}_2\text{Mg}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})$ ). Sendo a gibbsita e hematita os minerais com grau de cristalinidade mais elevado e os dois últimos minerais com grau de cristalinidade bem inferior. A partir da assembleia mineralógica presente, constituída por hematita, gibbsita, goethita, montmorilonita, caulinita, ferrowillieita, nissonita, sugere-se que a rocha estudada tratava-se de uma rocha basáltica enriquecida em piroxênio e plagioclásio. Baseado em Lemos (1981), foi feita uma relação dos supostos minerais primários com os minerais secundários, estes teriam se originado a partir da intensa alteração supergênica superimposta a estas rochas. Primeiramente, os piroxênios, por serem os minerais mais instáveis com relação ao plagioclásio, nos primeiros estágios de alteração, transformaram-se em montmorilonita e, com o processo da lixiviação foi possível a formação de cristais de caulinita pouco cristalizada. Com o avanço dos processos de lixiviação, pode ter ocorrido a dessilicificação da caulinita, liberando alumina para o sistema, a qual se reprecipitou na forma de gibbsita em microfissuras e zonas porosas.

A hematita presente pode ter sido resultado da concentração do ferro ocasionada pela lixiviação dos minerais ferromagnesianos, típicos de rochas básicas. Os minerais nissonita ( $\text{Cu}_2\text{Mg}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})$ ) e ferrowillieita ( $\text{AlFe}_2\text{Na}(\text{PO}_4)_3$ ) são minerais fosfáticos. Possivelmente, a formação desses minerais deu-se a partir de reações químicas entre o guano, rico em fósforo e soluções ricas em Mg, Fe, Al e Cu. A rancieita ( $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{Mn}_4\text{O} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), silicato de manganês com cálcio, provavelmente formou-se a partir de processos

supergênicos, onde minerais contendo manganês, em contato com a atmosfera se desestabilizaram e oxidaram.

## **CONCLUSÃO**

O estudo e análises realizados sugerem que a assembleia mineralógica da rocha constituinte da caverna S11D-047 seria o resultado da atuação intempérica de rochas vulcânicas máficas da Formação Parauapebas do Grupo Grão- Pará. Infelizmente não foi possível a coleta da rocha inalterada visando a identificação de minerais e estruturas primárias e comparação com a rocha hospedeira atual.

## **REFERÊNCIAS**

CABRAL, E. S. *Petrografia de formações ferríferas (bif's) associadas a cavernas da Serra Sul (Serra Dos Carajás – PA)*. 2014. 64 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências e Engenharias, Marabá.

LEMOS, V. P. *Alteração supergenica das rochas básicas do Grupo Grão Pará- implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5- Serra dos Carajas*. 1981 (Tese de Mestrado.)

PILÓ, L. B.; AULER, A. Geoespeleologia das cavidades em rochas ferríferas da região de Carajás, PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 30., 2009, Montes Claros. *Anais...* Montes Claros: SBE, 2009. p. 181-186.

# MINERALOGIA E PEROGRAFIA DE ESPELEOTEMAS EM CAVIDADES DESENVOLVIDAS EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS/LATERÍTCAS DA REGIÃO DE CARAJÁS

*Pinheiro, T.G.C.<sup>1</sup>; Gonçalves, D.F.<sup>2</sup>; Santos Junior, A.E.A.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará; <sup>2</sup>Vale S.A.; <sup>3</sup>Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará;

## INTRODUÇÃO

A região de Carajás localiza-se na porção sudeste do Estado do Pará, a aproximadamente 166 km da cidade de Marabá. Nesta região ocorre uma das maiores reservas de minério de ferro do mundo associada também a Unidade Espeleológica Carajás, que exhibe uma quantidade de cavidades naturais desenvolvidas em formações ferríferas/lateríticas e seus produtos de alteração. Geomorfológicamente, Carajás está inserida no domínio do Planalto Dissecado do Sul do Pará, o qual consiste em um conjunto de Platôs com topo geralmente plano a ligeiramente ondulado. A região mais rebaixada compreende um pediplano regional com cotas que variam entre 250 e 350 m (RESENDE e BARBOSA, 1972). Nesta última, platôs e serras isoladas com cotas superiores a 500 m ocorrem dentro desse pediplano como resquícios da Superfície Sul Americana desenvolvida entre o Cretáceo e o Terciário Superior. Geologicamente, os platôs e serras são sustentados por um espesso manto laterítico, comumente denominado canga, desenvolvido a partir do intemperismo e degradação das formações ferríferas e rochas vulcânicas ácidas e básicas do Grupo Grão-Pará (MACAMBIRA, 2003), além das rochas sedimentares clásticas da Formação Águas Claras. O manto laterítico mostra comumente feições pseudocársticas (cavidades naturais), que normalmente ocorrem na interface formação ferrífera/cobertura laterítica (KOTSCHOUBEY & LEMOS, 1985; SOUZA & KOTSCHOUBEY, 1991; SOUZA, 1993; MAURITY & KOTSCHOUBEY, 1995). O presente trabalho envolveu os estudos mineralógico e petrográfico de espeleotemas que ocorrem em duas cavidades naturais subterrâneas em platôs de Serra Norte (N4WS) e Serra Sul (S11D), a fim de entender o processo de interação entre a rocha hospedeira da cavidade e a formação e crescimento dos espeleotemas.

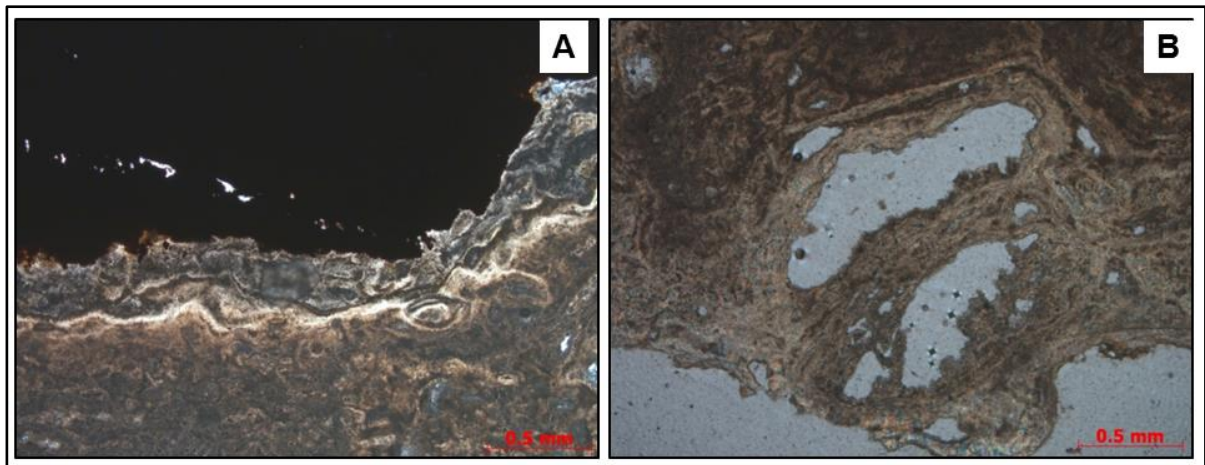
## METODOLOGIA

Os métodos utilizados foram essencialmente DRX e microscopia ótica, precedidos por um exaustivo levantamento bibliográfico. Foram analisadas petrograficamente 12 amostras, avaliando-se características como cor, textura, forma, tamanho e disposição na rocha hospedeira. A análise mineralógica por DRX foi realizada em 14 amostras.

## RESULTADO

### CAVIDADE N4WS-067

Os espeleomas identificados nesta cavidade desenvolvem-se no teto parede e piso e apresentam formas variadas identificadas como: parafuso, dedo, esfera e estalactite. A análise por DRX identificou os seguintes minerais: A) esfera – esfeniscidita  $(\text{NH}_4, \text{K})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{OH}(\text{PO}_4)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  e nitromagnesita  $(\text{Mg}(\text{NO}_3)_2(6\text{H}_2\text{O}))$ . B) parafuso - leucofosfita  $(\text{KFe}_2^{3+}(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ , esfeniscidita  $(\text{NH}_4, \text{K})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{OH}(\text{PO}_4)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . C) dedo - leucofosfita  $(\text{KFe}_2^{3+}(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ , esfeniscidita  $(\text{NH}_4, \text{K})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{OH}(\text{PO}_4)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , gibbsita  $(\text{Al}(\text{OH})_3)$  e quartzo  $(\text{SiO}_2)$ . D) estalactite - esfeniscidita  $(\text{NH}_4, \text{K})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{OH}(\text{PO}_4)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , leucofosfita  $(\text{KFe}_2^{3+}(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O})$  e fosfósiderita  $(\text{Fe}(\text{PO}_4)(\text{H}_2\text{O})_2)$ . Todas as formas de espeleotemas são constituídas por minerais fosfáticos. Petrograficamente, os minerais fosfáticos ocorrem de forma intracamada ao longo de golfos e reentrâncias, mostrando textura rugosa acinzentada (Figura 1A). Dentro da massa fosfática ocorrem ainda espaços vazios, exibindo bordas de corrosão (Figura 1B).

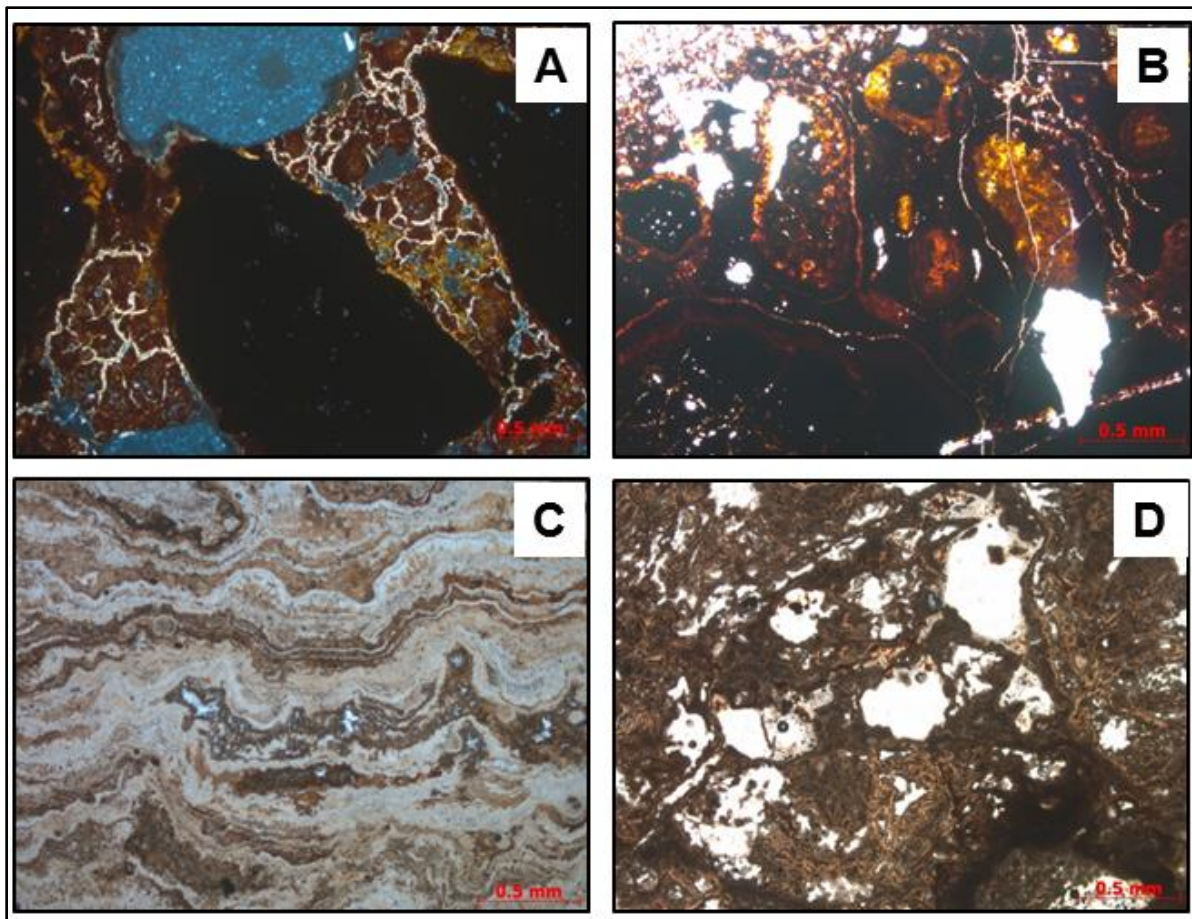


**Figura 1:** Fotomicrografia referente aos espeleotemas N4WS-67-01. A) Interface canga revestimento fosfático. B) Presença de vazios dentro da porção fosfática, com bordas de dissolução.

### CAVIDADE S11D-83

Os espeleotemas identificados nesta cavidade são crostas que ocorrem em forma de: revestimento cristalino, coraloide, botrioide, escorrimento e pingente. Foram realizadas análise no guano do morcego, além de fragmentos como a crosta amarelada impregnada em canga. Por meio da DRX foram identificados os seguintes minerais em seus respectivos espeleotemas; A) revestimento cristalino – esfenicidita  $(\text{NH}_4, \text{K})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{OH}(\text{PO}_4)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , quartzo ( $\text{SiO}_2$ ). B) coraloide - brushita ( $\text{CaPO}_3(\text{OH})2\text{H}_2\text{O}$ ), Gipso ( $\text{CaSO}_42\text{H}_2\text{O}$ ), monetita ( $\text{CaPO}_3(\text{OH})$ ). C) botrioide – gipso ( $\text{CaSO}_42\text{H}_2\text{O}$ ), quartzo ( $\text{SiO}_2$ ), silvialita ( $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{SO}_4)$ ). D) crosta amarelada – goethita ( $\text{Fe}^{+3}\text{O}(\text{OH})$ ), hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), maghemita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). E) escorrimento – leucofosfita ( $\text{KFe}_2^{3+}(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), esfenicidita  $(\text{NH}_4, \text{K})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{OH}(\text{PO}_4)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , quartzo ( $\text{SiO}_2$ ). F) pingente – esfenicidita  $(\text{NH}_4, \text{K})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{OH}(\text{PO}_4)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , gipso ( $\text{CaSO}_42\text{H}_2\text{O}$ ), quartzo ( $\text{SiO}_2$ ). G) crosta amarelada impregnada em canga – goethita ( $\text{Fe}^{+3}\text{O}(\text{OH})$ ), hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), maghemita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), fluorapatita ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ ). H) Guano seco – leucofosfita ( $\text{KFe}_2^{3+}(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), maghemita ( $\text{Fe}_{21.16}\text{O}_{31.92}$ ), quartzo ( $\text{SiO}_2$ ). A maioria das formas de espeleotemas apresentam minerais fosfáticos, com exceção do botrioide e da crosta amarelada.

A análise petrográfica revelou que a rocha que constitui o substrato dos espeleotemas mostra clastos de canga laterítica perfazendo um arranjo brechóide/conglomerático. Esta rocha caracteriza-se por fragmentos subarredondados hematíticos e córtex de goethita, cimentados por conteúdo fosfático e goethítico. Sobrepostos a esse substrato, ocorrem os espeleotemas caracterizados por bandamento cíclico de precipitados químicos alternados de fosfato límpido e fosfato de ferro, apresentando continuidade lateral com sequências de camadas intercaladas. Ocorrem ainda estruturas cavernosas fosfáticas, similares a uma estrutura esquelética ou orgânica (Figura 02).



**Figura 2:** A) Fotomicrografia da canga laterítica compreendendo conglomerado brechoide hematítico. B) processo de formação de oóide no cimento de goethita. C) Bandamento associado a uma ciclicidade relacionado à água ou à presença do ferro. D) Estruturas cavernosas fosfáticas.

## DISCUSSÃO

Com base nos dados apresentados foi possível a caracterização dos espeleotemas que ocorrem nas cavidades N4WS-067 e S11D-83.

Os espeleotemas encontram-se encrustados sobre capa ferruginosa de canga laterítica, sendo que na interface canga e espeleotemas ocorre uma estrutura rugosa de camadas contínuas intercaladas, sendo que há um aumento da composição fosfática à medida que há um afastamento da canga. A estrutura bandada das camadas intercaladas na base dos espeleotemas é atribuída a precipitados químicos oriundos de processo de lixiviação da canga laterítica em períodos alternados de fosfato límpido e fosfato associado ao ferro.

As estruturas cavernosas fosfáticas, semelhantes a uma estrutura esquelética, análogo a uma trama orgânica, podem estar relacionadas a processo de mineralização fosfática, onde através de troca iônica do fosfato e a estrutura orgânica constituída pelo guano, mineralizou estrutura esquelética.

A ocorrência de minerais fosfáticos de ferro e de outros elementos associados: leocofosfita ( $\text{KFe}_2^{3+}(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), esfeniscidita ( $(\text{NH}_4, \text{K})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{OH}][(\text{PO}_4)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), fosfosiderita ( $\text{Fe}(\text{PO})_4(\text{H}_2\text{O})_2$ ), brushita ( $\text{CaPO}_3(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), monetita ( $\text{CaPO}_3(\text{OH})$ ) é atribuída à interação em meio ácido dos produtos de intemperismo com o guano de morcegos presentes nas cavidades naturais estudadas. Este fato se baseia no baixo teor de  $\text{P}_2\text{O}_5$  na formação ferrífera e na rocha hospedeira, em torno de 0,2%, que não seriam prováveis fontes do fosfato, devido suas baixas concentrações.

Há duas hipóteses para a gênese e distribuição dos espeleotemas fosfáticos na cavidade. A primeira delas está relacionada ao guano da colônia de morcegos no teto da

cavidade. Os ions fosfáticos lixiviados interagem com a rocha hospedeira produzindo espeleotemas no piso da cavidade. O espeleotema fosfático gerado no teto formam depósitos químicos de estalactites e os espeleotemas na parede ocorrem pelo escorrimento da água lateral.

A outra hipótese está relacionada ao conteúdo de vapor no interior das cavidades estudadas, produto do guano de morcegos, por um processo de umidificação dentro da cavidade que torna o ar úmido, havendo em suas partículas soluções contendo H<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> o que explica a distribuição de espeleotemas fosfáticos em todas as partes: teto, parede e piso. Entretanto, neste caso admite-se que a distribuição e gênese dos espeleotemas fosfáticos estejam relacionadas ao guano de morcegos.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

KOTSCHOUBEY, B. & LEMOS, V. P. 1985. **Considerações sobre a origem e gênese das bauxitas da Serra dos Carajás.** Simpósio Geologia Amazônia, 2. Anais. Belém, SBG/NN, 3: 48-61.

MACAMBIRA J.B. 2003. **O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta demodelo evolutivo para a Bacia Grão Pará.** 217 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

MAURITY, C.W. & KOTSCHOUBEY, B. 1995. **Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 – Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas.** Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi. Série Ciências da Terra 7: 331-362.

Rezende, N.P. de & Barbosa, A. L. De M., 1972. **Relatório de pesquisa de minério de Ferro, distrito ferrífero da Serra dos Carajás – Estado do Pará.** Relatório Final.

SOUZA, C. I. J. & KOTSCHOUBEY, B. 1991. **Alguns aspectos micromorfológicos e gênese da cobertura residual sobre as rochas sedimentares da Serra dos Carajás-PA.** Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Anais. Belém, SBG/NN. 1: 569-583.

# CONTRIBUIÇÃO HIDROGEOLÓGICA NA FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO DAS CAVIDADES NATURAIS DA SERRA LESTE, CARAJÁS-PA.

Ana Nilza OLIVEIRA (1) Valéria dos Reis PINHEIRO (2)

(1) PROCAV- Projeto de Cavidades (Vale/ FADESP/ UFPA), Marabá- PA (2)

UNIFESSPA- Universidade Federal Do Sul E Sudeste Do Pará, Marabá- PA

Contatos: [ana-nilza@hotmail.com](mailto:ana-nilza@hotmail.com); [anaval.pinheiro@gmail.com](mailto:anaval.pinheiro@gmail.com)

## INTRODUÇÃO

As cavidades naturais subterrâneas são formadas frequentemente pela ação das águas que atuam dissolvendo e erodindo diferentes tipos de rochas, aliado a fatores estruturais e geomorfológicos. Grande parte das cavidades ocorre em rochas carbonáticas (calcários e dolomitos), pois estas litologias são mais favoráveis aos processos de dissolução. Entretanto, arenitos e quartzitos são também muito susceptíveis a formar cavernas, aparentemente devido a fatores geomorfológicos e climáticos mais erosivos. Recentemente, constatou-se, em áreas de formação ferríferas/lateríticas, a existência de um número expressivo de cavidades naturais. No Brasil, ocorrem áreas com algumas das maiores reservas de minério de ferro do mundo e estas reservas estão intimamente associadas a um grande potencial espeleológico nestes litotipos.

Objetivo geral é identificar e compreender como os processos hidrogeológicos contribuem para a formação das cavidades naturais de Serra Leste. Para tal estudo faz-se necessário o reconhecimento e a caracterização de determinados aspectos geológicos como: reconhecimentos das estruturas presentes na área e como elas facilitam a percolação da água nas cavidades; aliar informações de rede de drenagem, pluviometria e estrutural para estabelecer um padrão de formação de cavidades

## Localização

A Província Mineral de Carajás está localizada a sudeste do Cráton Amazônico e faz parte da Província Amazônia Central. Foi formada e estabilizada tectonicamente no Arqueano e pode ser dividida em duas unidades geotectônicas: a norte, localiza-se o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (ARAÚJO et al., 1988); e ao sul, o Terreno Granito-Greenstone Rio Maria. A Serra Leste está inserida na Província Mineral de Carajás e localiza-se no município de Curionópolis estado do Pará.

## METODOLOGIA

Os métodos aplicados neste trabalho foram os seguintes: pesquisa bibliográfica, confecção e interpretação de mapas, saídas de campo e a elaboração do relatório final. Os mapas foram produzidos a partir da análise de sensores remotos e fointerpretação. Foram utilizadas as fotos de radar e imagens de radar, LIDAR, LANDSAT, IKONOS, SRTM. Através da fointerpretação foi possível a extração de drenagem realizada manualmente e confecção de mapas temáticos detalhados através de softwares de GIS e Global Mapper. Posteriormente os dados de relevo e drenagem foram analisados e interpretados seguindo o método de lógica e sistemática de Soares & Fiori (1976) e divididos em zonas homólogas.

Para o estudo do comportamento tectônico da área foram utilizados diagramas esquemáticos para elaboração de elipsoides de deformação que foi classificada segundo os padrões de Riedel (1929). Foram realizadas duas visitas a campo nos dias 07/11/2014 e 26/11/2014 onde foram visitadas 5 cavidades: SL- 201,SL-118, SL-119, SL-120 e SL-257

## RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os dados obtidos a partir do estudo detalhado da área, procurando caracterizar os padrões responsáveis pela formação de cavidades em Serra Leste. Estudos combinados da geologia local, mapas temáticos, geologia estrutural,

pluviosidade e dados de campo foram integrados permitindo a compreensão do caminamento da água e sua contribuição para a formação das cavidades.

### **Fotointerpretação**

A fotoanálise e fotointerpretação das imagens de radar SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) permitiu a confecção de um mapa detalhado da rede de drenagem da área de Serra Leste. Isto permitiu o traçado sistemático e homogêneo da rede, onde foi possível retirar informações das propriedades da rede de drenagem relacionadas especialmente à estruturação geológica da área, variações no estilo estrutural, definição de formas, zonas de partição dos elementos e seus limites. Para uma análise estrutural mais detalhada foi adotado o modelo de fraturas e juntas de Riedel (1929), onde foram identificados elipsoides de deformação com o auxílio dos mapas temáticos da área, como a rede de drenagem e alinhamentos de relevo e drenagem. A partir da identificação dos elipsoides foram interpretadas as possíveis fraturas abertas possibilitando a previsão do funcionamento do da percolação da água nas estruturas e as zonas de recarga condutoras da água subterrânea.

No mapa da estão dispostas as estruturas abertas (anti-riedels) e os elipsoides encontrados na área. O elipsoide com direção WNW-ESE apresenta estruturas anti-riedels com direção NNE-WEW. Os dois elipsoides principais possuem direção NNE-WEW e estruturas anti-riedels com direção NNE-WEW. Identificou-se que as cavidades de Serra Leste estão dispostas no elipsoide com estruturas anti-riedel de direção NNE-WEW.

### **Caracterização das Cavidades**

Durante as campanhas de campo cinco cavidades foram visitadas. As cavidades apresentaram características particulares, estruturas bem definidas, onde foram realizadas análises estruturais para uma melhor definição de como o controle hidrogeológico influenciou a geração das cavidades.

A cavidade SL-201, localiza-se na encosta da serra, com uma área interna de 9 m<sup>2</sup> e aproximadamente 2,5 m de altura. Apresenta coloração castanho-avermelhada, estrutura maciça, com níveis composicionais.

Nota-se que a cavidade foi formada a partir de controle estrutural, pois observou-se que a mesma formou-se em meio a uma dobra e um conjunto de falhas. Composicionalmente infere-se que foi formada a partir do intemperismo de rochas máficas, possivelmente rochas vulcânica. Espeleotemas tipo crosta branca estão presentes em grande quantidade. Foram identificadas ranhuras, interpretadas como estrias de falhas. Essas estruturas ocorrem por toda a cavidade e seguem uma mesma orientação (170 Az) e a presença de muitas falhas corrobora essa análise (79°/260 Az),

A cavidade SL-118 localiza-se próxima as cavidades SL-119 e SL-120, e apresenta características estruturais e litológicas semelhantes entre si. A cavidade SL-118 tem uma área interna de 15m<sup>2</sup> e aproximadamente uma altura de 1,90 m em sua parte mais alta, sendo essa a maior das três cavidades Apresenta uma coloração avermelhada, observa-se uma diferença litológica entre a parede e o teto, sendo o teto formado por canga e as paredes formadas por formação ferrífera bandada.

O controle estrutural da cavidade é o resultado da formação de dobras cujos contatos entre os litotipos nos seus flancos facilitam a percolação da água originando um conduto hidráulico e levando a de dissolução das bandas silicosas. Infere-se a formação de fosfato por dissolução seguida de precipitação e crosta branca, formado pelo processo de exsudação da rocha; Foi observada ainda a ocorrência de espeleotemas do tipo microestalactite que se formam na canga.

Foram identificadas “ranhuras” que ocorriam restritas apenas a determinados níveis da formação ferrífera. O que foi interpretado como um processo de exposição subaérea, o qual possibilitou a dissolução da sílica formando assim, esses condutos.



Desta forma, assumiu-se que o principal fator de formação dessas cavidades é o controle hídrico.

As atitudes estruturais medidas em campo foram fundamentais para o melhor entendimento da formação dessas cavidades, pois foram encontradas dobras com flanco 210 Az e mergulho 62°, fraturas com *trend* 230 Az e veios de quartzo com direções de 280 Az e 300 Az.

A cavidade SL-257 compreende é composta por formada por quatro salões, o primeiro mede cerca de 9m<sup>2</sup>. o segundo salão com aproximadamente o mesmo tamanho da anterior. O terceiro salão tem cerca de 6m<sup>2</sup> e o quarto, com formato retangular mede cerca de 3 m de largura por 6 m de comprimento. Há uma grande dificuldade de acesso pelo fato de sua entrada ser estreita e haver vários blocos soltos no seu interior.

A cavidade SL- 157 se diferencia das demais por apresentar uma umidade elevada, o que proporciona um processo de dissolução mais acentuado e grande quantidade de estruturas circulares. O teto é formado por canga e paredes formadas por FFB. Próximo à entrada da cavidade foram identificadas fraturas com *trend* 73°/52 Az.

De acordo com os aspectos gerais descritos verificou-se que a cavidade originou-se inicialmente, por turbilhonamento devido à uma grande massa de água, em declive, o que promoveu tanto a dissolução como a erosão da rocha, e que posteriormente foi controlada pelo abatimento de blocos e percolação da água.

## **DISCUSSÃO**

A partir dos dados bibliográficos estudados e das análises fotointerpretadas foi possível estabelecer uma relação entre estes e os dados coletados nas cavidades em campo. As cavidades de Serra Leste possuem padrão hídrico distinto. Na cavidade SL-201 notou-se um controle estrutural bastante evidente, onde observou-se que a mesma originou-se a partir do flanco de uma dobra com presença de falhas por toda a cavidade evidenciadas pela presença de estrias de falhas. Tais falhas facilitam a infiltração, pois a densidade e a disposição do fraturamento exercem influência sobre a infiltração de água no maciço rochoso. Em um maciço muito fraturado a quantidade de fraturas é tal que a infiltração verticalizada mostra maior possibilidade de atingir a cavidade.

As cavidades SL-118, SL 119 e SL 120 apresentam uma estruturação semelhante à cavidade SL-201, no entanto o padrão hídrico é mais evidente. A cavidade composta por teto de canga e paredes de hematita foi provavelmente formada por tubos de percolação de água que estão presentes em pequena e grande escala. As estruturas presentes são evidências da forte ação da água na formação das cavidades, como as microestalactites que são formadas por gotejamento e dissolução de minerais presentes na rocha.

A cavidade SL-257 se enquadra nos padrões de falhas presentes nas demais cavidades de Serra Leste, apresenta lamina d'água no piso. A ação da água proporciona a formação de estruturas circulares que podem ser responsáveis pela formação da cavidade. Devido ao progresso dessas formações há o abatimento de blocos ocasionando o surgimento dos vários patamares na cavidade.

As condições pluviométricas e estruturais em que as cavidades estão inseridas facilitam a recarga hídrica e favorecem o avanço na sua formação. A partir dessa análise foi constatado que a gênese das cavidades de Serra Leste segue os padrões propostos por Pinheiro & Maurity (1988). Durante a primeira fase, inteiramente na zona freática, ocorre a formação de complexos alumino-ferrosos e argilo-minerais instáveis de ferro, alumínio e sílica que preenchem os vazios da canga e da formação ferrífera bandada. A remoção deste material residual instável leva à formação de orifícios irregulares que podem ser observados nas paredes da cavidade SL-201. A segunda etapa, ainda na zona freática, envolve processos erosivos e a formação de tubos presentes nas cavidades SL-118, SL-119 e SL-120, que basicamente expandem as cavidades geradas na primeira etapa, levando então à formação de

condutos e salões. Esses processos erosivos serão intensificados quando a cavidade passar a ser exposta a atuação da água meteórica, propiciando também a atuação de processos de abatimento de blocos, como na cavidade SL- 257.

Pinheiro & Maurity (1988) e Pilo & Auler (2005) consideram a existência de duas etapas distintas na formação das cavernas de minério de ferro e canga. A primeira delas com predominância de processos dissolutivos (químicos) e a segunda sob a ação de processos erosivos (físicos). A primeira etapa, endógena, envolve reações químicas no interior da massa rochosa na zona freática, gerando zonas de alta porosidade. Posteriormente o material friável resultante será lixiviado para o exterior.

Essa segunda etapa, iniciada na zona freática, pode ter continuidade na ação da água meteórica, quando os processos de formação de tubos podem vir a ser favorecidos. Iniciada a etapa erosiva das cavidades e sendo estabelecida uma saída para o exterior, os processos físicos foram incrementados e facilitados devido ao padrão de falhamento das cavidades. Material de granulometria fina foi aportado para o interior das cavidades, principalmente, via canalículos, de onde foi evacuado para o exterior. Nas cavidades de Serra Leste esse modelo pode ser aplicado a praticamente todas as que foram visitadas, sendo que mesmas estão localizadas nas vertentes da serra e o seu padrão erosivo pode ser claramente reconhecido assim como sua evolução.

## REFERÊNCIAS

AULER, A.; CALUX, A. Geoespeleologia e Análise de Relevância, estudos espeleológicos Serra Leste. Belo Horizonte, Setembro de 2011.

BARROS, C.E.M; NASCIMENTO, V.M; FILHO, C.A.M Revisão da estratigrafia das rochas da Serra Leste Província Mineral de Carajás, Revista brasileira de geociências 40(2): 167-174, junho de 2010

COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: ROSACOSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (Coord.). Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: FINEP/SBG–Núcleo Norte. v. 5, p. 15-90.

MACHADO, N; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.H.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon shield, Brazil. Precambrian Research, 49:329-354. PILO L. B. & A. S. AULER. 2005. Cavernas em minério de ferro e canga de capao Xavier, quadrilátero ferrífero, MG. O Carste. Vol.17(3):92---105.

PINHEIRO, R.V.L.; MAURITY, C.W. 1988. As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás (PA) – Brasil. In: CONGRESSO DE ESPELEOLOGIA DA AMÉRICA LATINA E DO CARIBE, 1., 1988, Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Espeleologia, 1988. p. 179-186 RIEDEL, W. 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Centralblatt Min.Geol. Pal., Abt. B., p:354-369..

SOARES, P.C.; FIORI A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Campinas, Notícia Geomorfológica, 1976. 16 (32): 71–104

VIALON, P; RUHLAND, M.; GROLIER, J. 1991. Éléments de tectonique analytique. Masson, Paris. 118p

# GÊNESE E EVOLUÇÃO DE ESPELEOTEMAS EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS, CAVIDADE N4E-029, SERRA NORTE DE CARAJÁS-PA

Isaque Conceição Rodrigues da Silva<sup>1</sup> & Antônio Emídio de Araújo Santos Júnior<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geólogo, Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

<sup>2</sup>Geólogo, Professor Dr. adjunto da Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

[isaquerodrigues-@hotmail.com](mailto:isaquerodrigues-@hotmail.com)<sup>1</sup> [emidiosantos@unifesspa.edu.br](mailto:emidiosantos@unifesspa.edu.br)<sup>2</sup>

## INTRODUÇÃO

A região de Carajás é uma das regiões do Brasil que possui um grande potencial espeleológico e comporta diversas cavidades desenvolvidas em formações ferríferas/lateríticas. Apesar disso, poucos estudos foram realizados enfocando a caracterização detalhada de espeleotemas em formações ferríferas bandadas até o presente momento. Maurity (1995) e Auler et. al. (2011) relatam que a forma, composição, disposição e interação desta precipitação química secundária, ocorre nas cavidades de Serra Norte, onde, reações físico-químicas, através de percolação de água através de falhas, fraturas e espaços permeáveis, propiciam sucessivos eventos de dissolução e precipitação de novos minerais em diversas formas denominadas de espeleotemas. A área de trabalho localiza-se no sudeste do Estado do Pará, no município de Parauapebas Região de Carajás, Serra Norte (Figura 1). Geologicamente a área está inserida no Cráton Amazônico, Bacia Carajás, Formação Carajás (Grupo Grão Pará), sendo representada por Jaspilitos de Formações Ferríferas Bandadas recobertos por manto de intemperismo (Tolbert et al. 1971). O objetivo principal deste trabalho é o entendimento dos fatores que contribuíram na gênese e evolução dos espeleotemas tipo Coraloide, Crostas Branca e Amarela que ocorrem na cavidade natural N4E-029 desenvolvida em formação ferrífera bandada, platô N4E, em Serra Norte, Carajás.

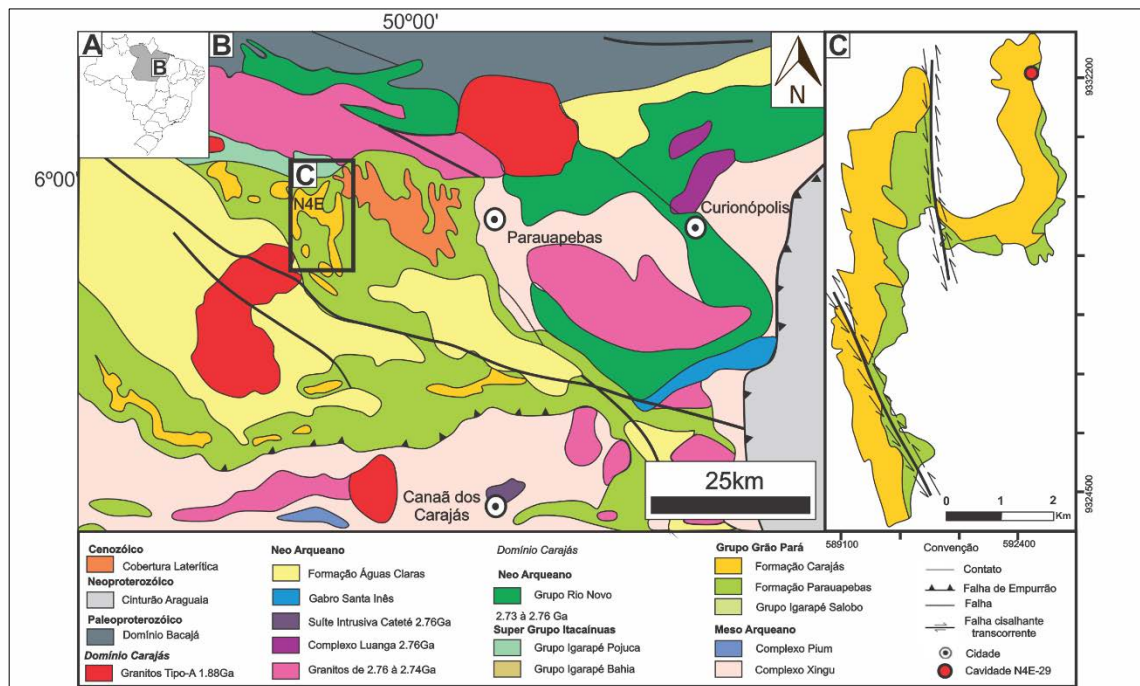


Figura 1: Mapa de localização, acesso e geológico da área de estudo no estado do Pará (Modificado de Vasquez et al., 2008).

## METODOLOGIA

Os principais métodos utilizados no desenvolvimento deste trabalho foram microscopia ótica convencional, difratometria de raios X (DRX), microscopia eletrônica de varredura (MEV) e sistema de energia dispersiva (EDS) aplicados em sete amostras coletadas na cavidade N4E-029.

## RESULTADOS

Três tipos de espeleotemas foram estudados na cavidade N4E-029: coraloídes, Crosta Branca e Crosta Amarela. Os Coraloídes foram classificados em Acicular e Radial. Estes espeleotemas são separados por duas partes: base e espeleotema, com contato abrupto e retilíneo entre eles. O Coraloíde Acicular é caracterizado na base por um arenito acinzentado fino, maciço com boa seleção, bom arredondamento e brilho metálico. Sobreposto a este, ocorre o espeleotema marrom acinzentado, brilho metálico, hábito acicular alongado, com espessura de aproximadamente 3cm. Microscopicamente, caracteriza-se na base por grãos de quartzo de aproximadamente 2mm, cimentados por Goethita. O espeleotema é composto por goethita que mostra-se sob nicóis cruzados, coloração marrom acinzentada e exibe textura acicular que evolui para uma geometria em cones. As análises de DRX revelaram a presença de goethita e quartzo subordinadamente. Em MEV o Arenito ocorre cimentado por goethita com textura acicular que envolve os grãos de quartzo. Os grãos mostram-se arredondados e subesféricos.

O Coraloíde Radial, igualmente foi separado em base e espeleotema. Apresenta, além de hábito acicular várias espículas intercrescidas de hábito radial levemente inclinadas, com dimensões de até 1,5cm de comprimento e 0,8cm de diâmetro. Microscopicamente o Arenito maciço contém grãos de quartzo cimentados por goethita. O cimento apresenta sob nicóis cruzados coloração marrom acinzentada e textura acicular. O espeleotema, mostra-se como uma massa esbranquiçada, por vezes com algumas ranhuras, a luz natural e sob luz refletida e nicóis cruzados, exibe textura acicular com “agulhas”, paralelas entre si, que por vezes, apresentam angularidade entre as “agulhas” formando facetas aciculares que evoluem para geometria de cones. Os dados de DRX revelou a presença de goethita dominante para o Coraloíde Radial. Os resultados de MEV demonstram Arenito maciço é cimentado por goethita de textura acicular. Os grãos de quartzo mostram-se sub arredondados e esféricos e são flutuantes. Na porção de hábito acicular ocorre textura de “agulhas” paralelas entre si. As Crostas Branca e Amarela ocorrem capeando a superfície das FFB e em micro cavidades das amostras. Em análise de MEV apresentam texturas orgânicas, relacionados provavelmente a fungos, bactérias e líquens. As análises de EDS demonstram presença de Carbono, Ferro, Silício e Cloro.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

De modo geral, os espeleotemas estão relacionados à precipitação química que revestem paredes e tetos de uma cavidade. Através do efeito do intemperismo, o ferro é mobilizado e transportado por águas percolantes e em seguida redepositado no interior da cavidade, formando depósitos de gel férrico (MAURITY, 2005). Na região de Carajás, principalmente no domínio das formações ferríferas, os espeleotemas foram observados na grande maioria das cavidades mapeadas e em geral são feições de pequeno porte e com mineralogia representada por óxidos/hidróxidos de ferro, sulfatos, fosfatos e silicatos. Tipologicamente representados por: Coraloíde, Crosta de óxido-hidróxido, Crosta branca, Crosta cinza-esverdeada, Escorrimento, Microtravertino, Pingente Estalactite, Estalagmite, Coluna, Cortina, "Bateia" e Depósito Gelatinoso (AULER et. al., 2011). Dentre os citados foram observados na Cavidade N4E-029 os espeleotemas: Coraloíde, Crosta Branca e Crosta Amarela. Coraloíde é um termo geral para designar variedades de espeleotemas de morfologia nodular, globular, botrioidal, tipo agulha ou similares a corais. (HILL & FORTI, 1997). (AULER et. al, 2011). Até o momento estudos realizados demonstraram que os Coraloídes de Carajás estão associados ação de crostas de microrganismos especialmente a branca e a amarela (AULER et al, 2011). Todavia, os coraloídes da cavidade N4E-029 acicular e radial são desprovidos de material microbiológico.

Os Coraloídes de goethita são gerados ao longo da cavidade estudada N4E-029, são produtos oriundos da precipitação sem interferência de microrganismos. Perry (1927) foi um dos primeiros a utilizar o termo gel de hidróxido férrico relacionado a precipitação da Goethita. Entende-se que gênese destes coraloídes pode estar relacionada a exsudação de um gel composto de água supersaturada em hidróxido de ferro que permeou através de uma camada de areia quartzosa envolvendo os grãos, cimentando o arenito maciço em forma de goethita. Por não haver espaço para o seu desenvolvimento, o gel assumiu a textura acicular. A ausência de contato entre os grãos corrobora a ideia de que os mesmos foram envolvidos por um gel fluído. Ao sair da zona dos grãos de quartzo o gel assume o hábito acicular da goethita. Se o processo finalizar neste ponto, ocorre o Coraloide Acicular. Se o processo de precipitação continuar, sobreposto ao hábito acicular, origina-se o hábito radial da goethita, formando várias espículas, que irão caracterizar o Coraloide Radial. A gravidade também mostra influência na evolução do espeleotema podendo gerar espículas retas ou inclinadas. O que ocorre devido a posição da precipitação no interior da cavidade. Espeleotemas coraloídes advindos do teto tendem a formar espículas retas, os da parede da cavidade tende a gerar espículas inclinadas. A análise microscópica mostra a presença de grãos de quartzo na finalização das estruturas denominadas como acicular com geometria de “cone,” indicando que o gel ao sair da zona do arenito mobilizou alguns grãos para as porções mais distais do espeleotema.

Experimentos de laboratório demonstraram água supersaturada em minerais é fundamental para o crescimento dos espeleotemas e que o gel de hidróxido férrico necessita de algumas condições para a precipitação da Goethita sob boas taxas de nucleação e crescimento tais como: estar sob condições alcalinas ( $11 < \text{pH} < 13,5$ ), temperatura entre 30 e 70°C e possuir fonte de Ferro(III). Quanto maior a temperatura e quantidade de Ferro (III) da fonte, maior o tamanho dos cristais em comprimento e a largura (MONTEZ-HERNANDEZ et. al., 2011). (TORTELLI 2009). Auler et. al., 2011 e Auler & Piló 2009 postulam que na formação de coraloídes em Carajás existe uma interação entre deposição química e material biológico (bactérias, líquens e musgos), no qual, fatores como incidência de luz, circulação de ar e umidade influenciam na formação e desenvolvimento destes espeleotemas. O aparecimento destes microrganismos deve-se ao aporte energético gerado pelas reações de oxidação / redução inerentes ao ambiente ferruginoso, o que propiciam aos microrganismos seu desenvolvimento. em locais com incidência de luz solar e circulação de ar, ocorre a presença de coraloídes que interagem com material biológico já que estes microrganismos são foto-dependentes. Em locais onde não há incidência de luz e circulação de ar, a umidade é maior, inexistindo o material biológico, ocorrendo apenas precipitação química de material ferruginoso (hematita, goethita, etc.) (AULER et. al, 2011). Desta forma, os espeleotemas tipo crostas Branca e Amarela, da cavidade N4E-029, surgiram devido a presença de incidência de luz sobre a litologia interna da cavidade. As porções afetadas pela luz ofereceram subsídio para o surgimento das crostas que se colocaram sobre as Formações Ferríferas Bandadas.

Observa-se que os coraloídes da cavidade em questão, não apresentam crosta de microrganismos, isso ocorre provavelmente devido a uma pequena reentrância na morfologia da cavidade similar a um pequeno salão protegido de incidência de luz. A evolução dos coraloídes pode ocorrer sob duas condições: Cavidades que possuem condições eufóticas, ocorre interação da precipitação ferruginosa com ação de microrganismos dependentes de tais condições no interior da cavidade. Esta interação não permite que o precipitado químico se desenvolva de forma pura, pois os microrganismos liberam substâncias corrosivas no ambiente como produto de seu metabolismo interferindo na cristalização deste precipitado. Os coraloídes neste tipo de sistema exibem formas de pequenas bolas ou pontiagudos, porém, sem estrutura interna bem definida, apenas uma massa ferruginosa recoberta por crostas tais como a Branca e a Amarela. Em cavidades que possuem condições afóticas, ocorre a

predominância de precipitação química de material ferruginoso, e, neste caso os microrganismos não influenciam na evolução dos coraloídes. Portanto, coraloídes da cavidade em questão formaram-se dentro de um sistema afótico devido a presença de um apêndice na cavidade que protegeu o coraloíde da incidência de luz. Por possuir uma fonte rica em Ferro (III) e condições alcalinas, o gel atingiu condições de precipitar-se com um coraloíde puro de composição goethítica. A evolução dos Coraloídes Acicular e Radial está ilustrada na Figura 2.

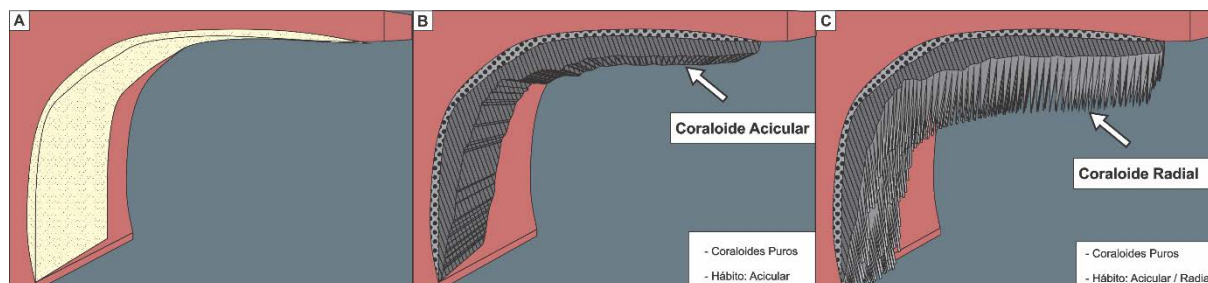


Figura 2: SISTEMA AFÓTICO: A- Cavidade sem influência de luz e que possui camada de Arenito. B- Início da precipitação do gel sem interferência de microrganismos, com desenvolvimento do Coraloíde Acicular puro de hábito acicular. C- Estágio final de Coraloídes puros que além de hábito acicular, ocorre também espículas de hábito radial caracterizando o Coraloíde Radial.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AULER A. S. et. al. 2011. **Espeleologia N4/N5/Pese/Pesl: Diagnóstico Geoespeleológico, Biológico e Análise de Relevância.** Belo Horizonte, CARSTE-VALE, p. 47-119.
- HILL, C.; FORTI, P. **Cave Minerals of the World. Second Edition.** National Speleological Society Inc. Huntsville, Alabama 35810, U.S.A. 1997
- MAURITY, C. W.; KOTSCHOUBEY, B. 1995. **Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 – Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas.** Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciência da Terra 7: 331-362.
- MAURITY, C.W.; KOTSCHOUBEY, B. 2005. **Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1- Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas.** O Carste 17(3): 78-91.
- MONTES-HERNANDEZ, G.; BECK, P.; RENARD, F.; QUIRICO, E.; LANSON, B.; CHIRIAC, R.; FINDLIN, N. **Fast Precipitation of Acicular Goethite from Ferric Hydroxide Gel under Moderate Temperature (30 and 70°C).** CRISTAL GROWTH & DESIGN. 2011
- PERRY, J. H. **The adsorption of vapors by ferric hydroxide gel.** *Industrial and Engineering Chemistry* (1927), 19, 746-8 CODEN: IECHAD; ISSN: 0019-7866.
- PILO, L.B.; AULER, A.S. **Geoespeleologia Das Cavidades Em Rochas Ferríferas Da Região de Carajás, PA.** ANAIS do XXX Congresso Brasileiro de Espeleologia. Minas Gerais, 2009.
- TOLBERT, G.E., TREMAINE, J.W., MELCHER, G.C., GOMES, C.B. **The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil.** *Econ. Geol.*, v.66, p.985-99. 1971.
- TORTELLI, D.M. **Modelagem e Renderização da Gênese e Crescimento de Espeleotemas em Tempo-Real.** Universidade Federal de Pernambuco Centro de Informática. Dissertação de Mestrado. 2009.

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE ESPELEOTEMAS DE CAVIDADES  
SUBTERRÂNEAS, ROCHAS FERRÍFERAS DE SERRA NORTE, CARAJÁS-PA.**  
*Alan Rodrigo Leal de Albuquerque<sup>1</sup>; Daniele Freitas Gonçalves<sup>2</sup>; Antônio Emídio Araújo dos  
Santos Júnior<sup>1</sup>.*

Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará<sup>1</sup>; Vale S.A.<sup>2</sup>.  
[alanalbuquerque16@hotmail.com](mailto:alanalbuquerque16@hotmail.com); [daniele.freitas.goncalves@vale.com](mailto:daniele.freitas.goncalves@vale.com);  
[emidiosantos@unifesspa.edu.br](mailto:emidiosantos@unifesspa.edu.br).

## **INTRODUÇÃO**

Existem atualmente no Brasil duas regiões que comportam uma grande parte das cavidades subterrâneas desenvolvidas em formações ferríferas/lateríticas: o Quadrilátero Ferrífero, estado de Minas Gerais; e a Unidade Espeleológica Carajás, sudeste do Pará, onde se localiza a Unidade Geomorfológica Serra Norte (UGSN), área do presente estudo (AULER; PILÓ, 2005; MAURITY, 1995; SIMMONS, 1963).

Apesar dos levantamentos geoespeleológicos em Carajás, poucos estudos específicos foram realizados e publicados. Além disso, estudos petrográficos e geoquímicos detalhados em espeleotemas, são escassos, o que tem impossibilitado uma análise mais consistente considerando a origem e evolução destes depósitos químicos em cavidades desenvolvidas na Formação Ferrífera Bandada (FFB)/canga laterítica (CL) (ALBUQUERQUE, 2015; MAURITY, 1995; PILÓ; AULER, 2009; SIMMONS, 1963).

Espeleotemas constituem depósitos cristalinos gerados no interior de cavidades, a partir de precipitação de soluções aquosas (AULER; ZOGBI, 2011). Os espeleotemas formados na região de Carajás, especialmente na UGSN, exibem diferentes composições e morfologias, entretanto, neste trabalho, são discriminados apenas os espeleotemas coraloide e crosta branca, presentes nas cavidades N4E-08 e N4WS-72. O objetivo principal do trabalho é caracterizar e contribuir com a gênese e evolução dos depósitos químicos supracitados.

## **CONTEXTO GEOLÓGICO**

A Unidade Geomorfológica Serra Norte representa uma porção do maciço residual da Serra dos Carajás, parte integrante do Planalto Dissecado do Sul do Pará. Esta unidade é sustentada por uma espessa cobertura laterítica, denominada de canga, formada sobre as rochas vulcânicas e Formações Ferríferas Bandadas (FFB) do Grupo Grão Pará. A cobertura laterítica mostra comumente feições cársticas, que ocorrem normalmente na interface saprólito/crosta laterítica, sugerindo, origem por intemperismo/degradação destes litotipos (MAURITY, 1995).

## **METODOLOGIA**

Os métodos utilizados neste trabalho foram essencialmente a Microscopia Óptica (MO), Difração de Raios-X (DRX) e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV). A MO foi realizada em lâminas delgadas e polidas para identificação textural e mineralógica dos espeleotemas. A DRX foi utilizada para identificação das fases mineralógicas. O MEV foi realizado em fragmentos para a obtenção de imagens das estruturas mineralógicas. Estas análises foram realizadas em laboratórios da Universidade Federal do Pará (UFPA) e da Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA).

## **RESULTADOS**

Neste trabalho foram estudados os espeleotemas coraloide e crosta branca.

### **CAVIDADE N4E-08**

Esta cavidade localiza-se na porção leste do platô N4 e desenvolveu-se em jaspilito, a 649 m de altitude. Mostra um padrão planimétrico esponjiforme de desenvolvimento, caracterizado por formas irregulares, com condutos geralmente globulares de tamanho variado, que se interconectam por passagens estreitas. Os espeleotemas que ocorrem nesta cavidade são: coraloide, crosta de óxido-hidróxido, crosta branca, escorrimento e

microtravertino associados às feições hidrológicas de gotejamento, condensação e empoçamento presentes (AULER; COELHO, 2012). Neste trabalho, apenas o espeleotema coraloide foi estudado, o qual originou-se utilizando como substrato a Formação Ferrífera Bandada (jaspilito).

O espeleotema coraloide, coletado na parede da cavidade N4E-08, exibe macroscopicamente coloração marrom-avermelhado e hábito botroidal. Apresenta forma zonada, marcada pela alternância na concentração de sílica e ferro nas bandas amorfas, acompanhada pela mudança de coloração, avermelhada no contato com o jaspilito, creme-amarronzado na porção intermediária e a borda avermelhada. O coraloide é composto essencialmente por sílica amorfa, cimentando grãos subangulosos a subarredondados de hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), goethita ( $\text{FeO}(\text{OH})$ ), alunita ( $\text{K}(\text{Al}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6)$ ) e quartzo ( $\text{SiO}_2$ ), que variam entre 0,1 a 0,2 mm e apresentam feições de dissolução (Figura 1).

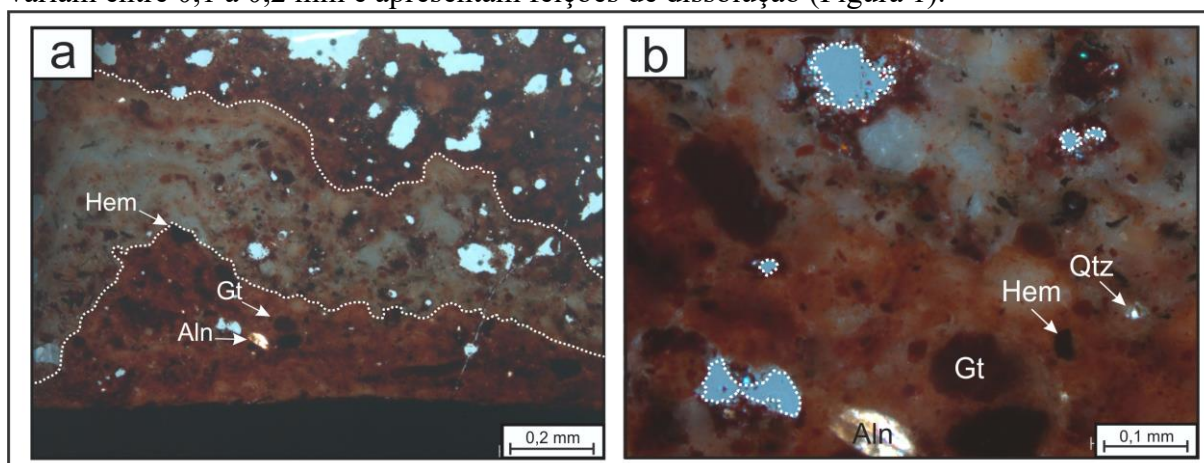


Figura 1: Fotomicrografias do espeleotema coraloide; a) Coraloide constituído por sílica amorfa com aspecto zonado que engloba fragmentos de quartzo, alunita, goethita e hematita, e encontra-se desenvolvido sobre o jaspilito (luz refletida, natural); b) Massa amorfa de sílica com partículas detríticas e feições de dissolução em destaque (luz refletida, natural) (Hem: hematita, Gt: goethita, Aln: alunita, Qtz: quartzo).

#### CAVIDADE N4WS-72

A cavidade N4WS-72 desenvolveu-se na interface jaspilito/canga, a 631 m de altitude e exibe expressivas colônias de morcegos que produzem acumulações centimétricas de guano. Nesta cavidade ocorre padrão planimétrico retilíneo de desenvolvimento, caracterizado por condutos simples, com direção preferencial, geralmente orientada por fraturas, juntas ou planos inclinados do bandamento da rocha. Os espeleotemas presentes nesta cavidade são: crosta branca, coraloide, escorrimento, crosta óxido-hidróxido, microtravertino, estalactite, estalagmite e coluna e estão associados às feições hidrológicas de gotejamento, condensação e infiltração (AULER; COELHO, 2012). Neste trabalho foi caracterizado apenas o espeleotema crosta branca tendo como substrato a canga laterítica.

A crosta branca que ocorre sobre a canga laterítica, apresenta espessura de, aproximadamente, 0,4 mm. É constituída por cristais de leucofosfita ( $\text{KFe}_2(\text{PO}_4)_2\text{OH}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), com birrefringência baixa a moderada, textura coliforme e laminações alternadas (Figura 2).



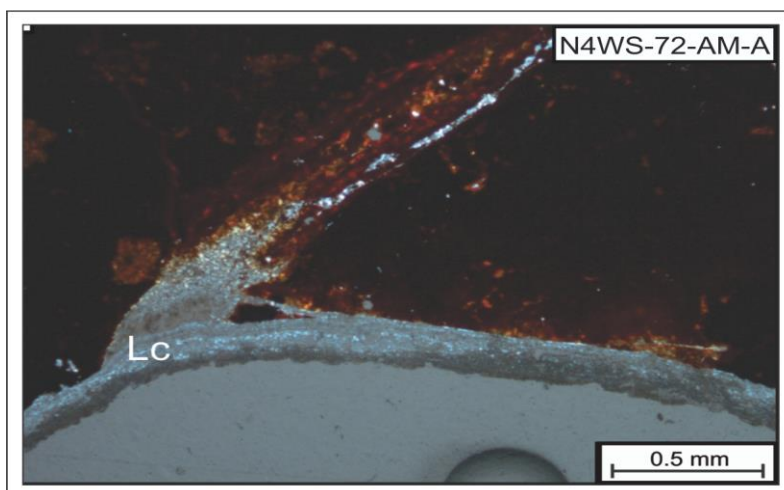


Figura 2: Fotomicrografia da crosta branca constituída por cristais de leucofosfita (LC) sobre a canga laterítica (luz transmitida, nicóis cruzados).

### DISCUSSÃO

Os espeleotemas coraloide e crosta branca, desenvolveram-se em zonas porosas e permeáveis (interface jaspilito/canga), através da ação conjunta de soluções percolantes ricas em Fe, Si, Al e P. Os processos de dissolução seguida por precipitação geraram espeleotemas constituídos de óxido-hidróxidos de ferro, fosfatos e sulfatos de Fe e Al (MAURITY, 1995; SIMMONS, 1963).

O espeleotema coraloide formou-se ao longo dos planos de bandamento da Formação Ferrífera Bandada, falhas e fraturas, nas quais a ação mecânica da água promoveu a remoção e migração de finas partículas sólidas, através da progressiva dissolução dos constituintes minerais da formação ferrífera (AULER; ZOGBI, 2011; MAURITY, 1995). A alternância de períodos de saturação e de estagnação da água, com períodos de percolação livre, controlado por mudanças climáticas sazonais, desempenhou papel relevante na destruição dos minerais, sobretudo dos ferrosos, devido às variações nas condições de oxidação do meio laterítico. Sendo assim, o espeleotema coraloide advém de material autogênico, representado por sílica amorfa, minerais de goethita, hematita e alunita, bem como fragmentos de jaspilito, os quais são gerados pela degradação da própria formação ferrífera (MAURITY, 1995).

O espeleotema crosta branca é um depósito essencialmente alogênico, admitindo-se a origem coprogênica o principal fornecedor de fósforo para a formação de compostos químicos fosfáticos, haja vista que a crosta residual sobre a formação ferrífera de Serra Norte apresenta teores de  $P_2O_5$  que dificilmente ultrapassam 1% em peso (BEISIEGEL, 1982; SOUZA; 1993). Embora teores mensuráveis de fósforo ocorram no meio laterítico, dificilmente podem ser considerado como a fonte de fosfatos dos espeleotemas. O processo teria se desenvolvido por meio da lixiviação do guano pela água de percolação, o nitrogênio é parcial ou inteiramente eliminado junto com os elementos mais solúveis, permanecendo apenas o fósforo, combinando-se em diversas proporções com íons hidroxila da água e outros elementos presentes na rocha (ALBUQUERQUE *et al.*, 2015; HILL; FORTI, 1986; PINHEIRO *et al.*, 2015).

### CONCLUSÃO

O estudo dos espeleotemas coraloide e crosta branca, por meio de análises de petrografia convencional, permitiu tecer considerações a cerca da gênese e evolução destes depósitos:

✓ O coraloide, constituído por sílica amorfa, minerais de goethita, hematita e alunita, bem como fragmentos de jaspilito, originou-se a partir da degradação da própria formação

ferrífera, por meio da ação química de soluções fluidas nos planos de bandamento do jaspilito, falhas e fraturas;

✓ Para o espeleotema crosta branca, constituído por cristais de leucofosfita, admite-se a origem coprogênica, relacionada à interação das rochas e soluções de lixiviação com o guano de morcego.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALBUQUERQUE, A. R. L.; GONÇALVES, D. F.; SANTOS JUNIOR, A. E. A.. Petrografia e geoquímica de espeleotemas em cavidades naturais, N4E-08 E N4WS-72, em formações ferríferas da região de Carajás – Unidade Geomorfológica Serra Norte. In: RASTEIRO, M.A.;

SALLUN FILHO, W. (orgs.) CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 33, 2015. Eldorado. Anais... Campinas: SBE, 2015. p.615-622. Disponível em: [http://www.cavernas.org.br/anais33cbe/33cbe\\_615-622.pdf](http://www.cavernas.org.br/anais33cbe/33cbe_615-622.pdf).

AULER, A.; ZOGBI, A. Espeleologia: noções básicas. 2ª ed. São Paulo, Redespeleo Brasil, 2011. p. 11-34.

AULER, A. S.; COELHO, A. Diagnóstico Geoespeleológico e Biológico e Análise de Relevância. Belo Horizonte, CARTE-VALE, 2012. p. 47-119.

AULER, A.S; PILÓ, L. B. Introdução às cavernas em minério de ferro e canga. O Carste. 2005. 17(3): 70-72.

BEISIEGEL, V.R. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Anais, Belém, SBG. 1982. p.21-46.

HILL, C.A., FORTI, P. Cave Minerals of the World. first edition: Huntsville, Ala., National Speleological Society, 1986. 238 p.

MAURITY, C. W. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 Serra dos Carajás. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1995. 95p. Tese mestrado em geoquímica.UFPA. 1995.

PILÓ, L. B.; AULER, A. Geoespeleologia das cavernas em rochas ferríferas da Região de Carajás, PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 30, 2009, Montes Claros. Anais... Montes Claros, MG: SBE/Grucav/Unimontes, 2009.

PINHEIRO, T.G.C.; CONÇALVES, D.F.; SANTOS JÚNIOR, A.E.A.. Caracterização petrográfica de espeleotemas em formações ferríferas/lateríticas das cavidades N4WS-067 e S11D-83 da região de Carajás. In: RASTEIRO, M.A.; SALLUN FILHO, W. (orgs.) CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 33, 2015. Eldorado. Anais... Campinas: SBE, 2015. p.445-453. Disponível em: [http://www.cavernas.org.br/anais33cbe/33cbe\\_445453.pdf](http://www.cavernas.org.br/anais33cbe/33cbe_445453.pdf).

SIMMONS, G. C. Canga caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gérias, Brazil. The National Speleological Society Bulletin. 1963. 25: 66-72.

SOUZA, C. I. J. Estudo da cobertura laterítica ferro-aluminosa da aba norte da Serra dos Carajás (Pará). Belém, Universidade Federal do Pará. Tese (Mestrado em Geociências) Centro de Geociências. 1993. 152 p.

## DAS ROCHAS PARA O NOTICIÁRIO: OS FÓSSEIS DA MINA B17 (SIGEP 121), CAPANEMA-PA

Rayana Alexandra Sousa da Silva –Museologia–UFPA/ Bolsista PIBIC-FAPESPA / rayanasilvaufpa@gmail.com

Leonardo de Souza Silva –Museologia - UFPA/ Bolsista PIBIC –FAPESPA/ leosilvaufpa@gmail.com

Dra. Sue Anne Regina Ferreira da Costa - Museologia-UFPA/ sue.costa@gmail.com

Universidade Federal do Pará

### INTRODUÇÃO

O patrimônio natural trás consigo uma discussão relativamente contemporânea, a importância de se conservar as áreas e monumentos naturais envolvidos em valores científicos ou estéticos (SCIFONI, 2006; UNESCO, 1972). Pois como salienta Delphim (2009) é um legado que o passado nos proporcionou e que, portanto, deve ser mantido para as demais gerações. Incluso neste grupo patrimonial está o patrimônio paleontológico, que em sua conjuntura trata os fósseis como meios de progressão para a economia, educação e cultura dos povos que os detém (PAULA & MIRANDA, 2012).

Quando nos voltamos para o contexto Amazônico (Oriental), há representações, das diferentes Eras, com destaque para a Cenozóica, na qual há ocorrência de grande diversidade de paleofauna, paleoflora e icnofósseis (ROSSETTI & GÓES, 2004). Neste caso, os fósseis são pertencentes à Formação Pirabas, unidade geológica do EoMioceno (25-23 m.a) que distribui-se ao longo de três estados, parte do Piauí, Maranhão e mais significativamente no Pará, representando um momento transgressivo, que no estado do Pará recobria em especial a região do Salgado e Bragantina. Entre as diversas localidades fossilíferas da Formação Pirabas (TÁVORA et al, 2010), a Mina B17 (pertencente a Empresa CIBRASA S/A para exploração de calcário) destaca-se por possuir o mais expressivo registro de uma paleolaguna do Cenozóico marinho brasileiro, além de guardar o único registro de Cirrípedes Balanomorfos da América do Sul. Estas características possibilitaram que em 2007 a mesma fosse tombada pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) como um sítio paleontológico e paleoambiental (SIGEP 121), pois o mesmo ressalta que graças a exploração foi possível a descoberta destes espécimes, portanto, mesmo após o tombamento, garante o livre direito de exploração da área (TÁVORA et al, 2007).

Contudo, é importante destacar que o processo de tombamento, também chama a atenção para a importância de se (re) conhecer os fósseis desta área, porém este conhecimento, está mais presente na academia do que na sociedade em geral (COSTA et al, 2013; KALIFE, 2013; TÁVORA, SANTOS & ARAÚJO, 2010; TÁVORA, SILVEIRA & MILHOMEM NETO, 2007), o que acaba por enfraquecer o potencial deste patrimônio para a comunidade que o detém (KERSTEN,2000). Comprometendo não só os estudos e a preservação de um bem não renovável, que quando destruído, leva consigo uma parcela considerável da memória biológica e geológica do planeta (LEITE DO NASCIMENTO, RUCHKYS & MANTESSO NETO, 2008). Portanto, este trabalho tem como objetivo analisar o discurso midiático referente aos fósseis da Mina-B17, em especial dos jornais impressos, pois estes são grandes veículos de divulgação de informação. Partindo da premissa de que a mídia surge como uma das principais ferramentas para amenizar o desconhecimento local a respeito dos seus patrimônios, pois através dela, torna-se mais viável compartilhar assuntos científicos com o público externo a academia (CAPOZOLI, 2002; FONSECA, 2011). Neste caso, a mídia possibilita o avanço científico - educacional, e contribui para a criação e/ou fortalecimento de relações culturais e identitárias, que se volta a um patrimônio capaz de elevar a qualidade de vida de um povo desde que seja apropriado de forma consciente e responsável (GUIMARÃES, 2004; REIS, 1982; SANTOS, CARVALHO & FERNANDES, 2010; SULAIMAN, 2011; VILAS-BOAS, BRILHA & LIMA, 2013).

### METODOLOGIA

A fim de apresentar o contexto em que se encontra o patrimônio paleontológico da Mina-B17 na mídia paraense, o trabalho tem como suporte a pesquisa documental em dois dos principais jornais do estado, pertencentes ao acervo da Biblioteca Arthur Viana. Foram utilizadas as publicações diárias dos jornais "O Liberal", a partir do ano de 1964 até 2014 e "A Província do Pará", de 1964 até 2001 (último ano de circulação). Foram coletadas notícias que se referem às pesquisas geológicas para exploração de calcário no município de Capanema e aquelas que fazem referência direta aos fósseis na localidade, com o intuito de analisar o que estava sendo repassado para a comunidade em geral referente a este patrimônio.

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### Século XX: Pesquisa dos calcários da Zona Bragantina para Indústria de Cimento:

Este período caracteriza-se por matérias que destacam o início da possibilidade de exploração mineral da área (Tab.1). Todas apresentam em comum a abordagem dos trabalhos desenvolvidos na área, principalmente financiados pelo Instituto de Desenvolvimento Econômico-Social do Pará, com cooperação de instituições e pesquisadores internacionais em pesquisas, as quais revelam as áreas mais propícias para exploração de calcário. É importante salientar que desde esse primeiro momento, não há qualquer referência aos fósseis presentes na área, apesar dos diversos trabalhos acadêmicos que destacam o potencial fossilífero da área em momentos anteriores (MAURY, 1925; BEURLEN,1958; SANTOS,1958).

Jornal	Data	Tema da matéria	Cita a presença de fósseis?
Província	25/Jun/1968	Pesquisa revela calcário em 10 Municípios do Para	Não
Província	15/Out/1970	Cooperação Internacional através de auxílio financeiro para a pesquisa	Não
Província	22/Out/1970	Pesquisa do IDESP com parceria internacional para conhecer a potencialidade do material de construção	Não
Província	04/Ago/1973	Pesquisa geológica na Zona Bragantina	Não
O Liberal	26/Ago/1970	Pesquisa geológica	Não

O Liberal	23/Out/1970	Pesquisa geológica	Não
-----------	-------------	--------------------	-----

As notícias refletem um contexto de transição econômica, pois a princípio a economia era baseada na agricultura devido à formação do município a partir da Estrada de Ferro Belém- Bragança (E.F.B). Porém, por volta de 1964 a estrada é desativada e a agricultura, sem ter como escoar, perde sua força. A partir de então, as pesquisas geológicas e mineralógicas tem início na Zona Bragantina, em especial em Capanema devido aos calcários da Formação Pirabas que são mais expressivos na localidade, sendo utilizados pela CIBRASA desde 1962 para produção de cimento (KILIFE, 2013; TAVARES, 2008). A ausência de matérias acerca dos fósseis gera um desconhecimento da comunidade local e dificulta para que a mesma tenha acesso e se atente aos benefícios científicos, educativos, turísticos e econômicos ocasionados por ações básicas como escavações e visitas guiadas, que atreladas à beleza cênica do local e ao imaginário das pessoas, viriam a atrair turistas e por consequência um progresso econômico para a região (SANTOS, CARVALHO & FERNANDES, 2010; VILAS-BOAS, BRILHA & LIMA, 2013).

#### Século XXI: - Afloramento dos Fósseis na Mídia

Nos anos 2000 destaca-se o aparecimento dos fósseis como notícia a ser vinculada pelos jornais para o grande público (Tab. 2), considerando que isso reflete quase 100 anos de atraso em relação a academia, visto que Ferreira Pena apresentou os calcários fossilíferos da zona Bragantina paraense pela primeira vez em 1876 (TÁVORA, SANTOS & ARAUJO, 2010).

Jornal	Data	Tema da matéria	Ressalta os fósseis como patrimônio?
O Liberal	3/AGO/2000	Trabalhos De Científica do Goeldi Com Fósseis Da Formação Pirabas	Não
O Liberal	7/NOV/2007	Formação Pirabas	Sim
O Liberal	24/SET/2008	Município de Capanema	Sim

É importante destacar que a matéria de 7/NOV/2007 que apresenta a Formação Pirabas se configura como uma fonte importante de conhecimento para o grande público porque vai de encontro às pesquisas e publicações acadêmicas, ao informar as alternativas econômicas, educativas, sociais e culturais desses bens, e que quando trabalhadas em conjunto pelo poder público, empresa mineradora e comunidade local, desencadeiam em uma maior conscientização para a sua preservação (GESICK & SANTUCCI, 2011; SANTOS, CARVALHO & FERNANDES, 2010).

Se compararmos o discurso das décadas de 60 e 70 com o dos anos 2000, percebemos que houve um avanço informativo, no momento em que a mídia aproximou jornalistas e cientistas, melhorando a qualidade e a coesão das informações, cumprindo, mesmo que de forma tardia, o seu papel de propiciar informações ao público, dando a este uma chance de interagir e compreender um determinado tema, haja vista que só podemos preservar aquilo que conhecemos (CAPOZOLI, 2002; PELLEGRINI FILHO, 1990; ZIEMANN et al, 2013).

#### CONCLUSÃO

O discurso apresentado pode ser entendido em dois momentos, no século XX motivado por questões econômicas desenvolvimentistas, enquanto as pesquisas repercutem no meio científico a importância dos fósseis, na grande mídia ecoam somente os aspectos geológicos que beneficiam a exploração. No século XXI percebemos uma tímida apresentação destes enquanto bens patrimoniais os apresentando pela primeira vez enquanto patrimônios reconhecidos institucionalmente, com isso facilitando as primeiras discussões referentes a preservação e utilização do patrimônio.

#### REFERÊNCIAS

BEURLEN, K., 1958. Contribuição à Paleontologia do estado do Pará. UM BALANOMORFO DA FORMAÇÃO PIRABAS. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Nova Série Geologia 6: 1-6.

CAPOZOLI, Ulisses. A DIVULGAÇÃO E O PULO DO GATO. In: Ciência e público: caminhos da divulgação científica no Brasil. Luisa Massarani; Ildeu Moreira Castro e Fátima Brito. (Orgs.) Rio de Janeiro: Casa da Ciência –Centro Cultural de Ciência e Tecnologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Fórum de Ciência e Cultura, 2002.

CARVALHO, Ismar de Souza (editor). PALEONTOLOGIA: conceitos e métodos. Vol.1 3ª ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2010.

COSTA, J. et al. NEOTECTÔNICA DA REGIÃO AMAZÔNICA: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. Revista Geonomos: 2013.

DELPHIM, C. F. M. O PATRIMÔNIO NATURAL NO BRASIL. Rio de Janeiro: IPHAN, 2004.

DELPHIM, Carlos Fernando de Moura. PATRIMÔNIO CULTURAL E GEOPARQUE. Geol. USP, Publ. espec. [online]. 2009, vol.5, pp. 75-83.

FONSECA, Francisco. MÍDIA, PODER E DEMOCRACIA: teoria e práxis dos meios de comunicação. Rev. Bras. Ciênc. Polít.[online]. 2011, n.6, p.41-69.

GESICKI, Ana Lúcia Desenzi e SANTUCCI, Rodrigo Miloni. MINERAÇÃO E GEOCONSERVAÇÃO: o sítio paleontológico de santa rosa de vitero, SP. Rev. Inst. Geol.[online]. 2011, vol.32, n.1-2, pp. 41-53.

GUIMARÃES, Nathália A., (2004), A PROTEÇÃO DO PATRIMÔNIO CULTURAL: uma obrigação de todos. Disponível em: <[http://jus2.uol.com.br/doutrina/text\\_o.asp?id=5372](http://jus2.uol.com.br/doutrina/text_o.asp?id=5372)>. Acesso em: 30 setembro de 2014.

KALIFE, Kalília dos Reis. MINERAÇÃO DE CALCÁRIO NO MUNICÍPIO DE CAPANEMA, ESTADO DO PARÁ: uma análise a partir da percepção dos moradores do entorno da Jazida B-17. 2013. 118 f. Dissertação (Mestre em Planejamento do Desenvolvimento)- Programa de Pós Graduação em Desenvolvimento Sustentável do Trópico Úmido (PDTU), do Núcleo de Altos

Estudos Amazônicos, Universidade Federal do Pará, Belém.

KERSTETEN, Márcia Scholz de Andrade. OS RITUAIS DE TOMABAMENTO E A ESCRITURA DA HISTÓRIA: bens tombados no Paraná entre 1938-1990. Curitiba: UFPR, 2000, p.15.

KAUFFMANN, M. et al. A GESTÃO DE PATRIMÔNIO PALEONTOLÓGICO, SITUAÇÃO E FERRAMENTAS DE CONSERVAÇÃO: o caso do monumento natural das árvores fossilizadas do Tocantins. Estudo & Debate, América do Norte, 2013.

LEITE DO NASCIMENTO, M. A.; RUCHKYS, U. A.; MANTESSO NETO, V. GEODIVERSIDADE, GEOCONSERVAÇÃO E GEOTURISMO: trinômio importante para a proteção do patrimônio geológico. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2008.

MAURY, C. J., 1925. FÓSSEIS TERCIÁRIOS DO BRASIL COM DESCRIÇÃO DE NOVAS FORMAS CRETÁCEAS: 1-665. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil (Monografia), Rio de Janeiro.

NASCIMENTO, S. et al. CONODONTES E FAUNA ASSOCIADA DA FORMAÇÃO ITAITUBA, CARBONÍFERO DA BACIA DO AMAZONAS. In: Paleo 2003, São Leopoldo. Conodontes e fauna associada da Formação Itaituba, Carbonífero da Bacia do Amazonas, 2003, p. 19.

PAULA-COUTO, C. 1967. ESTUDOS PALEONTOLÓGICOS NA AMAZÔNIA. Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica, Rio de Janeiro, v.1, p. 11-34.

PAULA, M., MIRANDA, A.. PARQUE PALEONTOLÓGICO DE SÃO JOSÉ DEITABORAÍ-UM ESTUDO AMBIENTAL DA MATA ATLÂNTICA E DOS REGISTROS DE FÓSSEIS. Periódico Eletrônico Fórum Ambiental da Alta Paulista, Local de publicação (editar no plugin de tradução o arquivo da citação ABNT, 7, jul. 2012.

PELLEGRINI FILHO, Américo. PROBLEMÁTICA DO PATRIMÔNIO NATURAL/CULTURAL NO BRASIL. Revista Turismo em Análise, Brasil, v. 1, n. 1, p. 55- 61, mai. 1990.

PETRI, S. MIOCÊNICOS FORAMINÍFEROS DA FORMAÇÃO PIRABAS. São Paulo: Bol. Fac.Ciênc. Let., Univ. 1957. 216(16): 1-78.

RAMOS, J. R. De Andrade. OS PALEÓTOLOGOS BRASILEIROS. Anu.Inst. Geocienc. [online]. 1986, vol.10, pp. 126-140.

REIS, José. PROFESSOR JOSÉ REIS: um divulgador da ciência. Ciência Hoje, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência, v. 1., n. 1, p. 77-78, jul.-ago./1982. SANTOS, M. E. C. M., 1958. Equinóides miocênicos da Formação Pirabas. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia 179: 1-24.

SANTOS, Wellington Francisco Sá dos; CARVALHO, Ismar de Souza; FERNANDES, Antonio Carlos Sequeira. Mineração versus Paleontologia: uso e ocupação da serra do Veadinho em Peirópolis - Uberaba, Estado de Minas Gerais (Brasil). Anuário do Inst. De Geociencia. [online]. 2010, vol.33, n.2, pp. 74-86.

SCIFONI, Simone. A CONSTRUÇÃO DO PATRIMÔNIO NATURAL. 2006. Tese (Doutorado em Geografia Humana) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, University of São Paulo, São Paulo, 2006.

SUGUIO, Kenitiro e FULFARO, Vicente José. GEOLOGIA DA MARGEM OCIDENTAL DA BACIA DO PARNAÍBA (ESTADO DO PARÁ). Bol. IG[online]. 1977, vol.8, pp.31-54.

SULAIMAN, Samia Nascimento. "EDUCAÇÃO AMBIENTAL, SUSTENTABILIDADE E CIÊNCIA: o papel da mídia na difusão de conhecimentos científicos". In: education, Environmental sustainability: and science: the role of media through the diffusion of scientific knowledge."Ciência & Educação 17.3 (2011):645-662.

TAVARES, Maria ; TAVARES, M. G. C. . A FORMAÇÃO TERRITORIAL DO ESPAÇO PARAENSE: dos fortes à criação de municípios. Acta Geográfica (UFRR), p. 59-83, 2008.

TÁVORA, Vladimir de Araújo; SILVEIRA, Eric Sandro Ferreira; MILHOMEM NETO, J. M. MINA B- 17, CAPANEMA-PA: Expressivo Registro de uma Paleolaguna do Cenozóico Brasileiro. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; BerbertBorn, M.; Queiroz, E. T.; Campos, D. A.; Souza, C. R. G.; Fernandes, A. C. S. (Edit.). (Org.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 2007, v. II.

TÁVORA, V. A.; SANTOS, A. A. R. ; ARAUJO, R. N.. LOCALIDADES FOSSILÍFERAS DA FORMAÇÃO PIRABAS (MIOCENO INFERIOR). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais, v. 5, p. 207-224, 2010.

UNESCO - CONVENÇÃO sobre a Proteção do Patrimônio Mundial, Cultural e Natural, UNESCO, 1972.

VILAS-BOAS, Mariana; BRILHA, José Bernardo R.; LIMA, Flavia Fernanda de. CONSERVAÇÃO DO PATRIMÔNIO PALEONTOLÓGICO DO GEOPARK ARARIPE (BRASIL): enquadramento, estratégias e condicionantes. Boletim Paranaense de Geociências, [S.l.], v. 70, dez. 2013.

ZIEMANN, D. R. et al. A PALEONTOLOGIA COMO ESTÍMULO À VISITAÇÃO MUSEOLÓGICA: uma experiência no pampa gaúcho. Museologia e Patrimônio, v. 6, p. 151- 160, 2013.

# A PAISAGEM NO CONTEXTO GEOLÓGICO – GEOMORFOLÓGICO DO MUNICÍPIO DE MUCAJAÍ E SEU POTENCIAL PARA GEOTURISMO.

Luíza Câmara Beserra Neta<sup>1</sup>; Ana Sibelônia Saldanha Veras<sup>2</sup>; Stélio Soares Tavares Júnior<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> do Depto de Geografia - Universidade Federal de Roraima ([luiza.camara@ufr.br](mailto:luiza.camara@ufr.br));

<sup>2</sup>Mestre em Geografia – Universidade Federal de Roraima ([anasibelonia@gmail.com](mailto:anasibelonia@gmail.com));

<sup>3</sup>Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> do Depto de Geologia - Universidade Federal de Roraima ([stelio.tavares@ufr.br](mailto:stelio.tavares@ufr.br)).

## INTRODUÇÃO

O Estado de Roraima é detentor de uma diversidade de cenários paisagísticos vinculados à história tecto-estrutural e litológica que condiciona o modelado de morros, serras e extensas áreas aplainadas produtos da evolução da paisagem ao longo do tempo geológico.

O Município de Mucajaí, área foco deste estudo, insere-se nessa riqueza paisagística, com destaque para os aspectos geológicos e geomorfológicos que promovem uma potencialidade desta paisagem para a atividade geoturística. Destaca-se no contexto paisagístico do município, surpreendente conjunto de corredeiras, quedas d'água e praias fluviais, além de serras, colinas e extensas áreas aplainadas recobertas por uma diversidade florística.

O Geoturismo é uma nova modalidade de segmento do turismo que está relacionado com a natureza, abrangendo afloramentos de rochas, cachoeiras, cavernas, sítios fossilíferos, fontes termais e outros pontos de interesse geológico-geomorfológico. Como um segmento recente, vem despertando interesses em vários locais do mundo, em decorrência de configurar-se como um turismo alicerçado nas características geográficas do lugar, o qual utiliza as feições geológicas e geomorfológicas como atrativas. É um meio de divulgar a geodiversidade da região e, dependendo das condições de acesso, torna-se uma atividade economicamente viável de exploração.

Dentro desse contexto, a análise da paisagem do município de Mucajaí (objeto desse estudo) teve como enfoque os aspectos geológicos e geomorfológicos e o seu potencial para o geoturismo. Para o desenvolvimento da pesquisa, fez-se necessário o levantamento de material bibliográfico, cartográfico e de sensores remotos, bem como atividades de campo com intuito de identificar e descrever os compartimentos geomorfológicos que posteriormente foram cartografados. Desta forma pretende-se, com os resultados obtidos, auxiliar os estudos de mapeamento geomorfológico, principalmente, no que diz respeito ao conhecimento do potencial da paisagem do município de Mucajaí para a atividade geoturística.

## METODOLOGIA

O presente estudo foi realizado nos municípios de Mucajaí, com acesso principal pela BR-174 sentido sul do Estado, distante aproximadamente 80 km da capital Boa Vista (Fig. 1).

O trabalho envolveu as seguintes atividades: Os dados cartográficos compreenderam as cartas topográficas (1: 100.000) e o mapa geomorfológico (1:1.000.000), ambos elaborados pelo IBGE. As cartas topográficas foram utilizadas, principalmente, com intuito de obter os valores das altitudes das formas de relevo, enquanto que o mapa geomorfológico como base para o conhecimento das unidades de relevo. Os dados de sensoriamento remoto corresponderam às imagens ópticas do satélite Landsat-5/TM (*Thematic Mapper*) e aos dados altimétricos SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), na forma da imagem do Modelo Digital de Terreno (MDT). Todos adquiridos sem custos, por meio dos endereços eletrônicos: [www.dgi.inpe.br](http://www.dgi.inpe.br) e <http://earthexplorer.usgs.gov/>, respectivamente.

O processamento das imagens de sensores remotos consistiram na aplicação de operações de atenuação da interferência dos constituintes atmosféricos pelo método de subtração do pixel escuro segundo Chaves (1975) e a correção geométrica através de funções polinomiais, desse modo foram coletadas, regularmente por toda área, as informações

referentes à posição geográfica e altimetria pelo menos de 19 pontos de controle, tanto por meio de GPS, durante os trabalhos de campo, como a partir de cartas topográficas na escala de 1:100.000.

A aplicação de operações relativas ao realce consistiu na aplicação de técnicas de ampliação do contraste, a fim de obter uma imagem de qualidade visual.

A elaboração dos mapas temáticos seguiu duas metodologias dependendo dos tipos de dados de entrada. Para os mapas produzidos a partir de dados numéricos, como o de altimetria levou em consideração as etapas: Importação dos dados numéricos na forma de pontos ou na forma de grades para o Sistema de Informações Geográficas; Elaboração de técnicas de interpolação para geração de modelos numéricos do terreno, e conversão para a imagem em nível de cinza, os conhecidos modelos de elevação digital; Redistribuição dos níveis de cinza das imagens através de uma distribuição de quantização normalizada, afim dos pixels ocuparem todo o espaço entre 0 e 255 e assim se obter uma melhor visualização do gradiente do tema em análise; Geração da imagem de relevo sombreado.

Para os mapas produzidos a partir dos dados temáticos, a exemplo do mapa de compartimentos das unidades de relevo e o geomorfológico foi considerado: a criação das classes temáticas em função da tipologia mapeada em campo; Importação dos pontos descritos em campo; Edição dos polígonos, referentes às classes temáticas, baseados na associação entre os pontos de campo e a fotointerpretação visual das feições de drenagens, relevo, variação das tonalidades de cinza, e dados de mapas anteriores.

Grande parte dos dados relativos às medidas de atitudes de estruturas geológicas e feições geomorfológicas foram obtidas em campo, e complementadas com informações da literatura, com destaque aos levantamentos regionais, como os projetos RADAMBRASIL (BRASIL, 1975) na escala 1:1.000.000 e o Roraima Central (CPRM, 1999) na escala 1:500.000. Todos estes processamentos, inclusive os fotointerpretativos, desenvolvidos nas imagens digitais foram realizados utilizando os aplicativos PCI Geomatics, versão 10.2, ArcGis, versão 10, e Spring, versão 5.2.6 no laboratório de Informática do Programa de Pós-Graduação em Geografia/UFRR.

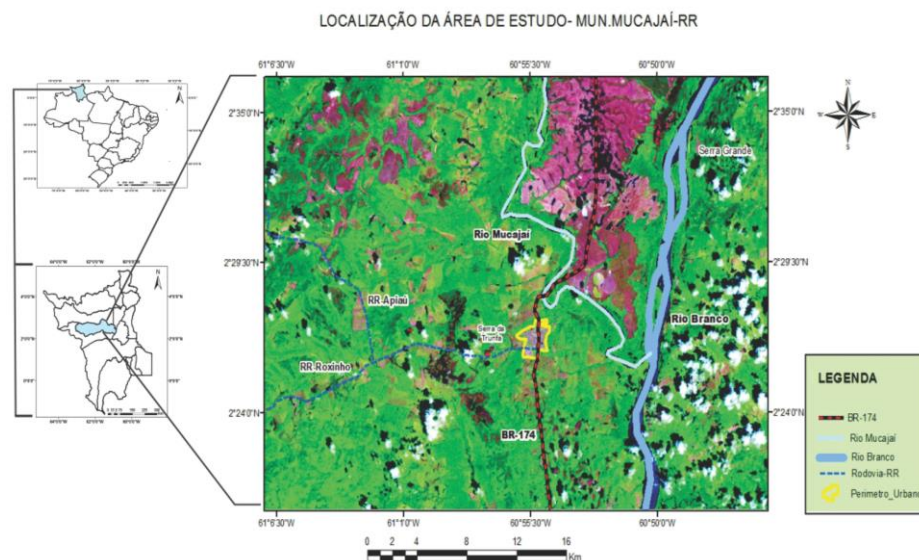


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.

## RESULTADOS

Nessa paisagem foram identificados modelados de denudação e acumulação que foram descritos conforme características geológicas regionais. Para a compreensão da compartimentação geomorfológica para a região de Mucajaí, faz-se necessário destacar os aspectos geológicos. Segundo Fraga et al., (2003) e CPRM (2004) a área é constituída predominante pelos ortognaisses da suíte metamórfica rio Urubu e rochas charnockíticas da suíte intrusiva Serra da Prata, ambos de idade Paleoproterozóica, bem como rochas de composição graníticas do Mesoproterozóico inseridas na suíte intrusiva Mucajaí, além de cobertura detrítico-laterítica Cenozóica.

Foram identificados na área de estudo os seguintes compartimentos (Figura 2): a) Relevo em Crista Estruturado - Estas feições são bastante representativas por toda área de estudo e apresentam altitudes que variam de 250 a 1.000 metros, e estão alinhados as direções NE-SW e secundariamente NW-SE (aqueles situados na margem esquerda do rio Apiaú). Em geral exibem topos de cristas estruturados, por vezes com pontões que alcançam 750 metros de altitude; b) Superfície Somital Convexa - distribui-se de forma pontual e isolada por toda superfície aplainada e situam-se nas margens direita e esquerda do rio Branco. Apresentam altitude que variam de 130 a 250 metros, exibem topos convexos com presença de pontões e vertentes abruptas ravinadas; c) Relevo Convexo Estruturado - é representada por um conjunto de morros e colinas agrupados que se espacializam nas porções centro-leste e noroeste e sobressaem na extensa superfície aplainada. Tais feições apresentam-se alinhados nas direções preferenciais NE-SW e secundariamente NW-SE, alcançam cotas altimétricas de até 300 m e topos convexos e/ou linear com pontões e vertentes ravinadas; d) Superfície aplainada - Se estende por toda área de estudo e se distribuem em meio aos modelados de denudação e as superfícies Aluvionares. Tais feições alcançam cotas altimétricas que variam de 60 a 95 metros; e) Superfície Aluvionar - Essas feições encontram-se bordejando os vales das principais drenagens, de forma expressiva ao longo dos rios Branco e Mucajaí e secundariamente de forma pontual no rio Apiaú.

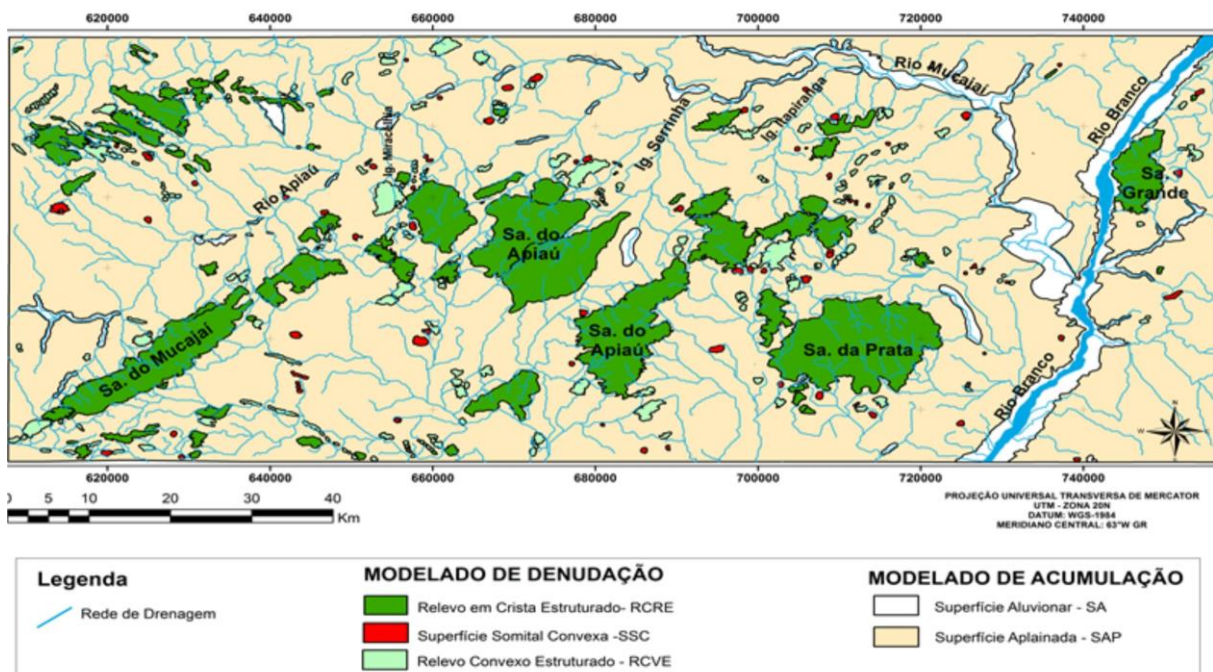


Figura 2 – Mapa das Unidades Geomorfológicas de Mucajaí-RR



As serras de Mucajaí são as que possuem arcabouço mais representativo na área da pesquisa. Tais modelados revelam potencialidades contemplativa e científica que podem ser agregadas aos produtos turísticos da região. Constitui-se para essa região um patrimônio geológico e geomorfológico de especial importância científica, raridade ou beleza cênica que agregam valor ecológico, histórico e/ou cultural. Vários são os lugares na região que podem ser elevados a visitação paisagística, as inscrições rupestres, escarpas (possíveis mirantes) e cachoeiras, promovendo uma paisagem com cenário místico e de pesquisas geológicas, geomorfológicas e arqueológicas. As feições estudadas se destacam na paisagem regional e oferecem potencial a implantação de atividades geoturísticas e/ou como complemento a outro segmento como o ecoturismo.



Figura 3: Panorama de quedas d'águas em degraus em relevo de crista estruturado

## CONCLUSÃO

Na interpretação das características da paisagem, em seu aspecto geológico e geomorfológico foi possível identificar potencialidades para o geoturismo, ofuscado pelo desconhecimento dos gestores e comunidade. Destacado como possibilidades de integração a outros produtos turísticos, em seu uso econômico e científico. O entendimento da compartimentação das unidades de relevos em Mucajaí-RR, revestiu-se de relevante interesse e possibilitando o conhecimento dos fatores geológicos e geomorfológicos que formataram a paisagem. Portanto, as potencialidades geoturísticas de Mucajaí são reais, assim a partir do conhecimento das paisagens, não só por suas belezas cênicas, mas por suas condições preservadas essas possam inserir-se como interpretações e conhecimentos geoturísticos da região.

## REFERÊNCIAS

- Brasil 1975. Projeto Radambrasil. Levantamento dos Recursos Naturais. Folha NA. 20 Boa Vista e parte das Folhas NA 21 Tumucumaque, NB20 Roraima e NB21. Ed. IBGE, Rio de Janeiro, p. 139-180.
- Chaves Junior, P.S. 1975. Atmospheric, solar and MTF corrections for ERTS digital imagery. Am. Soc. Photogrammetry. p. 69-79.
- CPRM, 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (in te i ras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C. Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. -- Brasília : CPRM
- CPRM 2004. Mapa geológico - NA. 20-XI NA.21- V, Brasília, 1 mapa, color, 560x560mm. Escala 1: 500.000.
- Fraga L.M., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B. 2003. The Mucajaí Anorthosite-Mangerite-Rapakivi Granite (AMG) Complex, North Amazonian Craton, Brazil. Geophysical Research Abstracts, 5:14489, CD-ROM.

# **O GEOTURISMO COMO FERRAMENTA AUXILIAR PARA O ESTUDO E PRESERVAÇÃO DAS ESTRUTURAS GEOLÓGICAS EXISTENTES NO MUNICÍPIO DE SÃO MIGUEL DO GUAMÁ NO ESTADO DO PARÁ.**

*Bruno Leal Gonçalves<sup>1</sup>; Mayra Moura Moreira<sup>2</sup>; Aneliza de Souza Vieira<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>blealgeo@gmail.com; <sup>2</sup>mayramoreira89@gmail.com; <sup>3</sup>vieiraneliza@gmail.com

## **INTRODUÇÃO**

Nas últimas décadas, um novo segmento vem surgindo como uma alternativa de turismo, o geoturismo. Inicialmente, reconhecido e definido no Reino Unido pelo geólogo Thomas A. (LIMA, VARGAS, 2014). O Geoturismo tem por objetivo interpretar os monumentos geológicos e as relações no território como forma de assegurar sustentabilidade por meio da preservação, geoconservação e educação (LORENCI, 2013).

O geoturismo tem se apresentado como um segmento promissor da atividade turística que tem características específicas e essenciais à conservação do patrimônio geológico e ao desenvolvimento econômico local das comunidades envolvidas. (LOPES, ARAUJO, CASTRO, 2011).

O Brasil, por sua vez, apresenta uma diversidade de ecossistemas responsáveis por diferentes paisagens onde muitos atrativos naturais são potenciais locais de interesse para o geoturismo. Alguns desses locais são considerados verdadeiros monumentos geológicos como o Monte Roraima (RO), o Pão de Açúcar (RJ); os Canyons dos Aparados da Serra (RS); os arenitos de Vila Velha (PR); a Pedra da Gávea (RJ). Há também outras paisagens brasileiras que já foram exploradas pelo turismo e em especial o ecoturismo mas podem ser incluídas como locais potenciais para o geoturismo como: cachoeiras, grutas, cavernas, sítios e afloramentos fossilíferos, trilhas ecológicas, caminhos, dunas, minas extintas, etc (LORENCI, 2013).

## **Caracterização da área**

O município de São Miguel do Guamá pertence à Zona Guajarina e abrange uma área de 1341 Km<sup>2</sup>, na região Nordeste, sendo cortado pelo Rio Guamá, de Oeste para Leste, onde em sua margem esquerda, situa-se a sede do município. O município distancia-se 150 km da capital do Estado, sendo incluída no pólo Guamá e é limitada ao norte pelos municípios de Santa Maria do Pará e Bonito; a Leste por Ourém; São Domingos do Capim e Irituia ao Sul e Inhangapi e Castanhal a Oeste (SECRETARIA MUNICIPAL DE EDUCAÇÃO, CULTURA, DESPORTO E TURISMO, 1999).

## **Geomorfologia da região**

A região escopo situa-se na unidade morfoestrutural denominada Planalto Setentrional Pará – Maranhão definida por Barbosa et al. (1973). Em toda a sua extensão, as feições geomorfológicas dominantes são vastas chapadas interligadas, que estão raramente isoladas, separadas por zonas mais baixas topograficamente e apresentando maior diversidade geomorfológica.

O Planalto Setentrional Pará – Maranhão é um conjunto de relevos tabulares rebaixados. Suas cotas altimétrica variam entre 200 a 300 metros e engloba sedimentos das Formações Barreiras e Itapecuru. Não há escarpamentos para os Planaltos Rebaixados da Amazônia, provavelmente devido a processos de sedimentação retrabalhados por morfogênese de floresta densa.

A drenagem do planalto está bem encaixada, fragmentando esta unidade e dirigindo-se para o rio Capim onde aparecem terraços cortados nos sedimentos da Formação Barreiras com aproximadamente 5 a 6 metros acima do nível médio das águas. As áreas dissecadas mostram a evidência de uma retomada de erosão atual pelas ravinas e vales encaixados do Médio Capim.

O Planalto Setentrional Para — Maranhão faz parte do "Domínio morfoestrutural dos Planaltos Amazônicos Rebaixados ou dissecados das Áreas Colinosas e Planícies revestidas por Floresta densa.

Localmente, a topografia do município é de relevo pouco expressivo e ondulado, com baixa amplitude altimétrica, com cotas que variam de 10 a 73 metros.

## **OBJETIVOS**

### **Objetivo Geral**

Este trabalho tem como objetivo reconhecer o meio físico e suas características geológicas com a finalidade de identificar, mapear e quantificar os sítios geológicos no território municipal que possuem potencial para geoturismo e instalação de geoparques e áreas de proteção ambiental.

### **Objetivos Específicos**

- ✓ Caracterização de Sítios e Unidades Geológicas;
- ✓ Mapeamento e Identificação de possíveis sítios;
- ✓ Delimitação de áreas de conservação;
- ✓ Preservação das áreas de conservação;
- ✓ Monitoramento de áreas de conservação;
- ✓ Projeto de Instalações Geoturísticas;
- ✓ Carta temática de Geoparques

## **METODOLOGIA**

O desenvolvimento do trabalho consistiu em três etapas:

### **1ª Etapa**

Inicialmente foi realizado um levantamento bibliográfico para estudo das teorias e conceitos sobre a temática.

### **2ª Etapa**

Para a obtenção de dados e identificação das áreas de conservação e preservação foram desenvolvidas algumas campanhas de campo.

### **3ª Etapa**

A partir dos dados coletados em campo foi feito o mapeamento dos sítios geológicos e assim a montagem do banco de dados com o auxílio do software com base de dados na Plataforma GIZ.

## **RESULTADOS**

Os principais resultados obtidos foram, a confecção de uma carta temática com identificação e catalogação de sítios geológicos com formações importantes; Com a descoberta e identificação de tais áreas delimitou alguns parques com potencialidade geoturísticas em consonância com tais trabalhos ainda criou-se a ideia de preservação dos mananciais e recursos hídricos, onde essas formações geológicas são aflorantes. Culminando com a possível criação de geoparques no território guamaense e adjacências.

## **CONCLUSÕES**

O geoturismo está estreitamente ligado a necessidade da conservação e preservação da geodiversidade local. Iniciativas para o desenvolvimento de projetos que promovem a criação de geoparques são fundamentais pois ao mesmo tempo que podem atrair turistas para o

município também promovem o reconhecimento da importância das estruturas geológicas, da fauna e flora existentes no local há um longo período de tempo. Além disso, o Geoturismo pode garantir o crescimento econômico para as localidades se tornando assim uma forma sustentável de desenvolvimento da localidade e conseqüentemente uma maneira de assegurar a conservação do patrimônio geológico no município de São Miguel do Guamá.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

LORENCI, C. T. B. **Geoturismo: uma ferramenta auxiliar na interpretação e preservação do patrimônio geopaleontológico da região central do Rio Grande do Sul.** 2013. 183f. Dissertação (Mestrado em Arquitetura e Patrimônio Material) Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, Rio Grande Do Sul, 2013.

LIMA, *F. F. de*; VARGAS, J. C. **Projeto Tecnologias Sociais para Gestão da Água - Fase II. Programa de capacitação em gestão da água.** Universidade Federal de Santa Catarina, Santa Catarina, 2014.

LOPES, L. S. O. ARAUJO J. L., CASTRO, A. J. F. **Geoturismo: Estratégia de Geoconservação e de Desenvolvimento Local.** Caderno de Geografia, v.21, n.35, 2011

disponível em: <http://saomigueldoguama.pa.gov.br/cidade/> acesso em 16 de julho de 2015.

# NOVA OCORRÊNCIA DE DIPLODOCOIDEA NA BACIA DE SÃO LUÍS (CRETÁCEO, CENOMANIANO), NORTE DO MARANHÃO

*Manuel Alfredo Medeiros<sup>1</sup>; Silvia Helena Arcanjo<sup>2</sup>; Ismar de Souza Carvalho<sup>3</sup>; Agostinha Araujo Pereira<sup>4</sup>; Rafael Matos Lindoso<sup>3</sup>; Ighor Dienes Mendes<sup>4</sup>; Eliane Pinheiro de Sousa<sup>5</sup>; João Francisco Costa Filho<sup>6</sup>; Wagner da Silva Siqueira<sup>7</sup>*

<sup>1</sup> UFMA, Campus do Bacanga, Depto de Biologia, São Luís, MA, manuel.alfredo@ufma.br

<sup>2</sup> UFMA, Campus do Bacanga, DEOLI, São Luís, MA

<sup>3</sup> UFRJ, Ilha do Fundão, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, RJ

<sup>4</sup> Centro de Pesquisa de História Natural e Arqueologia do Maranhão, São Luís, MA

<sup>5</sup> UEMA, Cidade Universitária Paulo VI, Departamento de Biologia, São Luís, MA

<sup>6</sup> Grupo Hispedabiotec, Cajapió, MA

<sup>7</sup> DNPM, Rua Rio Branco, 365, Centro, São Luís, MA

## INTRODUÇÃO

A Bacia de São Luís registra os grandes eventos de transformação continental relacionados aos processos distensivos que conduziram à abertura do Atlântico Equatorial. No documentário paleontológico, Dinosauria é um grupo representado por registros icnológicos e corporais, fragmentários, na forma de restos ósseos desarticulados e dentes isolados, indicando uma grande diversidade paleobiológica. Este cenário vem tornando-se mais promissor, revelando um registro mais informativo, em face da descoberta de um novo jazigo fossilífero na praia de Itapeua, município de Cajapió, litoral norte maranhense (figura 1A), encontrado por moradores locais. Neste jazigo há um grande conjunto de restos esqueléticos considerados como pertencentes a um novo indivíduo do grupo dos dinossauros saurópodes.

O presente estudo é uma comunicação preliminar da nova ocorrência, cuja raridade e relevância abrem novas perspectivas de aplicação deste espécime para inferências paleambientais e paleobiogeográficas.

## METODOLOGIA

Em função do espécime ocorrer em afloramento na área intermaré, foi necessário desenvolver uma técnica de estabilização em condições de alagamento, com emprego de arame, talas e espuma de poliuretano impermeável, depois da escavação e antes da total retirada de cada elemento ósseo, o que frequentemente incluía mais de um ciclo diário de maré. Posteriormente, utilizou-se a técnica tradicional de remoção em envoltório de gesso (figura 2).

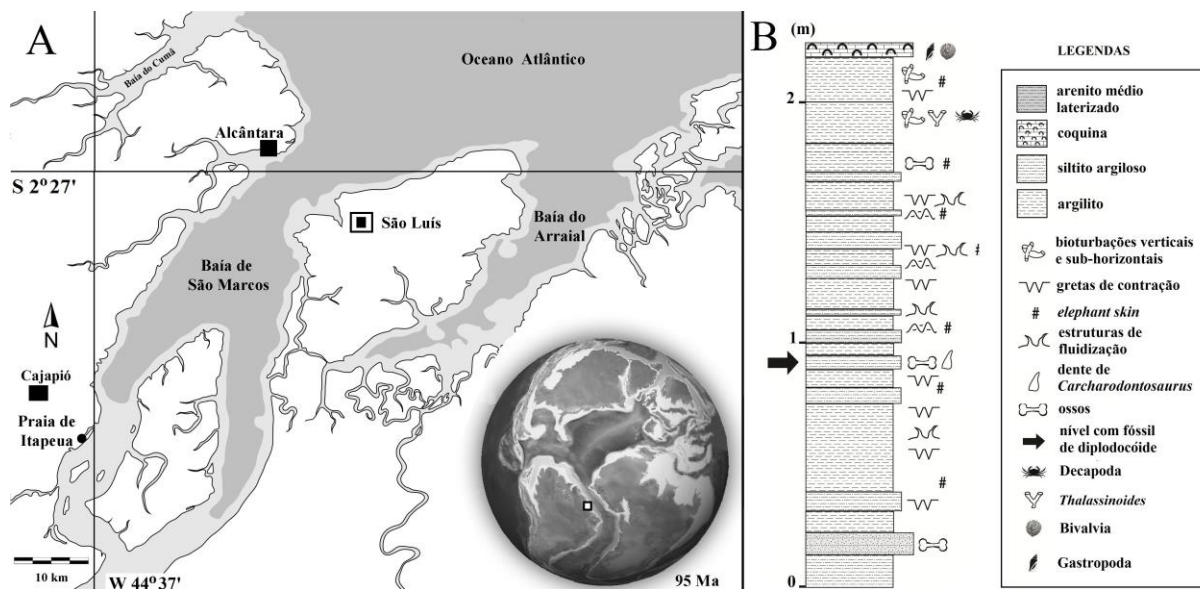


Figura 1. A - Localização da área no norte do Maranhão e indicação da situação geográfica no contexto do Gondwana no Cenomaniano. B – Perfil da sucessão sedimentar aflorante.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de São Luís é uma bacia da margem equatorial brasileira que possui uma área emersa de cerca de 15.000 km<sup>2</sup> (Rodrigues et al., 1990). Na localidade de ocorrência deste novo espécime de dinossauro aflora uma sucessão sedimentar (figura 1B) que se inicia com níveis argilosos avermelhados, sendo imediatamente sucedidos por um nível centimétrico de arenitos sílticos de granulação fina a média, laterizado, onde há fragmentos ósseos e dentes isolados de dinossauros. Sucodem-se os estratos de argilito avermelhado intercalados por siltitos esverdeados mosqueados com coloração avermelhada. Os estratos denotam aspecto maciço, porém, ao serem observados em planta reconhecem-se como feições sedimentares gretas de dissecação, feições de fluidização e superfícies com estruturas tipo “elephant skin”. Os fósseis do espécime diplodocóide estão presentes em um nível de siltito argiloso esverdeado com cerca de vinte centímetros de espessura.

O conjunto sedimentar não ultrapassa 2,5 metros de espessura, sendo que as camadas mostram fraturamento vertical que é percebido em todas as direções. Porém é preferencialmente marcado por extensos segmentos orientados na direção NNE e NW.

Ressalta-se que como prolongamento das estruturas rúpteis medidas na praia de Itapeua (município de Cajapió), são verificados grandes lineamentos na ilha dos Caranguejos, posicionada imediatamente à frente, na baía de São Marcos. São lineamentos de drenagem no interior da ilha e também delimitando seu contorno externo, denotando acentuado controle tectônico.

Em níveis sedimentares distintos, na sucessão de Itapeua, também foram identificados escamas de peixes semionotídeos, fragmentos ósseos do celacanto *Mawsonia*, osteodermes de crocodiliformes, dentes de dinossauros terópodes, dentes de seláquios e invertebrados representados por Decapoda, Bivalvia, Gastropoda, e icnofósseis tubulares identificados como *Thalassinoides*. O conjunto litológico corresponde aos depósitos da Formação Alcântara (ou membro Alcântara da Formação Itapecura), datados como do início do Cenomaniano (Pedrão et al., 1993).

## RESULTADOS

O conjunto de ossos encontrava-se concentrado em uma área de aproximadamente trinta metros quadrados. A maioria dos ossos estava acamada em relação ao horizonte de sedimentação, com alguns elementos apresentando um ângulo de deposição maior, adentrando-se mais profundamente na camada. Trata-se principalmente de vértebras, chevrons e costelas isoladas, e possivelmente elementos da cintura pélvica, ainda por serem preparados. Foi também encontrado um dente de *Carcharodontosaurus* sp. e outro pequeno dente de animal não identificado associado ao conjunto de ossos.



Figura 2: Da esquerda para a direita – detalhe de um complexo neural de diplodocóide; escavação; transporte dos ossos em envoltório de gesso.

## DISCUSSÃO

Pelo que se pode observar do material ainda não preparado, o conjunto de ossos coletados representam parte da sequência de vértebras dorsais, caudais proximais e caudais medianas. Os longos espinhos neurais com lâminas em cruz em vista dorsal indicam tratar-se de um diplodocóide. Infere-se um comprimento total do animal entre quinze e vinte metros. O material é parautóctone, pois há evidências de transporte, mas sem dispersão significativa das partes preservadas. Os dentes associados não pertencem ao espécime representado pelos ossos e foram reunidos por ação da corrente, durante a deposição.

O principal elemento diagnóstico do espécime no estado em que se encontra (antes de ser preparado) é a neurapófise com projeções laterais que, juntamente com a lâmina principal, formam uma estrutura em cruz em vista dorsal, e que parecem corresponder a lâminas spinoprezigapofiseais e postzygodiapofiseais de *Amazonsaurus maranhensis*, e que também são similares aos fragmentos de espinhos neurais isolados coletados na Laje do Coringa (Cenomaniano), região de Alcântara (Medeiros & Schultz, 2004) atribuídas a um animal aparentado a *Limaysaurus tessonei* (Calvo & Salgado, 1995). Saurópodes com espinhos neurais que apresentam um padrão em cruz em vista dorsal são invariavelmente considerados como pertencentes a Diplodocoidea nos registros do Cretáceo médio (Aptiano ao Cenomaniano) do norte do Maranhão. Esta é uma das poucas regiões onde depósitos com fósseis continentais deste intervalo temporal ocorrem em todo o norte da América do Sul. Este fato enfatiza bem a raridade e importância do achado.

## CONCLUSÃO

Uma vez que a sucessão litológica de Cajapió corresponde aos depósitos da Formação Alcântara, com seção-tipo aflorando apenas cerca de sessenta quilômetros ao norte, e que os espinhos neurais das vértebras caudais proximais do espécime coletado são mais longos que aqueles de *Amazonsaurus maranhensis*, é mais provável que o espécime coletado corresponda aos numerosos, mas incompletos elementos caudais de um diplodocoide indeterminado, proximamente aparentado a *Limaysaurus* (= *Rayososaurus*), já registrado no conglomerado fossilífero da Laje do Coringa, Ilha do Cajual (Formação Alcântara). Assim, esta nova ocorrência certamente envolve uma espécie ainda a ser nomeada, o que poderá ser feito com base no material recém-exumado.

Este grupo de grandes herbívoros é extremamente raro no território brasileiro em função das limitadas ocorrências de sucessões aflorantes que tenham se formado em ambiente continental na época em que eles eram comuns na América do sul – o Cretáceo Inferior e início do Cenomaniano. Até então, somente uma espécie foi documentada, *Amazonsaurus maranhensis* Carvalho, Ávilla & Salgado, 2003 registrada nas rochas do Aptiano-Albiano da Bacia do Parnaíba, também na região norte do Maranhão.

## REFERÊNCIAS

Calvo, J.O. & Salgado, L. 1995. *Rebbachisaurus tessonei* sp. nov., a new Sauropoda from the Albian-Cenomanian of Argentina. *Gaia*, **11**: 13-33.

Carvalho, I.S.; Avilla, L.S. & Salgado, L. 2003. *Amazonsaurus maranhensis* gen. et sp. nov.(Sauropoda, Diplodocoidea) from the Lower Cretaceous (Aptian–Albian) of Brazil. *Cretaceous Research*, **24**: 697–713.

Medeiros, M.A. & Schultz, C.L., 2004. *Rayososaurus* (Sauropoda, Diplocoidea) no meso-Cretáceo do Norte-Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **7**(2), 255-279.

Pedraõ, E., Arai, M., Carvalho, I.S. & Santos, M.H.B., 1993. *Palinomorfos da Formação Itapecuru e análise palinológica de uma amostra de superfície da Ponta do Farol, São Luís - MA*. Relatório Técnico do CENPES/PETROBRAS, Rio de Janeiro, 10p.

Rodrigues, J.O.; Lovato, O.G. & Caye, B.R. 1990. Contribuição à estratigrafia da Folha São Luís (AS.23-Z-A)/MA. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia. Natal, *Anais*, p.124-135. Suporte financeiro: UFMA, UFRJ, CNPq, FAPERJ, FAPEMA, SECMA



# FÁCIES, ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DA CAVIDADE N4WS-15 NA UNIDADE ESPELEOLÓGICA DE CARAJÁS-PA, SERRA NORTE

*Rômulo Rodrigues Rosa; Antônio Emídio Araújo Santos Júnior*

Universidade Federal do Pará

[romulorosa23@hotmail.com](mailto:romulorosa23@hotmail.com), [emidiosantos@unifesspa.edu.br](mailto:emidiosantos@unifesspa.edu.br)

## INTRODUÇÃO

Os depósitos pré-cambrianos da Formação Carajás representam uma das maiores reservas de minério de ferro do mundo, os quais vêm sendo explorados desde a década de 70, devido suas excelentes qualidades para a indústria do ferro (Vale S/A) (MACAMBIRA; SCHRANK, 2002). Concomitante a esse processo de exploração iniciaram-se numerosas investigações científicas no intuito de desvendar os processos geológicos que deram origem às ocorrências de FFB neste contexto (LINDENMAYER *et al.* 2001; MACAMBIRA; SCHRANK, 2002; COSTA, 2006; MACAMBIRA, 2003; SOBRINHO, 2012; MACAMBIRA, 2013). Apesar dos avanços científicos, alguns aspectos geológicos ainda não foram plenamente elucidados, como a sedimentologia/estratigrafia, petrografia e gênese de cavidades em FFB, sendo necessários estudos mais completos com discussão mais aprofundada sobre origem da cavidade, processos genéticos e suas implicações no desenvolvimento da cavidade, assim como mudança composicional internamente e externamente, com dados de variação sedimentológica e petrográfica. Esse trabalho consiste basicamente em aumentar o entendimento científico geológico que é muito escasso nessa área contribuindo especificamente na sedimentologia e gênese de cavidades em FFB.

## METODOLOGIA

Neste trabalho foram realizadas pesquisas bibliográficas, visitas de campo, e análise facio-sedimentológica/estratigráfica e petrográfica. A análise facio-sedimentológica/estratigráfica deu-se internamente/externamente ao longo do piso, parede e teto da cavidade, utilizando conceitos de mapeamento e análise de fácies/estratigrafia. Essas análises foram realizadas ao longo de perfis verticais e laterais dos depósitos da Formação Carajás e canga laterítica, baseando-se nas estruturas sedimentares, geometria dos corpos, continuidade lateral das camadas, estratigrafia, texturas, mineralogia, padrão de paleocorrentes, cores e tipos de contatos. Sempre que possível esses dados foram utilizados para reconstrução do sistema deposicional além da investigação de processos genéticos da cavidade. Na análise petrográfica foram utilizadas lâminas de secção polida de rochas da parede e do teto da cavidade.

## RESULTADOS

A cavidade N4WS-15 localiza-se a sudoeste da mina N4, possui grande dimensão com aproximadamente 100 m de largura e 100 m de extensão, sendo composta por muitos condutos e ramificações, além de apresentar desníveis consideráveis, sendo na estrada aproximadamente 10° e conforme atinge-se pontos mais internos pode chegar até 35°, conforme observado na figura 1, seção A e B.

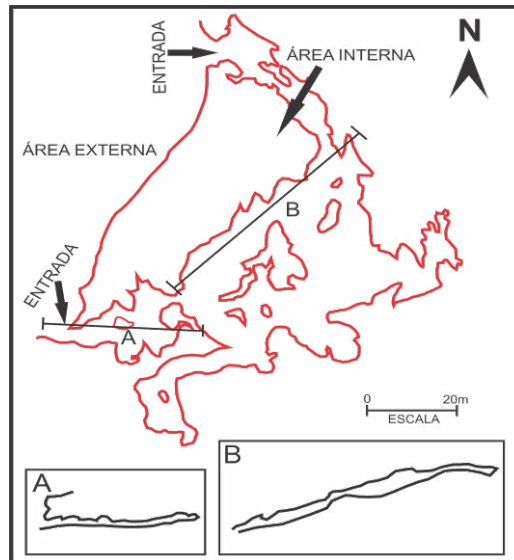


FIGURA 1 - Visão em planta da cavidade com duas seções traçadas evidenciando a variação de relevo. A) Entrada da cavidade e variação inicial do nível topográfico. B) Região de maior variação topográfica. Modificado Vale S/A.

Externamente verificou-se jaspelitos dobrados mergulhando num ângulo preferencial de 45-60° em contato abrupto/lateral com camadas sub-horizontalizadas formadas por depósitos intemperizado conglomerático a brechóide. Tais depósitos mostram fragmentos de jaspelito, cimentados por óxidos/hidróxidos ferro, conforme verificado na figura 2 e 3.

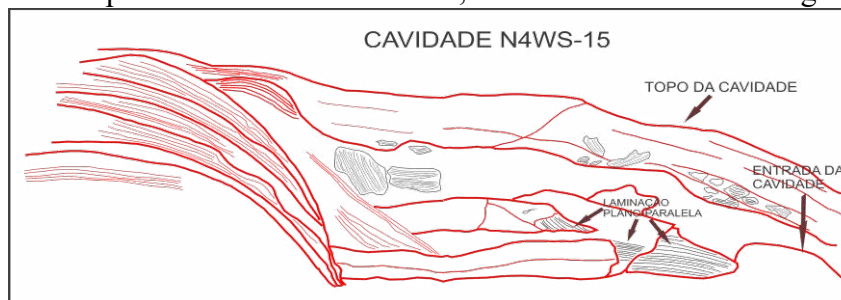


FIGURA 2 - Visão frontal esquemática da cavidade. A) Formação Ferrífera Bandada; B) Depósitos acamados de conglomerados brechóide com estruturas reliquias de laminação Plano-paralela (seta).

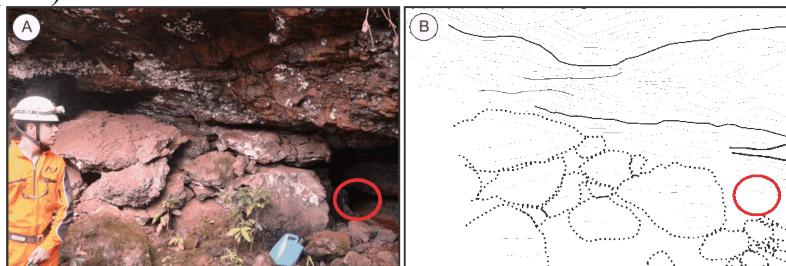


FIGURA 3 - A) Estrutura externa e entrada da cavidade, (Círculo). B) Acamamentos e laminações parcialmente preservados, blocos rolados e “*insitu*”.

O interior da cavidade é formado por piso, parede e teto de Formação Ferrífera Bandada (FFB) – Jaspelito subverticalizado e/ou parede/teto de depósitos de brechas-conglomeráticas laterítica, respectivamente, (FIGURA 4).

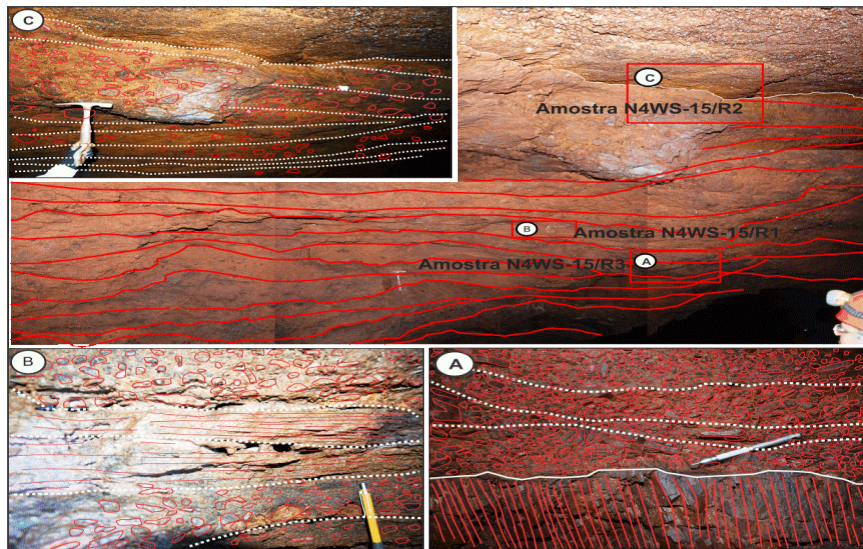


FIGURA 4 - Foto representativa da porção superior da caverna. Observa-se variação de fácies da base da cavidade até o topo (teto). A) Detalhe do contato parede de jaspelito com teto de canga. B) Fina camada de arenito moderadamente selecionada. C) Detalhe contato da base da parede jaspelítica subverticalizada com porção superior brechóide em camadas.

A base da parede é formada por Jaspelito, com sucessivos bandamentos subvertical/vertical de hematita/magnetita/goetita intercalados com jasper/*chert*. A análise petrográfica evidenciou que esta porção possui cristais variando de 0,1 a 0,5mm, sendo na sua grande maioria euédricos e angulosos, (FIGURA 5), mostrando laminações evidenciadas pela alternância de bandas claras e escuras. As bandas mais claras são constituídas por hematita com formato euédrico devido à transformação Magnetita/Hematita e as bandas mais escuras são constituídas por hematita em menor proporção.

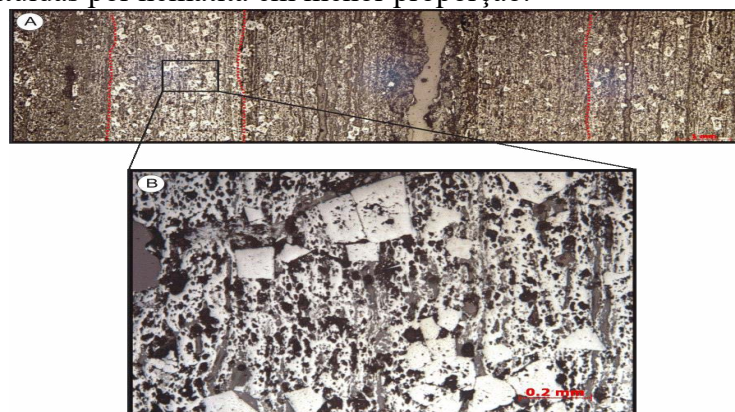


FIGURA 5 -A) Bandamento composicional no jaspelito em lâmina refletida, luz natural com aumento de 5x. B) Cristais de hematita euédricos, pseudomorfos de Magnetita. Luz natural refletida com aumento de 20x.

No topo foram encontradas sucessivos ciclos deposicionais de em média 20cm, sendo estes caracterizados por grande variação granulométrica, desde areia até blocos. Estas camadas foram depositadas de forma caótica e foram posteriormente cimentados por oxido/hidróxido de ferro em uma matriz jaspelítica. O topo dos ciclos, próximo ao teto, a FFB é mais proeminente. Ocorre ainda depósitos de brechas conglomeráticas com contato abrupto entre parede e teto, marcado por fragmentos essencialmente de FFB cimentados por óxido e hidróxido de ferro. Microscopicamente observam-se clastos com grande variação granulométrica, de 0,5 a 20mm, bastante angulosos e depositados de forma aleatória, conforme observado na figura 6.

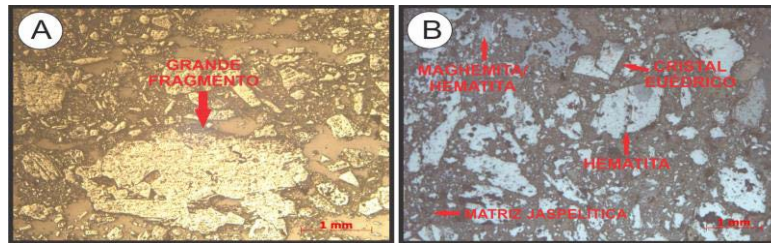


FIGURA 6 -A) Grande fragmento de Hematita. Seção polida a luz refletida, natural e com aumento de 20x. B) Fragmentos de Hematita, com transformação da Magnetita para Hematita. Seção polida com luz natural refletida e aumento de 20x.

## DISCUSSÃO

Após estudos de campo, levantamento bibliográfico e estudo em laboratório foi possível fazer algumas considerações a respeito de processos que deram origem e levaram ao desenvolvimento da cavidade N4WS-15. Inicialmente, 2,6 e 1,9Ga, com a reativação da Falha Carajás as rochas do Grupo Grão-Pará foram dobradas e expostas ao intemperismo físico e químico. Após grande período de exposição parte da dobra e do flanco foram intemperizadas formando uma superfície de exposição subaérea a qual foi preenchida por fluxos de detritos sob um regime extremamente competente de alta energia que depositou de forma caótica os grãos. Com o tempo esses sucessivos ciclos deposicionais preencheram o pacote sedimentar brechoide que passou a sofrer ação intempérica com a percolação de água superficial, precipitando nos poros oxido/hidróxido de ferro formando uma capa de canga laterítica. Concomitante ao processo de percolação foram criados poros que evoluíram para pequenos espaços vazios que com a continuidade do processo formaram espaços vazios que se interconectando proporcionando o colapso, erosão e conseqüente aumento do volume da cavidade. A última fase genética é atribuída à formação do piso da cavidade, que é constituído de canga laterítica, decorrente do colapso do teto a partir do deslocamento das camadas de canga laterítica.

## CONCLUSÃO

A formação da cavidade N4WS-15 iniciou-se com eventos tectônicos que dobrou essas rochas, expondo ao intemperismo que erodiu essas dobras e gerou pequenos espaços vazios, que gradualmente foram aumentado e se interconectando até se desenvolver e originar a cavidade com as dimensões atuais. É importante ressaltar que raízes de árvores e processos de deslocamento do teto contribuíram muito para o desenvolvimento desta cavidade.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Costa, U. A. P. 2006. Avaliação dos processos geradores do minério de ferro da Serra Norte de Carajás, sudeste do Pará. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Dissertação de mestrado. 109-112 p.
- Lindenmayer Z. G., Laux J. H., Teixeira J. B. G., 2001. Considerações sobre a origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. R. B. G. 31(1):21-28.
- Macambira, J. B. 2003, O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de um modelo evolutivo para a Bacia Grão-Pará. 8-19, 35-52, 170-175, 186-189. (Tese de Doutorado).
- Macambira, J. B. 2013. Modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará - Província Carajás.
- Macambira, J. B.; A. Schrank.2002. Químico-estratigrafia e evolução dos jaspilitos da Formação Carajás (Pa)
- Sobrinho, F. C. 2012. Contribuição ao estudo da gênese de minério de ferro na mina N4E, Carajás. 12-20, 44-56p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém.

# PROPOSTA METODOLÓGICA PARA ESTUDOS GEOESPELEOLÓGICOS NA UNIDADE ESPELEOLÓGICA DE CARAJÁS (UEC)-PA

Joel Buenano Macambira<sup>1</sup>; Daniele Freitas Gonçalves<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Faculdade de Geologia-UFPA, <sup>2</sup>Vale S.A

[joel@ufpa.br](mailto:joel@ufpa.br)<sup>1</sup> [daniele.freitas.golcalves@vale.com](mailto:daniele.freitas.golcalves@vale.com)<sup>2</sup>

## INTRODUÇÃO

A região de Carajás, no sul do Pará, destaca-se no cenário nacional com mais de 1.000 cavernas catalogadas (Piló *et al.* 2015). O Projeto Cavidades (LEVANTAMENTO GEOESPELEOLÓGICO DE CAVIDADES NATURAIS DA UNIDADE ESPELEOLÓGICA DE CARAJÁS, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS – PA) é um projeto de pesquisa, fruto de convênio entre a UNIFESSPA e a VALE, que realiza estudos geoespeleológicos da Unidade Espeleológica de Carajás (UEC). Esse Projeto enfoca a geologia estrutural, sedimentologia, estratigrafia, petrografia, geoquímica, sensoriamento remoto e hidrogeologia.

Com o desenvolvimento do projeto, devido às poucas referências bibliográficas referente ao tema, surgiu a necessidade de se desenvolver uma sistemática, visando fornecer bases comuns aos estudos geoespeleológicos. Tal sistemática permitiria comparar diferentes áreas dentro ou fora da UEC, em termos de número de cavernas, tipos de cavernas, situação topográfica, etc. Este trabalho propõe um método para padronizar os estudos espeleológicos em termos de parâmetros básicos preliminares, que podem ser parcialmente obtidos na fase inicial pré-campo a partir da análise e avaliação de dados secundários oriundos de estudos ambientais.

## METODOLOGIA E RESULTADOS

Um dos primeiros critérios a ser avaliado é a frequência de cavernas em uma área qualquer, isto é, determinar a sua densidade de ocorrência, expressa como quantidade de cavernas por km<sup>2</sup> (cav./km<sup>2</sup>). A UEC já possui um banco de dados das cavernas georreferenciadas além de imagens de satélite que englobam a sua área. Assim, dada uma área, que pode ser regular (figura geométrica) ou irregular (bacia de drenagem, contorno de um platô, etc.), e sabendo-se a quantidade e localização das cavernas presentes, é possível calcular a quantidade de cavernas por km<sup>2</sup>, ou seja, sua densidade de cavernas. Dessa forma, pode-se comparar a frequência de cavernas em duas áreas, adjacentes ou não, como bacias de drenagem ou platôs. Se houver mapa geológico disponível para as áreas, pode-se comparar a densidade de cavernas por unidade estratigráfica ou por tipo litológico.

Como o banco de dados apresenta as altitudes das entradas das cavernas, também é possível estabelecer se existe uma concentração de cavernas em determinado intervalo de altitudes, expresso em porcentagem de cavernas por intervalo de altitude. Para áreas com grande diferença (300-400m) de altitudes pode-se determinar a porcentagem de cavernas presentes em cada intervalo de 100m. Para áreas com menor contraste topográfico, pode-se determinar a porcentagem de cavernas para cada intervalo de 50m. Este procedimento permite estabelecer quais intervalos de altitude contém as maiores ou menores porcentagens de cavernas. De posse de outras feições geológicas, geomorfológicas, etc. é possível estabelecer correlações entre altitude das cavernas e essas feições, por exemplo.

Outra característica da distribuição espacial das cavernas, que pode ser usada para comparar e correlacionar áreas, contíguas ou não, é a distribuição por domínio de relevo. Na UEC ocorrem principalmente dois domínios: a região de topo dos platôs (normalmente ondulada e com baixas declividades) e a área das encostas dos platôs (com desníveis acentuados, ocorrendo entre os topos dos platôs e a planície circundante). Utilizando imagens de satélite com as localizações das cavernas, é possível delimitar as áreas de topo e de encosta dos platôs, com auxílio de curvas de nível. Verifica-se então qual a porcentagem de cavernas

que ocorre em cada domínio. Esse dado permite visualizar clara e rapidamente se há uma distribuição preferencial das cavernas em algum desses dois domínios além de auxiliar na elaboração de modelos de origem e distribuição das cavernas em uma ou várias áreas de estudo.

Um exemplo de aplicação desses parâmetros é apresentado na tabela 1, onde foram utilizados dados de três áreas, sendo uma em Serra Sul (corpo S11D, com 76 cavernas) e duas em Serra Norte (corpos N4E, com 30 cavernas e N4WS, com 48 cavernas). Na tabela encontra-se ainda o tamanho de cada uma das áreas, para comparação. No parâmetro altitude é apresentado apenas o intervalo de maior porcentagem.

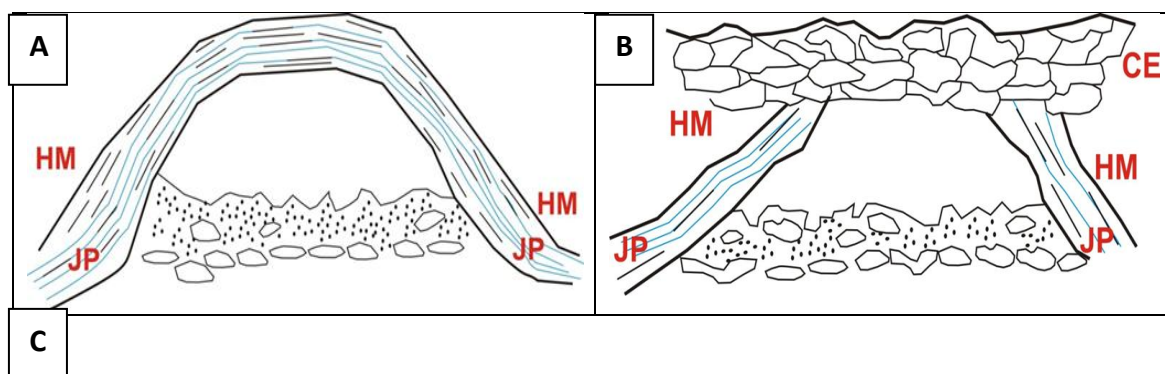
Tabela 1 – Exemplos de aplicação de critérios de avaliação da distribuição espacial de cavernas na UEC, aplicadas a três áreas. Dados extraídos de Abreu, 2014 e Cabral, 2014.

Áreas estudadas	Densidade (cav./km <sup>2</sup> )	Altitude ( m )	Topo (%)	Encosta (%)
S11D (18km <sup>2</sup> )	4,2	700-800(50%)	48	52
N4WS(~2km <sup>2</sup> )	24	600-700(62%)	19	81
N4E (~1km <sup>2</sup> )	30	600-700(82%)	10	90

A análise da distribuição espacial, utilizando esses três parâmetros, permite quantificá-los, o que possibilita comparar áreas de tamanhos diferentes, contíguas ou não. Passando para uma avaliação mais localizada, pode-se estudar cada caverna individualmente, com vistas à geoespeleologia. Desse modo podemos agrupar as cavernas em classes ou tipos, de acordo com a constituição do teto e paredes. O piso das cavernas não é considerado, pois apresenta sedimentos variados, espeleotemas, blocos e fragmentos caídos das paredes e teto, o que dificulta classificá-los.

As cavernas da UEC são desenvolvidas principalmente em formações ferríferas bandadas (banded iron formations, BIFs, na sigla em inglês) da Formação Carajás (caracterizadas como jaspilitos) ou na canga resultante da alteração intempérica dessas rochas. Em muito menor proporção ocorrem em basaltos das formações Parauapebas e Igarapé Cigarra. Mais raras ainda são as cavernas em outras litologias, tais como arenitos.

Considerando esse predomínio, as cavernas desenvolvidas em BIFs e seus produtos de alteração foram agrupadas em: A) cavernas com teto e paredes de jaspilito; B) cavernas com paredes de jaspilito e teto de canga; C) cavernas com teto e paredes de canga (Fig. 1) e D) cavernas mistas, com paredes de jaspilito e teto de canga e jaspilito.



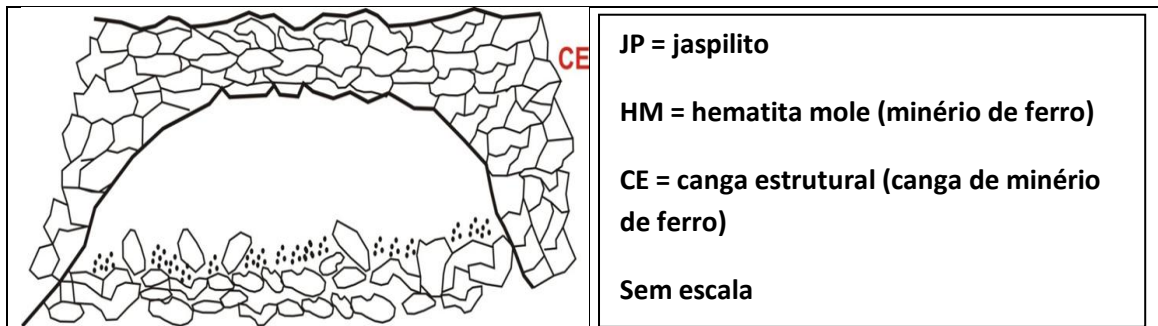


Figura 01: Classificação de cavernas desenvolvidas em BIFs e seu produto de alteração (canga) pelo critério de composição do teto e paredes.

O critério de classificação por tipo de cavernas foi aplicado nas três áreas estudadas na UEC e seus resultados constam na tabela 2.

Tabela 2 – Porcentagem de cavernas de cada tipo, nas áreas estudadas. Excluídas as cavernas desenvolvidas em basaltos. Dados de Abreu, 2014 e Cabral, 2014.

Tipo de caverna/porcentagem por área	S11D	N4E	N4WS
Tipo A- teto e paredes de jaspilito	25	30	43
Tipo B - teto de canga e paredes de jaspilito	26	58	50
Tipo C –teto e paredes de canga	48	12	4
Tipo D- mista: paredes de jaspilito e teto de canga e jaspilito	1	0	3

A presença de teto e paredes de jaspilito na maioria das cavernas de uma área é um indicativo de atuação incipiente do intemperismo na área, enquanto que a presença de cavernas totalmente desenvolvidas em canga indica que o intemperismo atuou profundamente no local. O predomínio de determinado tipo de caverna em uma área, aliado a outros critérios pedológicos e geomorfológicos, pode indicar o grau de maturidade do perfil de intemperismo no local.

Uma vez classificada a caverna, pode-se passar aos estudos geoespeleológicos propriamente ditos, com a aplicação dos métodos clássicos da geologia estrutural. Nessa fase seriam feitas as observações e coleta de medidas de estruturas sedimentares e tectônicas, buscando-se estabelecer o controle estrutural da caverna. Também seriam realizadas observações sobre a distribuição dos materiais (canga ou jaspilito) nas diferentes porções da caverna (teto, paredes, entrada, salões, etc.). Estudos estratigráficos podem ser desenvolvidos, buscando-se posicionar a caverna em um determinado nível (contato geológico, zona de falha, etc.) ou camada estratigráfica, que pode ter facilitado a migração de fluidos meteóricos originando a caverna. Nesse momento podem ser coletadas amostras para estudos petrográficos, minerográficos e geoquímicos, além de numerosos outros estudos de maior detalhe.

## CONCLUSÕES

A metodologia aqui proposta tem o objetivo de padronizar algumas observações gerais que podem ser feitas em qualquer área da UEC, sem a pretensão de esgotar o assunto, mas que permitiriam uma visão mais homogênea e clara da distribuição e localização espacial das cavernas. Qualquer estudo nas cavernas, seja bioespeleológico, sobre espeleotemas ou outro assunto, pode apresentar esses parâmetros com facilidade.

Propõe-se aqui, que os estudos das cavernas da UEC contemplem esses quatro aspectos: 1) densidade de cavernas; 2) altitude das cavernas; 3) distribuição por domínio de relevo e 4) classificação por tipo de caverna (conforme a tab. 2).

Alguns itens particulares na metodologia podem e deverão ser aprimorados, como por exemplo os domínios de relevo. Pode-se estabelecer um valor numérico para a declividade que separaria áreas de topo das áreas de encosta, que poderia ser por exemplo, de 20 graus.

Desse modo em pouco tempo, teria-se uma visão bem mais completa da distribuição espacial e dos tipos de cavernas. Esse panorama deve ser contemplado em qualquer modelo que busque esclarecer a origem das cavernas da UEC.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu, S.S. 2014. **Petrografia de formações ferríferas associadas às cavernas da Serra Norte, na Unidade Espeleológica de Carajás – PA**. Trabalho de Conclusão de Curso (TCC). Faculdade de Geologia de Marabá. UNIFESSPA. 100p.

Cabral, E.S. 2014. **Petrografia de formações ferríferas (BIFs) associadas a cavernas da Serra Sul (Serra dos Carajás – PA)**. Trabalho de Conclusão de Curso (TCC). Faculdade de Geologia de Marabá. UNIFESSPA. 65p.

Piló, L.B., Auler, A.S., Martins, F. 2015. **Carajás National Forest: Iron Ore Plateaus and Caves in southeastern Amazon**. In: Vieira, B.C., Salgado, A.A.R., Santos, L.J.C. (eds). *Lanscapes and Landforms of Brazil*. Springer, p. 273-283.



# ESTUDOS MORFOESTRUTURAIS EM ÁREAS COM OCORRÊNCIA DAS CAVIDADES NATURAIS EM SERRA SUL, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PA

*Sousa, Wilma (1); Pinheiro, Ana Valéria dos Reis (2)*

(1) UNIFESSPA – Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, Marabá PA.

(2) VALE/SA, Parauapebas PA.

[wilmacleia@hotmail.com](mailto:wilmacleia@hotmail.com); [anaval.pinheiro@gmail.com](mailto:anaval.pinheiro@gmail.com)

## INTRODUÇÃO

A Unidade Espeleológica de Carajás (UEC), inserida na Província Mineral de Carajás (PMC), agrega cavidades geradas a partir do processo de dissolução/degradação da formação ferrífera/laterítica e rochas associadas. A região de Serra Sul, precisamente o platô S11D, área alvo do estudo, está localizada a sul da PMC, na região sudeste do estado do Pará.

A localização, observação, classificação e interpretação, além de análise dos processos de gênese e desenvolvimento do meio geológico em que essas cavidades estão inseridas, permitiram o registro de características morfoestruturais e hidrogeológicas no entorno de sua área de ocorrência; estas, integradas a outras de cunho regional, darão enfoque ao conhecimento da história evolutiva das cavidades e espeleotemas contidos na região. Os resultados deste levantamento, agregados a outras linhas de pesquisa, viabilizarão o aprimoramento dos conhecimentos obtidos até então, visando à uniformização dos conceitos, para que a paisagem regional, de um modo geral, seja compreendida.

## METODOLOGIA

Primeiramente, fez-se necessário um entendimento em escala regional da Serra Sul; uma área que totaliza 1422 km<sup>2</sup>, e abrange a serra supracitada e suas adjacências, foi analisada em uma escala de 1:100.000, por meio de:

(1) Levantamento bibliográfico; (2) Imagens LANDSAT, IKONOS e SRTM para avaliação e interpretação de produtos sensores e, ainda, *softwares ArcGIS, Global Mapper, Spring e CorelDRAW* empregados na confecção de mapas temáticos - drenagem, relevo, lineamentos estruturais e elipsoides de deformação - , diagramas de rosetas inerentes ao lineamentos estruturais da área e direções preferenciais da rede de drenagem e no modelo de gênese das cavidades; (3) Fotointepretação da rede de drenagem e do relevo de acordo com o método de Soares & Fiori (1976). E, ainda, da hierarquia de classes de drenagem segundo o método de hierarquia de Strahler (1952); (4) Análise estrutural com apoio da classificação hidrogeológica das rochas apresentada por Singhal & Gupta (1999) e do emprego do elipsoide de deformação (VIALON *et al.*, 1991); (5) Análise pluviométrica da área através do cálculo das médias de parâmetros meteorológicos.

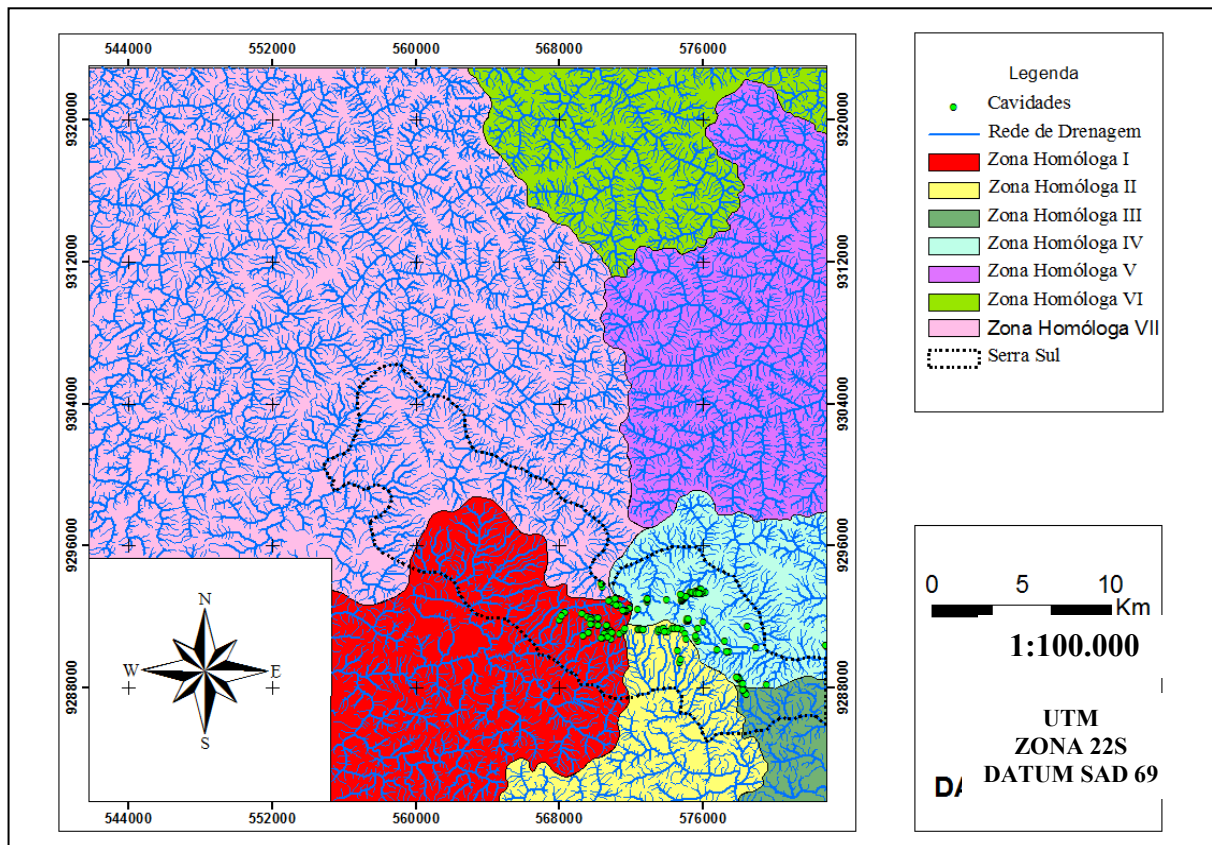
Em etapa posterior houve a análise estatística de 186 cavidades inseridas no Projeto S11D (Serra Sul). Para tal, foram verificados relatórios internos da área fornecidos pela VALE S.A.

## RESULTADOS

- **Rede de drenagem:** a análise sistemática da rede de drenagem permitiu definir e caracterizar diferentes zonas homólogas (Figura 1) e, conseqüentemente, os possíveis controles estruturais que a condicionam, visando o reconhecimento das estruturas abertas e o entendimento do modo como a água migra para atuar na formação das cavidades naturais. Estas diferentes zonas refletiram as propriedades distintas das rochas e a forma como elas respondem à presença da água. As formas anômalas do tipo cotovelo e arco, presentes na maioria das zonas, sugere anomalias no terreno em função de controle estrutural ou litológico; o principal padrão de drenagem identificado é do tipo dendrítico, o que indica um material

rochoso relativamente homogêneo, ratificado pela fraca assimetria observada na rede de drenagem nessas áreas. O pequeno comprimento dos tributários em relação aos canais principais aponta um terreno com elevadas diferenças de declividade, onde há variação de altitude máxima e mínima, respectivamente: zona I - 885 m a 240 m, zona II - 825 a 270, zona III - 705 a mínima 255 m, zona IV - 900 m a 270 m, zona V - 780m a 345 m), zona VI - 750 a 360 m, zona VII: 780 m a 210 m.

O reconhecimento da hierarquia de ordem da drenagem e sua relação com as cavidades da área permitiu sugerir que o maior número de cavidades relacionado às drenagens de menor ordem evidenciam que as demais (ligadas às drenagens de ordem superior) foram erodidas com o amadurecimento do relevo. A tendência, então, é que com a evolução do terreno, estas de menor ordem tornem-se de ordem superior e contribuam para a erosão de mais cavidades com o passar do tempo;

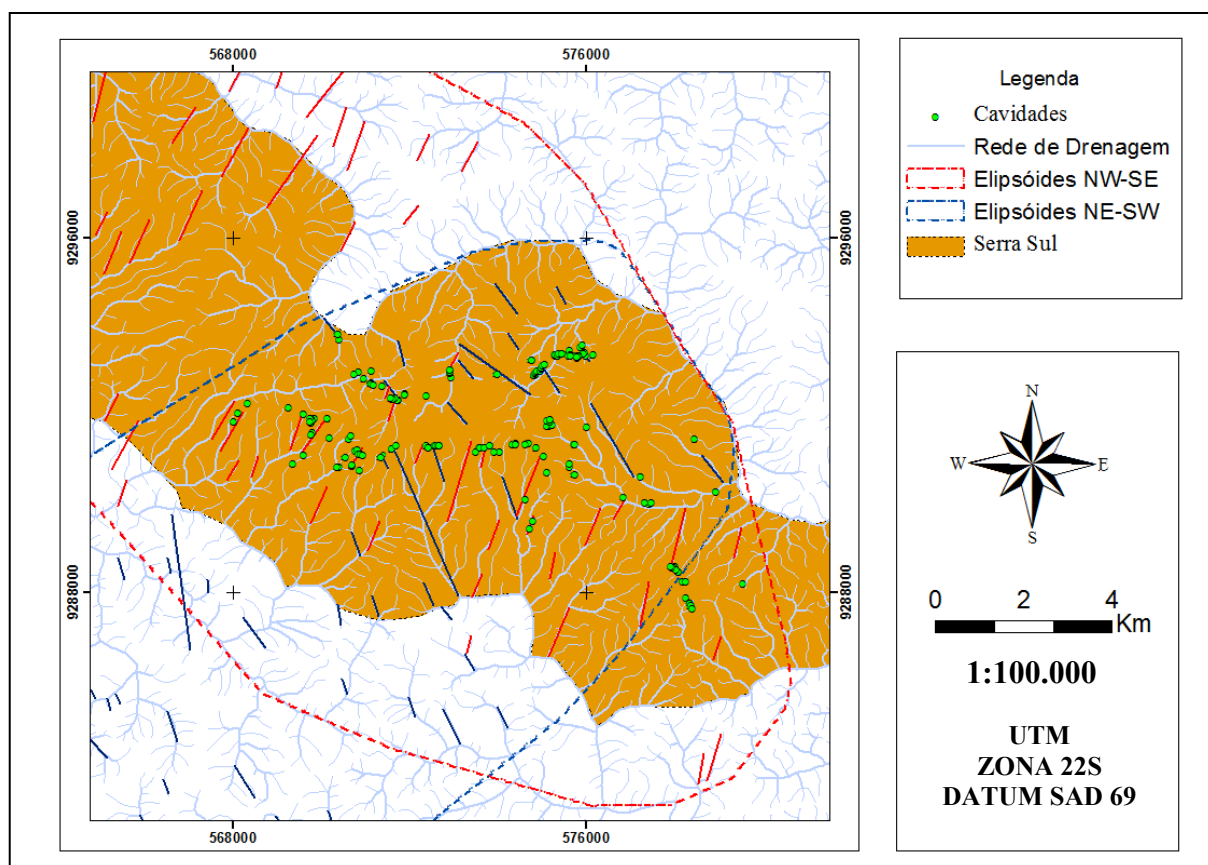


**Figura 1:** Mapa da rede de drenagem e suas respectivas zonas homólogas. Destaque à Serra Sul e à localização das cavidades.

- **Estruturação tectônica:** os alinhamentos de drenagem e relevo, que possuem três direções preferenciais dos elementos: um *trend* principal NNW-SSE e, subordinadamente NE-SW e E-W, para ambos os lineamentos, corroboram as informações já presentes na literatura, que indicam aquela área como sendo bastante estruturada e afetada por eventos dúcteis tardios de escala regional, sobre o embasamento arqueano.

A maioria das cavidades de Serra Sul que foram analisadas está contida em uma região que sofre a influência de dois elipsoides de deformação principais, com *trends* NW-SE e NE-SW, logo, são consideradas para a área os *trends* NNE-SSW e NNW-SSE como zonas potencialmente abertas e facilitadoras para percolação de água e conseqüentemente favorável a geração de cavidades (Figura 2).

Através da análise de secções geológicas pode-se reconhecer o movimento de blocos, observado através do deslocamento lateral de zonas homólogas, ruptura e arrastos das feições lineares ao longo de alinhamentos;



**Figura 2:** Elaboração de elipsóides de deformação esquemáticos (VIALON *et al.*, 1991). Observa-se que a maioria das cavidades mapeadas na área correspondente à Serra Sul estão contidas em uma região que sofre a influência de dois elipsóides de deformação principais, com *trends* NW-SE e NE-SW.

- **Análise pluviométrica:** uma maior precipitação ocorre nos períodos de Fevereiro e Março, conseqüentemente, as cavidades inseridas em zonas potencialmente abertas também têm suas recargas pluviométricas incrementadas neste período, enquanto que, em períodos muito secos, especialmente Junho e Julho, há menor incidência de chuva, o que torna essa tendência menor e sugere a adição de um fator sazonal à potencialização de formação dessas cavidades. O fator estrutural, associado à pluviometria, também recebe apoio do altimétrico, uma vez que, a maior probabilidade de recarga pluviométrica na área está presente nas bordas dos platôs existentes. As porções da área que apresentam as maiores cotas topográficas (até 900 m) – localizadas especialmente nas cristas dos platôs - são caracterizadas por conter feições de zonas de recarga com infiltração vertical, sendo descarregadas, essencialmente em regiões com as menores cotas topográficas (240 m), ou seja, o sopé dessas elevações;

- **Altimetria:** Pinheiro *et al.* (1985) colocam o intervalo 650-600 m, como o mais marcante para a ocorrência de cavidades na região de Carajás. No entanto, a análise altimétrica das cavidades dos três compartimentos de relevo do Projeto S11D, demonstra que a maior parte, ou seja, 43,84% se concentra entre 700 m e 800 (21,92% entre 700-750 m e 21,92% entre 750-800 m), enquanto que apenas 11,76% do total perfaz o intervalo de 600 a 650 m;

- **Estruturas:** de acordo com Pinheiro & Holdsworth (2000) vários eventos tectônicos ocasionaram a estruturação principal do terreno na região da Serra dos Carajás. Desta forma, pode-se observar que as cavidades naturais ali inseridas, em resposta a tais eventos, também

apresentam-se intensamente estruturadas, sendo as principais estruturas observadas: bandamentos, fraturas, juntas de alívio, dobras e falhas. Tais estruturas atuam como facilitadores da infiltração de água, o que ocasionou, posteriormente, a dissolução de minerais. Esse processo é tido como um dos principais fatores que podem influenciar o início da geração de cavidades, podendo, ainda, causar a desestabilização das rochas que constituem as cavidades, gerando abatimento de blocos do teto e das paredes das cavidades.

## **CONCLUSÃO**

A realização do trabalho deu suporte à compreensão da história evolutiva das cavidades contidas em Serra Sul, na Província Mineral de Carajás, através de informações morfoestruturais aliadas a outras linhas de pesquisa.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

PINHEIRO, R.V.L.; MAURITY, C.W.; HENRIQUES, A.L.; SILVEIRA, L.T.; MOREIRA, J.R.A.; LOPES, P.R.C.; SILVEIRA, O.T.; PAIVA, R.S.; LINS, A.L.F.A.; VERÍSSIMO, C.U.V.; PINHEIRO, S.H.S., HENRIQUES, R.V.L. Considerações Preliminares sobre a Espeleologia da Serra dos Carajás (PA). Grupo espeleológico Paraense - GEP. Relatório inédito, 1985. 38p.

PINHEIRO, R. V. L., 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil. Durham, Inglaterra. University of Durhan. 408p. (Tese de Doutorado). PRICE, N. J. AND COSGROVE, J. W., 1994. Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press, Cambridge.

SOARES, P.C.; FIORI A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Campinas, Notícia Geomorfológica, 1976. 16 (32): 71-104.

SINGHAL, B.B.S.; GUPTA, R.P. Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1999. 400 p.

STRAHLER, A. N. Hipsometric (área-altitude) analysis of erosional topography. Geological Society of America Bulletin, New York, v.63, p.1117-1142, 1952.

VIALON, P; RUHLAND, M; GROLIER, J. 1991. Éléments de tectonique analytique. Masson, Paris. 118.

# EXTRAÇÃO DE LINEAMENTOS EM DADOS SRTM VISANDO DEFINIR OS PRINCIPAIS *TRENDS* ESTRUTURAIS NEOTECTÔNICOS: ENTORNO DA MARGEM ESQUERDA DO RIO AMAZONAS ATÉ A FOZ DO RIO MADEIRA

Paulo Sérgio de Rezende Nascimento<sup>1</sup>

Mônica Cortêz Pinto<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geociências – Universidade Federal do Amazonas

## INTRODUÇÃO

O termo Lineamento, como identificado em imagens de sensoriamento remoto, passou por redefinição e em substituição ao termo feição linear foi conceituado por O'Leary *et al.* (1976) como uma feição da superfície do Globo Terrestre, mapeável, simples ou composta, de traço retilíneo ou suavemente curvo, que difere de feições adjacentes e presumivelmente reflete um fenômeno de subsuperfície.

As dificuldades de acesso, decorrentes da densa cobertura florestal, alto índice pluviométrico e áreas inundadas da região amazônica fazem com que a identificação e a interpretação dos lineamentos sejam realizadas por produtos sensorizados remotamente. Nesse sentido, os modelos propostos para o entendimento das estruturas neotectônicas nessa região é frequentemente baseada por essa técnica. A identificação e extração de lineamentos crustais visíveis nos produtos de sensoriamento remoto favorecem a demarcação de direções preferenciais, secundárias etc., de forma rápida e eficiente. Essa técnica é essencial em estudos na região amazônica, devido sua extensão e difícil acesso. Os procedimentos automáticos como filtragem e análise exploratória dos lineamentos possibilitam agrupá-los em grupos de diferentes direções, auxiliando nas análises da estruturação neotectônica. Dessa forma, o presente trabalho tem como objetivo a extração e o agrupamento das direções dos lineamentos através de dados interferométricos SRTM de 30 metros de resolução, na escala de 1:100.000, no entorno da margem esquerda do rio Amazonas, a partir da confluência dos rios Negro e Solimões até a foz do rio Madeira. A importância desse trabalho é definir outras direções de lineamentos, complementando as referidas na literatura. A área de estudo é delimitada pelos paralelos 03°00'00" a 03°30'00" de latitude Sul e pelos meridianos 58°30'00" a 60°00'00" de longitude Oeste.

No contexto amazônico, as forças geradas pelas movimentações das placas de Nazca e Caribeana, ao longo dos últimos 24 milhões de anos, permitiram a determinação de um modelo estrutural por Franzinelli & Igreja (1990) regido por uma componente direcional dextral E-W, posteriormente denominado por Igreja *et al.* (1999) de Sistema Neotectônico Transcorrente Dextral. De acordo com esses autores, os principais *trends* estruturais neotectônicos desse sistema transcorrente amazônico podem ser sumarizados em cinco direções: rio Solimões – N60W; rio Negro – N45E; rio Madeira – N50E; rio Amazonas – WSW-ENE e rio Tarumã – N10E. Essa estruturação é responsável pela formação dos *grabens* da planície amazônica na Amazônia Central (Franzinelli 2011). O Lineamento Tupinambarana, estrutura quaternária, encaixa o rio Madeira e controla o traçado do rio Amazonas. Esse lineamento é formado por uma série de falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW que se conectam por meio de falhas normais E-W, formando um romboedro transtensivo que acolhe um extenso depósito sedimentar quaternário (Costa *et al.* 1996).

## MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais empregados foram as documentações cartográficas na escala 1:100.000 (cartas MI579 Manaus, MI580 Bom Sucesso e MI581 São José do Amajari); os dados de interferometria de radar SRTM com resolução de 30 metros; e o programa computacional de geoprocessamento Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas (SPRING), desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Esses materiais foram

adquiridos, respectivamente, no Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas, nos sites da NASA e do INPE.

Após a aquisição dos materiais supracitados, foi confeccionado um Banco de Dado Georreferenciado no SPRING e importado os dados SRTM para esse banco. Os próximos procedimentos técnicos consistiram nas seguintes etapas: (i) preparação dos dados SRTM para serem interpretados visualmente; (ii) extração das drenagens; (iii) extração das lineações de drenagens; (iv) definição dos lineamentos; (v) filtragem e análise exploratória dos lineamentos.

Na etapa de preparação dos dados, o primeiro procedimento foi o refinamento da grade regular ou retangular dos dados SRTM, com a transformação da resolução de 30 metros em 10 metros. Para tal, foi empregado o interpolador bicúbico, o qual utiliza os 16 valores de cotas dos pontos vizinhos para cada ponto altimétrico. Esse processamento gera uma superfície mais suavizada e aumenta as informações sobre a superfície, consequentemente realça as feições com cotas de valores diferentes e reduz as redundâncias em regiões quase planas. O próximo procedimento foi a aplicação da técnica de realce de contraste, que é a razão entre os seus níveis de cinza médios, visando melhorar a qualidade dos dados sob os critérios subjetivos do olho humano. Foi aplicado o aumento linear de contraste por uma transformação unidimensional, cuja função de transferência é uma reta. Esta transferência radiométrica é realizada com ajuda de histograma, que é manipulado para obter o realce desejado. Essa etapa constitui um pré-processamento para reconhecimento dos padrões para a interpretação visual e/ou automática.

Realizados esses pré-processamentos nos dados SRTM, foram realizadas a extração das drenagens, das lineações e dos lineamentos seguindo a metodologia lógica e sistemática definida por Veneziani & Anjos (1982) para imagens orbitais. As drenagens foram extraídas manualmente pelo modo edição de dados vetoriais e constituíram-se desde drenagens de pequenas dimensões (1ª e 2ª ordens), passando pelas drenagens intermediárias (3ª e 4ª ordens) finalizando no rio Amazonas (5ª ordem), gerando o mapa da rede de drenagem. As lineações de drenagens foram extraídas a partir da rede de drenagem. Essas são os menores segmentos de uma linha de drenagem definidos a partir do conceito de elemento textural fotográfico (Soares & Fiori 1972), ou seja, menor superfície distinguível, contínua e homogênea. A extração das drenagens e de suas lineações foram realizadas de forma muito detalhada, ocasionando uma distribuição confusa em todas as direções. Dessa forma, as lineações foram filtradas em intervalos de 10°, este intervalo angular são valores entre 0° (direção leste) e 180° (direção oeste), no sentido anti-horário. Para cada intervalo foi gerado um plano de informação (*layer*), facilitando a extração minuciosa dos lineamentos, que é a disposição em linha reta das lineações, denominados como alinhamentos estruturais por Veneziani & Anjos (1982) e como lineamentos morfoestruturais por O'Leary *et al.* (1976). Realizada a extração dos lineamentos, estes foram avaliados pela análise exploratória, técnica que fornece o número, o comprimento total e a direção preferencial dos lineamentos em cada intervalo angular pré-definido pelo usuário. Essa análise estatística leva em consideração a frequência relativa do número de lineamento sobre a frequência relativa do comprimento do lineamento para definir as principais direções. De posse dessas direções, elas foram filtradas gerando o mapa de lineamento estrutural.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

O mapa da rede de drenagem (Figura 1), como supracitado, foi realizado detalhadamente, e serviu de base para a extração das lineações e a partir de sua disposição retilínea, foi gerado o mapa de lineamento com as principais direções (Figura 2). O número e o comprimento total de lineamentos de direções principais foram 283 e 35,99 km, respectivamente. Os procedimentos adotados no processo de extração e análise dos

lineamentos possibilitou dividi-los em três grupos de acordo com os principais *trends* estruturais (Tabela 1). O total de lineamento do primeiro grupo é de 131 (46%), o segundo grupo é composto por 90 lineamentos (32%) e o terceiro grupo, por 62 lineamentos (22%).

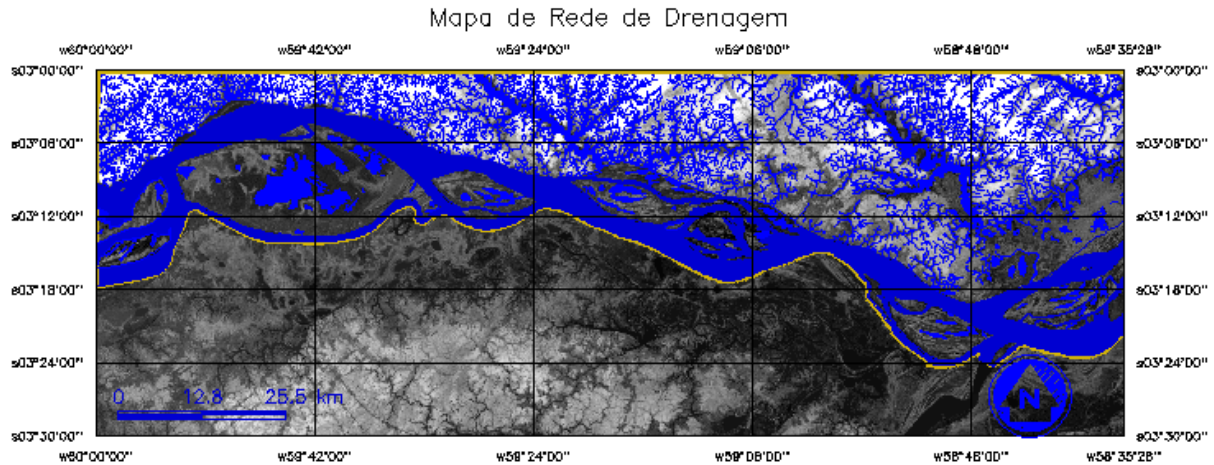


Figura 1: Mapa da rede de drenagem sobreposta ao dado interferométrico SRTM.



Figura 2: Mapa das principais direções dos lineamentos estruturais sobreposto às unidades litológicas.

Apesar da sistemática diferente da verificação dos principais *trends* estruturais neotectônicos definidos pelos autores citados na introdução, claro que há uma correlação similar com os determinados nesse trabalho (N65E, N57-63W e E-W), formando um padrão estrutural com geometria romboédrica. Esta geometria pode denotar um sistema de *grabens* e *horsts* evidenciados pelo rebaixamento das superfícies menos dissecadas e o soerguimento das superfícies mais dissecadas. É nítido, também, o padrão subtreliçado e sub-retangular do sistema de drenagem, sendo este último mais transparente quando se analisa os lineamentos, do que a própria rede de drenagem. Esses padrões indicam estruturas inclinadas e falhadas, evidenciadas pelos lineamentos NE-SW e NW-SE. Outra feição marcante desses lineamentos é o padrão meandrante atual de alguns rios de 3<sup>a</sup> e 4<sup>a</sup> ordens e do rio Amazonas, este, agora com padrão anastomosado. Assim, os lineamentos morfoestruturais condicionam a sedimentação quaternária e controlam a dinâmica fluvial. Dessa forma, os processos de migração, mudanças de curso, retificação, gênese e extinção de canais fluviais da área de estudo estão relacionados com a estruturação neotectônica.

Tabela 1 – Agrupamento das direções dos lineamentos em ordem crescente dos *trends* estruturais.

Grupos de Lineamentos	Direções dos Lineamentos	Comprimento Total (km)	Total de Lineamentos
Primeiro	N65E	1,50	32
	N21E	1,14	28
	N63W	1,69	27
	N57W	1,11	24
	E-W	11,89	20
Segundo	N-S	1,01	20
	N74E	1,23	19
	N38W	0,50	17
	N23W	0,48	17
	N34E	0,70	17
Terceiro	N16E	12	12
	N49W	0,59	12
	N79W	0,67	11
	N56E	0,68	11
	N43E	0,58	9
	N19W	0,22	7

## CONCLUSÕES

A partir da extração dos lineamentos a partir das drenagens, a partir de dados SRTM pré-processados (refinamento da grade regular e aumento linear de contraste) e das técnicas de filtragem e análise exploratória dos lineamentos foi possível agrupá-los em três direções principais. No primeiro grupo, as direções N21E, N65E, N63W, N57W e E-W são os principais *trends* estruturais da área de estudo, seguidos das direções N74E, N-S, N38W, N23W e N34E (segundo grupo), e por fim, o terceiro grupo é formado pelos lineamentos mais incipientes, mas não menos importantes, com as respectivas direções: N16E, N56E, N43E, N79W, N49W e N19W. Os lineamentos com direções preferenciais para N65E, N57-63W e E-W estão relacionados à atuação de forças neotectônicas formando sistemas de *rombograbens*.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Costa J.B.S., Hasui Y., Borges M.S., Bemerguy R.L., Saadi A., 1996. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. *Geociências*, **14**:77-103.
- Franzinelli E. 2011. Características morfológicas da confluência dos rios Negro e Solimões (Amazonas, Brasil). *Rev. Bras. Geoc.*, **41**(4):587-596.
- Franzinelli E. & Igreja H.L.S. 1990. Utilização do sensoriamento remoto na investigação na área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. *In*: INPE, Simp. Bras. de Sens. Rem., 6, *Anais*, p.641-648.
- Igreja H.L.S., Franzinelli E., Repolho T. 1999. Neotectonic Influence on Fluvial Capture in the Amazon Basin, State of Amazonas, Brazil. *Science Reports of Tohoku University*, **49**(2):197-206.
- O'Leary D.W., Friedman D.D., Pohn H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standarts for old terms. *Bulletin of the Geological Society of America*, **87**:1463-1469.
- Soares P.C. & Fiori A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Not. Geom.*, **16**(32):71-104.
- Veneziani P. & Anjos C.E. 1982. *Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento e aplicações em geologia*. São José dos Campos:INPE, 61 pp.



# ANÁLISE DE FRATURAS NO ARENITO MANAUS (FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO) NO BAIXO CURSO DO RIO NEGRO, BACIA DO AMAZONAS.

Pedro Afonso C. Gaia Campos<sup>1</sup>, Clauzionor Lima da Silva<sup>2</sup>, Norberto Morales<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Curso de Geologia, Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, UFAM p\_gaia03@hotmail.com

<sup>2</sup>DEGEO/ICE/UFAM; <sup>3</sup>Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Petrologia e Metalogenia, UNESP – Rio Claro (SP).

## Introdução

Tem sido reportado que as margens do rio Negro, no seu baixo curso, são controladas por falhas (Sternberg, 1950; Igreja e Franzinelli, 1990; Silva, 2005; Silva et al., 2007). A compartimentação neotectônica dessa área apresenta domínios de falhas normais e transcorrentes associados. Inerente a esse sistema, o rio Negro segue a estruturação de falha normal N30W. Porém numa durante provavelmente o Quaternária Silva et al (2007) demonstraram que a formação do Graben do rio Ariáú e a atuação de falhas transcorrentes E-W na reorganização desse rio com migração para a atual posição margeando Manaus. Soma-se a esse fato a dinâmica erosiva fluvial causando maior erosão na margem urbana dessa cidade avançando de forma notável e causando intervenções por obras de engenharia.

Sabe-se que o substrato geológico nas margens desse rio é composto por arenito e/ou siltito conhecido localmente como "arenito Manaus", que aflora em toda orla da cidade de Manaus, está intensamente fraturado e falhado, constituindo, portanto, um excelente local para investigação pretendida neste estudo. Desse modo, o objetivo principal deste trabalho, portanto, é realizar um estudo com a temática de análise de fraturas e juntas e buscar a correlação com os processos erosivos existentes.

## Materiais e Métodos

O estudo consiste na obtenção de dados estruturais de fraturas e falhas em "Arenito Manaus", envolvendo: tipo e aspectos das fraturas, dimensão (espaçamento e comprimento) tipo de superfície estriada, tipo de preenchimento e atitude das famílias. Os dados foram obtidos em notação *Clar* os quais foram analisados de modo estatístico, por meio do programa Wintensor, versão 4.0.3, conforme Delvaux e Sperner (2003). Essa análise, quando associada ao quadro neotectônico regional, poderá

fornecer dados para a hipótese de estudo acerca dos processos erosivos fluviais e sua relação com o possível controle estrutural.

## **Resultados e Discussão**

Na margem do rio Negro, predomina falhas normais que estão associadas à direção desse rio. As camadas de arenito silicificado esbranquiçado e avermelhado da Formação Áter do Chão apresentam padrão de falhas normais com atitudes N20W/70SW a N30W/80SW, paralela a orientação do referido rio, promovem a inclinação dos pacotes e sugerem movimento de basculamento de blocos para sudoeste. Também há planos de fraturas bem desenvolvidos na direção E-W e N-S. As fraturas NW-SE mostram espaçamento regular de 1 a 2 metros e acompanha toda a margem esquerda. Essas fraturas são cortadas pelas estruturas E-W e NE-SW, geralmente preenchidas por sílica e/ou óxido de ferro ou manganês. Algumas fraturas N-S reconhecidas apresentam alto ângulo de mergulho, com indicação de movimentação normal oblíqua, também com preenchimento de material oxidado.

Na praia da Ponta Negra as fraturas são abertas, cuja direção N38W predomina e, geralmente, estão preenchidas por caulinitas. Falhas N40E foram observadas, mas representam um sistema anterior à deformação por falhas normais. Neste local outras famílias de falhas: N-S e N80E, além da direção N30W. Ao longo da margem desse rio, ainda na área urbana de Manaus, são observados dois níveis distintos de arenitos, um avermelhado e outro esbranquiçado, apresentando uma grande diversidade de família de falhas com predominância de N30W, NW-SE, E-W e NE-SE.

## **Conclusões**

A compartimentação estrutural a partir da obtenção e dados estruturais em "Arenito Manaus", no baixo curso do rio Negro, mostra que famílias de falhas e fraturas que estão distribuídas com a mesma geometria do canal do rio Negro. Na curvatura do rio Negro onde sua direção é E-W, as estruturas rúpteis determinadas têm a mesma orientação, compreendendo falhas transcorrentes E-W e fraturas com a mesma orientação. Na porção sul, no baixo curso desse rio, as estruturas NW-SE predominam sobre as outras orientações e, assim como em outras áreas na margem desse rio, as estruturas principais são acompanhadas por outras subsidiárias, mostrando que o quadro neotectônico está composto por estruturas que se enquadram no sistema neotectônico regional.

## Referências

- CAMPOS, S.M., SILVA, C.L., VAL, P.F.A., [MORALES, N.](#) Evidências do controle tectônico no relevo de Manaus (AM). In: 13º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos VII International Symposium on Tectonics, 2011, Campinas. 13º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos VII International Symposium on Tectonics. Campinas: SBG, 2011. v. 1. p. 0-0.
- DELVAUX, D.; SPERNER, B. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London,
- 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.
- SILVA, C.L. Análise da tectônica cenozóica na região de Manaus e adjacências. Rio Claro, 2005, 282p. Tese (Tese de Doutorado em Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas.
- 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
- STERNBERG, H.O.R. Vales tectônicos na planície amazônica. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 12, nº. 4, p. 3-26, 1950.

# MINERALNEGÓCIO: SOBRE AS DISSIMETRIAS DA SUSTENTABILIDADE

Antonio Fernando da S. Rodrigues  
Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM  
[antonio.fernando@dnpm.gov.br](mailto:antonio.fernando@dnpm.gov.br)

## INTRODUÇÃO

A despeito da crescente conscientização da sociedade global, traduzida pela convergência de trâmites qualitativos fundamentados no <paradigma da sustentabilidade>, formuladores de políticas públicas ainda enfrentam grandes dilemas — sempre associados à superação de desafios impostos pela dimensão dos <limites de crescimento>, dada a relação utilitarista homem-natureza progressivamente dissimétrica.

É nesse contexto, sob o signo de uma interpretação qualitativa, ou não convencional de desenvolvimento, dado pressuposto de que os depósitos minerais são recursos ambientais exauríveis, associados ao <Ciclo das Rochas> — fenômenos geogênicos, cuja escala de tempo envolve milhões, bilhões de anos — que se observam vácuos conceituais na <Teoria da Mais-Valia> e no <Paradigma da Sustentabilidade>.

Com efeito, neste artigo propõe-se ampliar a discussão sobre a <dissimetria de informação geoeconômica>, associada ao <fenômeno ciclotímico de boom-bust>, visando definir eixos de reflexões sob a égide do <planejamento estratégico> e <gestão estratégica> do uso dos recursos minerais, na perspectiva de identificar arquétipos de competitividade, de legitimidade ante seus *stakeholders* e de sustentabilidade do Mineralnegócio no Brasil.

## DISPONIBILIDADE MINERAL PRIMÁRIA & DISSIMETRIA DINÂMICA UTILITÁRIA DOS RECURSOS

A abundância relativa dos elementos químicos na crosta sólida (sial/sima) da Terra— com raras exceções, ocorrem combinados na forma de *compostos* — obedece a seguinte prevalência proporcional: O (46,6%), Si (27,1%), Al (8,1%), Fe (5,0%), Ca (3,6%), Na (2,8%), K (2,6%) e Mg (2,1%), significando 97,9% em massa.

Fenômenos geogênicos (magmáticos, hidrotermais, sedimentares etc.) são determinantes à concentração anômala dos recursos minerais, que associada a critérios econômicos e tecnológicos podem alçar o *status* de jazida.

Neste contexto, observadas essas ‘fronteiras’, tem-se que a distribuição global de recursos minerais e reservas não é uniforme. Regra geral, a produção mineral está estreitamente ligada à distribuição global das reservas minerais. Por outro ângulo, a título de exemplo, a despeito da exploração de carvão ocorrer em mais de 60 países, 37% do carvão mundo deriva da China. A mineração de nióbio, por sua vez, ocorre em apenas 7 países, sendo que mais de 91% da produção mundial provém do Brasil e cerca de 8% do Canadá.

O conceito de <mineral crítico>, introduzido mais recentemente na literatura econômica mineral, atém-se especificamente à aquelas *commodities* fortemente demandadas pela indústria high-tecnológica, com elevados riscos de ruptura no aprovisionamento, associados a quatro fatores principais: (1) escassez da *commodity*; (2) à diversidade e a estabilidade da oferta; (3) a produção apenas como um subproduto; e (4) o nível de concentração da produção de *commodities* e processamento em determinados países ou por empresas particulares. A escassez de um <mineral-minério> pode ser determinada por vários fatores, incluindo a abundância geológica: a) explotabilidade da *commodity*; b) grau de substituição; e c) a extensão da reciclagem.

Criticidade também pode mudar ao longo do tempo em função da obsolescência e/ou desenvolvimento tecnológico, associado à demanda de <dispositivos *high-techs*> e

<tecnologias verdes>. Neste ambiente, 16 Elementos de Terras Raras - ETRs despontam na lista de minerais críticos (Tabela 01).

Aluminium	Beryllium	Cerium	Copper	<i>Dysprosium</i>	<i>Erbium</i>
<i>Europium</i>	<i>Gadolinium</i>	Gallium	Gold	<i>Holmium</i>	Indium
Iridium	<i>Lanthanum</i>	Lithium	<i>Lutetium</i>	Magnesium	Manganese
Molybdenum	<i>Neodymium</i>	Niobium	Osmium	Palladium	Platinum
<i>Praseodymium</i>	Rhenium	Rhodium	Ruthenium	<i>Samarium</i>	<i>Scandium</i>
Silver	Tantalum	<i>Terbium</i>	<i>Thulium</i>	Titanium	Tungsten
Vanadium	<i>Ytterbium</i>	<i>Yttrium</i>			

Fonte: criticalmetals.com, apud <http://www.pcreml.com/list-of-all-metal-categories>

Na perspectiva do <*paradigma da sustentabilidade*>, o conceito de desenvolvimento não é avaliado unicamente à base da expansão da riqueza material, mas busca mecanismos de incorporação de ativos — muitas vezes não-monetarizáveis, associados às dimensões sócio-ambientais — não considerados nos conceitos conservadores de produção e de renda, bem como as perdas geradas pela degradação ou exaustão desses recursos de fluxo e recursos exauríveis, respectivamente, de maneira a tornar mais apropriadas as formas de valoração e sistematização de <Contas Ambientais>.

Com efeito, sob o signo de uma interpretação qualitativa, ou não convencional de desenvolvimento, dado pressuposto de que os depósitos minerais são recursos ambientais, associados ao <Ciclo das Rochas> — fenômenos geogênicos em a que a escala de tempo envolve milhões, bilhões de anos — observam-se vácuos conceituais na <Teoria da Mais-Valia> e no <Paradigma da Sustentabilidade>, permissa vênua, não facilmente equalizáveis — na medida em que persiste o desafio em computar valores subjacentes de externalidades não-monetarizáveis como as variáveis de serviços ambientais e insumos naturais exauríveis — que poderiam incorporar importantes atributos e influenciar na definição de estratégias organizacionais na busca de posicionamento competitivo, sempre associadas às dimensões Política Econômica Mineral e Legitimidade Social.

## **GEOCONOMIA GLOBAL & DINÂMICA GEOPOLÍTICA**

Admitindo-se o pressuposto de que os movimentos estratégicos Geopolítico e Geoeconômico não existem isoladamente — na medida em que se amparam na articulação da nova ordem política mundial — observa-se que a economia mineral globalizada se organiza com base em uma <*geometria flexível*>, incorporando as dimensões físicas e virtual (desterritorializada) dos fluxos de capital (IEDs), em que a decisão de investimentos considera o <*risco de oferta*> de elementos convencionais e *high-techs*.

Nos mercados emergentes, o fenômeno de um ciclo de expansão/recessão tem sido associado a episódios de paradas súbitas nos fluxos de recursos financeiro, cuja espiral descendente iniciada em 2008, agrava as condições de acessibilidade para novos investimentos na cadeia produtiva (*supply chain*) base-mineral, interconectada horizontal e verticalmente (setores primário, secundário e terciário) por fluxos de material, de capital e de informação geoeconômica sobre a disponibilidade primária de recursos.

A despeito das <*falhas de mercado*> — assumindo-se o pressuposto de que a <*assimetria de informações*> compromete a tomada de decisão dos agentes econômicos, caracterizada pela relação desigual entre <*hiper e hipossuficiência técnica e/ou econômica*> desses agentes — os indicadores podem ser classificados em três grandes categorias: indicadores de estrutura, de competitividade e de especialização.

Por outro ângulo, considerando-se a incerteza sobre as condições de provisão ante a escassez iminente de recursos, associada às fortes evidências de custos marginais crescentes, à luz da <*teoria da mais-valia*>, impõe-se agregar valor aos minérios pela incorporação da

<racionalidade instrumental> na exploração (à jusante) e na industrialização de insumos base-mineral (à montante), respectivamente, na perspectiva da minimização de custos e maximização da lucratividade, assegurando vantagens comparativas inatas às <jazidas de classe internacional> (Fe, Al, Cu, Nb) e <minerais high-techs> (Li, Ta, ETRs) no mercado internacional.

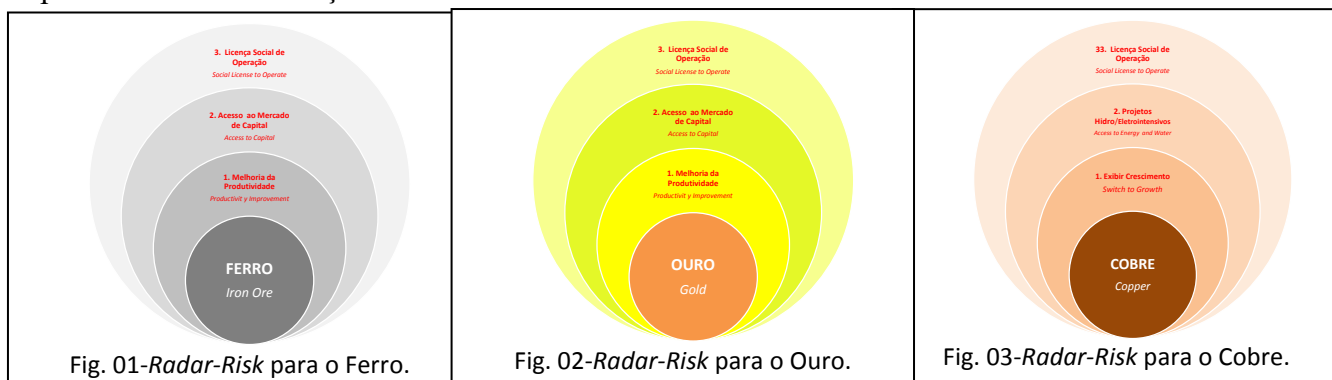
Nessa perspectiva, emerge o conceito não convencional de <mais-valia estratégia> dos elementos terras raras (ETRs), que se afirmou mais claramente no final da década de '90, a partir das inovações tecnológicas, facultando e/ou ampliando a demanda de elementos *high-techs*, nas indústrias de computação/informação, telecomunicação, energia etc.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

### Sobre as Perspectivas Geoeconômicas

Admitindo-se os pressupostos de que: a) A crise estrutural do sistema-mundo capitalista global remonta há cerca de quarenta anos; b) E que deverá continuar por mais vinte a quarenta anos (duração média das crises estruturais dos sistemas históricos), torna-se razoável apostar no acirramento do jogo na arena geopolítica, numa situação em que nenhum destes espaços (*loci*) de poder geopolítico estará em posição de ditar as regras interestatais, tornando-se ainda mais instáveis.

Nessa perspectiva, é já um truísmo afirmar-se que previsões de curto prazo (o próximo ano ou o seguinte) — considerando os riscos e as incertezas, associadas a uma série de flutuações caóticas e mudanças imprevisíveis no mundo real político, econômico e cultural — são meras conjecturas, desprovidas de qualquer significação econômica. Entretanto, mesmo a despeito do agravante da <dissimetria de informação geoeconômica>, combinada ao <fenômeno ciclotímico de boom-bust>, busca-se superar esses desafios a partir da construção de exercícios de cenários econômicos para médio e longo prazos, baseados numa estrutura teórica praxeológica/econômica adequada, combinada com uma sólida análise empírica das tendências de mercado global de *commodities* minerais. Os diagramas abaixo sugerem que os riscos mais próximos ao centro do radar são aqueles que apresentaram os maiores desafios para o setor de mineração em 2014.



Mesmo a despeito da ideia subjacente de <desenvolvimento sustentável> ser tão ressonante hoje, os formuladores de políticas públicas ainda enfrentam grandes dilemas — sempre associados à superação de desafios impostos pelo <limite de crescimento do Planeta>, dada a relação homem-natureza progressivamente distorcida — dada as relações dissimétricas utilitaristas dos recursos minerais, numa perspectiva econômica, tecnológica e sócioecológica:

- a) <Rigidez Locacional dos Depósitos> versus bloqueio de áreas potenciais por imposições associadas à <Preservação da Biodiversidade & da Sociodiversidade>;
- b) <Exaustão dos Recursos Minerais> versus o <Risco de Obsolescência Econômica & Tecnológica>;

- c) <Exploração de Jazidas de Classe Mundial> versus <Reservas Adicionais & Depleção da Qualidade das Minas>;
- d) <Curva Ascendente de Custos Operacionais> versus <Avanço Tecnológico de Reciclagem>.

### **Sobre as Perspectivas Tecnológicas**

Os recentes modelos teóricos desenvolvidos sobre a tecnologia dos materiais — incluindo setores como a Física Quântica e Computação Quântica — assinala que o impacto da demanda ou fornecimento de matérias-primas pode ser traduzido pela conformação de uma curva-padrão de tempo em forma de U, sugerindo que o ritmo do avanço tecnológico domina inicialmente a <volatilidade-preços>, mas que, em última análise, a tendência será a inversão gradual da curva pela pressão do esgotamento dos recursos não-renováveis no longo-prazo.

### **Sobre a Evolução dos Movimentos Nacionalistas de Recursos Naturais**

O <radar de riscos de negócios> da Ernst & Young para o setor de mineração e metais aponta o <nacionalismo de recursos> entre os dez maiores. Este fenômeno é caracterizado pela tendência do Estado assumir (ou expropriar) o controle direto e crescente da atividade econômica em setores de recursos naturais, tradicionalmente entendido como um efeito de curvas de preços de *commodities* para cima, ou uma reação contra antigos senhores coloniais, sob o pretexto político-estratégico de assegurar investimentos por <fundos soberanos> construído sobre a <mais-valia> das receitas dos recursos naturais.

Esses movimentos, historicamente associados ao setor petrolífero (p.e.: Rússia, México e Venezuela), pode ser muito bem caracterizado na mineração convencional de metálicos e fertilizantes. Neste contexto, importa destacar, o anúncio recente da britânica *SRE Minerals Limited* sobre a descoberta de reservas da ordem de 216,2 Mt REEs (≈US\$ 4,7 trihões), em *Jongju City*, na Coréia do Norte, em 2013 — que significa mais que o dobro dos recursos globais de terras raras estimados — com reconhecido potencial catalizador de IEDs, poderá encapsular outro tipo de nacionalismo de recursos, redefinir perspectivas econômica de longo prazo do país e alterar radicalmente a geopolítica da região, dado o pressuposto de que o controle e a gestão desses <minerais *high-techs*> impõem relações dissimétricas, admitindo-se que a relação entre propriedade e produção é uma relação de poder, o cerne da dissimetria.

### **BIBLIOGRAFIA**

**CUDDINGTON, J.T. e JERRETT, D.** *Super Cycles in Real Metals Prices?* Disponível em: <https://www.imf.org/external/pubs/ft/staffp/2008/04/pdf/cuddington.pdf>. Acesso em 18maio2015.

**Ernest & Young.** Business risk..... Disponível em: [http://www.ey.com/Publication/vwLUAssets/EY-Business-risks-facing-mining-and-metals-2014%E2%80%932015/\\$FILE/EY-Business-risks-facing-mining-and-metals-2014%E2%80%932015.pdf](http://www.ey.com/Publication/vwLUAssets/EY-Business-risks-facing-mining-and-metals-2014%E2%80%932015/$FILE/EY-Business-risks-facing-mining-and-metals-2014%E2%80%932015.pdf). Acesso em: 25jun2015.

**U.S. Geological Survey, 2015.** *Mineral commodity summaries 2015*: U.S. Geological Survey, 196 p. Disponível em: <http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/mcs/2015/mcs2015.pdf>. Acesso em: 30março2015.

**WARD, H.** *Resource nationalism and sustainable development: a primer and key issues*. London: IEED/University of London, march2019. Disponível em: <http://pubs.iied.org/pdfs/G02507.pdf>. Acesso em: 16jul2015

# CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL DOS DEPÓSITOS DE SEIXO E AREIA NOS MUNICÍPIOS DE OURÉM E CAPITÃO POÇO – PA

*José Maria do Nascimento Pastana (nascimentopastana2@hotmail.com)*

*Geólogo*

*Bruna Roberta Martins Guimarães (bruna.engminas@hotmail.com)*

*Eng. Minas*

*\*Alan Péricles Amaral (periclesftal@yahoo.com.br)*

*Eng. Florestal*

*Wilton Marcello Santos Teixeira (wilton.teixeira@sedeme.com.br)*

*Eng. Ambiental*

Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico, Mineração e Energia – SEDEME

\*Empresa de Assistência Técnica e Extensão Rural do Estado do Pará – EMATER/PARÁ

## INTRODUÇÃO

O Brasil é reconhecido como um importante *player* na produção mineral, setor na economia brasileira cuja magnitude é evidenciada pela produção e comercialização de cerca de 70 tipos de bens minerais. De acordo com o Instituto Brasileiro de Mineração – Ibram (2014) o valor da produção mineral brasileira para o ano de 2014 deverá ficar em torno de US\$ 43 bilhões. Esse número expressivo refere-se exclusivamente à mineração de grande porte, voltada principalmente para o atendimento do mercado externo. Em contraste com esse quadro de cifras elevadas existe uma atividade minerária que é desenvolvida fundamentalmente por empresas de pequeno e médio portes, voltadas à produção de agregados para construção civil (areia, seixo e brita) além de argila para cerâmica vermelha, que contribui significativamente para a geração de emprego e renda, notadamente nas periferias das sedes municipais, tanto de forma artesanal como industrial.

Os Agregados para Construção Civil – brita, seixo/cascalho e areia - representam os insumos mais consumidos no mundo, tendo como principais utilizações: confecção de concreto; blocos para revestimento de edifícios; proteção de taludes de barragens; pedra britada para leitos de ferrovias, aeroportos e rodovias; blocos para calçamento de ruas e avenidas; indústrias de cerâmica e de vidro, entre outras. Ocupam o primeiro lugar em quantidade comercializada e o segundo lugar em valor de produção, em termos mundiais. A mineração de agregados possui como características típicas: grandes volumes de produção, beneficiamento simples, baixo preço unitário, alto custo relativo de transporte e necessidade de proximidade das fontes produtoras/local de consumo (MME/PORMIN, s/d).

De acordo com a Associação Nacional das Empresas Produtoras de Agregados para Construção Civil – Anepac, a demanda por agregados projetada para 2013 foi da ordem de 727 Mt, sendo 423 Mt de areia e 304 Mt de brita. Em termos nacionais o setor de agregados é responsável pela geração de aproximadamente 68 mil empregos diretos, sendo 47 mil na produção de areia e 21 mil na produção de brita, incluindo um total de 3.100 empresa, das quais 2.500 atuam na lavra de areia e 600 na produção de brita (ANEPAC, 2012).

Em se tratando do estado do Pará, a capital paraense e os municípios que integram a Região Metropolitana de Belém - RMB representam os maiores centros consumidores de agregados para a construção civil, em toda a Região Norte. Tal fato decorre do grande crescimento desse mercado, tanto no segmento de imóveis residenciais como nas grandes obras de engenharia realizadas em Belém e em seu entorno. No caso da areia, o abastecimento do mercado consumidor não apresenta dificuldades, uma vez que tanto o município de Belém como o seu entorno apresentam um contexto geológico favorável à presença de grandes depósitos desse bem mineral. Com relação ao seixo, grande parte desse agregado é proveniente de “seixeiras” localizadas nos municípios de Ourém e Capitão Poço, localizados no Nordeste Paraense, mais



precisamente na área de influência do rio Guamá, o limite geográfico entre os dois municípios.

Representam depósitos de conglomerados associados às planícies e terraços aluvionares, constituídos por misturas de seixo e areia em diferentes proporções, apresentando formas tabulares ou lenticulares. Os depósitos mais expressivos estão caracterizados por pacotes de conglomerados com espessuras que variam entre 1m e 5m, sendo os seixos predominantemente quartzosos, de colorações e diâmetros diversos, imersos em matriz arenosa. Os depósitos ou “seixeiras” vêm sendo lavrados de forma mecanizada, com a utilização de escavadeiras hidráulicas, pás-mecânicas e caçambas basculantes. Entretanto, essa atividade geralmente é realizada sem o devido acompanhamento técnico e sem uma fiscalização efetiva por parte dos órgãos governamentais, propiciando o desperdício de minério, rápida exaustão das reservas, evasão de tributos e graves impactos ambientais em quase todas as frentes de lavra.

## **METODOLOGIA**

A metodologia utilizada foi a denominada Lista de Verificação, que consiste na descrição dos impactos originados durante as fases de implantação, operação e desativação da atividade minerária. Esse trabalho foi precedido por uma ampla pesquisa bibliográfica sobre a área, com levantamento de informações referentes aos meios físico, biótico e socioeconômico, incluindo o estudo de bases cartográficas de diferentes temas, além de informações sobre Legislação Ambiental, em todas as suas instâncias. A integração dos dados obtidos a partir da pesquisa bibliográfica, dos trabalhos de campo e da interpretação de produtos de sensoriamento remoto, notadamente imagens Landsat, possibilitou a caracterização dos impactos ambientais associados àquela atividade minerária e a proposição de medidas mitigadoras.

## **RESULTADOS**

Nos municípios de Ourém e Capitão Poço o seixo e a areia representam os agregados minerais potencialmente mais promissores para a implantação de empreendimentos minerários de pequeno porte, conforme pode ser comprovado pela expressiva produção das dezesseis (16) “seixeiras” ali instaladas (sendo 10 em Ourém e 6 em Capitão Poço), que no ano de 2014 foram responsáveis pela extração de aproximadamente 800.000 m<sup>3</sup> de seixo e 65.000 m<sup>3</sup> de areia. Em geral, essa extração é efetuada sem um plano de ação detalhado e sem a orientação de um técnico dessa área de conhecimento, apesar de os mineradores possuírem um grande conhecimento empírico, além de uma acentuada prática sobre a operação. As diferentes etapas que com põem a atividade de lavra consistem em: Desmatamento - retirada da cobertura vegetal da área a ser trabalhada; Decapeamento - retirada do *top soil* e do capeamento, que recobrem o corpo de minério; Extração - retirada da camada de “minério” (mistura de seixo e areia).

Os principais tipos de impactos ambientais relacionados à essa atividade podem ser classificados em: *físicos e biológicos*. Os impactos físicos estão representados pela destruição da capa vegetal e dos solos, além do assoreamento dos cursos d’água. Os impactos biológicos referem-se à poluição das águas, como consequência da descarga de óleo diesel, graxa e detergentes, oriundos da limpeza e manutenção de máquinas e equipamentos. Nas áreas em atividade de lavra são observados, dentre outros, os seguintes impactos ambientais:

Retirada da cobertura vegetal – nos municípios estudados já não existem grandes áreas recobertas com floresta primária, havendo um amplo predomínio de vegetação secundária tipo “capoeira”, além de áreas de pastagem. Ainda assim, a retirada dessa cobertura vegetal, a perda do solo, o afloramento do nível freático, a erosão das margens de “cavas” e a

modificação da paisagem local resultam na perda de espécies vegetais, alterando as características originais nas áreas de lavra.

Compactação do solo - alteração provocada pela movimentação dos equipamentos de extração, carregamento e transporte de minério, interferindo na permeabilidade do solo, dificultando ou impedindo a sua reabilitação natural; esse tipo de alteração não apresenta grande magnitude, estando restrito às frentes de lavra e às vias de acesso.

Poluição sonora - os equipamentos de extração, carregamento, beneficiamento e transporte do “minério” também são os responsáveis por esse tipo de alteração. Os ruídos provocados podem ser perfeitamente absorvidos pelo ambiente, considerando o caráter pontual das áreas de extração.

Poluição atmosférica - a extração do “minério” pode ocasionar alguma poluição atmosférica, não só pela possibilidade de agregação de partículas minerais à atmosfera, como também, de gases e partículas provenientes da queima de combustíveis. Esse impacto é mais acentuado nos períodos de estiagem (junho a novembro), podendo ser, todavia, perfeitamente absorvido pelo meio ambiente, dispensando medidas mitigadoras, por se tratar de empreendimentos de pequeno porte.

Produção de resíduos sólidos - as atividades humanas na ocupação do meio físico geralmente são responsáveis pela geração de “lixo” (sacos plásticos, garrafas PET, latas, pneus, etc.) diretamente sobre o solo e/ou a água, poluindo-os. Nos municípios estudados essa atividade danosa pode ser facilmente controlada, a partir de algumas orientações em educação ambiental, dentro dos limites das áreas de influência indireta dos empreendimentos.

Contaminação hídrica – a presença de curso d’água perene na área de um empreendimento minerário representa um fator de risco para esse tipo de impacto ambiental. Com relação aos recursos hídricos subterrâneos o risco fica por conta do manuseio inadequado dos óleos, graxas e outros efluentes, podendo ser minimizado, também, pela adoção de medidas preventivas, incluindo um programa de educação ambiental para todos os integrantes de equipes de projetos de mineração.

## CONCLUSÃO

A escolha de um método de lavra apropriado é fundamental para a minimização dos impactos ambientais sobre uma área a ser lavrada. A partir da caracterização do corpo de minério deve ser escolhido o método de extração. No caso das seixeiros de Ourém e Capitão Poço já existe um conhecimento prévio (devido à intensidade da atividade extrativa naquela região) sobre os depósitos, em geral dispostos em camadas horizontais a sub-horizontais, com espessuras que variam entre 1 e 5 metros, normalmente localizadas a profundidades de 1 a 2 metros. A partir dessas características, o recomendável é o método de “Lavra em Tiras” (*Strip Mining*), que permite a deposição do estéril retirado das camadas superiores do depósito dentro dos cortes formados nas etapas anteriores de desenvolvimento da mina. Esse método oferece menores impactos ambientais, já que diminui consideravelmente a quantidade de estéril depositado na superfície, refletindo positivamente sobre o desempenho econômico do empreendimento, além de contribuir com o ecossistema local e facilitar uma posterior exploração econômica da área após o término da mineração (Filho et al, 2010). O *strip mining* é capaz de transformar a mineração (aí incluída a extração de seixo e areia), ainda considerada ambientalmente não sustentável, em uma atividade capaz de gerar desenvolvimento econômico e melhoria da qualidade de vida da população, em consonância com o equilíbrio ambiental, princípios que norteiam o conceito de desenvolvimento em bases sustentáveis. Antes de revegetar a área de extração deve ser realizado o aterro das cavas de onde foi extraído o minério, utilizando o material estéril que deve ser estocado com essa finalidade. Depois que o aterro for concluído deve ser efetuado o recapeamento, utilizando a camada de solo orgânico (*top soil*) previamente retirada e estocada para esse fim. Devem ser utilizadas

técnicas que recuperem as características do solo (fertilidade, estrutura, textura etc.), envolvendo práticas como o reflorestamento e a recomposição paisagística, no sentido de oferecer uma nova alternativa de uso, levando sempre em consideração os anseios dos interessados no processo. Após a recuperação do relevo e da cobertura de solo a área pode ser utilizada para o plantio de espécies da flora resgatada na frente de lavra. Nesse caso, é frequente o plantio de espécies frutíferas que facilmente se adaptaram aos terrenos arenosos da região, tais como: caju, coco, abacaxi, maracujá e laranja.

### **REFERÊNCIAS**

ANEPAC - Associação Nacional das Empresas Produtoras de Agregados para Construção Civil, Revista Brasil Mineral, nº 324, novembro de 2012.

FILHO, G. M. et al. Lavra em tiras - Uma alternativa econômica e ambiental na mineração de gipsita no polo gesso do Araripe. Universidade Federal de Pernambuco, Brasil, 2010.

IBRAM - Instituto Brasileiro de Mineração, fevereiro, 2014.

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA. PORMIN. Agregados Minerais Para Construção Civil: Areia, Brita e Cascalho.

# POLUIÇÃO AMBIENTAL NA ILHA DE MOSQUEIRO, DISTRITO DO MUNICÍPIO DE BELÉM-PA: UM ESTUDO DE CASO NA PRAIA DO MURUBIRA

Ádria Lorena Galdino de Almeida Rocha<sup>1</sup>, José Fernando Pina Assis<sup>2</sup>, Renata da Costa e Silva Crespim<sup>1</sup>, Milton Antonio da Silva Matta<sup>2</sup>, Larissa Silva e Silva<sup>3</sup>,  
Maurício Borges<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Estudante de Mestrado em Recursos Hídricos PPRH-IG-UFPA-  
[almeidaadria@hotmail.com](mailto:almeidaadria@hotmail.com) <sup>2</sup>Professor da Faculdade de Geologia, Universidade  
Federal do Pará – UFPA-[josepina@ufpa.br](mailto:josepina@ufpa.br) <sup>3</sup>Estudante de Mestrado em Geologia e  
Geoquímica- IG-UFPA- [larissa.ssgeo@gmail.com](mailto:larissa.ssgeo@gmail.com)

## INTRODUÇÃO

As recentes alterações climáticas vêm forçando uma nova adaptação da humanidade. Em uma sociedade onde a preocupação com os estudos de impacto ambiental é pequena em relação à degradação, o problema torna-se cada vez mais agravante, especialmente em áreas urbanas e litorâneas considerando-se neste caso a inexistência e/ou a precariedade de infraestrutura sanitária e de educação ambiental.

Este trabalho busca através de um estudo de caso, realizado com moradores da praia do Murubira na Ilha de Mosqueiro, distrito de Belém-PA (Figura 1), levantar dados concretos para apontar causas objetivas da poluição da praia, tornando-a cada vez mais imprópria para o uso de balneabilidade.

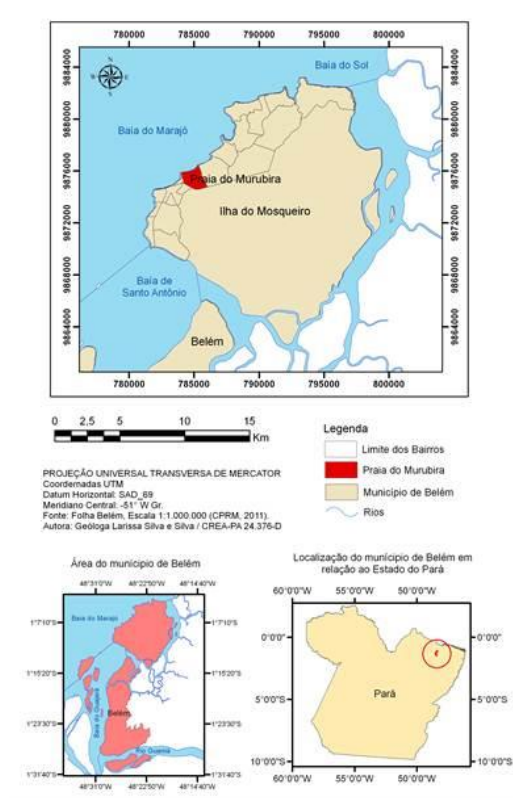


Figura 1 Localização da área de estudo Fonte: SILVA (2013).

## METODOLOGIA

Os dados obtidos neste trabalho foram coletados no período de setembro a novembro de 2013 a partir de pesquisa de campo que constou da aplicação de questionário socioeconômico aos moradores da região alvo.

Foi possível a obtenção de dados e sua comparação com outros, coletados por ROCHA *et al* (2008), buscando analisar as mudanças no intervalo decorrido. Os questionários continham dez questões voltadas para a problemática da ocupação urbana da praia do Murubira, para tentar responder a questão mais evidente da poluição da praia.

O universo amostral incluiu cinquenta (50) pessoas, número idêntico ao amostrado por Rocha *et al* (2008). Paralelamente, foi feita documentação fotográfica dos entrevistados com devida autorização de suas imagens. O questionário serviu para identificar o perfil dos agentes geradores dos efeitos prejudiciais ao meio sócio-ambiental.

Com uso do aplicativo Excel os dados foram tratados e a média aritmética do valores foi utilizada para os gráficos comparativos, possibilitando discutir mudanças e índices percentuais dos principais indicadores da poluição da praia do Murubira.

## RESULTADOS

O questionário utilizado mostrou interessante manifestação dos moradores entrevistados. Segundo eles, o combate à poluição da água e da praia do Murubira, deve ser feito com parcerias entre o poder público, a sociedade local e os organismos encarregados da gestão ambiental; devem priorizar a melhoria das condições de esgotamento sanitário e ambiental do espaço geográfico, para que garantir a disponibilidade racional dos recursos e dos serviços, para gerações atuais e futuras. Os resultados obtidos são comparativos para o intervalo 2008 e 2013:

- descaso do poder público com aumento aproximado de 3,0%;
- crescimento populacional na temporada de férias e feriados com redução de 4,53%;
- ausência de práticas de educação ambiental com redução de 14,14%;
- ausência de sistema de esgotamento sanitário com redução de 14,17%

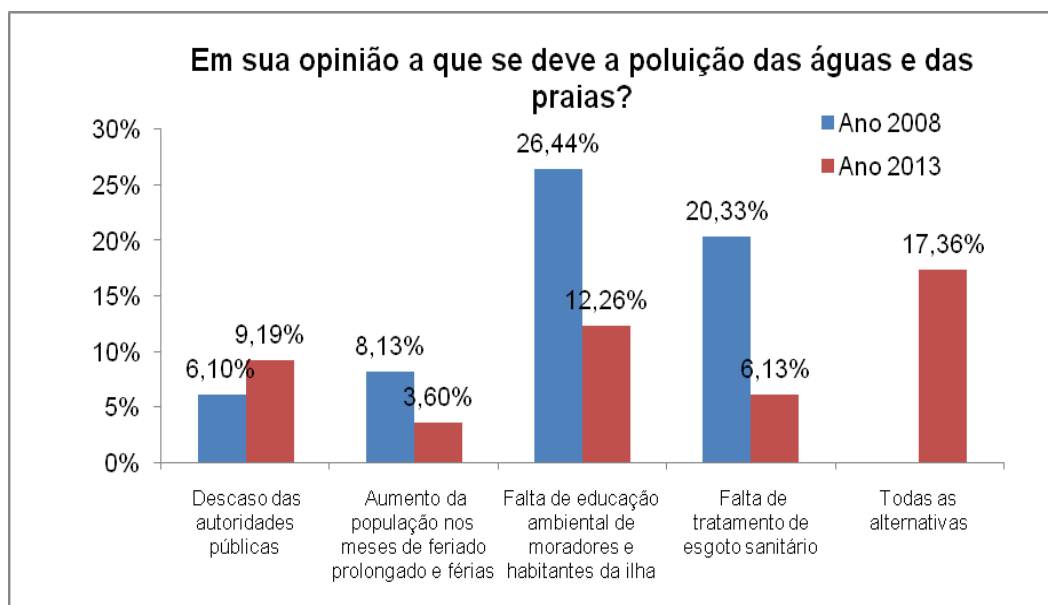


Figura 2 - Quadro demonstrativo das justificativas dadas pelos entrevistados a respeito dos atuais índices indicadores de poluição das águas e da praia do Murubira no intervalo amostral (2008-2013)

Os dados mostrados na Figura 3, comparam dados coletados por Rocha *et al* (2008) com os coletados neste trabalho:

- Crescimento de 14,17% no número de moradores/visitantes que sugerem a implantação de coleta regular do lixo;
- Redução surpreendente de 14,17% dos moradores/visitantes que propõem a criação de sistemas de esgotamento sanitário para melhoria das condições ambientais;
- Redução de 4,89% (ainda que mínima) dos números entre os moradores/visitantes que indicam a necessidade de criação de programas educativos nas comunidades e escolas, aliando representantes governamentais e a comunidade local, no sentido de proporcionar um meio mais saudável para discutir temas como esgotamento sanitário, coleta seletiva de lixo entre outras opções, no sentido de auxiliar a gestão dos recursos hídricos e ambientais da região, buscando melhor qualidade do meio-ambiente natural da ilha do Mosqueiro.

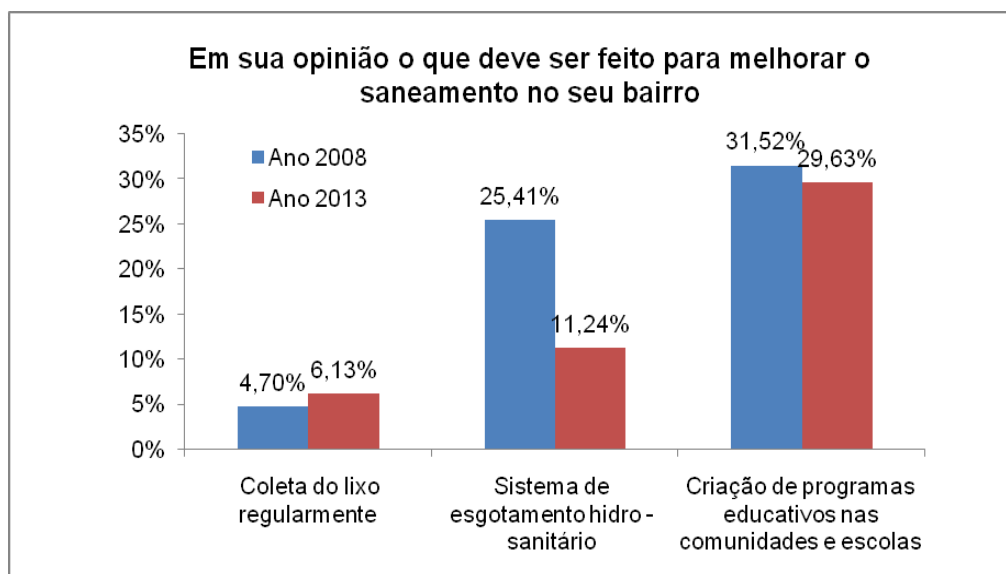


Figura 3 – Quadro demonstrativo da opinião dos entrevistados ao que deve ser feito para melhorar o saneamento no bairro do entorno da praia do Murubira. Dados coletados entre 2008 e 2013.

## CONCLUSÕES

Os resultados obtidos pela pesquisa permitiram comparar nossos dados com aqueles coletados por ROCHA *et al* (2008), além de traçar um perfil dos moradores/visitantes sobre suas posições em relação aos principais agentes poluidores da praia.

Nesse sentido os dados mostram inequivocamente que as condições sócio-ambientais da Praia do Murubira na Ilha do Mosqueiro apresentam expressiva redução de sua qualidade visual, normalmente utilizadas por moradores/visitantes como espaço de lazer.

A pesquisa apontou também o aumento significativo nos canais de drenagem promovidos pelo aumento do volume de esgoto sem tratamento, trazido pela tubulação que deságua diretamente na praia.

Outro aspecto que a pesquisa apontou foi o da presença do lixo doméstico despejado diretamente na praia pelos moradores/visitantes, especialmente nos períodos de férias e de feriados.

Considerando-se os índices atuais de ocupação urbana no entorno da praia do Murubira é urgente:

A implantação de um programa eficiente de tratamento de esgoto sanitário, a fim de reduzir imediatamente as taxas de contaminação na praia no sentido da busca pela preservação e controle da qualidade física e biótica dos ambientes estuarinos ali registrados.

A criação de programas para a prática da educação ambiental nas comunidades e escolas em parcerias com os organismos públicos responsáveis pela qualidade do meio-ambiente (SEMMA, SESAN). Neste sentido sugerimos: prática pedagógica sobre coleta seletiva de resíduos sólidos (lixo doméstico, lixo das feiras e dos mercados, lixo hospitalar); programa de coleta pedagógica manutenção da praia limpa para redução ou eliminação do volume de lixo sazonal e ou sistemático.

A implantação de um sistema de recebimento de resíduos domésticos com instalação de novas caçambas coletoras (lixeiros) nas ruas mais importantes dos bairros, assim como no entorno da orla da praia do Murubira.

A criação de programas para a prática da educação ambiental nas comunidades e escolas em parcerias com os organismos públicos responsáveis pela qualidade do meio-ambiente (SEMMA, SESAN). Neste sentido sugerimos: prática pedagógica sobre coleta seletiva de resíduos sólidos (lixo doméstico, lixo das feiras e dos mercados, lixo hospitalar); programa de coleta pedagógica manutenção da praia limpa para redução ou eliminação do volume de lixo sazonal e ou sistemático.

A implantação de um sistema de recebimento de resíduos domésticos com instalação de novas caçambas coletoras (lixeiros) nas ruas mais importantes dos bairros, assim como no entorno da orla da praia do Murubira.

## **REFERÊNCIAS**

MATTA, M.A.S.; CAVALCANTE, N.I. 2012. Poluição das Águas, Belém-PA. Apostila do Curso de Pós Graduação à Distância em Gestão Hídrica e Ambiental. Belém-PA, 33p.

ROCHA, A.L.G.A; OLIVEIRA, L.A.S; ROCHA, L.C.D; TEIXEIRA, R.P.S.T; SILVA, V.B.; CARDOSO, C. 2008. Poluição na ilha Mosqueiro-PA, Praia do Murubira. 1º Seminário Acadêmico do Curso de Tecnologia em Gestão Ambiental. Escola Superior da Amazônia. Belém-PA, 10p.

SILVA, L.S.2013. Mapa da localização da praia do Murubira, Folha Belém, Escala 1:1.000.000 (CPRM, 2011).

# A UTILIZAÇÃO DO MÉTODO ZOPP NA IDENTIFICAÇÃO DE SOLUÇÕES PARA MINIMIZAÇÃO DE ÁREAS DE ALAGAMENTOS URBANOS EM BELÉM-PA

*Bruna Larissa Rosendo Pereira<sup>1</sup>, Rodrigo Araújo de Miranda<sup>2</sup> Yuri Rafael da Silva Rodrigues<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> Faculdade Estácio de Belém, e-mail: larissapereira\_443@hotmail.com.

<sup>2</sup> Centro Universitário do Norte - UNINORTE, e-mail: rodrigomiranda.13@hotmail.com

<sup>3</sup> Universidade Federal do Pará – UFPA, e-mail: yurirafael88@hotmail.com

## INTRODUÇÃO

A região Amazônica é definida em duas estações, a chuvosa que vai de dezembro a maio e a menos chuvosa de junho a novembro. Esta última estação ajuda diretamente no aumento do alagamento na cidade de Belém NIMER (1989).

Os alagamentos estão intrinsecamente ligados ao processo de formação sócio espacial nesta cidade. Diversos são os fatores que influenciam o agravamento deste tipo de evento como o crescimento populacional, habitação em várzeas, impermeabilização do solo com obras de infraestrutura, disposição indevida de resíduos, falta de consciência ecológica, dentre outros.

A prevenção através de planejamentos participativos é premente, pois de maneira detalhada pode-se esclarecer o problema que será trabalhado a fim de minimizar ou impedir impactos negativos como o de perdas materiais e humanas, interrupção da atividade econômica das áreas inundadas, contaminação por doenças de veiculação hídrica, etc.

O presente trabalho tem como objetivo oferecer alternativas a um problema urbano e ambiental, causado por desastre natural, através do método de Planejamento de Projeto Orientado por Objetivo (ZOPP). A Lei Nº 8.655, DE 30 DE JULHO DE 2008, que dispõe sobre o Plano Diretor do Município de Belém e dá outras providências, classifica os alagamentos uma das modalidades de risco geológico.

O estudo utilizou-se de levantamento de dados da Secretaria Municipal de Saneamento – Sesan, com o intuito de identificar alguns dos principais pontos críticos de alagamentos na capital paraense. Com a utilização do Método ZOOP foi possível compreender e definir estratégias que possam vir minimizar o problema descrito de maneira objetiva e satisfatória.

## METODOLOGIA

### Área de Estudo

A área de estudo corresponde ao município de Belém localizado no estado do Pará, região Norte do Brasil. O presente trabalho se desenvolveu a partir de pesquisas bibliográficas acerca do método ZOPP, consulta de dados na SESAN, da cidade de Belém, a respeito dos pontos críticos de alagamentos e foram utilizadas imagens, de jornais de circulação local, de algumas avenidas alagadas da região metropolitana de Belém.

## RESULTADOS

A Sesan é responsável, em Belém do Pará, pela infraestrutura e instalações operacionais de drenagem, pavimentação e educação ambiental. Na figura 01, abaixo, pode-se observar um dos pontos críticos de alagamentos registrados por esta Secretaria.





Figura 01: Alagamento na Região Metropolitana de Belém.  
Fonte: Yur Xam (<http://www.estadao.com.br>).

### **Método ZOPP**

O Planejamento de Projetos Orientado por Objetivos (ZOPP, na sigla Alemã) apresenta característica de processos de planejamento participativo, envolvendo muitas vezes o próprio público-alvo dos projetos a serem financiados, além da análise da problemática e dos objetivos. Segundo BROSEE (1992) o método ZOPP é dividido em duas fases: Fase de análise e Fase da Matriz do Planejamento do Projeto (MPP).

### **Fase de análise**

Consisti em fazer um levantamento das causas dos alagamentos das principais avenidas da cidade de Belém-PA, onde os principais motivos para sua ocorrência são provocados por várias naturezas. Um exemplo é a cidade está próxima da linha do Equador, tendo assim dois momentos climáticos principais, que é o período de pouca e muita chuva. Nessa fase estão envolvidas as seguintes etapas:

- **Etapa I-Análise de Envolvidos**

Nesta etapa, primeiramente foi feita a identificação de todos os envolvidos direta ou indiretamente com a situação problemática em análise ou ao projeto, para realizar a caracterização e análise dos grupos de interesse identificados, permitindo melhor entender esses grupos e também conhecer os seus interesses, expectativas, necessidades, limitações, entre outros fatores.

Ainda se faz necessário a identificação de possíveis contribuições e entraves para o projeto, para a sociedade, para os beneficiários ou para a organização do projeto e se for valido, pôde-se também analisar expectativas, interesses, temores e limitações ou dificuldades por parte do projeto em relação aos envolvidos.

- **Etapa II-Análise de Problemas**

Esta etapa tem como objetivo definir o foco de análise da situação e identificar seus principais problemas, estabelecendo as relações de causa/efeito.

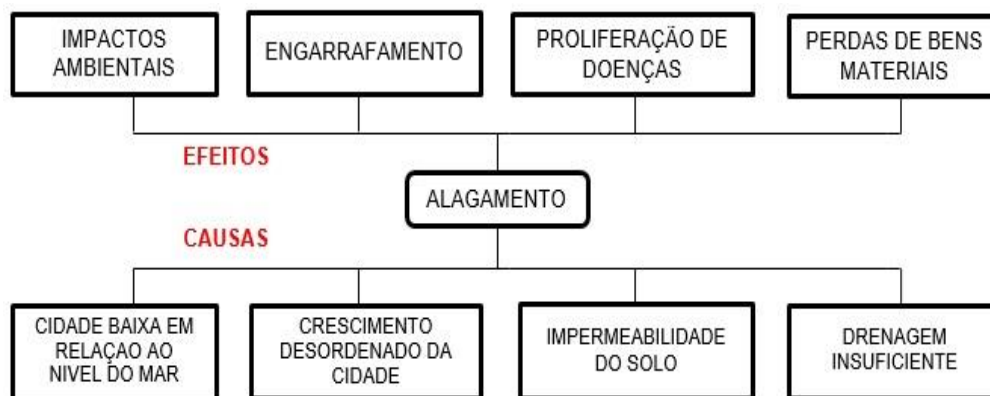


Figura 03: Fluxograma da análise dos problemas.

• **Etapa III-Análise de Objetivos**

Consiste em descrever a situação futura desejada, que será alcançada quando os problemas forem solucionados, além de identificar possíveis alternativas para o projeto.

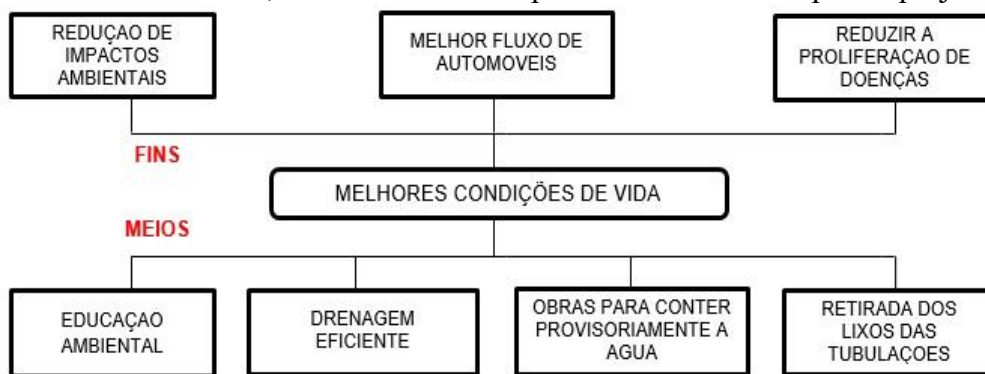


Figura 04: Fluxograma da análise de objetivos.

• **Etapa IV-Análise de alternativas**

Essa é uma análise realizada para identificar soluções alternativas, selecionar uma ou mais estratégias para o projeto, analisá-las e decidir por uma melhor estratégia a ser adotada.

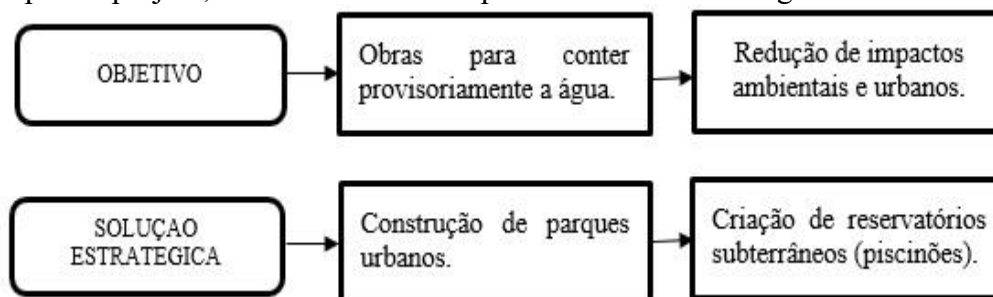


Figura 05: Análise de alternativas.

**Fase da Matriz do Planejamento do Projeto**

O MPP representa o documento central do projeto, o qual possui a estratégia do projeto, o objetivo global (também chamado de superior ou estratégico), o objetivo do projeto, os resultados esperados (correspondentes aos objetivos específicos) e as atividades ou ações, que são os meios para atingir os resultados.

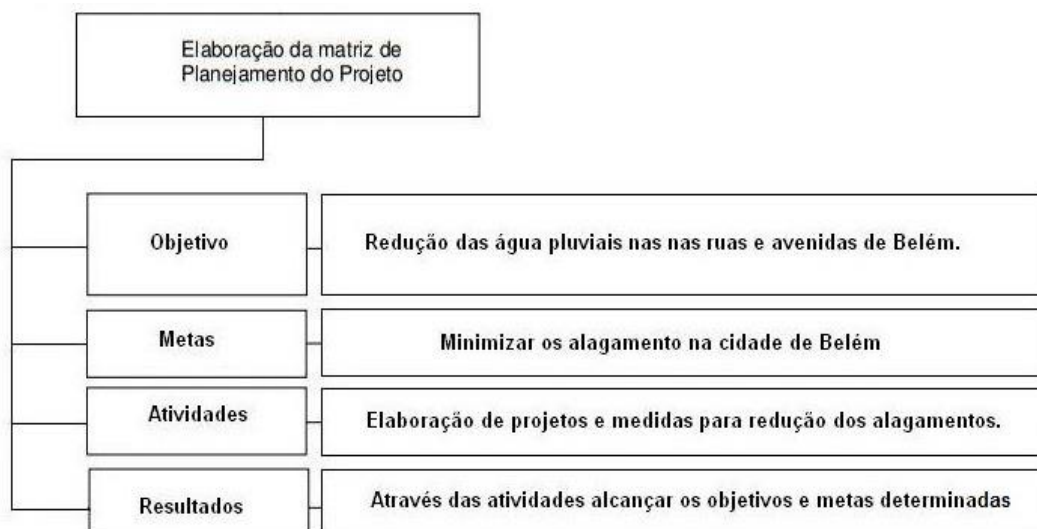


Figura 06: MPP.

## CONCLUSÕES

A ausência de planejamento, infraestrutura e gestão sobre os recursos hídricos das bacias inseridas na cidade de Belém, são aspectos que contribuem diretamente no aumento dos impactos decorrentes das enchentes dos canais de drenagem e alagamento das vias públicas. Deve ser estabelecida uma gestão de forma contínua entre poder público e sociedade civil organizada, para que sejam discutidas e encontradas as soluções de controle destes eventos através de estudos técnicos e monitoramento das variáveis envolvidas na problemática, para a inserção de políticas públicas através de leis e normas vigentes possibilitando a mitigação dos problemas geo-ambientais encontrados na cidade.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BROSE, Markus, 1992. Introdução à Moderação e ao Método ZOPP. Recife: PAPP: Capacitação. Convênio SDR/SUDENE – IICA - GTZ.

NIMER, Edmon, 1989. Climatologia do Brasil. 2ª. edição. Rio de Janeiro. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística- IBGE. Disponível em: [http://www.revistageonorte.ufam.edu.br/attachments/013\\_\(AS%20CHUVAS,%20ALAGAMENTOS%20E%20ENCHENTES,%20NO%20PER%3%8DODO%20CHUVOSO%20EM%20BEL%3%89M,%20ESTADO%20DO%20PAR%3%81.\).pdf](http://www.revistageonorte.ufam.edu.br/attachments/013_(AS%20CHUVAS,%20ALAGAMENTOS%20E%20ENCHENTES,%20NO%20PER%3%8DODO%20CHUVOSO%20EM%20BEL%3%89M,%20ESTADO%20DO%20PAR%3%81.).pdf)

# A IMPORTÂNCIA DO CALCÁRIO PARA O MEIO AMBIENTE: O EXEMPLO DA MINERAÇÃO CALCÁRIO E BRITA DA AMAZÔNIA - CBA

Michel Batista Pinto<sup>1</sup>; Camila da Costa Lopes<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Oeste do Pará, Av. Mendonça Furtado, Santarém-Pa  
michel.santarem@hotmail.com; camilacosta\_pa@hotmail.com

## INTRODUÇÃO

O calcário é uma rocha sedimentar originada de material precipitado por agentes químicos e orgânicos. A calcita (CaCO<sub>3</sub>) é o principal constituinte mineralógico dos calcários e mármore com elevada pureza. O calcário encontrado extensivamente em todos os continentes é extraído de pedreiras ou depósitos que variam em idade, desde o Pré-Cambriano até o Holoceno (SAMPAIO et al 2009)

Nas atividades diárias, é comum o uso de produtos contendo carbonato de cálcio nas mais variadas aplicações, tais como: (i) desde os materiais de construção civil à produção de alimentos; (ii) da purificação do ar ao tratamento de esgotos; (iii) do refino do açúcar à pasta de dentes; (iv) da fabricação de vidros e aço à fabricação de papéis, plásticos, tintas, cerâmica e tantos outros.

Diante dessa questão, esse trabalho ilustra a importância da mineração de calcário e suas implicações para a agricultura da região amazônica, considerando as suas principais etapas, desde a lavra, tais como: remoção do capeamento, perfuração, desmonte por explosivos e transporte do material até a distribuição do produto final, realizada pela empresa de Mineração: Calcário e Brita da Amazônia – Mineração CBA, que a partir de seu produto contribui para o equilíbrio no meio ambiente.

## MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada partiu da revisão bibliográfica onde buscou-se o levantamento de dados bibliográficos acerca da geologia da região, o estudo foi embasado nas diretrizes e portarias dos direitos minerários, IBRAM, CPRM, entre outros, os dados cartográficos e de sensoriamento remoto, o processamento digital, auxiliou na produção do mapa de localização e acesso, em plataforma de Sistema de Informação Geográfica-SIG ArcGIS 10.1, além da consulta a trabalhos publicados acerca da temática do calcário na Amazônia, e sobre as principais aplicabilidades de tal rocha. A etapa seguinte, correspondeu a visita *in loco*, realizado na empresa CBA Mineração, caracterizando os principais processos de produção da empresa.

## LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A empresa de Mineração e Comércio de Calcário e Brita da Amazônia- CBA, está localizada no Município de Santarém, na Rodovia Santarém- Cuiabá, 1030 Matinha - Santarém – PA, a margem direita da referida BR, sentido Santarém- Belterra, sob coordenadas 2° 28' 52" de latitude sul e 54° 43' 35" de longitude oeste. Santarém localiza-se na região oeste do Estado do Pará em uma região geologicamente dominada por arenitos finos a médios intercalados com camadas de pelitos, representados por siltitos e argilitos, todos pertencentes a Formação Alter do Chão, que foi gerada entre aproximadamente 60 – 100 milhões de anos (VASQUEZ et al. 2008).

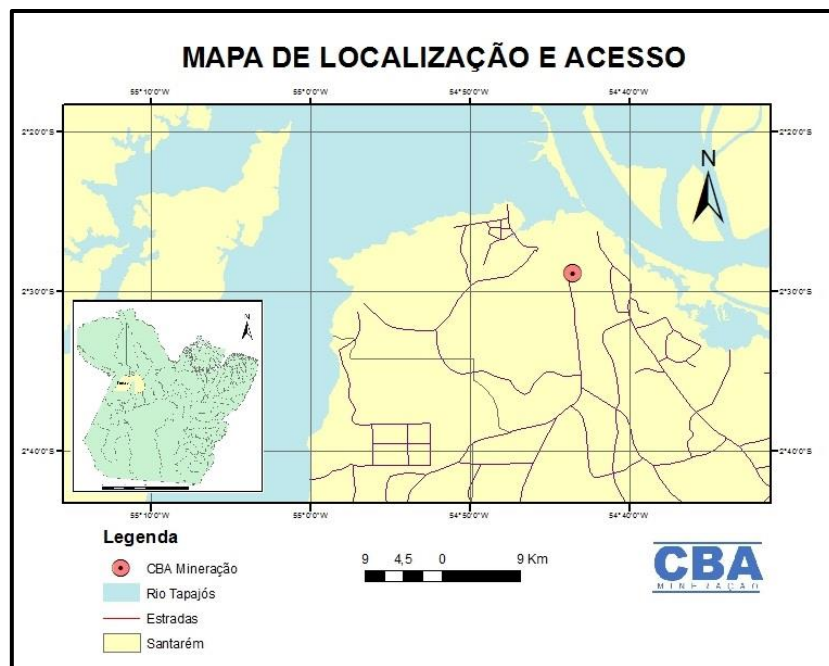


Figura 1-Mapa de Localização e acesso da área de estudo

## CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

Segundo o Idesp/Sepof-PA (2011), a temperatura média anual é de 25,6° C e a umidade relativa com valores acima de 80% em quase todos os meses do ano. A pluviosidade se aproxima dos 2.000 mm anuais, com certa irregularidade durante todo o ano. As estações chuvosas coincidem com os meses de dezembro a junho, e as menos chuvosas com os meses de julho a novembro.

A vegetação que predomina é do tipo floresta ombrófila densa latifoliada, comum das regiões tropicais, caracterizada por ser uma mata pesada e mista, que pode se apresentar com cobertura florestal de maneira uniforme ou presença de árvores emergentes. Em menor proporção, dependendo da região geomorfológica, aparecem savanas, campinaranas, refúgio ecológico, ora apresentando vegetação caracterizada como floresta de igapó, inundada permanentemente ao longo do ano (ZEE BR-163, 2008).

De acordo com o projeto RADAM-BRASIL (NASCIMENTO, 1976), as principais unidades morfoestruturais identificadas no município de Santarém estão representadas pela Planície Amazônica, o Planalto Rebaixado da Amazônia e o Planalto Tapajós-Xingu

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

O calcário moído e seus derivados, tais como cal virgem e hidratada, dentre outros, são comumente aplicados no solo para correção da acidez e promover o crescimento das plantas. Recomenda-se a sua aplicação alguns meses antes do plantio. Assim, a acidez do solo pode ser corrigida antes, permitindo o acesso, pelas plantas, aos nutrientes existentes nos solos. O cálcio, ao reagir com hidrogênio em excesso, diminui a concentração dos íons hidrogênio, elevando o pH do solo. Além do uso na agricultura, o calcário explorado na região é bastante utilizado na piscicultura, numa técnica conhecida como “calagem”, para melhorar a qualidade química, física e biológica da água e do solo do fundo do viveiro. O aumento dos teores de cálcio e magnésio elevam a alcalinidade e reduzem a amplitude de variação diária do pH da água. Assim como na agricultura, a calagem de ser feita com uma antecedência de 10 dias ao enchimento.

O calcário tratado na CBA é extraído nas proximidades do município de Itaituba onde predomina as Formações Itaituba, (C2i), caracterizada pelos arenitos, calcários e pelitos de

ambiente marinho raso e planície de inframaré, do período Carbonífero, Formação Monte Alegre (C2ma), que de acordo com Vasquez et al, (2008), encontram-se os arenitos conglomeráticos, folhelhos e carbonatos, formado em ambiente flúvio-eólico e marinho raso a restrito, do período Carbonífero, e Formação Nova Olinda (C2no), onde observa-se evaporitos, calcário, arenitos, folhelhos e siltitos, formados em ambiente marinho restrito hipersalino e flúvio-lacustrino, do período Carbonífero. Esse material é escoado pela BR-163(Santarém - Cuibá) até o Município de Santarém, onde é depositado para passar pelos processos de secagem, seleção do tamanho de rochas, britagem e por fim moagem, na qual é produto final (Figura 2) na qual possui dois tipos de distribuição, à granel e em sacas pela região Amazônica e outras.



Figura 2- Calcário beneficiado

Com isso pode-se concluir que o calcário, é de grande valia para a agricultura na Amazônia, pois a partir dele é possível que o agricultor tenha a possibilidade de corrigir a terra cansada e possa ter mais produtividade e mais lucros, gerando assim, menos impacto ambiental.

#### **AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem ao imensurável apoio prestado pela empresa de Mineração e Comércio de Calcário e Brita da Amazônia- CBA.

#### **REFERÊNCIAS**

BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.21-Santarém. Rio de Janeiro, 1976.

IBGE. Dados do município de Santarém/PA. 2010. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/cidadesat>>. Acesso em: 24 jun. 2015.

Pará. Governo do Estado. Estatística Municipal. Santarém: Secretaria de Estado de Planejamento, Orçamento e Finanças; Instituto de Desenvolvimento Econômico, Social e Ambiental do Pará, 2011.

Sampaio, J. A., Almeida, S. L. M., 2009. Calcário e Dolomito – Capítulo 16, in Rochas & Minerais Industriais: Usos e Especificações, Ed. Adão Benvindo da Luz e Fernando A. Freitas Lins. Disponível em <http://www.cetem.gov.br/agrominerais/livros/16-agrominerais-calcariodolomito.pdf>, acessado em 25 jun 2015.

Vasquez, M. L.; Sousa, C. S.; Carvalho, J. M. A. (Orgs.). (2008). Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1: 1.000.000. Mapas Geológicos Estaduais. CPRM Serviço Geológico do Brasil, Belém.

Zoneamento Ecológico-Econômico da BR-163 - ZEE BR-163. Disponível em: <<http://zeebr163.cpatu.embrapa.br/index.php>>. Acesso em: 24 jun. 2015.

# ANÁLISE DE ÁREAS DE RISCO, CARACTERIZAÇÃO E AVALIAÇÃO DAS MUDANÇAS NA REDE DE DRENAGEM DO MUNICÍPIO DE PARAUAPEBAS-PA

*Daniella Maria Ferreira Leite - leite.d92@gmail.com*

Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

## INTRODUÇÃO

A urbanização faz com que passe por alterações e modificações, podendo causar a redução do tempo de concentração das águas e aumentar a sua velocidade de escoamento na bacia hidrográfica, ampliando assim as vazões máximas das bacias urbanas e produzindo maiores picos de enchentes e inundações. Isso ocorre devido à urbanização que provoca efeitos como: a impermeabilidade do solo, a canalização dos escoamentos a redução da evapotranspiração e do escoamento subterrâneo, a redução das áreas naturais de detenção e retenção das águas pluviais.

O processo de urbanização da cidade de Parauapebas foi descontrolado, causando assim vários impactos nos recursos hídricos. A ocupação descontrolada e irregular das margens do rio, ocupação do solo de forma desordenada, destruição dos morros e o aterramento das drenagens, contribui diretamente para o encadeamento de uma série de problemas que ocorrem na cidade.

Pertencente à Mesorregião Sudeste Paraense e à Microrregião de Parauapebas, a cidade é limitada ao norte pelo município de Marabá, a leste pelo município de Curionópolis, ao Sul pelos municípios de Canãa do Carajás e Água Azul do Norte e a Oeste do município de São Félix do Xingu.

Assim sendo, é necessário que seja feita uma conscientização na população quanto aos perigos iminentes que existem em determinados locais como encostas, áreas de aterro e margens de rios e córregos. Os rios que percorrem a cidade já têm por natureza alguns fenômenos naturais com meses em que se tem uma elevação no nível de água, entretanto essas ocupações irregulares fazem com que os rios sejam tamponados e sua superfície fique impermeabilizada fazendo com que ocorra muitas vezes enchentes que desencadeiam uma série de tragédias que, quase sempre, poderiam ser evitadas.

## METODOLOGIA

Com o intuito de atingir os objetivos propostos a esse trabalho de conclusão de curso, foram realizadas as seguintes etapas, descritas a seguir.

- Levantamento de dados bibliográficos em dissertações, livros, teses e internet. A pesquisa bibliográfica estendeu-se ao longo de todo o trabalho.
- Elaboração de uma base cartográfica da cidade.
- Ocorreram quatro viagens de campo a cidade, Esses campos foram realizados nos meses de fevereiro, maio e dezembro do ano de 2014, e janeiro de 2015.

## RESULTADOS E DISCURSÕES

A cidade de Parauapebas apresenta sérios problemas referentes à inundações, devido ao seu contínuo crescimento desordenado e rápido, o qual ocorreu muito e ainda ocorre, o desmatamento de mata nativa, construindo nesse espaço edifícios, casa, ruas, avenidas e calçadas, provocando a diminuição da permeabilidade do solo (Figura 1). Com isso as águas da chuva não passam pelo processo de infiltração no subsolo e as galerias de águas pluviais, que eram suficientes quando foram construídas, não conseguem mais drenar essa quantidade

de água aumentada, resultando assim no escoamento de águas pelas ruas e avenidas podendo gerar enxurradas, inundações relâmpagos, alagamentos e as enchentes de cursos d'água.



Figura 1: Ocupações irregulares na planície do rio Parauapebas, que resulta na modificação do comportamento da descarga e carga sólida do rio, devido à construção de casas, barracas, o desmatamento das margens e à práticas agrícolas podem modificar a carga de sedimentos que os rios transportam

Neste trabalho foi realizado uma análise de risco referente aos resultados das modificações da paisagem, ou seja, desmonte e/ou derrocagem de morros seguidos do entulhamento de drenagens, ocasionando inundações. Essas profundas modificações vem ocorrendo de forma irregular devido não se ter uma preocupação em planejar os espaços urbanos com um “olhar” para o ambiente como um todo, levando em consideração principalmente o meio ambiente.

A destruição dos morros e o aterramento das drenagens gera uma série de problemas a população (Figura 2A), além dos riscos supracitados, o fato é que está ocorrendo um processo de derrocamento dos morros e aterramento das drenagens de forma totalmente irregular, visto que este aterro é feito com blocos de rochas de todos os tamanhos, de matações a farelos de rocha, mostrando que este material não está sendo devidamente compactado (Figura 2B). Essa ação antrópica está fazendo com que áreas que já eram propícias a inundações durante o período de maior vazão do rio apresente inundações e alagamentos mais intensos, podendo levar a ocorrência de enxurradas.



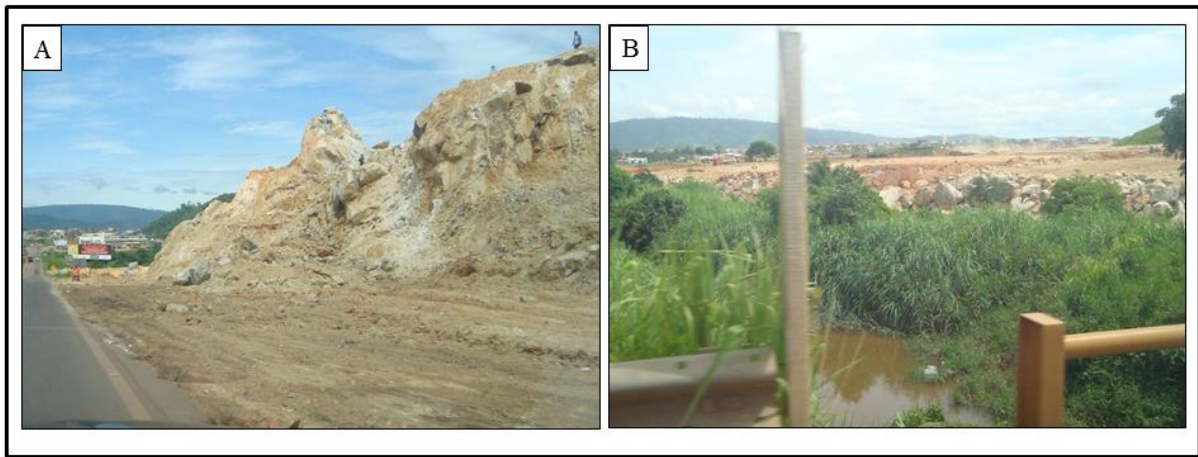


Figura 2: Em A: Derrocagem do morro, note-se ao fundo o aterro seguido pela drenagem em terceiro plano. Em B: Derrocamento dos morros e o aterramento das drenagens, feito de forma totalmente irregular, além de que este aterro é feito com blocos de rochas de todos os tamanhos.

As ocupações irregulares nas planícies de inundação, destruição da mata ciliar e derrocagem de morros de forma irregular, percebe-se uma forte modificação no comportamento da carga sólida do rio, onde os sedimentos carregados pela energia do rio estão sendo superiores ao que é normalmente exercido (Figura 3). Água da chuva que é infiltrada diretamente no solo ocasionando o aumento dos processos erosivos, permitindo um maior escoamento de partículas e sedimentos que causam a poluição e assoreiam o leito dos rios, fazendo com que os rios comecem a represar esta grande carga sedimentar que está sendo depositada em seu leito.



Figura 3: Em A: Rio Parauapebas com uma grande carga de sedimentos sendo depositada no seu leito. Em B: Grande quantidades de sedimentos carregados pelo Igarapé Ilha do Coco e depositados no rio Parauapebas.

## CONCLUSÕES

O município de Parauapebas passa continuamente por um crescimento rápido e desordenado, os rios que cortam a cidade têm em condições naturais períodos de maior vazão e menor, onde o leito do rio alarga gerando inundações periódicas.

Os empreendimentos que vem ocorrendo na cidade fazem com que agrave ainda mais esse problema que a população passa nos períodos de alta taxa pluviométrica. A derrocagem de morros e o aterramento das drenagens podem provocar inundações relâmpagos fora de época. As intervenções humanas no ambiente são um agravante nesse processo

devido à retirada da cobertura vegetal e instalações de edificações em áreas de riscos. (MOURA, 2006).

A população influencia diretamente com as enchentes e inundações, construindo casas nas margens dos rios, descartando lixo de forma irregular nas ruas, avenidas e áreas próximas às drenagens, prejudicando assim a sua vazão.

Diante de tudo que foi exposto, foi proposto um conjunto de medidas para minimizar os efeitos das inundações em áreas urbanas, que incluem desde algumas de fácil execução até outras mais complexas, que tem como objetivo aumentar a capacidade de infiltração da água das chuvas no solo retardando o escoamento da água para os rios principais diminuindo possíveis transtornos socioambientais, como por exemplo, a elaboração de um planejamento com base em estudos técnico científicos para evitar os desastres ambientais proporcionados pela retirada de morros e aterramento de drenagens, como o que vem ocorrendo na cidade, e a, implantação de programas referentes a replantio e reflorestamento de encostas e terrenos sem cobertura vegetal, de onde a erosão provocada pela chuva retira grande quantidade de sedimentos que são levados e que se depositam nas áreas mais baixas, assoreando rios e canais.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS**

AMARAL, R.; GUTJAHR, M.R. Desastres Naturais. Série Cadernos de Educação Ambiental São Paulo : IG / SMA. 2ª ed., p. 38-45. 2012.

MARCUZZO, F.F.N.; GOULARTE, E.R.P. Caracterização do Ano Hidrológico e Mapeamento Espacial das Chuvas nos Períodos Úmido e Seco do Estado do Tocantins. Revista Brasileira de Geografia Física V. 06, N. 01 (2013) 091-099. Disponível em <[www.ufpe.br/rbgfe](http://www.ufpe.br/rbgfe)>. Acesso em 24/01/2015.

MOURA, C. A. – Zoneamento Geoambiental como Subsídio à Análise dos Indicadores Ambientais nas Áreas de Dutos: Caracterização do Clima como Fator Determinante da Instabilidade das Áreas de Implantação de Dutos. Universidade Estadual de São Paulo; Departamento e Geografia, Rio Claro, São Paulo, 2006;

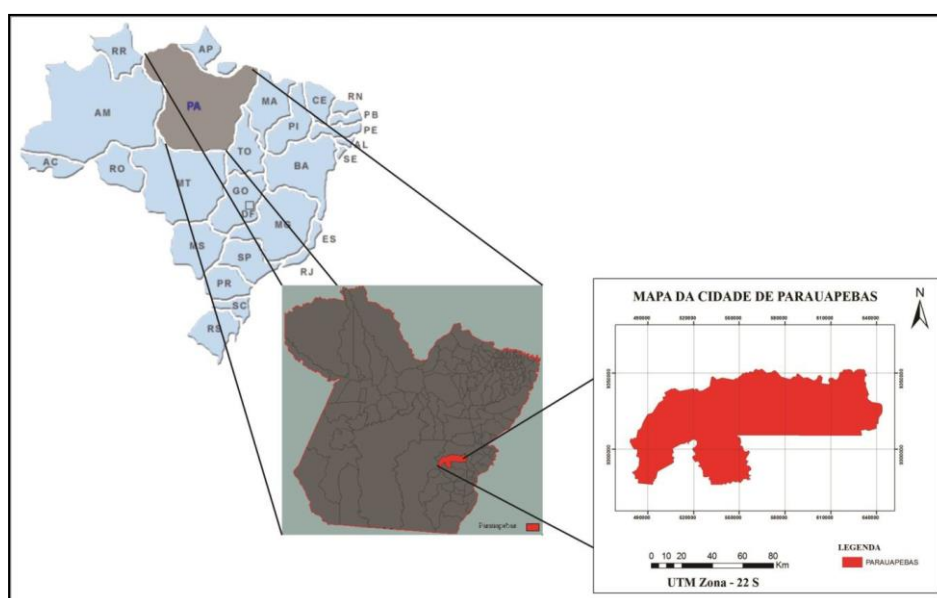
FONSECA, D.F.; TEIXEIRA, S.G. Ação Emergencial para Reconhecimento de Áreas de Alto e Muito Alto Risco a Movimentos de Massas e Enchentes, Parauapebas. Projeto: O Trabalho da CPRM no Estado do Pará nas Ações do Plano Nacional de Gestão de Riscos e Resposta a Desastres Naturais. 2013.

# CARACTERIZAÇÃO DOS PRINCIPAIS PROBLEMAS SOCIOAMBIENTAIS URBANOS DO MUNICÍPIO DE PARAUPEBAS – PA: EROSIÃO ACELERADA E DISPOSIÇÃO IRREGULAR DOS RESÍDUOS SÓLIDOS

Silmara Ferreira Nascimento – *silmarafn20@gmail.com*  
Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

## INTRODUÇÃO

Parauapebas é uma cidade brasileira situada no sudeste do estado do Pará, a distância de 700 km da capital Belém, fronteira a norte com Marabá; a leste com Curionópolis; a sul com Canaã do Carajás e Água Azul do Norte; e São Félix do Xingu a oeste. Parauapebas está inserida na Folha Serra dos Carajás (SB, 22-Z-A II), limitada pelas coordenadas *Universal Transversa de Mercator* (UTM) com latitude 490000/640000, longitude 930000/9350000 e Zona 22M, compreendendo uma área de 6.886,208 Km<sup>2</sup> (Figura 1). A cidade de Parauapebas estudada no presente trabalho está contida geologicamente na borda sul-oriental do Cráton Amazônico, na Província Carajás, mais especificamente no Domínio Carajás.



**Figura 1** – Mapa de localização da cidade de Parauapebas, situada no sudeste do estado do Pará – Brasil.

A expansão da rede urbana sem o devido planejamento ocasiona a ocupação de áreas inadequadas para a moradia, como: habitações construídas em morros (áreas de riscos), em áreas de preservação permanente (APPs); planícies de inundação. Os resultados são catastróficos, como formação de voçorocas e deslizamento de encostas.

O presente trabalho tem como objetivo caracterizar os principais problemas socioambientais urbanos da cidade de Parauapebas associados ao crescimento habitacional desordenado da mesma, como: áreas degradadas com surgimento de voçorocas; correlacionando-os com os dados geológicos (litologia, geomorfologia, clima, vegetação); produção desordenada de lixo, assim como apresentar tecnologias que possam solucionar os problemas encontrados.

## ATIVIDADES E MÉTODOS

✓ Viagem de campo que ocorreu durante os dias 13 e 14 de dezembro de 2014, na qual foi possível fazer o reconhecimento geológico, observação das construções civis em áreas de riscos, habitações irregulares, com a finalidade de analisar os problemas urbanos mais frequentes e encontrar soluções cabíveis. Os principais instrumentos utilizados para obter os dados de campo foram *Global Position System* (GPS), câmera fotográfica, trena, bússola, martelo geológico e caderneta.

✓ Consulta sistemática de trabalhos como artigos e livros, sobre o desenvolvimento socioeconômico, disposição das habitações e construção civil na cidade de Parauapebas, além de pesquisas bibliográficas sobre a geologia da área alvo deste trabalho e tecnologias utilizadas na recuperação de áreas degradadas.

✓ Elaboração de mapas de localização, litologia, geomorfologia, disposição das voçorocas, com o objetivo de caracterizar e entender amplamente a disposição das habitações, e assim correlacionar com as áreas degradadas de Parauapebas. Os mapas foram confeccionados através de imagens de satélite *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e *Google Earth*; com a utilização dos softwares *QGIS* e *Global Mapper*.

## RESULTADOS

Na etapa de campo foi possível descrever diferentes litologias para assim fazer um mapeamento das unidades geológicas da cidade de Parauapebas e correlacioná-las com os processos de intemperismo e erosão que causam a formação de voçorocas.

A partir da análise de uma cava para tratamento de água foi possível encontrar uma rocha de coloração esverdeada, granulação fina a média, estrutura xistosa, rocha classificada como xisto micáceo (cloria-xisto), apresentava ainda contando gradual no topo com uma linha de pedra composta por clastos angulosos. Logo acima havia ocorrência de uma rocha de coloração amarelada, granulometria média, estrutura maciça, rocha classificada como metarenito. O topo dessa sessão rochosa apresentava uma rocha de coloração avermelhada, granulometria fina, estrutura maciça, classificada como metapelito. De acordo com as observações, as rochas descritas anteriormente podem ser interpretadas como pertencem a unidade Grupo Rio Novo dos *Greenstone Belts* encontrados no Domínio Carajás. As incisões caracterizadas por ravinas e voçorocas estão associadas principalmente a essas rochas metassedimentares, devido às mesmas serem mais suscetíveis ao intemperismo e erosão.

Atualmente as habitações da cidade de Parauapebas se caracterizam por uma grande quantidade de casas com infraestrutura precária de madeira, lonas, telha de fibrocimento associadas a pouco ou nenhum saneamento básico; algumas casas são construídas de alvenaria, as moradias são construídas normalmente próximas aos declives dos morros (Figura 2 A e C), e em áreas sofrendo intenso processo de erosão com formação de voçorocas (Figura 2 B e D).

De acordo com a classificação para voçorocas de Oliveira (1999), no município de Parauapebas foram encontrados os três tipos de voçorocas: a) conectada à rede de drenagem (Figura 3 A), associadas ao escoamento subterrâneo nas partes baixas da encosta, podendo ser considerada um canal de primeira ordem; b) desconectadas da rede de drenagem (Figura 3 B), nas quais não estão diretamente unidas à rede de drenagem e apresentam-se na parte superior das encostas e, não podem ainda ser consideradas um canal de primeira ordem em virtude de não estarem ligadas à rede de drenagem; c) integradas, que são a junção das duas formas anteriores (Figura 3 C e D), formando uma só incisão erosiva.

Na cidade de Parauapebas o lixo doméstico é caracterizado por restos de alimentos, materiais plásticos, produtos de higiene pessoal, óleo de cozinha, embalagens, folhas de quintal, vidros e papéis. Este tipo de lixo foi encontrado principalmente preenchendo voçorocas, nas margens das drenagens, nas encostas dos morros e na beira das ruas.



**Figura 2:** (A) Conjuntos de habitações construídas na declividade do morro, caracterizando locais de risco; (B) e (D) Voçorocas resultantes da erosão acelerada e bastante próximas das moradias; (C) casas na base e topo do morro.



**Figura 3:** (A) Voçoroca do tipo conectada à rede de drenagem disposta no Bairro Cidade Jardim. (B) Voçorocas do tipo desconectadas da rede de drenagem encontradas no morro Céu Azul. (C) Voçoroca do tipo integrada disposta no Bairro São Lucas; (D) Voçoroca também do tipo integrada, porém encontrada no Bairro Liberdade.

## CONCLUSÃO

As condições físicas, tais como litologia, umidade elevada, altos índices pluviométricos, altas temperaturas e tipo de solo da cidade Parauapebas, favorecem os processos erosivos e modelagem do relevo da cidade. Esses fatores juntamente com a ocupação desordenada têm acelerado a formação de feições erosivas como sucros, ravinas e voçorocas. Portanto algumas alternativas de recuperação das áreas degradadas por erosão acelerada seriam revegetação; implantação de sistema de macrodrenagem e microdrenagem com galerias, bueiros, sarjetas, canais, barragens de assoreamento, drenos enterrados, pois esses sistemas ajudam a diminuir o efeito do escoamento superficial e assim a erosão acelerada.

As medidas mitigadoras relacionadas aos resíduos sólidos urbanos envolvem a elaboração de políticas públicas participativas com a finalidade de conscientização da população, incentivar a coleta seletiva, reciclagem e reaproveitamento. Além das sugestões para os problemas ambientais urbanos da cidade de Parauapebas é importante reforçar a necessidade de desenvolver projetos de planejamento urbano, monitoramento das obras existentes como a elaboração de um amplo Plano Diretor.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBUQUERQUE, F. N. B. *Impactos ambientais e agentes/fatores controladores de voçorocas urbanas na cidade de Eunápolis (Bahia)*. Revista Eletrônica Multidisciplinar Pindorama do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia da Bahia – IFBA Nº 02 – Ano 3. 2012.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Dados referentes ao município de Parauapebas. População 2010*. Disponível em: <[www.cidades.ibge.gov.br](http://www.cidades.ibge.gov.br)>. Acessado em: 20 de Janeiro de 2015 às 23h14min.

OLIVEIRA, J. M. A. D. S. *Contribuições geotécnicas para o estudo do problema da erosão*. Dissertação (Mestrado) – Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico, Lisboa, 2006.

ROTTA, C. M. S.; *Estudos da recuperação de áreas degradadas por processo erosivos: procedimentos e eficiência dos métodos*. 180 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, Departamento de Geotecnia. São Paulo, 2012.

SANTOS, J. O. S. *Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central*. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM, 2003.p. 169-226.

TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. (Orgs). *Desastres Naturais Conhecer para Prevenir*. 2ª Ed. São Paulo: Instituto Geológico, 2012, 196 p.

VASQUEZ M. L.; COSTA L. T R. (Orgs.). *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*. Belém: CPRM, 2008. 328 p.

# INTERPRETAÇÃO PRÉVIA DOS EFEITOS DA OCUPAÇÃO URBANA EM ASPECTOS DO MEIO FÍSICO NAS MICROBACIAS DOS CÓRREGOS PRAINHA E DO GAMBÁ, CUIABÁ-MT

*Maurício Brito de Sousa<sup>1,2,3</sup>; Flavio Rafael Cogo Ramos<sup>1,2,4</sup>; Ms. Thiago de Oliveira Faria<sup>3,5</sup>.*

<sup>1</sup>Grupo PET-Geologia

<sup>2</sup>Graduação em Geologia, Instituto de Ciências Exatas e da Terra (ICET)/ Universidade Federal de Mato Grosso -UFMT

<sup>3</sup>Professor auxiliar do Departamento de Geologia Geral/UFMT

[mauriciobritosousa@gmail.com](mailto:mauriciobritosousa@gmail.com)<sup>3</sup> [flaviocogo@gmail.com](mailto:flaviocogo@gmail.com)<sup>4</sup> [thiago.geologo@gmail.com](mailto:thiago.geologo@gmail.com)<sup>5</sup>

## INTRODUÇÃO

O uso de geotecnologias, com destaque para os Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) e sensoriamento remoto, apresenta grande aplicabilidade em diversas áreas do conhecimento, incluindo os diversos campos das Geociências, entre eles a Geologia Ambiental, que tem como um dos escopos a compreensão das relações existentes entre a ocupação antrópica e o meio físico.

Um dos principais impactos ambientais resultantes da ocupação urbana desordenada, característica de muitas cidades brasileiras, corresponde a degradação dos cursos d'águas, nos seus mais diversos aspectos, como assoreamento, aterramento de nascente, despejo de esgoto e outras formas de poluição e contaminação.

O município de Cuiabá iniciou seu desenvolvimento urbano às margens do Rio Cuiabá e córrego Prainha, e com a demanda por áreas para abrigar sua crescente população a cidade foi expandindo seu núcleo urbano de forma desordenada, com supressão de vegetação ciliar, soterramento e canalização de cursos d'águas para viabilizar novas edificações, ruas e avenidas (Cuiabá, 2007).

Menezes Filho (2014) destaca que o expressivo crescimento de Cuiabá a partir dos anos de 1960 favoreceu a ocupação de forma desordenada do uso do solo, resultando em extensas impermeabilizações do terreno, o que potencializa processos de inundações e alagamentos urbanos.

Identificar as modificações que os cursos d'água e atributos do meio físico na região de Cuiabá vêm sofrendo em função do seu crescimento urbano é de fundamental importância para o entendimento da ocorrência dos processos geológicos urbanos induzidos na região.

Neste contexto este trabalho tem por objetivo principal comparar a situação da localização de nascentes e traçado da rede de drenagem, bem como da áreas considerada permeável propicia a infiltração d'água nas microbacias dos córregos Prainha e do Gambá, na cidade de Cuiabá/MT (figura I), utilizando como referência foto aérea datada de 1966 e imagem de satélite atual, e deste modo interpretar alguns dos efeitos da expansão urbana sobre os recursos hídricos e processos do meio físico.

## METODOLOGIA

Para realização deste trabalho foram baixadas imagem SRTM 1 Arc-Second Global, ID: SRTM1S16W057V3 de 14 de setembro de 2014, com resolução espacial de 30m a partir do site Earth Explorer da U. S. Geological Survey – USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>), e imagem de satélite recente de alta resolução espacial disponível no software Google Earth Pro, datada de 09/05/2014, que constitui a imagem mais nova disponibilizada pelo software. A imagem SRTM foi tratada no programa ArcGIS 10.1 para gerar curvas de nível com equidistância de 5m e delimitações das microbacias dos córregos Prainha e do Gambá.

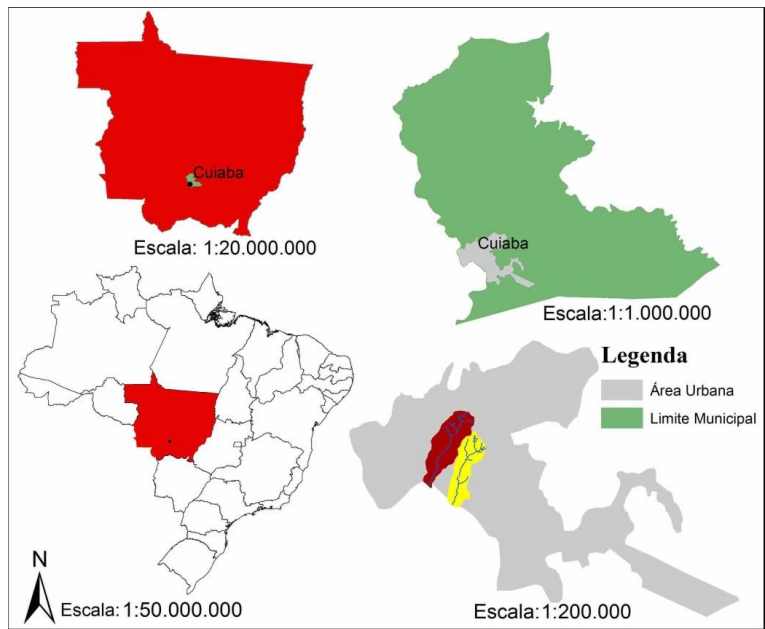


Figura 1: Mapa de localização.

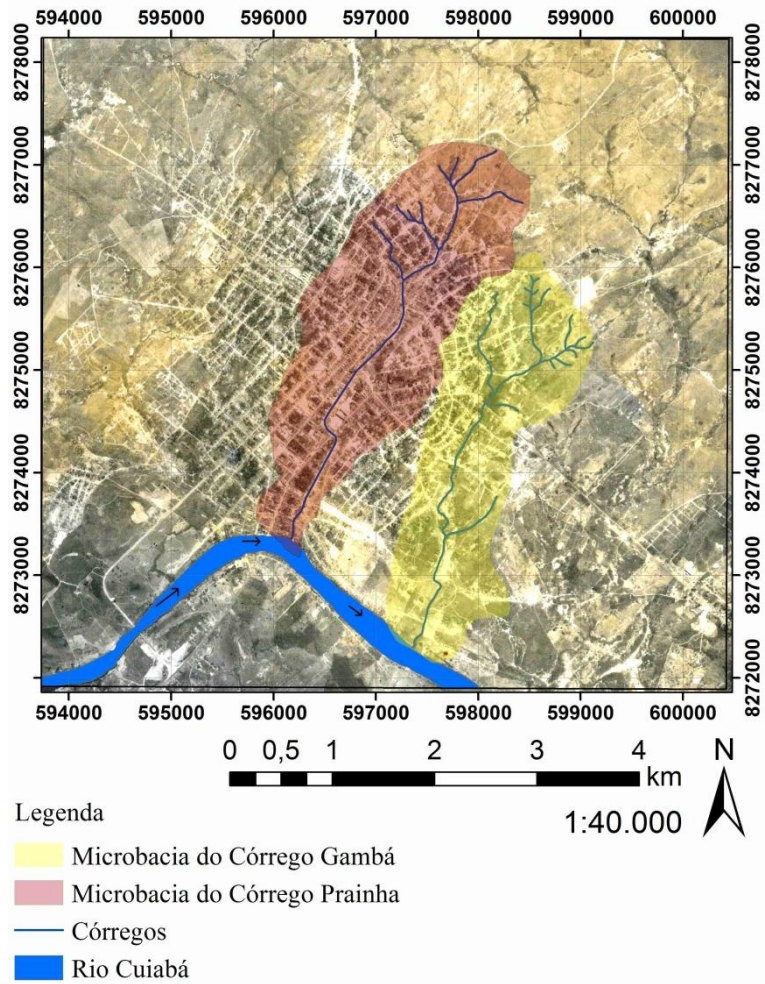


Figura 2: Foto aérea de Cuiabá no ano de 1966, com destaque para a localização dos córregos Prainha e do Gambá.



Utilizou-se também uma foto aérea de Cuiabá datada de 1966, disponibilizada pela Fototeca do Departamento de Geologia Geral da UFMT, que foi escaneada e posteriormente georreferenciada no ArcGIS 10.1. Tanto na foto aérea, quanto na imagem de satélite recente foram vetorizados os cursos d'água das microbacias e interpretadas as áreas propícias a infiltração d'água.

Posteriormente comparou-se as modificações nos traçados dos canais de drenagem, possíveis nascentes e áreas permeáveis observadas na foto aérea antiga e imagem de satélite atual, provenientes do crescimento urbano ao longo das últimas décadas em Cuiabá.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

Ao comparar os resultados dos dois produtos de sensoriamento remoto utilizados é possível perceber significativas alterações nos canais de drenagens de primeira ordem e nas áreas propícias a infiltração d'água das microbacias estudadas. Em relação a microbacia do córrego Prainha, observa-se que na década de 1960 a cidade crescia a partir do entorno do seu canal principal (figura II), que encontrava-se parcialmente canalizado e margeado por avenidas e edificações.

A região da alta microbacia do Prainha demonstrava possuir várias nascentes, local onde hoje encontra-se urbanizado e com terreno bastante impermeabilizado (figura III), com o córrego principal quase que totalmente canalizado, além dos seus afluentes e possíveis locais de nascentes estarem bastante degradadas ou completamente descaracterizada pela expansão de infraestrutura e construções civis.

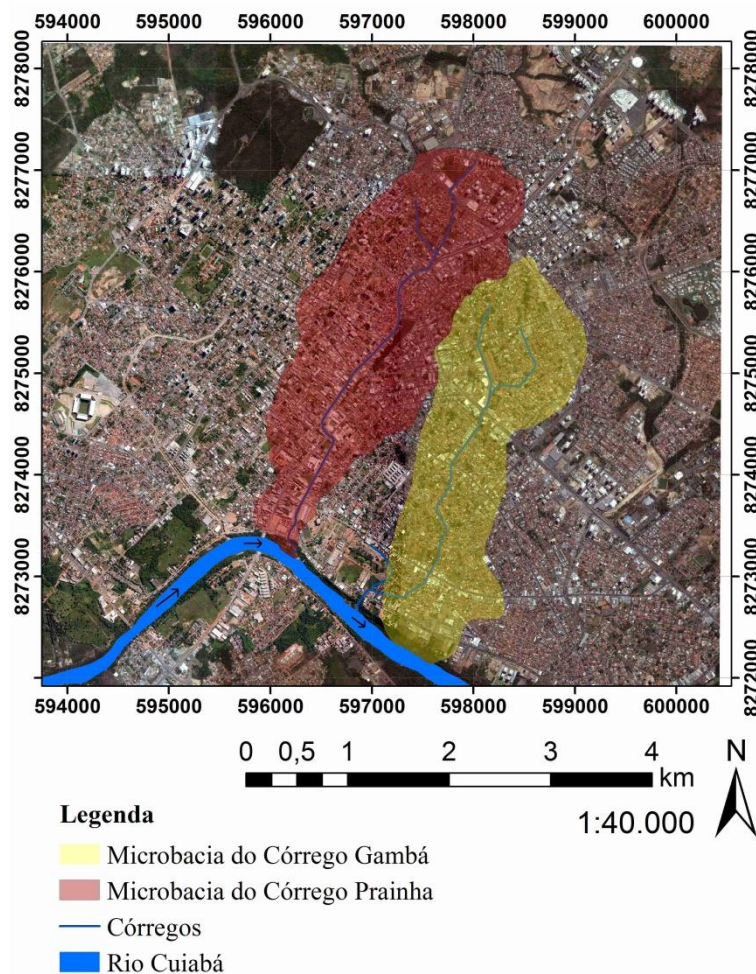


Figura 3: Imagem de satélite atual de Cuiabá.

Pela foto aérea constata-se que a microbacia do córrego do Gambá situava-se parcialmente fora do perímetro urbano de Cuiabá na data de 1966 (figura II), demonstrando para esta época uma ocupação antrópica menos intensa em relação a microbacia do Prainha. Mas a comparação dos resultados obtidos com a interpretação da foto aérea e imagem de satélite recente se assemelha com o que se constatou na microbacia do Prainha, ou seja, um processo de urbanização pós 1966 que resultou em uma bacia com alto grau de impermeabilização e intensas alterações na configuração da rede de drenagem, com canais de primeira ordem e nascentes situados principalmente no setor da alta microbacia tendo sido degradadas e até mesmo obliteradas pela ocupação antrópica. Em especial, destaca-se a alteração que o córrego do Gambá sofreu no seu trecho a jusante, com desvio significativo de um trecho do canal principal até a sua foz no rio Cuiabá (figuras II e III).

As modificações ambientais observadas nas áreas das duas bacias, especialmente em relação ao aumento das áreas impermeabilizadas, favorece a ocorrência de processos de alagamentos, enchentes e inundações, que comumente geram prejuízos socioeconômicos.

## CONCLUSÕES

As áreas das duas microbacias de estudo sofreram grandes alterações ambientais em função do processo de urbanização, onde a ausência ou ineficiência do planejamento urbano, aliado a uma legislação ambiental muito branda antigamente, conduziu à extinção de prováveis nascentes, além da modificação no traçado da rede de drenagem e um intenso processo de impermeabilização do solo, propiciando maior tendência a alagamentos e enchentes.

Planejar espaços urbanos com estudos prévios que permitam compreender a dinâmica hídrica e do meio físico de forma geral é de fundamental importância para minimizar ou até mesmo evitar problemas socioambientais e econômicos relacionados a processos geológicos.

Verifica-se a importância de se complementar a atual pesquisa com dados mais detalhados de campo, incluindo a caracterização atual das nascentes das duas microbacias, entrevistas com moradores antigos, delimitação das APP's, e estudo sobre a suscetibilidade e riscos a processos do meio físico, como alagamentos e enchentes, em função da alta impermeabilização do solo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cuiabá. 2007. Prefeitura Municipal de Cuiabá. **Evolução do Perímetro Urbano de Cuiabá – 1938 a 2007**. IPDU - Instituto de Planejamento e Desenvolvimento Urbano. Cuiabá: 74 p.

Menezes Filho, F. C. M. de; Amaral, D. B. 2014. **Histórico da Expansão Urbana e Ocorrência de Inundações na cidade de Cuiabá-MT**. Sociedade & Natureza (UFU. Online), v. 26, p. 159-170.

# **MAPEAMENTO, AVALIAÇÃO E QUANTIFICAÇÃO DOS PASSIVOS AMBIENTAIS ORIUNDOS DA EXTRAÇÃO DE ARGILA NO MUNICÍPIO DE SÃO MIGUEL DO GUAMÁ, NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ**

*Bruno Leal Gonçalves<sup>1</sup>; Mayra Moura Moreira<sup>2</sup> Aneliza de Souza Vieira<sup>3</sup>*  
[blealgeo@gmail.com](mailto:blealgeo@gmail.com)<sup>1</sup> [mayramoreira89@gmail.com](mailto:mayramoreira89@gmail.com)<sup>2</sup> [vieiraneliza@gmail.com](mailto:vieiraneliza@gmail.com)<sup>3</sup>

## **INTRODUÇÃO**

A questão ambiental é hoje um desafio que se coloca a todos, professores, pesquisadores, estudantes, homens, mulheres, crianças e idosos, enfim, a todos os cidadãos que vivem e participam do destino de um mesmo planeta, o Planeta Terra. A vida de cada indivíduo é determinada por ações que refletem o local onde vive.

Segundo Ferreira (2007, p. 12) a preocupação ambiental passou a ter grande repercussão na sociedade a partir dos anos 70. Com a primeira Conferência Mundial sobre Meio Ambiente, realizada em 1972, em Estocolmo, Suécia, a preocupação com os impactos ambientais cresceu, e as medidas a serem tomadas também ganharam força.

Tendo em vista que toda empresa causa, de fato, algum dano à natureza, deve-se determinar de que forma a contabilidade pode auxiliar na evidenciação e mensuração dos danos para contribuir como ferramenta na redução dos prejuízos ambientais.

## **OBJETIVO GERAL**

O principal objetivo do presente trabalho é quantificar e mapear os passivos ambientais que as empresas do Setor Oleiro Cerâmico, do município de São Miguel do Guamá, deixaram em décadas de extração desordenada, com o intuito de procurar metodologias para compensação de tais passivos assim como indicar alternativas para uso desse passivo.

## **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Levantamento Bibliográfico de dados do município de São Miguel do Guamá;
- Extrair especialmente elementos de drenagem, relevo, entre outros a partir de fotografias aéreas em escala de 1:25.000;
- Estruturar uma base cartográfica georreferenciada com dados integrados;
- Disponibilizar os dados através do uso de um sistema operacional atualizado, como Software TerraWiew, MapInfo e ArcGiz, de fácil consulta e com linguagem acessível aos profissionais de área de geociências e demais áreas.
- Integrar todos os dados obtidos em campo em todas as áreas de extração, afim de entender a dos passivos ambientais no território municipal.
- Calcular e quantificar os passivos deixados pelo polo oleiro-ceramico.
- Buscar medidas e metodologias para a cobrança de tais passivos.
- Implementar medidas mitigadoras para recuperação e ou atividade para reutilização desses passivos.

## **METODOLOGIA**

O trabalho foi desenvolvido e dividido em três fases e/ou etapas, que foram fase pré-campo, fase de campo e dados pós-campo:

### **Fase e/ou etapa I**

A etapa I caracterizou-se por: Levantamento, Pesquisas e sínteses bibliográficas referentes à área de estudo; Discussões e exposição de metodologia das utilizadas para realização do trabalho; compreensão dos conceitos básicos e problemática da extração sem controle ambiental;

Interpretação de bases cartográficas, de fotografias aéreas verticais, na escala de 1:25.000 e de outros produtos de sensoriamento remoto; Elaboração de uma base cartográfica, subdividida sub-áreas, feita a partir dos produtos obtidos com a interpretação das bases descritas anteriormente na escala de 1:25.000; Elaboração de um trabalho preliminar.

### **Fase e/ou etapa II**

A etapa II estabeleceu-se no período de 15 de Janeiro de 2015 até 15 de Maio de 2015, realizando atividades como: Caminhamentos realizados por equipe nas áreas de maior evidencia de extração mineral;

Identificação de áreas e descrição das cavas delimitando comprimento, profundidade e distancia de Área de Proteção Permanente - APP; acompanhamento em algumas áreas de extração; confecção de perfis pedológicos e Litológicos; Trabalhos de escritório (relatórios e pareceres).

### **Fase e/ou etapa III**

Na última etapa foram realizados os seguintes trabalhos: Correção do mapa base; Tratamento de informações de informações diversas (cartográficas e pedológicas); Elaboração do relatório técnico; confecção de carta temática; confecção de mapa identificando as áreas com passivos ambientais; quantificação e metodologia para cobranças de tal passivo e apresentação final.

## **RESULTADOS**

Os principais resultados obtidos foram, a confecção de uma carta temática as principais áreas que contenham os passivos oriundos da extração de argila. Com a finalidade de identificar e apontar quais as áreas são mais propicias e que possuem melhores condições para revitalização e reutilização da mesma, para instalação de uma nova atividade para área de extração de mineral.

Outro fator importante foi a aquisição de dados, para montar um catálogo de informações e entendimento da evolução dos passivos ambientais analisando a sua relação de tempo versus crescimento.

Com base nas visitas repassou-se a maneira correta de extração para os empresários para que assim possam extrair a argila de forma que os impactos ambientais sejam mínimos e colocando em pratica a legislação pertinente municipal, estadual e federal.

Quantificou também o montante “deixado” pelas atividades de extração de argila, mensurando a evolução dos passivos, cubando a quantidade retirada.

## **CONCLUSÃO**

Conclui-se que o trabalho desenvolvido foi de relevante eficácia, pois apresentou novos conhecimentos a nível municipal de estadual para desenvolvimento das atividades de extração mineral, assim como desenvolver a criação de um banco de dados com catalogação de empresas, áreas de extração, áreas requeridas etc.

Com base nesse trabalho o município de São Miguel do Guamá, já pode estabelecer uma melhor orientação para o uso e ordenamento de atividades de impacto

local, mitigando com isso as medidas de exploração de tais áreas diminuindo com isso o grau de degradação que tais atividades exercem no município.

## **REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS**

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR-6023: informação e documentação – referências – elaboração**. Rio de Janeiro, 2000. 22 p.

FERREIRA, Aracéli Cristina de Souza. **Contabilidade Ambiental - Uma Informação para o Desenvolvimento Sustentável**, 2. Ed. São Paulo: Atlas, 2007.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Censo Demográfico**. 2010.

IBRACON – Instituto Brasileiro de Contadores. **Princípios Contábeis: Normas e Procedimentos de Auditoria**. 2ª ed. São Paulo: Atlas, 1994.

# **IMPACTOS NA PAISAGEM DA PROVÍNCIA ESPELEOLÓGICA ALTAMIRA-ITAITUBA (PA) DIANTE DA IMPLANTAÇÃO DA UHE BELO MONTE**

*Luciana Martins Freire<sup>1</sup>; Roberto Vizeu Lima Pinheiro; César Ulisses Vieira Veríssimo<sup>3</sup>; Edson Vicente da Silva<sup>4</sup>; Joselito Santiago de Lima<sup>5</sup>*

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará - UFPA, Altamira – PA

<sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente – PRODEMA, UFC

<sup>3</sup>Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém – PA

<sup>4</sup>Universidade Federal do Ceará - UFC, Fortaleza – CE

<sup>5</sup>Universidade Federal do Ceará – UFC, Fortaleza – CE

## **INTRODUÇÃO**

A configuração geoambiental da Região Amazônica apresenta como resultado uma paisagem florestada extremamente expressiva, em se tratando do contexto ambiental mundial. Sua posição geográfica estabelece um balanço energético dinâmico, na qual os altos índices de radiação solar e a pluviosidade regular quase permanente realizam a construção de uma vegetação rica. A região reúne rios de grande extensão que concentram expressiva biodiversidade aquática. Somam-se, ainda, paisagens de exceção inseridas no contexto geológico da bacia sedimentar do Amazonas, as quais apresentam cavernas composta por rochas susceptíveis aos processos cársticos.

Sabe-se, porém, que a região amazônica apresenta intensos problemas ambientais referentes às formas inadequadas de uso e ocupação do seu território. No Estado do Pará, além dos desmatamentos referentes à retirada de madeira e produção pecuária, ocorre o processo de instalação de empreendimentos hidrelétricos, como o Aproveitamento Hidrelétrico (AHE) de Belo Monte, na Bacia Hidrográfica do rio Xingu, mais especificamente em seu baixo curso. Nesse contexto, está inserido nesse ambiente uma das maiores províncias espeleológica areníticas do Brasil, localizada na bacia sedimentar do Amazonas, que cobre áreas de influência direta e diretamente afetada do AHE Belo Monte. De acordo com o Estudo de Impacto Ambiental (EIA) há riscos de inundação, os quais podem impedir que se conheça uma riqueza bioespeleológica, geológica, paleontológica e arqueológica nessas áreas. A pesquisa apresenta uma amostra do grau de influência do empreendimento, o qual vai gerar impactos ambientais ainda não muito bem definidos.

## **METODOLOGIA**

A pesquisa realizou uma análise do estado atual de conservação dos recursos naturais, bem como um levantamento das formas de uso e ocupação da terra, por meio da análise geossistêmica da paisagem (BERTRAND, 1972; SOTCHAVA, 1978, 1977). As informações referentes ao setor atingido pela implantação do AHE Belo Monte são adquiridas com base na análise de material bibliográfico e cartográfico produzido por instituições oficiais, tais como Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis – IBAMA, Instituto Chico Mendes – ICMBio, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, Projeto RADAM Brasil – Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM e documentos exigido para a implantação do Aproveitamento Hidrelétrico (AHE) de Belo Monte (BRASIL/MME, 2009; ELETRONORTE, 2009). Sobre a Província Espeleológica Altamira-Itaituba, buscou-se dados no Centro Nacional de Estudo, Proteção e Manejo de Cavernas / Instituto Chico Mendes (CECAV/ICMBio); na Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE); e no arquivo técnico-científico do Grupo Espeleológico Paraense – GEP, tais como artigos científicos produzidos (PINHEIRO, MOREIRA e MAURITY, 2001).

## **RESULTADOS**

A Província Espeleológica Altamira-Itaituba define-se pelo conjunto de cavernas desenvolvidas ao sul da Bacia Sedimentar Amazônica em contato com o Embasamento Pré-Cambriano do Complexo Cristalino do Xingu, localizadas nas proximidades do rio Xingu e da rodovia transamazônica (BR-230). A estrutura geológica das cavernas apresenta-se composta especialmente por arenitos da Formação Maecuru, pertencente ao Grupo Urupadi sobreposta ao Grupo Trombetas (VASQUES & ROSA-COSTA, 2008). As cavidades são resultantes do processo de formação iniciada no Quaternário, diante das variações climáticas estabelecidas nesse período, caracterizadas pela baixa taxa de dissolução intempérica. Após a desagregação e remoção dos grãos de areia, formam-se feições erosivas designadas como *pipping*, associadas à percolação de água infiltrada pelos sistemas fratura, gerando assim a formação de cavidades (ELETRONORTE, 2009; FABRI e AUGUSTIN, 2013).

A área que compreende o estudo apresenta três fases de ocupação ocorrentes durante o século XX. A primeira fase foi gerada pelo ciclo da borracha na Região Amazônica. A segunda fase se dá a partir da década de 1970, com a consolidação da BR-230, mais conhecida como Rodovia Transamazônica, e com a implantação da Política de Colonização da Amazônia, uma iniciativa do Governo Federal em busca da consolidação da ocupação territorial dos chamados “vazios demográficos” da Região Norte. A terceira fase trata da tendência atual na ocupação do território, reflexo do aumento demográfico a partir da instalação da Usina Hidroelétrica de Belo Monte, que previa um acréscimo de mais de 90 mil habitantes em toda a área afetada pelo projeto, tendo como principal município atingido, Altamira (ELETRONORTE, 2009). A figura 01 mostra uma representação da Sub bacia do Baixo rio Xingu, bem como a localização da Usina Hidroelétrica, a qual está diretamente relacionada com a localização de algumas cavidades naturais subterrâneas da Província Espeleológica Altamira-Itaituba.

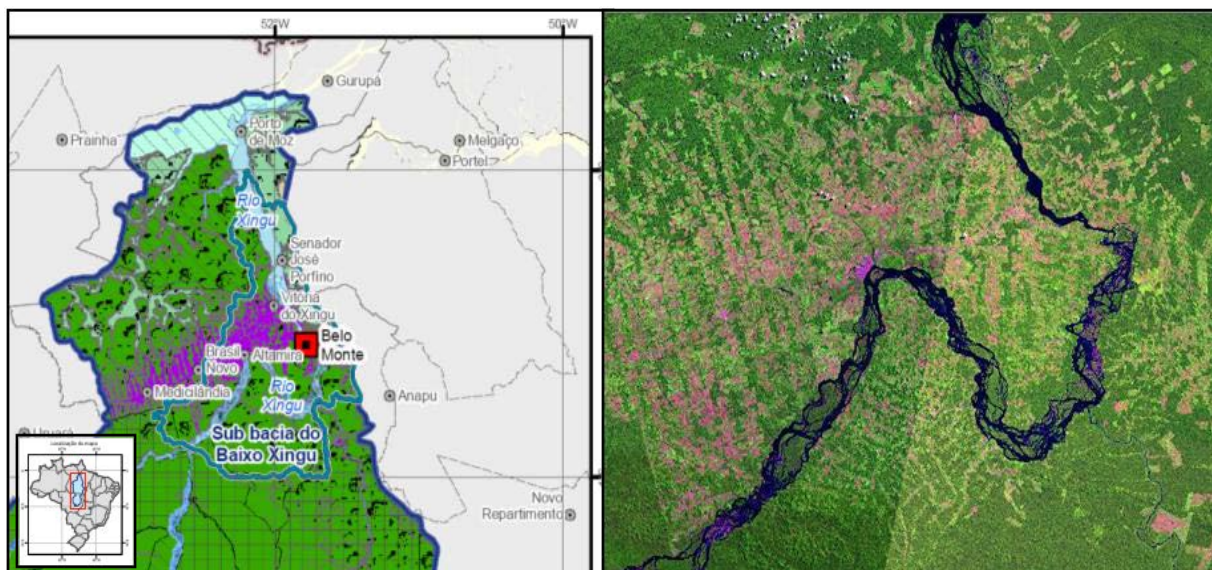


Figura 01: À esquerda, representação da Sub- bacia do Baixo Xingu e localização da Usina Hidroelétrica de Belo Monte (BRASIL/MME, 2009) e, à direita, imagem LandSat 2011 da área (AMZ/INPE).

É sabido que os impactos em bacias hidrográficas, por se tratarem de sistemas complexos, ocasionam problemas relativos tanto à sua configuração físico-geográfica bem como também nos modos de vida e organização da população atingida. No caso do rio Xingu, as implicações ambientais oriundas pela construção do AHE de Belo Monte apresentam-se pelo conjunto de barragem, reservatório, tomada d’água e casa de força. O principal problema apontado está relacionado com o represamento e desvio de parte das águas do rio Xingu.

Assim, o impacto maior se evidenciará pela mudança no nível das águas, seja pela elevação a montante da barragem, seja pelo rebaixamento a jusante do canal para o desvio das águas. Isso implicará diretamente na dinâmica do relevo fluvial, em que o aporte de sedimentos será modificado. Os sistemas cársticos estão na área de influência da usina, e o próprio estudo de impactos ambiental (EIA) de Belo Monte aponta que as cavernas a distâncias menores que 250m do limite do reservatório encontram-se sujeitas à inundação após o enchimento do reservatório, além de estarem a cotas altimétricas abaixo do reservatório (Fig.2). A barragem formaria um reservatório com área total do espelho d'água de 440 km<sup>2</sup>, sendo o nível máximo normal de operação na cota 97 m.

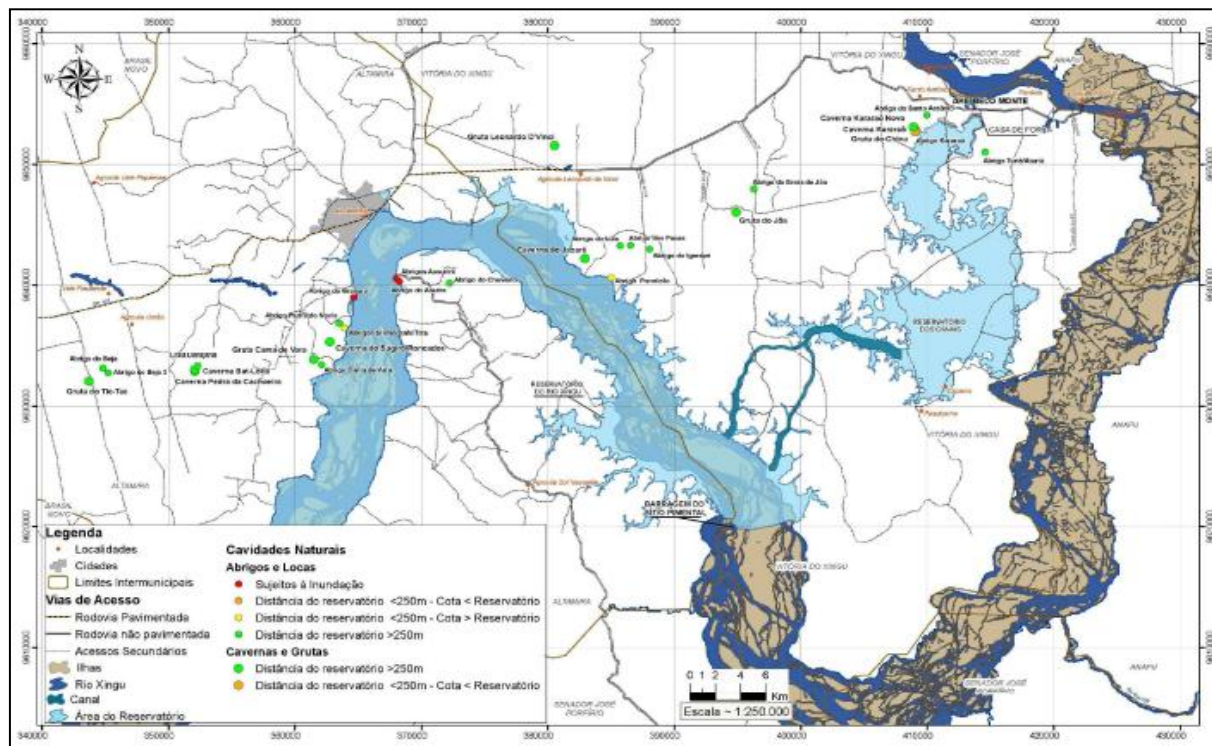


Figura 02 - Localização das cavernas/grutas e abrigos/locas em relação ao reservatório. Fonte: Eletronorte, 2009)

Somam-se três cavidades (Abrigos Assurini, do Abutre e da Gravura) que estão sujeitas a inundação e outras três (Caverna Kararaô, no Abrigo Kararaô e na Gruta da China) que o relatório não confirma se também estão em risco, uma vez que estão dentro da área de 250m de distância e cotas inferiores ao do reservatório. Existem ainda na lista duas cavidades (Abrigo Paratizão e Abrigo Sismógrafo/Tatu) localizadas dentro da área de influência (250m), mas acima da cota de operação. As demais cavidades da província não sofrerão influência.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

De acordo com o EIA-RIMA, as cavidades Abrigos Assurini, do Abutre e da Gravura serão submersas, uma vez que estão localizadas às margens do rio Xingu, onde parte de sua dinâmica e formação está relacionada à erosão hídrica, além de que é registrado inundação no período de cheia. Na Caverna Kararaô, no Abrigo Kararaô e na Gruta da China o estudo não esclarece submersão, porém estão em cotas abaixo de 97m, onde o risco é evidente. Tal fato implicará diretamente nos sistemas cársticos, que ficarão constantemente submersos na qual sua dinâmica será estacionada e afetará elementos do patrimônio espeleológico.

A possibilidade de fuga d'água do reservatório dos canais pelas cavidades naturais é outro fato considerado de extrema importância, o qual se configura um impacto de alta relevância, uma vez que envolve a operação do empreendimento e da região circunvizinha.



Sabe-se que os reservatórios devem ser necessariamente estanques e sem apresentar fugas de água significativas. Assim, o EIA propõe algumas alternativas, tais como “tapetes de argila e outros dispositivos de impermeabilização comumente empregados em soluções para condicionantes de percolação através de fundação de barragens, além de diques com fundação em solos de alteração de rochas cristalinas/rochas sedimentares do Complexo Xingu e/ou da Formação Trombetas” (ELETRONORTE, 2009). O levantamento deste estudo vê esta ação com uma maneira de conservar as cavidades, diante de monitoramento constante para que não haja o acréscimo e/ou enchimento das cavidades por água.

A biospeleologia local será diretamente impactada, ao passo que no momento da submersão das cavidades haverá extinção de espécies estritamente cavernícolas (troglófilos e troglóbios) e/ou implicará na migração de espécies troglóxenas para outras cavidades ou ambientes impróprios a sobrevivência.

A obra encontra-se em andamento, porém com atraso na sua conclusão. A previsão até o fechamento deste artigo é que em março do ano de 2016 inicie parcialmente suas atividades. Até lá, os estudos desta pesquisa estarão confirmando ou não impactos além dos já constatados. Diante do exposto, o artigo vem demonstrar como uma obra da magnitude como o AHE Belo Monte pode interferir de maneira principalmente negativa no que diz respeito aos impactos ambientais dos sistemas cársticos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bertrand, G. **Paisagem e Geografia Física Global – esboço metodológico**. Caderno de Ciências da Terra. São Paulo, SP: Instituto de Geografia – USP, 1972. 27p.

BRASIL. MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA (MME). **AAI – Avaliação Ambiental Integrada Aproveitamentos Hidrelétricos da Bacia Hidrográfica do Rio Xingu**. Volumes I e II. São Paulo: Eletrobrás, 2009.

ELETRONORTE. **Aproveitamento Hidrelétrico Belo Monte: Estudo de Impacto Ambiental**. Brasília: Centrais Elétricas do Norte do Brasil (ELETRONORTE), 2009. 117p.

FABRI, F. P.; AUGUSTIN, C. H. R. R. **Fatores e processos envolvidos no desenvolvimento de formas cársticas em rochas siliciclásticas em Minas Gerais, Brasil**. Revista Geografias. Vol. 9, nº 1, UFMG: Belo Horizonte, 2013. p. 86-96.

PINHEIRO, R.V.L.; MAURITY, C.W. **As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás Brasil**. Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe. 1, Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte: SBE, p.179-186, 1988.

SOTCHAVA, V. B. **Por uma teoria de classificação de geossistemas da vida terrestre**. São Paulo: Instituto de Geografia USP, 1978. 23p.

**O estudo de geossistemas**. São Paulo: Instituto de Geografia USP, 1977. 51p.

VASQUES, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (Orgs.). **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, Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008. 328p.

# LICENCIAMENTO E ANÁLISE AMBIENTAL DA PRODUÇÃO CERÂMICA NO MUNICÍPIO DE ULIANÓPOLIS – PA

*Evandro de Oliveira Brito<sup>1</sup>, Jeezequiele Alves Moura, Suelen Carvalho de Oliveira,  
Felipe Bibiano Carvalho de Carvalho, Lucas Cauã Borges Brito, Aureliano da Silva  
Guedes.*

Universidade Federal do Pará – UFPA, Instituto de Geociências, Programa de Pós-  
graduação em Recursos Hídricos - PPRH.

## INTRODUÇÃO

Recursos naturais estão no meio ambiente físico ou biológico, como por exemplo, no solo, nos vegetais, nos animais, nos minerais; aqueles que de alguma forma podem interessar para serem transformados em um produto ou serviço (FERREIRA & KELLER, 2009). O presente trabalho foi desenvolvido na Mesorregião do Sudeste do Pará, Microrregião de Paragominas, no município de Ulianópolis mais precisamente localizada na BR 010, KM 81, SN, distando aproximadamente 3 km do centro da cidade. A região estudada situa-se na porção noroeste da Bacia do Grajaú anteriormente considerada como pertencente à porção norte da Bacia do Parnaíba compostas pelas Formações Itapecurú do Cretáceo e Ipixuna do Cretáceo Superior Terciário Inferior (Rossetti & Truckenbrodt 1999, Santos Jr. & Rossetti 2002); logo a sul Plataforma Bragantina.

Segundo os estudos arqueológicos, no Brasil, especificamente na região amazônica, relataram a presença de cerâmicas simples com idade superior a 5.000 anos. Um tipo de cerâmica mais elaborada foi encontrado na Ilha de Marajó, a cerâmica do tipo marajoara (ABC, 2015). O que proporcionou a instalações de inúmeras cerâmica de produção na região, a atividade de extração, ou mineração da argila, é altamente impactante e com grande potencial de degradação, sendo assim, faz-se necessário seguir rigorosamente a legislação ambiental específica para esta atividade, a fim de obter licenciamento e autorização (FORT, C. T., VALENTIM, K., ALMEIDA R. M., 2010). Segundo a Associação Brasileira de Cerâmica os impactos ambientais podem ser definidos como: “qualquer alteração das propriedades físico-químicas e/ ou biológicas do meio ambiente, devido a qualquer forma de matéria ou energia por atividades humanas” (ABC, 2015). Estes impactos são significativos, causam danos ao meio ambiente e a falta de responsabilidade faz com que a fiscalização se torne pouco frequente, transferindo as consequências à sociedade (IBAMA, 2001).

## OBJETIVO GERAL

Apresentar e analisar os impactos e visão ambiental referente à extração e beneficiamento de argila da única cerâmica (vermelha) presente no município de Ulianópolis (PA).

## INDUÇÃO DA PESQUISA

A região do município de Ulianópolis, mesorregião de Paragominas (mesorregião do sudeste paraense) é considerado pela Secretaria Estadual de Meio Ambiente e Sustentabilidade – SEMAS/PA como um grande polo madeireiro, diante de um histórico bem evasivo de crimes ambientais na região, este trabalho vem esclarecer a situação de produção limpa mediante análise do licenciamento ambiental presente da empresa.

## **IMPACTOS AMBIENTAIS**

Os impactos ambientais, sua avaliação, têm por finalidade identificar o efeito da implantação da atividade de lavra sobre o meio ambiente, no que tange a sua implantação, operação e desativação, bem como indicar medidas para prevenir, minimizar ou maximizar os impactos ambientais existentes. As análises que serão apresentadas tomarão por base, práticas de lavra de mina à céu aberto, no que diz respeito a extração, e, quando necessário armazenagem do minério junto a praça de lavra.

## **FASES CERÂMICAS**

MINA => TRANSPORTE PRÓPRIO => ESTOQUE – CERÂMICA => ÁGUA E CAIXÃO ALIMENTADOR => DESAGREGADOR => ÁGUA E LAMINADOR PRIMÁRIO => MISTURADOR => LAMINADOR SECUNDÁRIO => BOMBA DE VÁCUO => MAROMBA => CORTE => PEÇAS (CARREGAMENTO MANUAL) => PERDAS DO PROCESSO DE FABRICAÇÃO => TRANSPORTE => SECAGEM NATURAL => TRANSPORTE => FONTE DE CALOR (RESÍDUO SERRARIA) => FORNO DE QUEIMA => ESTOQUE = VENDA.

## **METODOLOGIA**

Foi analisada a fabricação do início ao fim entre os diferentes métodos de produção e verificaram-se as etapas de extração, moldagem, secagem e queima em todas as localidades. Os maquinários utilizados são do tipo manual, semi-manual (maior abundância) e industrial.

A verificação da situação ambiental levou em consideração o cuidado ambiental, os principais problemas, o abastecimento d'água, ponto de extração, existência de licenciamento ambiental, matérias-primas utilizadas, destinação dos resíduos gerados e se desenvolvem alguma prática de gestão ambiental na produção.

Em Ulianópolis a argila é utilizada para fabricação de tijolos, telhas, onde o predomínio é a produção dos materiais de construção civil tendo em vista atender o mercado interno do município e também externo como cidades próximas que são Paragominas, Dom Eliseu e Itinga do Maranhão .

## **PERSPECTIVAS DESTA TRABALHO E CONCLUSÃO.**

No município de Ulianópolis encontramos apenas uma indústria do gênero, que conhecemos como Cerâmica Ulianópolis, essa abastece o mercado local e região com artefatos cerâmicos. Observa-se a grande saída (venda) da mesma devido a deficiência de indústrias do gênero na região. Em média a produção diária da cerâmica gira por volta de 35.000 tijolos e telhas, considerada uma indústria de médio-grande porte, segundo a Secretaria de Meio Ambiente de Ulianópolis. A extração é feita em local próprio, com isso, além de possuir uma Licença de Fabricação, também detém uma Licença de Extração de Minérios. Quanto aos impactos ambientais, podemos destacar: a mudança de paisagem devido à extração de minérios, desgaste ou esgotamento do solo, deficiência de vegetação nativa devido a grande retirada, emissão gás carbônico e outros gases devido a queima da lenha comprada de indústrias madeireiras da região. Quanto os resíduos sólidos produzidos por esse tipo de atividade no local o barro mole e colocado para amolecer novamente e reutilizado na produção. O tijolo seco pouco danificado e comercializado a um preço mais baixo como produto de segunda. Os que estão totalmente danificados são reutilizados para a aterro de estradas pela própria olaria ou/e comercializado. A empresa possui todos os requisitos do licenciamento ambiental para atuação, enviando anualmente o RAS, RIAA e outros

relatórios de controle ambiental exigidos pela SEMA e SEMMA. Apesar destes impactos de grande importância algumas medidas a favor do meio ambiente estão sendo tomadas como o reflorestamento para reconstrução da mata ciliar e para fins de manejo podendo ser utilizados como matéria-prima para a produção de materiais de construção civil. Futuramente será importante a realização de um estudo de perspectiva de vida útil da reserva de extração de argila, renovação da área de extração e métodos de produção mais eficientes em relação ao meio ambiente e disseminar de forma ampla as ações, técnicas e benefícios ambientais para serem desenvolvidos na região.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Associação Brasileira de Cerâmica (ABC). Disponível em: <<http://www.abceram.org.br>> Acesso em: 13/07/2015.

Fort, C. T., Valentim, K., Almeida R. M., **Proposta de Mitigação De Impactos Ambientais para Licenciamento de Pátio de Secagem de Cerâmica, Curso de Tecnologia em Gestão Ambiental da Universidade Anhembi Morumbi, São Paulo, 2010.**

GENTIL, L. V. B. **Tecnologia e economia de briquete de Madeira.** Tese de doutorado. Pós-graduação em Ciências Florestais, EFL/FT/UnB, (Universidade Nacional de Brasília), 2008.

Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA)- **Manual de Normas e Procedimentos para Licenciamento Ambiental no Setor de Extração Mineral, 2001.**

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change): **IPCC Special Report on Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation, 2011.**

Rossetti D. F. & Truckenbrodt W. **Nomenclatura estratigráfica de depósitos cretáceos expostos na bacia de São Luiz (MA), 1999.**

Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W.,. **O cretáceo da bacia de São Luis – Grajaú, 2001.**

Santos Jr. A. E. & Rossetti D. F. – **Influência estuarina na formação Ipixuna, porção média do rio capim, sub-bacia de Cameté, 2002.**

Secretaria Estadual de Meio Ambiente e Sustentabilidade – SEMAS/PA, 2015.

# ANALISE PRELIMINAR DA DEGRADAÇÃO AMBIENTAL NA CIDADE DE BOA VISTA – RORAIMA, POR MEIO DE SENSORIAMENTO REMOTO

Ana Paula Gauger<sup>1</sup>, Lorena Malta Feitoza<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal de Roraima

## INTRODUÇÃO

A degradação ambiental é um dos maiores problemas de interesse no mundo. O uso do sensoriamento remoto tem sido aplicado para identificar e caracterizar áreas degradadas, além de monitorar as tendências das degradações (Feng *et al.* 2005). Sensoriamento remoto é a ciência e arte de obter informações sobre um objeto, área ou fenômeno através da análise de dados adquiridos por um instrumento, que não entra em contato direto com o objeto, área ou fenômeno em investigação (Lillesand e Keifir, 1979 e 1995). Essa definição caracteriza melhor o conceito científico do sensoriamento remoto, ela fala de ciência, de obtenção de informações e de análise de dados.

No Brasil, alguns dos principais problemas ambientais têm origem no processo de urbanização extremamente acelerado e desordenado. Com o rápido crescimento das cidades os problemas ambientais são cada vez mais frequentes e refletem negativamente na qualidade de vida de grande parte da população.

No Estado de Roraima a problemática ambiental se dá pelas práticas agrícolas. Porém, dentre muitos fatores que tem contribuído para a degradação ambiental em Roraima, ressalta-se a expansão desordenada da capital Boa Vista (Figura 1). Cresce o número de ocupações nos espaços impróprios para a construção de moradia, acelerando a degradação ambiental, tornando novas áreas vulneráveis a diversos riscos, além das restrições naturais à ocupação residencial já presente nas áreas de fragilidade ambiental. Programas habitacionais de interesse social são implantados e vem apresentando inconsistência principalmente quanto ao atendimento das reais necessidades da população e a recuperação das áreas degradadas (Nistal *et al.* 2012).

Diante de tal contexto, o estudo baseia-se em atividades atribuídas ao meio físico, identificando e avaliando impactos gradativos das condições ambientais. De forma complementar, a aplicação da técnica de sensoriamento remoto é eficaz e de suma importância para a identificação de focos de degradação indicando a dimensão real do impacto ambiental na cidade de Boa Vista, Roraima.

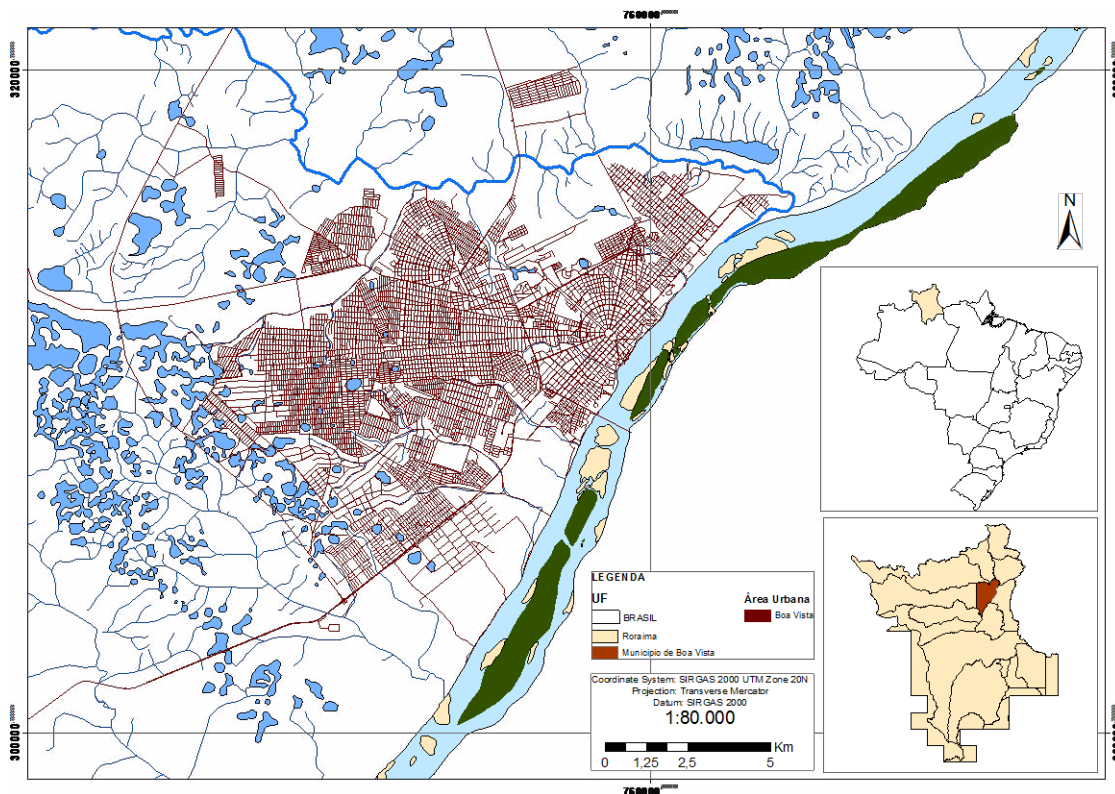


Figura 1: Mapa de Localização da Área de estudo. Fonte: Ana Paula Gauger

## METODOLOGIA

A análise preliminar das áreas degradadas, foi inicialmente realizada com o auxílio da imagem do satélite LandSat 8 sensor OLI de 06-06-2014 com a cena 232/058. As imagens deste satélite encontram-se disponíveis no site da USGS (Serviços Geológicos dos Estados Unidos), georreferenciadas e com as correções necessárias. A composição das bandas realizou-se com o *software* ENVI 4.5, seguindo um padrão recomendado para o processamento sendo R-4, G-3 e B-2. Esta composição gera um produto com uma resolução espacial de 30m, para melhorar os aspectos visuais e texturais da imagem foi necessário realizar a fusão da imagem RGB com a banda 8 Pancromática com resolução de 15m, o produto da fusão gera uma imagem RGB com resolução espacial de 15m.

A partir da imagem de satélite foi possível obter mapas temáticos (localização, pontos e rede de drenagem), por meio do *software* ArcGiz 10.2. Foi necessário utilizar imagens sequenciais do programa Google Earth Pro de diversos anos para representar uma evolução da degradação ambiental. Além disso, algumas fotografias aéreas antigas da cidade de Boa Vista também foram utilizadas.

## RESULTADOS PRELIMINARES

Análises preliminares realizadas por meio das imagens LandSat 8, Google Earth Pro e fotografias aéreas antigas mostram os avanços significativos da malha urbana. A Figura 2 apresenta três momentos registrados, representados por duas fotografias aéreas e uma imagem de satélite, verificar-se o desenvolvimento da malha urbana, onde a imagem (a) da década de 40, destaca o início do traçado moderno em forma radial da malha urbana de Boa Vista, sendo possível visualizar uma extensa área ao redor da cidade predominada por lagos, a imagem (b) da década de 70, revela o início de uma direção preferencial para noroeste da parte central da cidade e a imagem (c) representa a malha urbana recente, onde, é possível identificar que o

desenvolvimento da Boa Vista ocorreu em direção aos lagos. Este crescimento fez com que a maioria dos lagos desaparecesse e por consequência a nascente de alguns igarapés que existiam na região.



Figura 2: Evolução do crescimento acelerado da cidade de Boa Vista - Roraima, (A) Imagem da década de 40, (B) Imagem da década de 70 e (C) Imagem atual 2010. Fonte: Ana Paula Gauger

Foram identificados alguns pontos caracterizados pela exploração de material argiloso e laterítico usado principalmente na construção civil. Nestas áreas as atividades deveriam ser realizadas dentro de padrões legais onde visa uma exploração controlada que não afete o meio ambiente e a população, mas é possível identificar por imagens que áreas onde a exploração cessou a recuperação da cobertura vegetal não foram realizadas. A Figura 3, mostra uma área de exploração de argila onde no período de 2002 a 2015 verifica-se o desenvolvimento da exploração e também o crescimento do bairro circunvizinho.



Figura 3: Imagens do Google Earth de 2002 a 2015 destacando uma área do bairro Cidade Satélite onde ocorre a exploração de argila, utilizada na construção civil. Fonte: Ana Paula Gauger

## CONCLUSÃO

Com o estudo preliminar da degradação ambiental da cidade de Boa Vista-RR, através de técnicas de sensoriamento remoto constatou-se que a expansão da malha urbana adquiriu uma direção preferencial a noroeste da parte central, ocupando áreas impróprias para a construção de moradias. A ocupação realizada de forma desordenada afetou o curso original da rede de drenagem existente na região, as nascentes dos principais igarapés foram aterradas e deram lugar aos bairros. De forma irregular estes bairros avançaram cada vez mais nestas áreas impróprias para ocupação e construção de moradias, degradando o meio ambiente e por consequência causando danos população ocupante da área. Outro foco de degradação ambiental são as áreas de exploração de argila e laterita, onde por imagens não foi possível identificar a recuperação das áreas exploradas.

Conclui-se que, é necessário estudo de campo para caracterizar os tipos de degradação ambiental causados tanto por uma ocupação populacional desordenada, como, a exploração de forma incorreta de argila e laterita ao redor da cidade de Boa Vista-RR, e proximidades das redes de drenagem, buscando medidas mitigadoras que possam corroborar com o estudo.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

FENG J.; WANG T.; QI S.; XIE C. 2005. **Land degradation in the source region of the Yellow River, northeast Qinghai-Xizang Plateau: classification and evaluation.** *Environmental Geology*, **47**:459-466.

LILLESAND, T. M. and KIEFER, R. W. **Remote sensing and image interpretation.** John Wiley and Sons, Inc. New York. 1979/1974/1995.

NISTAL L. C.; COSTA R. G. R.; COHEN S. C. 2012. **Os desafios da construção de tecnologias sociais em habitar e saúde. Estudo de caso: Bairro São Bento – Boa Vista (Roraima – Brasil).** Anais XII Seminário Internacional da Rede Ibero americana de Investidores – RII, Belo Horizonte, Brasil.



# O USO DE ESTERÓIS COMO INDICADOR DE POLUIÇÃO HÍDRICA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO AURÁ (PA)

Maciel Martins da Silva<sup>1</sup>; Jonathan José Oliveira da Silva<sup>1</sup>; Norbert Fenzel<sup>1</sup>; Vânia Eunice Bahia<sup>1</sup>; Gundisalvo Piratoba Morales<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará - UFPA

[hot\\_mar144@hotmail.com](mailto:hot_mar144@hotmail.com)<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

O processo de expansão urbana das grandes metrópoles tem sido no mundo inteiro uma das principais causas da ocupação e degradação de áreas hidrográficas, sendo um dos principais responsáveis pelo aumento de sua poluição. Esse rápido crescimento urbano não é acompanhado pela implementação de obras urbanísticas e sanitárias voltadas à proteção e conservação desses mananciais.

Segundo a pressão urbana na bacia hidrográfica do rio Aurá, localizada na Região Metropolitana de Belém, vem sendo ocasionada pelo surgimento de favelas sem saneamento básico, desmatamento e a ocupação de terra com fins especulativos, acarretando impactos ambientais crescentes e permissivos à saúde da população local. Além disso, o depósito de lixo da Região Metropolitana de Belém, instalado desde 1991, encontra-se localizado as proximidades do rio Aurá, em Santana do Aurá.

A despeito da importância e da magnitude do problema, optou-se utilizar a metodologia do uso de esteróis como indicadores de poluição na bacia do rio Aurá. Esta iniciativa visa obter informações concretas se tal metodologia é útil como indicador ambiental, assim como definir os impactos ambientais presentes na região.

## METODOLOGIA

Foram coletados cinco pontos de amostragem de material de fundo do rio Aurá (figura 01). Os pontos de amostragem foram coletados em lugares estratégicos, levando-se em consideração a proximidade com áreas de influência antrópica, principalmente o lixão do Aurá, a batimetria do local e a característica dos sedimentos (material fino, lamoso).

A metodologia utilizada para as análises de esteróis é a mesma descrita em Kawakami (1999) onde: alíquotas de 25g de sedimentos foram extraídos em soxhlet com 70 ml de etanol (previamente destilado e isento de água), durante 8 horas. Para cada frasco de extração, foram adicionado 0,35 µg de 5α-colestano (padrão Interno-PI). Após a extração, a solução foi concentrada até 5 ml em um rotavapor a vácuo. Uma alíquota de 0,5 ml foi retirada para a análises de matéria orgânica extraível em etanol (M.O.E.).

O extrato restante foi evaporada a cerca de 2 ml, em rotavapor a vácuo, sendo submetido a coluna de adsorção (*clen-up*) em uma coluna contendo 2g de alumina 5% desativada (em peso) com água livre de compostos orgânicos e sulfato de sódio.

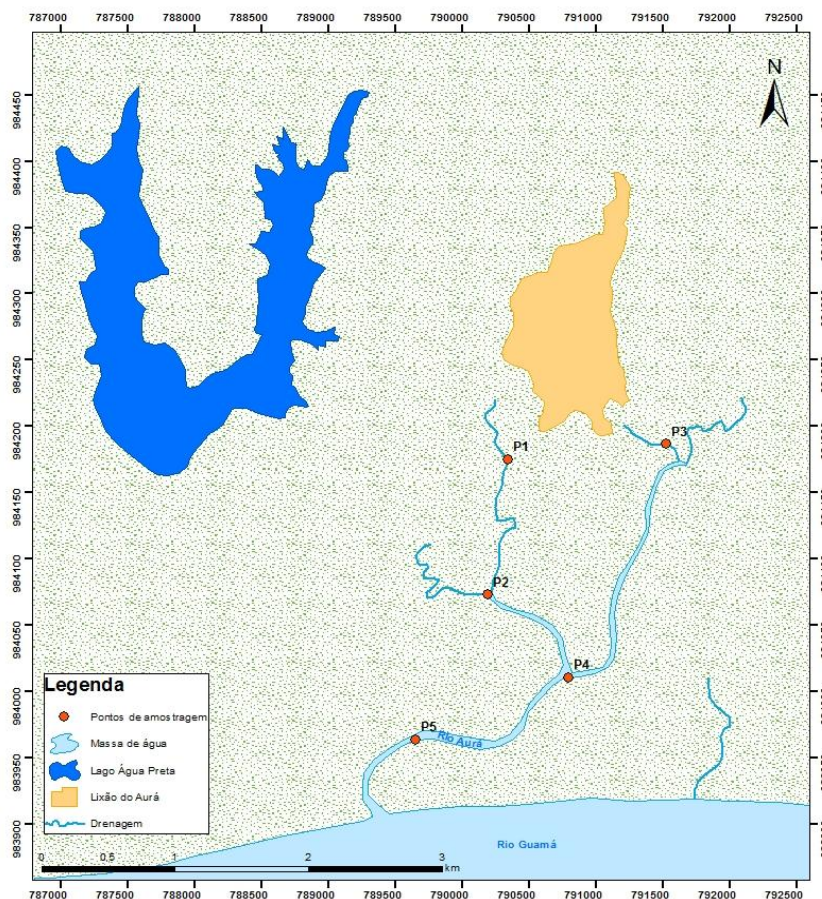


Figura 01. Pontos de coleta de amostras no rio Aurá, ressaltando a proximidade do rio Aurá com o aterro sanitário de Belém e o lago Água Preta, utilizado como fonte de abastecimento de águas de Belém.

Elui-se a coluna com 30 ml de etanol destilado, recolhendo-se uma única fração. O extrato restante foi concentrado a 2 ml, em rotavapor, sendo o volume obtido transferido para frascos afunilados com tampas esmerilhadas onde é evaporado com nitrogênio até a secura. Adicionou-se 40  $\mu$ L N, O-bis (trimetil, siliil, trifluor-acetamida)/trimetil-cloro-siliano (BSTFA/TCMS-99:1) para reação de derivação (Martins, 2001).

## RESULTADOS

Os resultados da concentração individual de esteróis e de esteróis totais nos sedimentos estudados é apresentado na Tabela 1.

**Tabela 1** – Concentração de esteróis individuais e totais, em  $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$  de sedimento seco, para as amostras estudadas.

	Cop	Ecop	Copna	Colna	Col	Cot	Bra	Cam	Est	$\beta$ -sit	OL <sub>Tot</sub>
<b>P1</b>	0,35	0,02	0,15	0,52	0,62	0,79	0,19	0,72	3,26	7,61	6,63
<b>P2</b>	1,57	0,17	0,96	0,73	1,15	1,32	0,20	0,55	0,47	3,05	7,12
<b>P3</b>	67,5	8,10	23,4	4,61	5,69	15,6	7,61	2,12	6,16	4,56	140,8
<b>P4</b>	0,98	0,13	0,53	0,37	0,46	0,83	0,27	0,50	0,61	2,89	4,68
<b>P5</b>	0,37	0,08	0,23	0,23	0,22	0,40	0,09	0,16	0,46	2,19	2,24
<b>Min</b>	0,35	0,02	0,15	0,23	0,22	0,40	0,09	0,16	0,46	2,19	4,43
<b>Max</b>	67,5	8,10	23,4	4,61	5,69	15,6	7,61	2,12	6,16	4,56	145,4

<b>Med</b>	14,1	1,70	5,06	1,29	1,63	3,79	1,67	0,81	2,19	4,06	36,3
------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

**Legenda:** **Cop** - Coprostanol; **Ecop** - Epicoprostanol; **Copna** - Coprostanona; **Colna** - Colestanona; **Col** - Colesterol; **Cot** - Colestanol; **Bra** - Brassicasterol; **Cam** - Campesterol; **Est** - Estigmasterol;  **$\beta$ -Sit** -  $\beta$ -Sitosterol; **OL<sub>tot</sub>** - Esteróis totais; **Min** - Valor mínimo; **Max** - Valor máximo; **Med** - Valor médio.

## CONCLUSÃO

Na análise dos esteróis nos sedimentos de fundo coletados, foi evidenciada uma forte contribuição dos resíduos provenientes do Depósito de Lixo Metropolitano de Belém (“lixão” do Aurá). O esterol 5b-colestan-3b-ol (coprostanol) foi observado em todas as amostras analisadas, porém na amostra P-03 os resultados foram mais pronunciados e coincidem com o ponto de lançamento dos efluentes do “lixão” (chorume).

Essas variações significativas nas amostras analisadas na área de abrangência dos estudos, mostram que a área está sendo atingida pelo deslocamento de poluentes, cujos riscos mais iminentes estão relacionados aos seus recursos hídricos locais, tendo em vista que a sua vulnerabilidade é determinada pela sua proximidade ou afastamento do lugar onde encontram-se as fontes pontuais antropogênicas, além da entrada e saída da maré, entre outros.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

KAWAKAMI, S. K.; MONTONE, R. C. **An Efficient Ethanol-Based Analytical Protocol to Quantify Fecal Steroids in Marine Sediments.** Journal Of The Brazilian Chemical Society, São Paulo, v. 13, n. 2, p. 226-232, feb. 2002.

MARTINS, C. C. **Avaliação da introdução de esteróis fecais e hidrocarbonetos marcadores geoquímicos em sedimentos da Baía do Almirantado, Península Antártica.** 2001. 113 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Química e Geológica) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001

MUDGE, S.M.; LINTERN, D. G. **Comparison of sterol biomarkers for sewage with other measures in Victoria Harbour, B.C., Canada.** Estuarine, Coastal and Shelf Science, Massachusetts, v. 48, n. 1, p. 27-38, jan. 1999.

MUÑOZ, Héctor Raúl. **Interfaces da Gestão de Recursos Hídricos: Desafios da Lei de Águas de 1997.** 2. ed. Brasília: Secretaria de Recursos Hídricos, 2000. 322 p.

# Elaboração de cartas de sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo (cartas SAO) para a Bacia do Pará-Maranhão/ Barreirinhas, com enfoque na carta estratégica PAMA-10 e o estudo do índice de sensibilidade do litoral

Camila Santos Fonseca<sup>1</sup>; Pedro Walfir Martins Souza Filho<sup>1</sup>; João Paulo Lopes Nobre

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará

<sup>1</sup>Faculdade de Geologia

[camila.geopa@gmail.com](mailto:camila.geopa@gmail.com)<sup>1</sup> [walfir@ufpa.br](mailto:walfir@ufpa.br)<sup>1</sup> [joaopnl@yahoo.com](mailto:joaopnl@yahoo.com)<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

O trabalho realizado trata do desenvolvimento da Carta SAO em parceria com o Ministério do Meio Ambiente – MMA e o Conselho nacional científico e tecnológico – Cnpq. A Carta de sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo (Carta SAO) deve funcionar como uma ferramenta de uso tanto nacional como internacional, a fim de mapear os locais mais propensos a derramamentos de óleo e de mobilizar rapidamente, através destas, equipes e métodos apropriados de limpeza para as devidas áreas atingidas.

A Carta SAO realizado na área do Pará e Maranhão é uma análise da zona costeira que engloba as áreas de manguezais sensíveis ao derramamento de óleo, essas áreas são constantemente trafegadas por petroleiros e os acidentes que podem ocorrer seriam desastrosos do ponto de vista ambiental. Na costa nordeste do Pará ocorre intenso fluxo de navios e balsas transportando petróleo e derivados, daí a necessidade de estabelecer estratégias de prevenção e gestão dos impactos ambientais ao derrame de óleo para elaboração de planos de emergência.

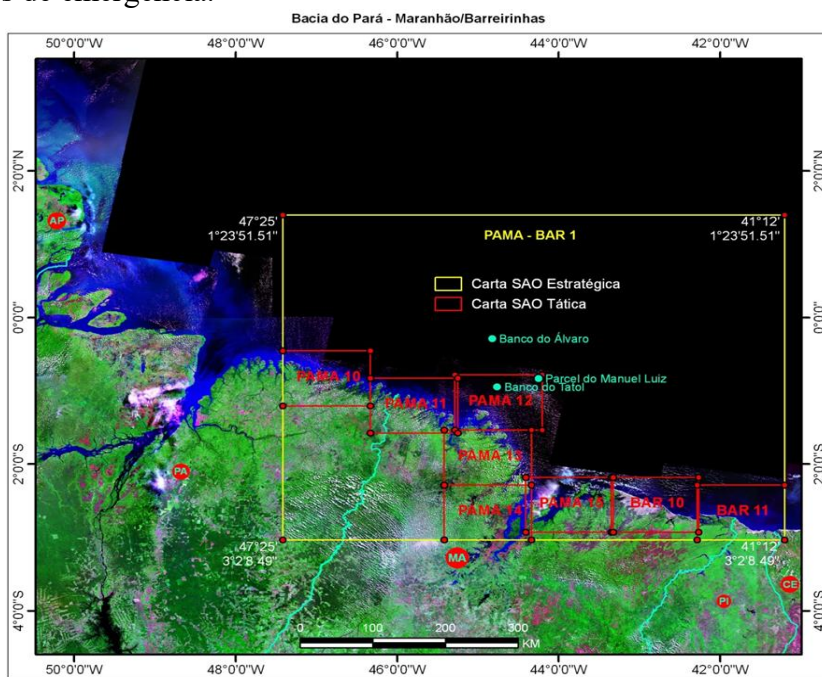


Figura 1: Bacia Pará-Maranhão e Bacia de Barreirinha, com a delimitação das Cartas Estratégica e Táticas. Imagem do satélite Landsat 5 obtido no INPE.

## METODOLOGIA

Com a utilização de conhecimentos de sensoriamento remoto, assim como ferramentas de software a exemplo do SIG (sistema de informações geográficas) do ArcGis10.1, banco de dados do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) e MMA (Ministério do Meio Ambiente) para os dados vetoriais e imagens adquiridas no USGS (United States Geological Survey) através do GloVis (Global Visualization Viewer).

Foi feito o levantamento bibliográfico pretéritos dos dados biológicos de grupos de aves, anfíbios e répteis, mamíferos aquáticos e terrestres, peixes, invertebrados marinhos, algas e plantas aquáticas, recifes, plânctons assim como de socioeconômica, localização de praia, portos, atracadouros, hotéis ou hospedagens, meteorológico, como níveis da maré, ventos, períodos das estações e chuvas e entre outros exigidos pelo MMA para confecção das cartas. Sendo retrabalhadas em base de imagens de satélite Land-Sat 7, junto com dados vetoriais do IBGE e MMA.

Teve como base as norma da base cartográfica fundamental dos documentos cartográficos oficiais brasileiros, ou seja, na parte costeiro-marinha as Cartas Náuticas, publicadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN/MB e na parte terrestre as Cartas Topográficas, publicadas pela Diretoria de Serviço Geográfico do Exército e pela Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, além dos dados de elevação adquiridos na Missão SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission* (Rabus et al., 2003).

## RESULTADOS

A Carta Estratégica PAMA-BAR1 abrange toda a área do trabalho, sendo a maior unidade, nela estão as cartas tácticas que vai da PAMA10 a PAMA15 que cobre o litoral paraense e a BAR10 e BAR11 localizadas no litoral maranhense, todas em escala de 1:150.000. Nas quais foram realizados os layout.

O tratamento da imagem Landsat +ETM, na qual foi feito a espacialização dos dados vetoriais e a classificação de acordo com os procedimentos propostos por Van Zuidam & Verstappen (1991), que leva em conta padrão de textura, cores e arranjos espaciais nas imagens. Determinaram os ambientes deposicionais costeiros, separados em planalto costeiro, planalto estuarino e de maré e planície litorânea.

Os métodos estabelecidos pelo NOAA(2002) foram utilizados com sucesso no mapeamento de sensibilidade ambiental pelo mundo. Entretanto a certas especificações na zona costeira amazônica e tiveram que ser inclusas nessa classificação modificando assim os índices de sensibilidade ambiental, como foi proposto por Souza-Filho et al 2009. Com base nos dados gerados foi possível compor o mapa de sensibilidade ambiental ao óleo (ISA) na área de estudo. No qual foram identificados seis índices de sensibilidade ambiental (figura 2).

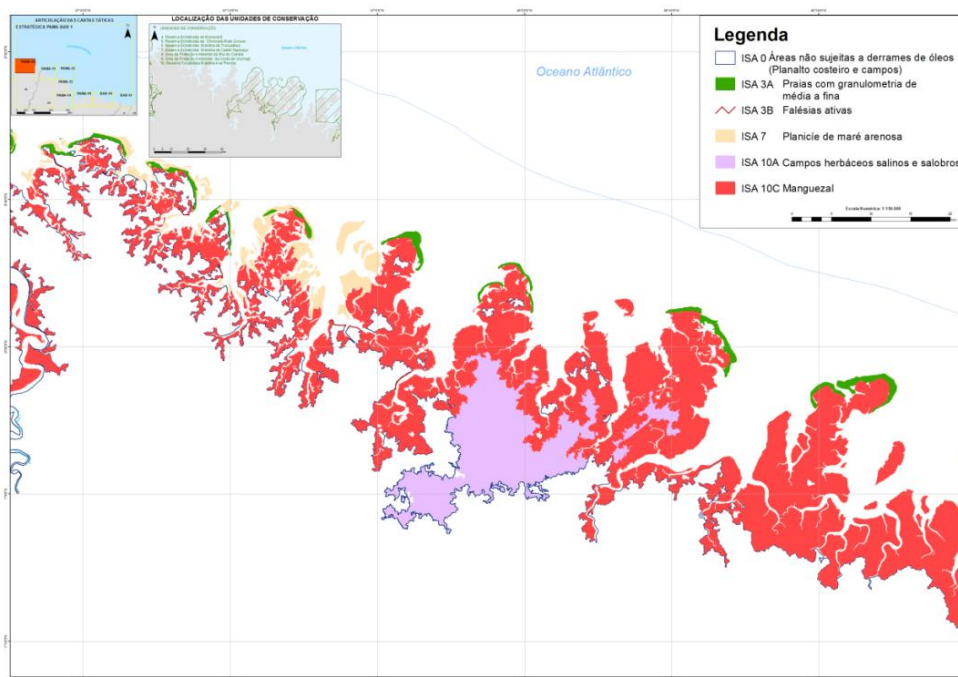


Figura 2: Mapa do índice de sensibilidade ambiental ao derrame de óleo.

## CONCLUSÃO

Os mapas de sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo são utilizados como ferramenta nas seguintes situações dos principais planos de contingência, no planejamento de prioridades de proteção, estratégias de contenção e limpeza/remoção de resíduos e quantificação dos recursos necessários ao combate a derramamentos. Tanto como em operações de combate a derramamentos de óleo, possibilitando a avaliação geral de danos e facilitando a identificação dos locais sensíveis, rotas de acesso, áreas de sacrifício e quantificação/localização de equipamentos de resposta tendo como exemplo a carta tática PAMA-10.

No planejamento ambiental, na avaliação de recursos que possam estar em perigo, podendo ser uma ferramenta de um estudo de impacto ambiental, auxiliando na definição de locais de instalação de empreendimentos para a indústria de petróleo. De modo mais específico, reforça os instrumentos políticos e administrativos de ordenamento territorial.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS

MMA-Ministério do Meio Ambiente.2007. **Especificações e normas técnicas para a elaboração de cartas de sensibilidade ambiental para derramamentos de óleo**

RODRIGUES, P.W.S. e SOUZA-FILHO, P.W.M, 2013. **Índice de sensibilidade ambiental (ISA) a partir do processamento de imagens RapidEye para o litoral paraense (Soure,Curuçá e Bragança)**

SOUZA-FILHO Pedro W.M. 2000. **Avaliação e aplicação de dados de sensores remotos no estudo de ambientes costeiros tropicais úmidos, Bragança, Norte do Brasil.**

SOUZA-FILHO Pedro W.M. and PARADELLA Waldir R. **Use of synthetic aperture radar for recognition of Coastal Geomorphological Features, land-use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, Northern Brazil**

SOUZA-FILHO Pedro W.M. e El-ROBRINI Maâmar 1996. **Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfo-sedimentares da planície costeira bragantina, Nordeste do Pará, Brasil.**

SOUZA-FILHO, P.W.M., Prost, M.T.R.C., Miranda, F.P., Sales, M.E.C., Borges, H.V., Costa, F.R., Almeida, E.F., & Nascimento Junior, W.R. **Environmental sensitivity index (ESI) mapping of oil spill in the amazon coastal zone: the PIATAM Mar project.** Revista Brasileira de Geofísica, 27, 07-22.2009

VAN ZUIDAM e VERSTAPPEN, 1991. **Use of Thematic Mapper imagery with a geographic information system for geomorphologic mapping in a large deltaic lowland environment.**

# ANÁLISE DE RISCO E MUDANÇA DA PAISAGEM NOS MORROS APLAINADOS DE PARAUPEBAS – PA; GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

Agda Dayani Santos de Souza<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará

[agdapaixao25@hotmail.com](mailto:agdapaixao25@hotmail.com)<sup>1</sup>

## INTRODUÇÃO

Localizada no sudeste do estado do Pará, a cidade de Parauapebas possui o segundo maior PIB do estado e é o sexto município mais populoso segundo a estimativa do IBGE para 2014, o que leva a uma expansão territorial desordenada.

A vila que deu origem ao município de Parauapebas foi construída para dar suporte aos trabalhadores das empreiteiras do Programa Grande Carajás e empresas terceirizadas e prestadoras de serviço a antiga Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), atualmente Vale. Inicialmente a vila pertencia ao município de Marabá, localizada a 160 km, sua emancipação se deu em 1988 com a Lei Estadual N° 5.443/88. Hoje a cidade se localiza a margem direita do Rio Parauapebas, na base da Serra dos Carajás.

## OBJETIVO

Este trabalho teve por objetivo determinar as possíveis áreas de risco de movimento de massa e suas possíveis intensidades de risco.

## MATÉRIAS E MÉTODOS

O trabalho foi elaborada através de observações de campo durante os meses de janeiro, maio e dezembro de 2014, para a avaliação das mudanças de paisagem e possíveis áreas de movimento de massa. Os conceitos científicos usados para a classificação dos movimentos de massa foram com base nos determinados por Augusto Filho (1992), onde Rastejos de massa são movimentos lentos (cm/ano), com vários planos de deslocamentos internos; Escorregamentos que são movimentos de velocidade média (m/h) a altas (m/s), com varias superfícies de deslocamento externas; Corridas que se caracterizam por movimentos de velocidade média (m/h) a alta (m/s) com caráter hidrodinâmico com várias superfícies de deslocamento.

## CONTEXTO LOCAL

A cidade de Parauapebas esta localizada dentro do Cratón Amazônico, em um complexo contexto geológico, onde as rochas são ígneas e metamórficas, pertencentes ao Domínio Carajás, que está inserida na Província Carajás.

O Domínio Carajás é constituído pelo Complexo Metamórfico, os *Greenstone Belts*, Granitos de Alto K, Magmatismos Máficos e Ultramáficos, Coberturas Sedimentares e Magmatismos Félsicos Intracontinentais.

Durante os trabalhos de campo foram encontradas rochas associadas ao Complexo Xingu que compõe o Complexo Metamórfico: Igarapé Salobo e Grupo Rio Novo associados aos *Greestones Belts* e Granito Igarapé Gelado inserido nos Granitos de Alto K. Essas rochas sustentam o relevo da cidade, e em sua maioria, estão fortemente intemperizadas, em alguns lugares o manto intempérico chega a corresponder a alguns metros, o que impossibilita ver o contanto rocha/solo.

## RESULTADOS

Na determinação das áreas de risco foram levados em consideração as características geomorfológicas que são resultado da interação dos fatores tectônicos e das ações do clima e

do intemperismo sobre as rochas que compõem uma área além do tipo ou ausência de vegetação nas áreas estudadas.

Para uma melhor compreensão das áreas de risco no núcleo urbano, a cidade de Parauapebas foi dividida em setores, onde o Setor I corresponde ao bairro Jardim Canadá e a área que engloba a sede da Prefeitura Municipal; o Setor II é composto pelo bairro Liberdade II; o Setor III constituído pelo bairro São Lucas e por fim o Setor IV que engloba o Morro Céu Azul e parte do bairro Betânia.

No Setor I é possível observar características de dois tipos de movimentos de massa que são descritos de acordo com a classificação de Augusto Filho (1992) o Rastejo e as Corridas. O Rastejo é observado na vegetação, pois essa se encontra levemente inclinada e em algumas porções é possível notar tronco de árvores levemente arqueados; as feições de Corridas são o grande acúmulo de material ao longo da Avenida J que são depositados depois do transporte hidrodinâmico ao longo da vertente depois do movimento de massa que ocorre durante as chuvas.

O Setor II possui um manto intemperico bastante espesso, além de possuir um ângulo de vertente íngreme, algumas moradias foram colocadas próximas a taludes, em patamares, algumas das vertentes próximas a essas residências possuem plano vertical a sub-vertical. Outro problema presente neste setor são as ravinas que se desenvolvem nas ruas do bairro. Como forma de resolver as fendas e fissuras provocadas pelo ravinamento os moradores muitas vezes usam pedras e entulho, o que não soluciona o problema de forma definitiva e é transportado pela água durante as chuvas em forma de enxurradas. Em alguns pontos é possível observar vegetação inadequada, como bananeiras e árvores de grande porte muito próximo a borda superior do talude.

O Setor III possui vertente acentuada, dessa forma as moradias foram colocadas em patamares, através do seccionamento da vertente, o que altera a geometria da encosta e a remoção da cobertura vegetal e da camada superficial do solo. A situação mais preocupante neste setor é a instalação de uma caixa d'água para armazenamento e distribuição urbana, a caixa d'água está sendo instalada sobre um morro que teve suas laterais escavadas. Em uma das laterais do morro é possível observar a formação de uma voçoroca, ao redor do morro onde há a instalação da caixa d'água existem várias moradias, algumas bem próximas à vertente

O Setor IV possui vertente muito íngreme, com espesso manto intempérico. As casas estão encaixadas entre o talude e uma superfície de erosão que muitas vezes já se caracteriza como ravinas o que pode agravar ainda mais o risco de movimentos de massa. Algumas vezes, o risco é duplo podendo ocorrer tanto no talude localizado ao lado ou fundo da casa, como no patamar no qual a moradia está situada. Nesse setor também foi possível observar características de Rastejo de massa, muitas árvores estavam inclinadas, algumas delas de grande porte localizadas próximas as residências.

## **DISCUSSÕES**

Com base nas características descritas e nos tipos de movimento de massa classificados de acordo com Augusto Filho (1992) e nas intensidades de risco que cada setor possui foi possível determinar a probabilidade de risco que cada setor possui, essa classificação tem como base, a tabela elaborada pelo Ministério das Cidades de 2007.



O Setor I possui nível de Risco Médio o que pode levar a eventos possíveis, que são aqueles que se podem prever, como escorregamentos e corridas e eventos perigosos que são esses movimentos de massa associados a chuvas torrenciais segundo a classificação de Zuquette 1993. Este setor possui vulnerabilidades Física e Funcional que podem levar a perdas no meio ambiente e de pessoas, danos físicos de elementos vitais como vias de acesso, luz e água.

Os Setor II e III possuem nível de risco Alto, o que pode levar a eventos Prováveis com grandes danos e perdas ao meio ambiente e de pessoas, essas áreas podem sofrer movimentos de massa a qualquer momento, principalmente depois de chuvas intensas e repetidas.

O Setor IV possui risco Muito Alto, o que pode levar a fenômenos prováveis, que podem levar a grandes danos e perdas ao meio ambiente e de pessoas, essas áreas podem sofrer movimentos de massa a qualquer momento e causar grandes danos.

Não foi possível observar o contato entre rocha e solo ao longo das vertentes, mas esse é um fato que deve ser levado em consideração, pois o contato rocha/solo caracteriza uma zona que fraqueza, vindo a ser uma superfície de escorregamento de massa.

Um problema que também deve ser levado em consideração, que como afirmado por Moura (2006), é a exposição do solo durante os períodos de elevada temperatura e baixa precipitação que leva ao ressecamento do solo que sofre processo de contração e expansão formando fendas que canalizam a água durante as chuvas intensas. Estas fendas e fissuras também podem induzir a enxurradas com alto poder erosivo, como citado acima os moradores tentam remediar o desenvolvimento dessas fendas com restos de construção, o que pode levar a problemas mais sérios durante enxurradas e chegar até a desenvolver ou contribuir com movimentos de massa do tipo Corridas.

## **CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES**

Munido dessas informações os quatros setores identificados foram divididos em três níveis de intensidade de movimento de massa, onde foi possível confeccionar um Mapa De Intensidade de Risco (Figura 01) podendo assim, determinar onde as chances de um evento de movimento de massa pode ser maior.

O Setor I que engloba o bairro Jardim Canadá e a área da sede da Prefeitura Municipal possui nível Médio de movimento de massa. O Setor II, que corresponde ao Bairro Liberdade II, possui Nível Alto assim como o Setor III que engloba o Bairro São Lucas. Já o Setor IV, que engloba o Morro Céu Azul e parte do bairro Betânia, possui risco Muito Alto.

Estudos mais detalhados são necessários para acompanhar os processos de modificação da paisagem e das características da vertente que estão sendo ocupadas, muitas vezes de forma desordenada ou sem planejamento.

Estudos relacionados a retirada dos morros e da vegetação e sua influência no microclima da cidade são necessários para o entendimento da dinâmica das correntes de ar que atuam na cidade, pois essas correntes influenciam diretamente no ciclo hidrológico e na temperatura da cidade, o que pode alterar os ciclos pluviométricos, aumentando as chuvas torrenciais e causando risco de novos escorregamentos e áreas de escorregamento.

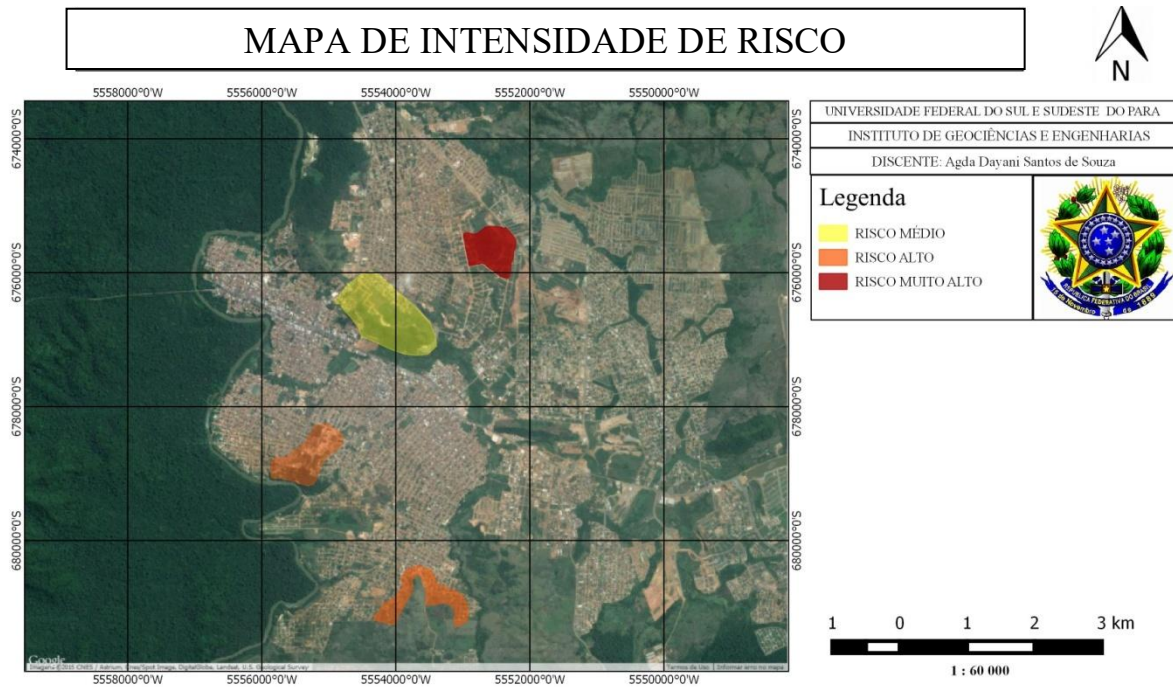


Figura 1: Mapa da Intensidade de Risco dos setores caracterizados no estudo da análise de risco.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AUGUSTO FILHO, O. 1992. **Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas; uma proposta metodológica**. In: Conferencia brasileira sobre Estabilidade de Encostas, 1, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: ABSM/ABGE/PUCRJ, 1992, v.2, p. 721-733.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. 2014. Disponível em <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em 13/12/2014.

MINISTÉRIO DAS CIDADES / INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS – IPT – **Mapeamento de riscos em encostas e margens de rios**. Brasília: Ministério das Cidades; Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, 2007. 176 p.

MOURA, C. A. – **Zoneamento Geoambiental como Subsídio à Análise dos Indicadores Ambientais nas Áreas de Dutos: Caracterização do Clima como Fator Determinante da Instabilidade das Áreas de Implantação de Dutos**. Universidade Estadual de São Paulo; Departamento de Geografia, Rio Claro, São Paulo, 2006.

ZUQUETTE, L. V. **Importância do Mapeamento Geotécnico no Uso e Ocupação do Meio-Físico: Fundamentos e Guia para Elaboração**. Universidade de São Paulo (Departamento de Geotecnia) 1993.

# BIOMASSA COMO ALTERNATIVA PARA UMA INDÚSTRIA CERÂMICA EM ULIANÓPOLIS (PARÁ, BRASIL)

*Evandro de Oliveira Brito<sup>1</sup>, Suelen Carvalho de Oliveira, Jeezequiele Alves Moura, Felipe Bibiano Carvalho de Carvalho, Lucas Cauã Borges Brito, Aureliano da Silva Guedes*  
Universidade Federal do Pará – UFPA, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos - PPRH

## INTRODUÇÃO

Estima-se atualmente que a biomassa represente cerca de 14% de todo o consumo mundial de energia primária. Em alguns países em desenvolvimento, esta parcela pode aumentar para 34%, chegando a 60% na África (IPCC, 2011). O presente trabalho foi desenvolvido na Mesorregião do Sudeste do Pará, Microrregião de Paragominas, no município de Ulianópolis. A região estudada situa-se na porção noroeste da Bacia do Grajaú anteriormente considerada como pertencente à porção norte da Bacia do Parnaíba compostas pelas Formações Itapecurú do Cretáceo e Ipixuna do Cretáceo Superior Terciário Inferior (Rossetti & Truckenbrodt 1999, Santos Jr. & Rossetti 2002); logo a sul Plataforma Bragantina.

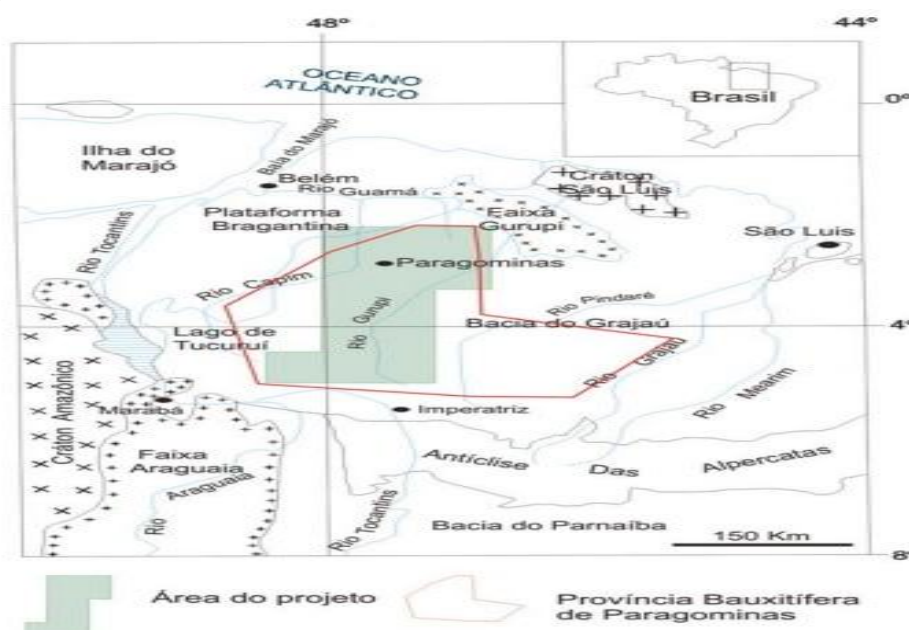


Figura 1: Mapa de localização da Província Bauxitífera de Paragominas, segundo Almeida, 2000.

## INDUÇÃO DA PESQUISA

Diante deste quadro, a implementação e difusão de tecnologias de adensamento lignocelulósico (briquete) em substituição ao uso da lenha nativa visando a redução significativa do desmatamento do bioma caatinga na microrregião do baixo Açu através da exploração de biomassa agrícola para fins energéticos e extrativismo florestal sustentável, surge como uma alternativa concreta para o fornecimento aos consumidores da região de biocombustíveis sólidos para geração de calor em seus processos industriais.

Briquete é uma peça sólida de biomassa comprimida com uma carga média de 6 tf a 8 tf (tensão de 90 a 140 kg/cm<sup>2</sup>), gerando uma temperatura de 170 a 270o C em uma câmara de briquetagem visando a decomposição parcial da lignina, apresentando teor de umidade na base úmida de 5 a 15%, sendo o ótimo 8%, com ou sem aglutinante, com uma densidade entre 1,0 a 1,5 t/m<sup>3</sup>, apresentando peças cilíndricas ou hexagonais entre 70 a 100 mm e comprimento e 10 a 40 cm (GENTIL, 2008). Para a produção econômica de briquetes é

necessário a seleção de biomassas vegetais que comporão os mesmos e que possuam determinadas características que os tornem aptos para a geração de energia térmica. Dessas características, o poder calorífico e algumas propriedades físicas e químicas (composição química elementar e imediata); teor de umidade; poder calorífico superior, inferior e líquido; granulometria; teor de cinzas, etc., tem influência direta sobre a viabilidade do uso do material como combustível.

Segundo Ferreira et al. (2012), a utilização dos resíduos como fonte de energia através de sua densificação, compactação ou aglomeração proporciona uma série de vantagens, quando comparada a sua utilização em estado natural, principalmente no tocante ao armazenamento, manuseio, aumento de densidade e poder calorífico. A taxa de combustão é comparável à do carvão, sendo que a combustão é mais uniforme, com redução da emissão de partículas e maior inflamabilidade. As dimensões dos briquetes uniformes e padronizados garantem um menor custo de transporte e fácil armazenamento. As características do briquete apresentando baixa umidade média, associado a um baixo teor de cinzas (inferior a 2%) e elevado poder calorífico (entre 4.500 e 5.000 quilocalorias por quilograma), faz com que esse biocombustível mostre grande viabilidade técnica para uso principalmente em fornos de queima e caldeiras. De maneira geral, a qualidade dos briquetes geralmente é determinada pelo tipo de material in natura, ligante utilizado e a precisão com que as operações relacionadas à briquetagem são realizadas.

## **MATERIAIS E MÉTODOS**

As amostras para briquetagem foram secas em estufa de circulação forçada a 65o C durante cerca de 8 horas. O volume de cada material, antes de ser briquetado, ficou em torno de 500ml e média de 45g. A briquetadeira utilizada neste estudo foi da marca Lippel®, modelo LB 32, a pressão empregada foi de 95 Bar (9902 kgf) e temperatura de 1200 C. Cada amostra foi submetida a briquetagem por 5 minutos e 3 minutos para resfriamento.

## **CONCLUSÃO**

Os briquetes oriundos das biomassas vegetais como palha de carnaúba, capim elefante e capim vertiver são potenciais para o uso na geração de energia; As biomassas de palha de carnaúba e de capim elefante apresentaram as melhores características gerais referentes aos melhores parâmetros relacionados a fabricação de briquetes entre todos os tratamentos testados. Inclusive, essas biomassas podem ser utilizadas na fabricação de briquetes, tanto de forma individual, como misturadas em blends de diferentes composições, visando a manutenção de fabricação de briquetes ao longo de todo o ano com uma regularidade nas características físico-térmicas dos mesmos.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

FERREIRA, J. C.; FURTADO, T. S.; VALIN, M.; BRAND, M. A. & MUÑIZ, G. I. B. **Potencialidade do uso de resíduos vegetais para a geração de energia através da técnica de briquetagem.** BioMassa & BioEnergia, edição 01, vol. 02., p. 18-25, 2012.

GENTIL, L. V. B. **Tecnologia e economia de briquete de Madeira.** Tese de doutorado. Pós-graduação em Ciências Florestais, EFL/FT/UnB, (Universidade Nacional de Brasília), 2008.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change): IPCC Special Report on Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation, 2011.

Rossetti D. F. & Truckenbrodt W. **Nomenclatura estratigráfica de depósitos cretáceos expostos na bacia de São Luiz (MA)**, 1999.

Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W., **O cretáceo da bacia de São Luis – Grajaú**, 2001.

Santos Jr. A. E. & Rossetti D. F. – **Influência estuarina na formação Ipixuna, porção média do rio capim, sub-bacia de Cametá**, 2002.

# CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL DE CROSTAS LATERÍTICAS PARA FINS DIDÁTICOS

*Rosemary da Silva Nascimento (rsn@ufpa.br)*

*Marcondes Lima da Costa (mlc@ufpa.br)*

*Thamires Beatriz dos Santos Caitano (tamy.beatriz@hotmail.com)*

Universidade Federal do Pará

## INTRODUÇÃO

As rochas e minerais compõem a superfície terrestre e estabelecem condições fundamentais para a sustentação da vida nos diversos ambientes. Dentro desta dinâmica nas regiões paleotropicais e tropicais desenvolveram e ainda pode se desenvolver perfis lateríticos, cujo conhecimento é essencial para o entendimento da evolução geológica que resultaram nas paisagens observadas no presente em regiões como a Amazônia. A lateritização desenvolve perfis estruturados em horizontes típicos como as crostas, o argiloso e/ou argiloso mosqueado e o saprólito, por vezes saprocha, cada horizonte com suas características texturais, estruturais, mineralógicas, químicas e isotópicas e com idades relativas também distintas (Costa 1991). As formações lateríticas também são importantes formadores de depósitos minerais como os bauxíticos, de ferro, fosfáticos, caulíníticos, de manganês, titânio, nióbio, de Elementos Terras Raras (ETR) e de minerais-minérios resistatos como cromita, cassiterita, zircão, cassiterita. (Greig 1977; Dennen & Norton 1977; Avela 1981; Bárdossy & Avela, 1990; Costa 1991, Costa 2007). Os estudos das formações lateríticas também contribuem no entendimento das mudanças paleogeográficas, paleoclimáticas e paleobotânicas (Costa 2007).

O Professor Marcondes Lima da Costa ao longo dos seus 39 anos dedicados ao estudo de formações lateríticas coletou e estudou inúmeras amostras típicas de perfis lateríticos, principalmente da Amazônia, sendo elas representadas principalmente por crostas lateríticas ferruginosas, ferroaluminosas e ferroaluminofosfática, por ferrotitânica e ferrocromita, entre outras. Este acervo após estudo de catalogação e investigação sistemática quanto aos seus aspectos texturais, mineralógicos e químicos e da literatura correlata, deverá futuramente fazer parte do acervo técnico-científico do Museu de Geociências, que tem o Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa, curador, e ao mesmo tempo líder do Grupo de Pesquisa Mineralogia e Geoquímica Aplicada (GMGA). O Prof. Marcondes, ainda como estudante de iniciação científica sob orientação do Prof. Manoel Gabriel Siqueira Guerreiro, falecido em 2 de janeiro de 2014, envolveu-se continuamente desde 1974 no estudo de perfis lateríticos na região Amazônica, inicialmente na região do Gurupi, em seguida no Acre, Maicuru, Seis Lagos, Carajás, Pitinga, Amapá, Goiás, Piauí, Maranhão, Mato Grosso, Roraima, Santana, entre outros vivendo as transformações (mudanças de siglas) do Curso de Geologia do Centro de Ciências Exatas para CPGG, NCGG, Centro de Geociências, Instituto de Geociências da UFPA (Costa 1978; Costa 1980; Lemos & Villas 1983; Costa 1984; Kotsoubey 1984; Kotsoubey *et al.* 1984; Kotsoubey & Lemos 1985; Costa 1985; Lemos & Costa 1987; Costa 1988; Oliveira *et al.* 1988; Horbe & Costa 1990; Costa 1990; Costa 1991; Costa 2007). Já nos anos 1960 constatava-se a importância da lateritização para formação de bauxitas, e a Amazônia por suas características paleotropicais e tropicais, se apresentava com grande potencial, e de fato as bauxitas foram encontradas em grande profusão na mesma. Nesta época já era lavrado o minério de manganês da Serra do Navio, que embora pouco investigado, era tido como laterítico. Logo em seguida (1967) descobriu-se o minério de ferro e poucos anos depois as pesquisas mostravam sua forte relação com a lateritização. E assim se sucederam as novas descobertas de minérios lateríticos nessa mesma região, como o manganês do Azul, o níquel do Vermelho, em parte o cobre do Salobo e principalmente o ouro do Igarapé Bahia. Sucedeu-se a comprovação da origem laterítica dos fosfatos de alumínio da região do Gurupi levando a descoberta de novas jazidas (Itacupim, Jandiá e Bonito). Descobria-se nos anos

1980 as bauxitas do Pitinga e o minério de estanho saprolítico dessa mesma região e o ouro laterítico do Cassiporé. É inquestionável, portanto, a grande importância da lateritização para formação da riqueza mineral da Amazônia. Por conseguinte as crostas lateríticas, que são as rochas mais duras do perfil laterítico, se traduzem em importante registro desses processos na Amazônia, e o estudo desse acervo se apresenta como uma salvaguarda para o futuro. O professor Marcondes pretende no futuro próximo lançar o livro “Atlas for lateritic crusts in Amazon”, para atender as necessidades acadêmico-científicas nesta temática e como forma de preservar o acervo.

## **METODOLOGIA**

Organizar e catalogar amostras ou espécies gera suporte às tarefas dos usuários de diversa natureza e com distintas finalidades. A catalogação visa o fornecimento de informações de forma precisa e coerente com a linha de pesquisa definida pelo usuário. Para tanto, o desenvolvimento do projeto consta de pesquisa bibliográfica para levantamento das principais características dos referidos materiais, manuseio cartográfico para apoio e montagem da proveniência das amostras, elaboração de ficha de identificação com origem da amostra, descrição macroscópica e microscópica com imagem (desenho e fotografia). Cerca de 40 exemplares foram parcialmente catalogados. A catalogação possui atribuições específicas que visam o fornecimento de informações de forma precisa e coerente com a linha de pesquisa definida pelo usuário. Neste trabalho são descritas e discutidas amostras de crostas procedentes de perfis lateríticos Juruti, Mina N5-Carajás, Mina do Azul-Carajás, Águas Claras-Carajás, Serra do Cansa Perna-Piriá, Nova Esperança do Piriá, Piriá, Ilha de Mosqueiro e Ilha de Outeiro.

## **RESULTADOS**

As primeiras amostras de crostas lateríticas organizadas, descritas e catalogadas neste trabalho e em parte representadas na Figura 1, de modo geral, se enquadram como ferruginosas, bauxíticas, e manganíferas, a maioria apresenta cor marrom avermelhada a rosa, amarelo ocre, lilás, esbranquiçada, vermelho e róseo, e outras apresentam cor cinza metálico. Esta ampla variedade de cores, não é novidade em materiais lateríticos, e retrata a grande diversidade mineralógica e textural, espelhada pela diversidade dos oxi-hidróxidos de Fe, de Mn e de Al e da extensão das soluções sólidas, principalmente Al nos hidróxidos de Fe, além dos minerais de argila. Em geral são maciças, nodulares, brechóides, algumas com aspecto cavernoso, porosas, e mais raramente colunares. Feições esferolíticas como pisólitos e oólitos são frequentes. Marcas de perfurações de paleoraízes ou raízes atuais são também frequentes. As amostras investigadas, com base nos trabalhos previamente publicados, são constituídas principalmente por hematita, goethita, gibbsita e Al-goethita, fosfatos de Al e oxi-hidróxidos de manganês (Costa 1985; Lemos & Costa 1987; Costa 1988; Oliveira *et al.* 1988; Horbe & Costa 1990; Costa 1990; Costa 1991; Costa 2007).

## **CONCLUSÕES**

A evolução de perfis lateríticos são registros paleoclimáticos de espaços fisiográfico e paisagístico distinto. Ao descrever, organizar e catalogar amostras desta natureza, em especial as da região Amazônica, observamos que apesar dos perfis e crostas lateríticas serem encontradas de uma forma homogênea, como grandes corpos ferruginosos e bauxíticos (Costa 1991), apresentam diversidade de textura e mineralogia que modelam as paisagens atuais na região. Assim, um catálogo irá facilitar a identificação e seleção de informações de tipos de perfis e crostas lateríticas para atender as necessidades dos usuários do Museu de Geociências da UFPA. Para que isto ocorra, organização é a palavra chave para alcançar bons resultados, utilizando os instrumentos de pesquisa de forma coordenada e metódica. Um catálogo de amostras de crostas lateríticas será de extrema valia como acervo didático para ensino, pesquisa e atividades de extensão, como importantes ferramentas no estudo de geomorfologia,

prospecção geoquímica, mineralogia, mineração, formação de solos (pedogênese), cartografia e evolução geológica.

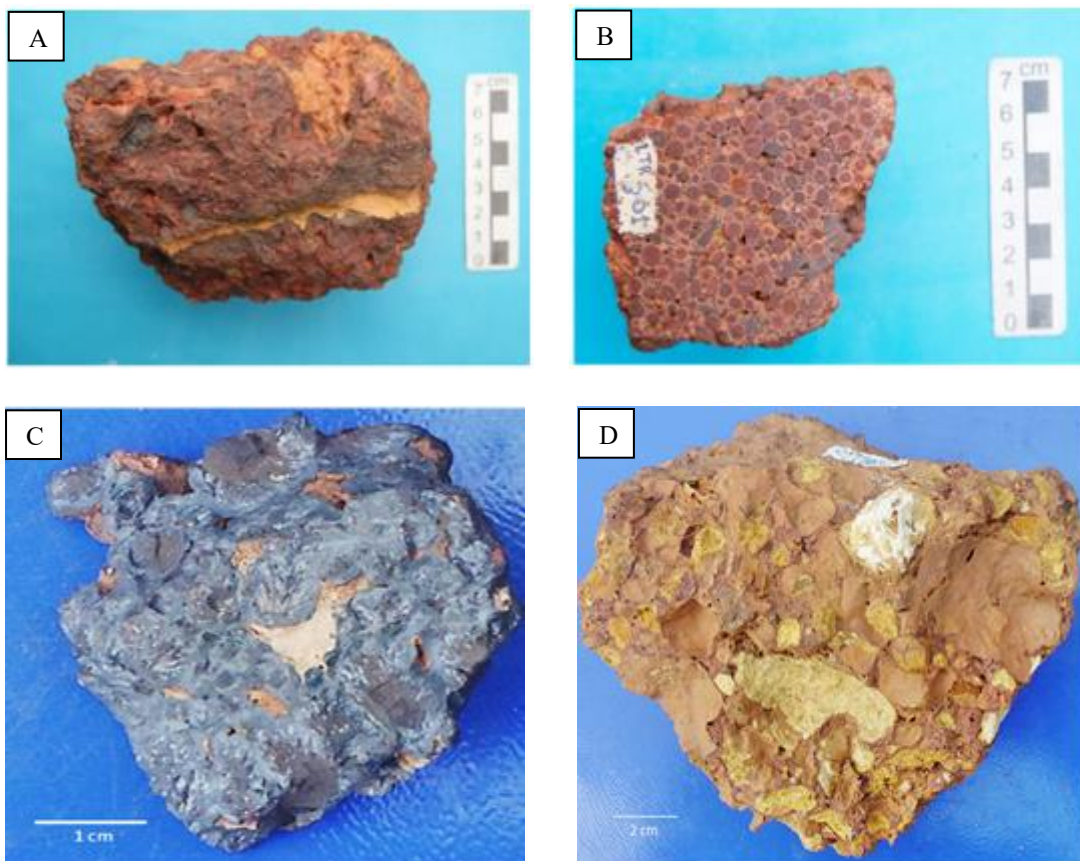


Figura 1- Exemplos de crostas lateríticas da coleção: A) Crosta laterítica nodular com perfuração de raiz transformada e neoformação de goethita na borda da perfuração (Águas Claras, Carajás-PA); B) Crosta esferolítica a nodular, em que os mesmos apresentam córtex gibbsítico; o núcleo de hematita e goethita (Mina N5-Carajás-PA); C) Crosta manganésifera maciça a textura pisolítica com núcleos ou paredes gibbsíticos (Nova Esperança-PA); D) Crosta laterítica coluvionar brechóide com concreções ferro-aluminosa em matriz argilosa (Serra do Cansa Perna-PA).

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aleva G. J. J. 1981. Proceedings on Lateritisation Processes. *Trivandrum*, p. 261-269.  
Bárdossy G. & Aleva G.J.J. 1990. *Lateritic bauxites*. Amsterdam, Elsevier, p. 624 p.

Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos Lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(2):146-160.

Costa M.L. 1980. *Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandiá, Cansa Perna, Itacupim no Pará e Trauíra e Pirocaua no Maranhão*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 146 p.

Costa M.L. 1984. A dinâmica de formação de lateritas: o exemplo do NE do Pará e NW do Maranhão. In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, *Anais*, v. 10, p. 4823-4837.



- Costa M.L. 1985. Contribuição à geologia das lateritas do Acre sua importância para construção civil. *In: 2º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, *Anais*, v. 2, p. 297-311.
- Costa M.L. 1990. Lateritos e lateritização. *In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia*. Natal, *Anais*, v. 1, p. 404-421.
- Costa M.L., Costa W.A.M., Sá J.H.S. 1978. Fosfatos da região nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. *In: 30º Congresso Brasileiro de Geologia*. Recife, *Resumo das Comunicações*, Boi. 1, p. 115-116.
- Costa M.L., Horbe A.C., Horbe M.A., Teixeira, J.T., Costa W.A.M. 1988. Aregião laterítica-bauxítica do Pitinga (AM). *In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, *Anais*, v. 1, p. 256-270.
- Costa M.L. 2007. Introdução ao intemperismo laterítico e à lateritização. *In: Licht O., Mello. C. S. B., Silva C. R. S. (eds) Prospecção Geoquímica de Depósitos Minerai s Metálicos, não Metálicos, Óleo e Gás*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica - SBGq / CPRM - Serviço Geológico do Brasil, p. 199-244.
- Dennen W.H. & Norton H.A. 1977. Geology and geochemistry of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin. *Econ. Geol.*, **72**:82-89.
- Greig E.W. 1977. Trombetas and other Amazon Bauxites, Brazil. *Soe. Mining Engineers*, AIME. 34 p. (Preprint 77-H-92).
- Horbe A.C. & Costa M.L. 1990. Balanço geoquímico do perfil laterítico da Serra do Madeira, Pitinga-Am. *In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia*. Natal, *Anais*, v.2, p. 855-866.
- Kotschoubey B. 1984. Bauxitas do Baixo Nhamundá, região do Médio e Baixo Amazonas - natureza e gênese. *In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia*. Rio de Janeiro, *Anais*, v. 8, p. 3926-3940.
- Kotschoubey B. & Lemos V.P. 1985. Considerações sobre a origem e a gênese das bauxitas da Serra dos Carajás. *In: 2º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, *Anais*, v. 3, p. 48-61.
- Kotschoubey B., Menezes L.A.A., Truckenbrodt W. 1984. Nature et evolution des bauxites du secteur de Jabuti-Ipixuna (districde Paragominas, Etat du Pará, Brasil). *In: Congr. Nat. Soc. Sav*, 109. Dijon, Sciences... Dijon, fase. 1, p. 335-345.
- Lemos V.P. & Costa M.L. 1987. Partição dos elementos terras raras nos lateritos fosfáticos de Maicuru-PA. *In: 1º Congresso Brasileiro de Geoquímica*. Porto Alegre, *Anais*, v. 1, p. 83-102.
- Lemos V.P. & Villas R.N.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão-Pará - implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5. Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **13**(3): 165-177.
- Oliveira C.M., Fonseca L.R., Oliveira N.P. 1988. A laterita titanífera de Maraconaí (PA). *In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, *Anais*, v. 1, p. 271-285.

# DESCONSTRUINDO A SALA DE AULA: A ESTRATÉGIA DE ABORDAGEM DO SEXTETO COMO EXPERIÊNCIA DIDÁTICO-PEDAGÓGICA ALTERNATIVA NO PROCESSO ENSINO-APRENDIZAGEM DAS GEOLOGIAS INTRODUTÓRIA

*1Francisco de Assis Matos de Abreu famatos@ufpa.br, José Fernando Pina Assis josepina@ufpa.br, 1Rosemary Silva do Nascimento rsn@ufpa.br, 1Marcondes Lima da Costa mlc@ufpa.br, 1Milton Antonio da Silva Matta matta@ufpa.br, 2Ádria Kanome Mori Soares adriakms@gmail.com, 2Leticia Luz Assunção Moraes da Silva leticialuzass@gmail.com*  
1Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará; 2Graduandas do Curso de Geologia, Universidade Federal do Pará

## INTRODUÇÃO

Geologias Introdutórias é expressão que define um leque diversificado de conteúdos fundamentais, apresentados aos alunos ingressantes nas instituições de ensino superior (IES) do país, notadamente nos cursos graduação em geologia, geofísica, geografia, oceanografia, engenharias (várias delas), licenciaturas em ciências naturais e ciências biológicas, nos quais as disciplinas recebem nomenclatura variada, como geologia geral, introdutória ou fundamental, introdução às geociências ou à geologia, fundamentos de geociências, geociências básica, geologia geral & paleontologia, etc. Em todos os casos, tratam da conceituação dos ciclos da natureza, processos de transformação da matéria terrestre no ambiente natural, representados pelos principais fenômenos geológicos – ciclo das rochas, ciclo da água, minerais & cristalografia, mobilidade crustal, origem & evolução da vida e, tempo geológico –, assim como tratam de suas interrelações e vinculação com a dinâmica do Cosmos.

Não raro, e por abordar conteúdos conceituais extensos, a praxis contempla carga horária semanal de 04-06h/aula (60-90h/aula semestrais), valor que oscila abaixo e acima das 75h/aula semestrais definido na Lei nº 9.394, de 20 de dezembro de 1996 (Lei de Diretrizes e Bases da Educação Brasileira – LDB). Embora conceituais, estas disciplinas incluem atividade prática (manipulação, identificação e desenho de amostras) cuja carga horária, extraída dos totais mostrados, geralmente ocupa 02-03h/aula semanais (30-45h/semestrais) ou, quando ocorre, concentra o conteúdo da prática em uma atividade de campo, geralmente realizada em final de semana (15h).

## OBJETIVOS

Este trabalho apresenta estratégias alternativas de abordagem didático-pedagógica para otimização das atividades (de laboratório e de campo), notadamente no que se relaciona ao binômio ensino-aprendizagem, visto à luz de resultados concretos da premissa, colhidos entre 2008 e 2015 nas turmas de estudantes de geologia, ciências naturais e de biologia da Universidade Federal do Pará (UFPA).

Complementarmente, discute o uso desses instrumentos pedagógicos no exercício didático de docentes do ensino fundamental (5ª à 8ª séries), naquilo que trata do magistério dos conteúdos de geociências como previstos nos Parâmetros Curriculares Nacionais (PCN) da LDB, geralmente relegado a 1 ou 2 aulas teóricas, tratando dos temas Universo, Sistema Solar, Terra & Lua, Clima/Atmosfera, entre outros.

## FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A base do nosso raciocínio é o pensamento de Potapova (1968) que já incidia muito apropriadamente na observação que “geologia é uma ciência histórica da natureza”, afirmando ali que para compreendê-la, faz-se necessário observá-la no seu aspecto histórico, associá-la à ideia da passagem do tempo. Nesse sentido, e ampliando a visão da autora ao

nosso conceito, esse elemento vinculador é um dos vetores a ser considerado por qualquer iniciante no campo das geociências e qualquer atividade didático-pedagógica ao tema vinculada, deve pressupor seu uso constante, como uma espécie de “régua” contextualizadora dos fenômenos sob investigação.

Em Ramsden, 1998 (apud Martins e Carneiro, 2014) vemos que “os alunos escolhem estudar ciências quando pensam que isso lhes é útil e interessante pessoal e profissionalmente”. Segundo eles, a autora afirma que a escolha da área para a continuidade de seus estudos (no caso, a formação básica de professores) depende dos interesses despertados no contexto escolar, onde as interações mudam de escala e a atenção dos professores é partilhada por certo número de alunos.

Em Amaral (2014) essa necessidade é reforçada, quando ao analisar os paradigmas da formação do geólogo na Universidade de São Paulo (USP) nos anos 1970, ele mostra que a quebra do paradigma ocorrida em 1973, com mudança curricular no ensino de geologia introdutória, “teve suas raízes na década anterior e diversos desdobramentos nas décadas subsequentes entre as quais, reflexões internacionais sobre o status epistemológico da ciência geológica, novas ideias pedagógicas nacionais e internacionais sobre o ensino e a aprendizagem em geologia”. É importante citar Cunha (2014) ao historiar a “guinada” no rumo da formação dos geólogos no Brasil, mostrando que a partir do Simpósio Ensino de Geologia no Brasil (Amaral et al, 1981) emergiu um conjunto de orientações referendando o perfil ideal do geólogo como parâmetro básico para aquelas mudanças, das quais mencionamos literalmente “as atividades práticas de campo são essenciais para a formação do geólogo e devem acompanhar o curso desde o início até seu final, como centro de todo o ensino de geologia nas instituições brasileiras”.

Uma importante contribuição ao tema vem de Menegat et al (2014) quando analisando a quebra de paradigma na trajetória da formação do geólogo na Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), mostrou a necessidade de que as atividades práticas de campo sejam integradoras dos conteúdos das disciplinas cursadas e progressivamente mais exigentes em seus aspectos técnicos.

Outro suporte para nossa abordagem é mostrado em Perez et al (2015) quando em seu trabalho sobre o universo da ciência nas oficinas didáticas, apontam que “as aulas de ciências devem possibilitar ao aluno a problematização e investigação de fenômenos vinculados ao seu cotidiano, para que este seja capaz de dominar e usar os conhecimentos construídos nas diferentes esferas de sua vida, buscando benefícios práticos para as pessoas, a sociedade e o meio ambiente”. Esta menção é fundamental, no caso concreto do magistério dos conteúdos de geociências no ensino fundamental.

Martins e Carneiro (2014) mencionam o editorial do volume temático 170 do *Jornal da Unicamp* (2002:32), quando afirma que: “Para conseguir um país com ciência, a educação universal, obrigatória e de qualidade é peça fundamental para que a população acredite que o bem-estar da sociedade depende da busca constante pela apropriação do saber. Uma população integrada na moderna sociedade da informação exige uma massa crítica de pesquisadores recrutados num universo abrangente da população com acesso à educação superior e um sistema produtivo comprometido com o progresso”. Também mencionam Marques (2010), quando diz que: “a ciência seja capaz de resolver problemas, de contribuir para o bem-estar da sociedade, e mesmo se constituir no grande motor do desenvolvimento, mas as grandes questões não têm uma resposta científica”.

O Simpósio sobre Ensino de Geologia no Brasil: um retrato de quatro décadas, é de longe o divisor de águas para a formação do geólogo no Brasil. A esse respeito Amaral et al (op.cit.) sistematizaram conceitos e fundamentos para a formação do geólogo nas universidades brasileiras, trabalho que revelou o estado da arte dos currículos e da praxis da formação do geólogo no país, desde a criação dos cursos de geologia nos anos 1950. O texto

mostra com clareza, a existência de unicidade nacional da atividade prática em geologia (laboratório e campo), como elemento intrínseco à formação plena do profissional em geologia. Por fim, destacamos a Resolução MEC Nº 1, de 6 de janeiro de 2015 (Diretrizes Curriculares Nacionais para cursos de bacharelado em Geologia e Engenharia Geológica) instrumento legal que define atribuições de conteúdos curriculares para os cursos mencionados, e que reproduz o trabalho de Nummer et al (2005), fruto das atividades do Fórum Nacional de Cursos de Geologia (Carneiro, 2014). Em seu Art 3º o texto destaca 1- implementação da interdisciplinaridade; 2- integração entre teoria e prática; 3- incentivo à investigação, como instrumento para as atividades de ensino e de iniciação científica, pressupostos para que os cursos de geologia tenham boa qualidade.

### DISCUSSÃO

Implantada em 2008, como experiência piloto na base curricular do curso de geologia da UFPA, a proposta para desconstruir o espaço formal da sala de aula apoia-se na constatação de que as turmas mostram heterogeneidades estruturais e operacionais (Tabela 1).

Um dos pontos marcantes e que proporcionou o sucesso na aplicação da estratégia foi a constatação a partir de levantamento realizado em sala de aula, que mostrou que, à despeito do limitado número de alunos com acesso integral às TIC, todos são movidos pela dinâmica das imagens e são extremamente sensíveis às provocações pedagógicas, instrumentos que quando usados funcionam como propulsores do binômio ensino aprendizagem.

Grupo (%)	infraestrutura tecnológica informática e internet	capacidade operacional recursos materiais e financeiros
A 10%	alta disponibilidade de acesso às mídias e tecnologias de informação	máxima de processamento de informações e obtenção gráfica de resultados
B 60%	razoável disponibilidade de acesso às mídias e tecnologias de informação	média de processamento de informações e obtenção gráfica de resultados
C 30%	baixa disponibilidade de acesso às mídias e tecnologias de informação	mínima de processamento de informações e obtenção gráfica de resultados

Tabela 1 – Distribuição dos estudantes dos cursos de geologia e biologia da UFPA, segundo sua disponibilidade infra estrutural e operacional nas atividades de geologia introdutória.

Outra pesquisa realizada em 2015 apenas com alunos da turma das geologias introdutórias, apontou números mais expressivos (Figuras 1, 2 e 3).

### Horários de acesso à internet dos alunos do curso de geologia

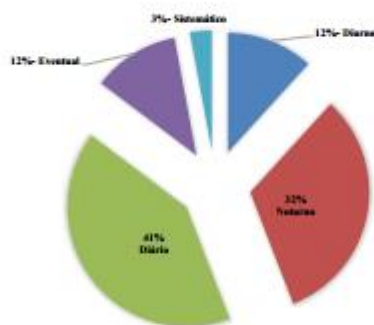


Figura 1 – Distribuição percentual de tempos de utilização da internet pelos alunos calouros do curso de geologia.

### Capacidade operacional de softwares por alunos do curso de geologia

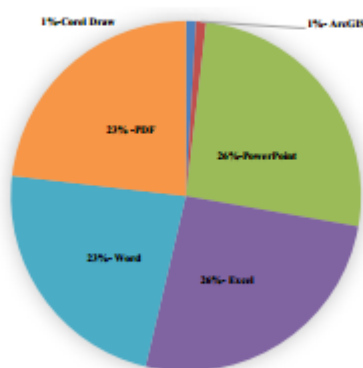


Figura 2 – Distribuição percentual de utilização de softwares por alunos calouros do curso de geologia.

### Capacidade de acesso a equipamentos digitais por alunos de geologia

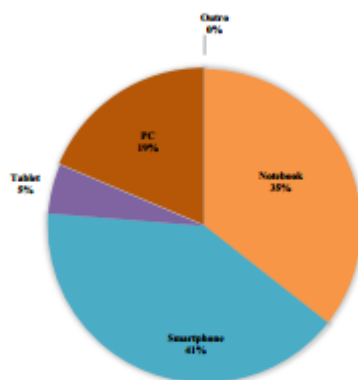


Figura 3 – Distribuição percentual da disponibilidade de acesso a equipamentos digitais por alunos calouros do curso de geologia

A pesquisa mostra claramente que,  
1- quase a metade da turma (41%) faz uso diário da internet;

2- pelo menos 25% da turma sabe utilizar os aplicativos mais comuns da computação (editores de texto word, excel, power point e adobe), porém menos de 1% sabe utilizar editores cartográficos (Corel e ArcGis);

3- quase a metade da turma (41%) possui celulares inteligentes, porém menos de 20% não possui um computador (notebook, netbook ou mesmo um PC) e menos de 5% dos alunos possui um tablet.

A constatação motivou o grupo de docentes responsáveis pelo magistério dos conteúdos de geologia introdutórias a retrabalhar a forma de realização das atividades temáticas, que passaram à experimentação de novas estratégias de abordagem em sala de aula, objetivando socializar o uso das TIC no próprio ambiente letivo.

Assim, foram testadas formações com duplas, trios, quartetos, quintetos e finalmente sextetos, de modo a que sempre houvesse pelo menos dois equipamentos de informática, disponíveis nos grupos formados. A partir daí, os resultados avaliativos positivos e sistemáticos, tornaram-se mais evidentes. O sexteto tornou-se então o modelo de abordagem preferentemente utilizado nas atividades temáticas.

### **FORMAÇÃO DO SEXTETO**

Ao iniciar o semestre, as turmas são divididas em trios (grupos permanentes e definidos pelos alunos), sem interferência externa a eles. Cada trio escolhe uma liderança (permanente ou não), responsável pela defesa de cada atividade temática realizada coletivamente.

Os Sextetos são grupos efêmeros de trabalho didático, formados pela união de dois trios em cada atividade letiva. Nasce em sala de aula, a partir de indicação feita pelo professor ou tutor da turma, responsável direto pela atividade temática. Em cada atividade, novos sextetos são formados, de sorte a evitar-se repetição.

### **ATIVIDADES**

Fazem parte das competências do perfil pedagógico da disciplina, definido no Projeto Pedagógico do Curso. Sua realização pressupõe leitura prévia de textos acadêmicos relativos ao tema objeto da atividade. São todas avaliativas, têm caráter teórico-prático e incluem breve exposição do assunto feita pelo professor ou tutor, com apoio de recurso áudio visual. Escolhidos os sextetos, a atividade segue com: - leitura de material didático feita pelos líderes em cada sexteto; - debate do assunto interno aos trios; - elaboração do texto-resumo em formato digital por cada sexteto; - montagem de painéis temáticos com desenhos e/ou colagens; - defesa oral do trabalho feita por um dos líderes dos sextetos, escolhido pelo professor;

### **AValiação (\*)**

A atividade recebe pontuação máxima de 30 pontos, extensiva a cada membro dos sextetos. A nota final resulta da somatória das notas (0-10) atribuídas pelo professor aos seguintes produtos: - textos-resumo produzidos nos debates internos e entregues em meio digital; - painéis temáticos elaborados com imagens ou amostras fornecidas; - defesa oral do tema, apresentada por um dos líderes dos sextetos, escolhido pelo professor. (\*) Caso requisite mais de uma aula para sua finalização, a sequência dos trabalhos manterá a formação inicial dos sextetos.

### **SEXTETO-DESAFIO**

Uma das vantagens dessa estratégia de abordagem, é sua imensa versatilidade operacional. Conforme o tema demande realização de experimentos, o sexteto pode transformar-se em sexteto-desafio, quando durante a realização e/ou apresentação da atividade, é aferida a capacidade operacional, organicidade laboral e clareza técnica dos sextetos.

Nestes casos a atividade transforma-se em: - Gincana pedagógica, se o objetivo for atingir resultados de compreensão e aprendizagem em tempo curto; - Rally pedagógico, para aferição da regularidade alcançada passo a passo. Em cada caso, os trios são preparados para o exercício do sexteto e, dependendo da necessidade, é fornecido material didático para apoio a sua realização.

As Figuras 1 a 10 exemplificam processos e produtos relativos ao desenvolvimento das atividades temáticas utilizadas regularmente nos sextetos-desafio, com destaque para o modo de produção e para o material necessário à sua realização. Foram selecionados cinco temas, extraídos do eixo central dos conteúdos das geologias introdutórias.



Figura 1 (esq) - Tema Sistemas Planetários: atividade manual de elaboração de modelo bidimensional em escala; Figura 2 (dir) - painel em escala do sistema solar; Requisito: material p/desenho, tinta acrílica, papel cartão, cola, cola glitter.



Figura 3 (esq) - Tema Sistema Terra: atividade manual de elaboração de modelo tridimensional em escala; Figura 4 (dir) - modelo tridimensional do planeta Terra; Requisito: material p/desenho, tinta acrílica, esfera de isopor, cola branca, espetos

## RESULTADOS E CONCLUSÕES

As atividades pedagógicas das geologias introdutórias contemplam discussões coletivas entre docentes, monitores e estudantes, para atualização dos conteúdos e das estratégias utilizadas. Ao longo do semestre, os trios recebem permanente apoio tutorial nas atividades de sala de aula e nos trabalhos de campo, além de orientação para realização dos exercícios teóricos e práticos. Periodicamente as aulas incluem leituras dirigidas de itens temáticos específicos e, uma vez no semestre, são voltadas para a preparação exclusiva dos roteiros de trabalhos práticos de campo, produtos concretos das atividades. A Tabela 2

totaliza números dos participantes das atividades, no intervalo 2008-2015 e a Tabela 3 apresenta resultados alcançados com a aplicação da estratégia do Sexteto (turmas de geologia) no mesmo intervalo.

**Tabela 2 – Distribuição parcial e total da participação dos integrantes das atividades de geologias introdutórias no curso de Geologia da UFPA, no intervalo 2008-2015.**

INTEGRANTES	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	TOTAIS
PROFESSORES	2	2	3	3	3	4	5	5	27
MONITORES	8	8	8	12	12	12	15	11	78
ESTUDANTES	40	40	40	52	48	44	48	49	361
<b>TOTAL/ANO</b>	<b>50</b>	<b>50</b>	<b>51</b>	<b>67</b>	<b>65</b>	<b>70</b>	<b>68</b>	<b>65</b>	<b>466</b>

**Tabela 3 – Resultados obtidos com a estratégia de abordagem do sexteto, nas atividades de geologias introdutórias no curso de Geologia da UFPA, no intervalo 2008-2015.**

PRODUTOS	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	TOTAIS
RELATÓRIOS		13	12	15	15	14	7		76
ROTEIROS	1	2	2	2	1	1	1	1	11
KITS didáticos					30	28	12		70
ARTIGOS publicados							1	1	02
<b>TOTAL/ANO</b>	<b>-</b>	<b>15</b>	<b>14</b>	<b>17</b>	<b>46</b>	<b>45</b>	<b>20</b>	<b>3</b>	<b>159</b>

Os resultados alcançados mostram claramente que foi acertado o caminho tomado pelo Grupo Docente de Pesquisa e Ensino de Geologia Introdutória da Faculdade de Geologia da UFPA. Os números mais que positivos alcançados, permitem pensar na ampliação da base de apoio pedagógico, com implantação de novos sextetos em disciplinas do 2º ano do curso de Geologia da UFPA. Para isso, será necessário a realização de treinamento didático-pedagógico com docentes das disciplinas referidas, para adequação da linguagem, revisão dos conteúdos, reformatação das atividades de magistério, reestruturação de roteiros de atividades práticas (campo e laboratório) e principalmente, inclusão dos mesmos como docentes-ouvinte nas atividades das geologias introdutórias no próximo ano letivo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMARAL I.A., Manfredi S.M., Negrão O.B.M. A formação do geólogo nas universidades brasileiras: um retrato de duas décadas. Brasília: MEC e Soc. Bras. Geol. 209 p., 1981.

AMARAL I.A. Ensino de geologia introdutória: raízes e desdobramentos da mudança curricular em 1973 na USP. TERRÆ DIDÁTICA 10-3:161-170. 2014.

ARAÚJO, E.P.R., Toledo, M.C.M. Ciências da Terra em cursos que habilitam ao magistério de Ciências Naturais para o ensino fundamental. TERRÆ DIDÁTICA 10-3:319-330, 2014.

ASSINE M.L. Repensando os cursos de graduação em Geologia. Cadernos IGUnicamp, 4(1):34-65. 1994.



BRASIL. Lei Federal nº 9.394, de 20 de dezembro de 1996. Estabelece as diretrizes e bases da educação nacional. Brasília: Casa Civil. 1996. [http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/Leis/L9394.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Leis/L9394.htm).

BRASIL. Parâmetros Curriculares Nacionais: Ciências Naturais. Brasília: MEC/SEF. 1997.

BRASIL. Parâmetros Curriculares Nacionais: Terceiro e quarto ciclos do ensino fundamental. Ciências Naturais. Brasília: MEC/SEF. 1998.

CARNEIRO, C.D.R. O Fórum Nacional de Cursos de Geologia e as Diretrizes Curriculares Nacionais: histórico e perspectivas. *TERRÆ DIDÁTICA* 10:191-203 2014

CARNEIRO, C.D.R., Toledo M.C.M., Almeida F.F.M., Dez motivos para a inclusão de temas de Geologia na Educação Básica. *Rev. Bras. Geoc.* 34(4):553-560. 2004.

CUNHA, C.A.L. Movimento de consolidação nacional de novas bases para o Ensino de Geociências. *TERRÆ DIDÁTICA* 10-3: 171-177. 2014

MARTINS, J.R.S., Carneiro, C.D.R. Método científico e controvérsias nas Geociências. *TERRÆ DIDÁTICA* 10-3:240-249. 2014

MENEGAT R., Mizusaki, A.M.O, Remus, M., Lidia Maria Vignol Lelarge, L.M.V., Dani, N. Inovação no paradigma curricular: os Projetos Temáticos em Geologia. *TERRÆ DIDÁTICA* 10-3:204-216. 2014.

PEREZ C.P., Andrade L.C., Rodrigues M.F. Desvendando as Geociências: a alfabetização científica por meio de oficinas didáticas para alunos do ensino fundamental em Porto Velho, Rondônia. *Terræ Didática*, 11(1):42-51. 2015. <http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>

POTAPOVA M.S. Geologia como uma ciência histórica da natureza. *Terræ Didática*, 3(1):86-90. 2008. [http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/v3/v3\\_a7.html](http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/v3/v3_a7.html).

POTAPOVA M.S. Geology as an historical science of nature. In: *Interaction of the science in the study of the Earth*. Moscow: Progress, p.117-126. 1968.

# TRABALHO DE CAMPO EM GEOLOGIA INTRODUTÓRIA: A EXPERIÊNCIA DA CONSTRUÇÃO DE UM ROTEIRO DE ATIVIDADES EM BASES DIDÁTICO-PEDAGÓGICAS

<sup>1</sup>Ádria Kanome Mori Soares [adriakms@gmail.com](mailto:adriakms@gmail.com), <sup>1</sup>Letícia Luz Assunção Moraes da Silva [leticialuzass@gmail.com](mailto:leticialuzass@gmail.com), <sup>2</sup>José Fernando Pina Assis [josepina@ufpa.br](mailto:josepina@ufpa.br), <sup>2</sup>Francisco Assis Matos de Abreu [famatos@ufpa.br](mailto:famatos@ufpa.br)

<sup>1</sup>Graduandas do Curso de Geologia, Universidade Federal do Pará, <sup>2</sup>Professor da Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará

## APRESENTAÇÃO

O ROTEIRO PARA O TRABALHO DE CAMPO EM GEOLOGIA INTRODUTÓRIA vinculado ao Laboratório de Cartografia Geológica (GEOCART) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) trata de forma objetiva e sucinta da elaboração de material didático para uso pedagógico, com vistas a potencializar o aproveitamento dos discentes das disciplinas da base conceitual dos cursos de geologia conhecidas de modo geral como geologias introdutórias, assim como do restante do curso, ao tempo que também dará suporte a preparação à professores do ensino fundamental e médio. Montado a muitas mãos, a partir do resgate de documentação bibliográfica acumulada pelas atividades de campo anteriores, o roteiro se apresenta como documentação permanente e se pretende ser instrumento de consulta, um guia para realização de atividades conceituais em geologia de campo.

## OBJETIVOS

Geral - Disponibilizar material didático para uso acadêmico nas atividades de campo, notadamente aquelas tratadas nas geologias introdutórias. Complementares - 1) Resumir e sistematizar informações sobre unidades geológicas importantes no contexto nacional, estudadas nos locais de interesse da atividade de campo; 2) Elaborar síntese descritiva dos afloramentos visitados; 3) Roteirizar procedimentos relativos às atividades no campo; 4) Facilitar a organização e a elaboração do relatório final de atividades da disciplina; 5) Otimizar o desempenho dos estudantes, no contexto da disciplina Prática de Campo em Geologia Geral do curso de Geologia da UFPA; 6) Desenvolver e utilizar instrumentação didático-pedagógica eficaz e ao tempo, prazerosa para a realização da primeira experiência de campo dos iniciantes no fazer geológico.

Neste sentido, o trabalho de campo objeto deste roteiro dará ênfase aos trechos de três importantes segmentos lito-estruturais da Plataforma Sulamericana: Província Borborema (segmento ocidental), Província Parnaíba (porção leste), Província Costeira (entre Camocim no Ceará e Parnaíba no Piauí).

## ASPECTOS RELEVANTES DA GEOLOGIA REGIONAL

As Províncias Estruturais Brasileiras (Figura 1), são entidades geológicas da Plataforma Sulamericana de Almeida et al. (1977), definidas como espaços geográficos-geológicos com feições stratigráficas, tectônicas, magmáticas e metamórficas próprias, distintas das apresentadas pelas províncias confinantes.

Seus limites são definidos convencional ou geologicamente por falhas e zonas de falhas, frentes metamórficas, zonas de antepaís ou limites erosionais de áreas sedimentares. Além destes é reconhecida a possibilidade de subdivisões igualmente naturais, como Domínios, Subprovíncias, Terrenos, etc (Bizzi et al. 2003).



Localiza-se na região meio-norte do território brasileiro, ocupando quase 650.000 Km<sup>2</sup>. Com base em critérios genéticos, estilos tectônicos, preenchimento sedimentar e idades, Góes (1995) compartimentou a província em quatro bacias: Parnaíba, Alpercatas, Grajaú e Espigão-Mestre.

A bacia do Parnaíba ocupa mais da metade da área da Província, com 400.000 Km<sup>2</sup> e representa a porção remanente de extensa sedimentação intracratônica afro-brasileira (Góes, 1995), preenchida em três ciclos transgressivo-regressivos: Serra Grande (Siluriano), Canindé (Devoniano-Eoncarbonífero) e Balsas, (Carbonífero-Eotriássico) (Vaz et al. 2007).

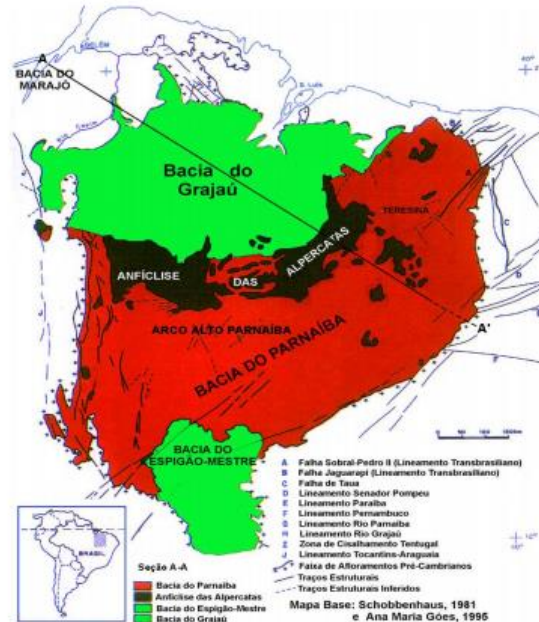


Figura 3 – Província Parnaíba, com destaque para suas três bacias sedimentares e a Anficlise das Alpercatas. Fonte: Projeto Cráton São Luís, 2001.

### Província Costeira e Margem Continental

Definida por Almeida et al. (1977) como a mais recente das províncias estruturais brasileiras, a província abrange vários estados da porção atlântica do país.

Sua formação está relacionada a separação dos continentes sul-americano e africano durante a fragmentação de Gondwana (Matos, 1987), cujas primeiras manifestações ocorreram no Jurássico Superior, por movimentações divergentes de direção E-W. A borda costeira é genericamente classificada como uma região de planícies litorâneas, que ocupa extensas áreas deprimidas, com coberturas sedimentares de pequena espessura, bastante alongada e descontínua em alguns pontos.

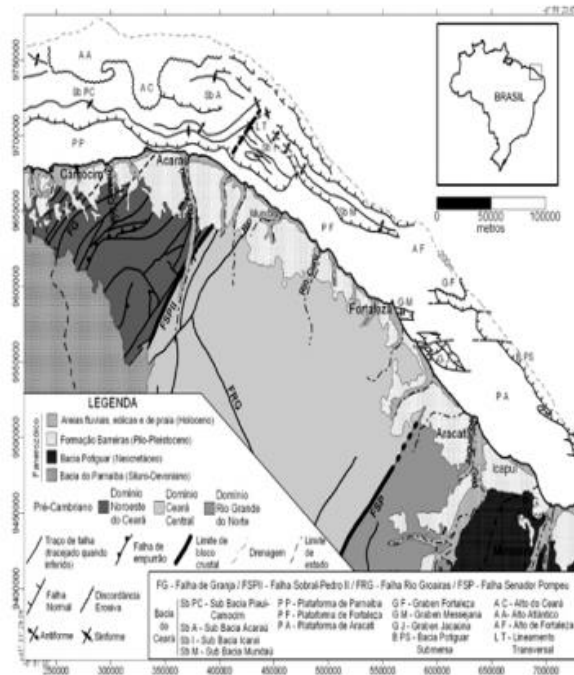


Figura 4 - Mapa geológico da margem continental e porção emersa da Província Costeira, adjacente ao Estado do Ceará. Fonte: Silva Filho (2007).

### ATIVIDADES PREPARATÓRIAS

O trabalho foi desenvolvido a partir de discussões entre docentes do Grupo de Pesquisa em Ensino de Geologia Introdutórias da Faculdade de Geologia da UFPA e discentes do Grupo de Monitoria Proativa (Abreu et al, 2013) elemento fundamental no apoio às atividades do magistério dessas disciplinas, para as escolhas pedagógicas que foram feitas. As atividades incluíram leitura e discussão coletiva de bibliografia de referência, elaboração da base cartográfica de trabalho no Laboratório de Cartografia Geológica da Faculdade de Geologia da UFPA (GEOCART-UFPA), realização de oito viagens a campo (entre 2008 e 2015), seleção e descrição de afloramentos, identificação e coleta de amostras litológicas, elaboração de relatórios de atividades.

### O ROTEIRO

Parte integrante das atividades práticas de campo dos temas abordados nas geologias introdutórias do Curso de Geologia da Universidade Federal do Pará, o roteiro foi concebido e elaborado a partir da seleção de dezenove afloramentos relacionados às províncias estruturais, localizados às margens de rodovias, entre as cidades de Caxias (MA) e Parnaíba (PI). A seleção apoiou-se nos aspectos geológicos, nas interrelações dos litotipos expostos, na importância espaço-temporal do local no contexto do próprio roteiro e na qualidade da resposta didático-pedagógica obtida em visitas anteriores ao local. O roteiro (Figura 5) compõe assim uma Sessão Geológica, dividida em quatro perfis: Caxias-Tianguá, Tianguá-Sobral, Sobral-Camocim e Camocim-Parnaíba.

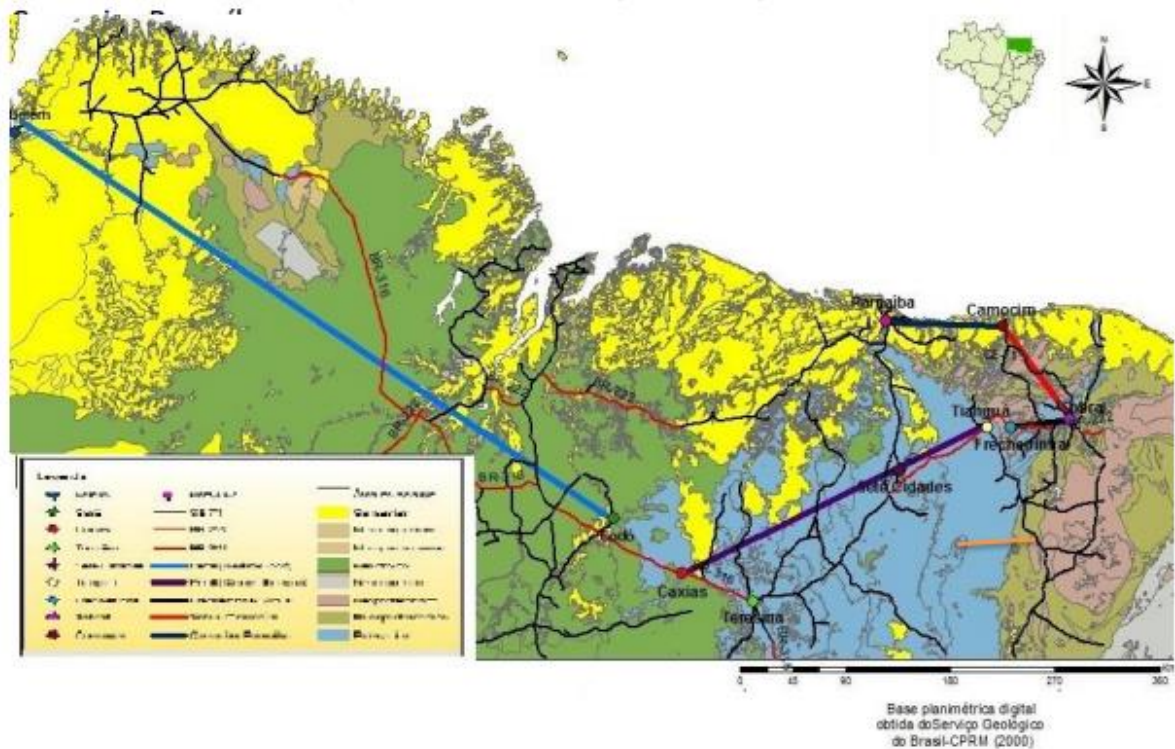


Figura 5 – Mapa geológico da porção norte-meio norte do Brasil, destacando os trechos do roteiro das atividades de campo. Modificado de CPRM (2000).

### PERFIL CAXIAS (MA) – TIANGUÁ (CE)

Exibe unidades litoestratigráficas do Paleozoico da Província Parnaíba, desde a Formação Motuca (Permiano) nas proximidades de Caxias-MA e Teresina-PI, até o Grupo Serra Grande (Siluro-Ordoviciano) na subida da Serra da Ibiapaba, no Ceará. A geomorfologia apresenta superfícies de aplainamento bastante arrasadas, com elevação na altitude somente próximo à Serra Ibiapaba, sobre a qual está localizado o último ponto referente a Província Parnaíba neste roteiro.

Ponto 01: Pedreira. 05°04'32.4"S/ 42°51'07.8"W. Rodovia BR-316, km 610, margem direita, sentido Caxias (MA)-Timon (MA).

Aspectos importantes: Leis de Steno (superposição, continuidade lateral e horizontalidade de estratos rochosos); Estratos alternados de argilito e siltito, intercalações de arenito fino com matriz carbonática localmente com nódulos de sílex; estrutura flame nas camadas inferiores.



Figura 6 – Vista geral do afloramento, destacando o empilhamento horizontal e a continuidade lateral dos estratos. Imagem Fernando Pina.

Ponto 02: corte de estrada 05°02'38.4840"S/ 42°33'03.3420"W. Rodovia BR-342, km 122, margem direita, sentido Terezina (PI)-Fortaleza (CE).

Aspectos importantes: relações de interseção; estratos alternados de argilito e siltito interrompidos por fratura preenchida por material intemperizado; dique de origem ígnea, estrutura discordante e intrusiva na rocha encaixante, de origem sedimentar, indicando que é mais recente que a rocha em que está contido.



Figura 7 – Vista geral do afloramento; a seta marca a posição do dique cortando subverticalmente o pacote sedimentar. Imagem Fernando Pina.

Ponto 03: Corte de estrada 04°25'51.8280"S; 41°28'26.1180"W. Rodovia BR-404, km 22, margem direita, sentido Pedro II – Piripiri (PI).

Aspectos importantes: ação dos processos intempéricos em litologias; blocos de rocha ígnea no leito da estrada; esfoliação esferoidal; feições arredondadas concêntricas (camadas de cebola), muitas vezes preservando partes da rocha original.



Figura 8 – esfoliação esferoidal em bloco de rocha ígnea em corte de estrada. Imagem Fernando Pina.

Ponto 04: Parque Nacional de Sete Cidades 04°06'51''S/ 41°42'05''W. Rodovia BR-222, município de Piripiri(PI), 180 km de Teresina, margem esquerda, sentido Fortaleza (CE); há placa indicativa de acesso ao parque;

Aspectos importantes: Ação dos processos intempéricos; monumentos geológicos e sítios arqueológicos; Unidade de Proteção Ambiental (UPA) para preservação da biodiversidade; arenitos da Formação Cabeças (Devoniano); feições de relevo ruiforme, produto de intenso processo erosivo; o parque inclui raríssimo conjunto arqueológico, com pinturas rupestres cujas idades oscilam entre 5-6 mil anos.

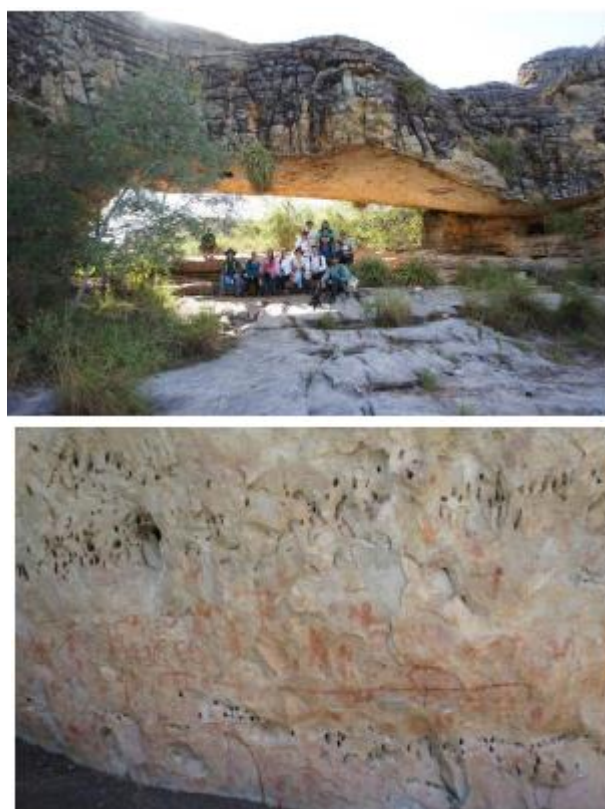


Figura 9 (alto) – Arco da biblioteca, um dos monumentos esculpidos pela ação do pluvio-eólica; Figura 10 – detalhe de inscrições rupestres em uma das lapas do parque. Imagens Fernando Pina.



Ponto 05: Mina do Boi Morto 04°05'44.88"S/41°41'46.51"W. Estrada do Boi Morto, município de Pedro II (PI), acesso pela Rodovia BR-343, margem direita, sentido Pedro II (PI) – Tianguá (CE).

Aspectos importantes: atividades minerárias, manual; mineralogia e cristalografia e gemologia; aspectos relevantes na geoeconomia; fabrico artesanal de joias.



Figura 11 (esq) - Vista panorâmica do paredão de arenito, sob o qual encontra-se a cava principal da Mina do Boi Morto; Figura 12 (centro) - arenito mineralizado com opala esverdeada; Figura 13 (dir) - Lapidação em fábrica de jóias de opala no município de Pedro II (PI). Imagens Fernando Pina.

Ponto 06: Corte de estrada vicinal 04°15'00"S; 41°48'28.4"W. Rodovia BR-343, km 490, margem direita, sentido Pedro II (PI) – Tianguá (PI).

Aspectos Gerais importantes: observação de disjunção colunar em rocha sedimentar; pacote de arenito exibindo padrão peculiar de fraturamento colunar (disjunção) geralmente com prismas de sessão hexagonal.



Figura 14 - Pacote de arenito fraturado, exibindo disjunção colunar. Imagem Fernando Pina.

Ponto 07: Gruta de Ubajara, 03°50'39"S / 40°54'18"W. Rodovia BR-222, município de Ubajara (CE), sentido Fortaleza (CE) – Teresina (PI).

Aspectos importantes: formação de cavernas (morfologia cárstica) em ambiente carbonático. Caverna talhada em calcários da Formação Frecheirinha a gruta revela cenário cárstico da Serra da Ibiapaba; apresenta relevos internos raros, com estalactites, estalagmites, colunas e cortinas, entre outras formas originadas do calcário, que é dissolvido e ao mesmo tempo precipitado.

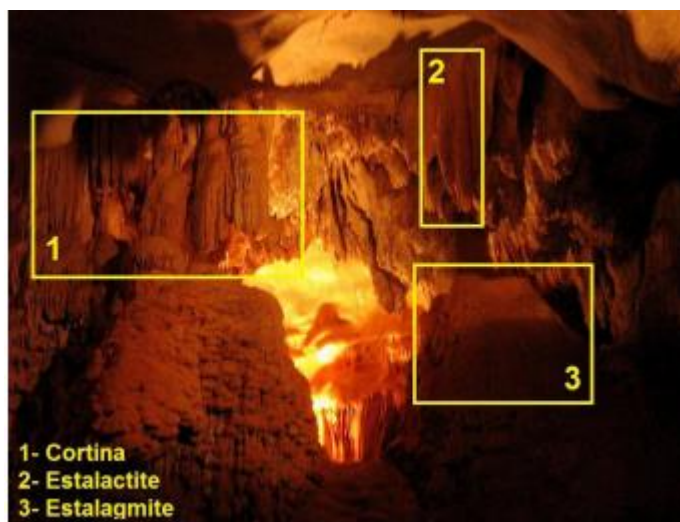


Figura 15 – Interior de salão temático da Gruta de Ubajara destacando as formações cársticas. Imagem Fernando Pina.

### **PERFIL TIANGUÁ (CE) – SOBRAL (CE)**

Exibe unidades litoestratigráficas proterozóicas da Província Borborema, estendendo-se desde o grupo Ubajara, do Neoproterozoico. Até os granitos Meruoca, da Suíte Parapuí, pertencente ao Cambriano. Apresenta altitudes de até 1200m.

Ponto 08: Corte de Estrada 03°43'05"S / 40°59'19"W. Rodovia BR-222, km 240, margem esquerda, sentido Tianguá(CE) - Sobral (CE).

Aspectos importantes: Relações de contato; discordância litológica ardósia/arenito; ardósias da Formação Caiçaras (Costa et al, 1973) metamorfismo de baixo grau; contado discordante e horizontal com arenito da Formação Itaim (Kegel, 1953), pertencente ao Siluriano.



Figura 16 – Visão frontal e centralizada da discordância entre o arenito (esquerda) e a ardósia (direita). Imagem Sabrina Lopes.

Ponto 09: Granitoide Mucambo 03°46'44.00"S; 40°42'18.00"W. Rodovia BR-222, km 240, tomando ramal pela margem direita da rodovia, sentido Sobral (CE) – Teresina (PI).

Aspectos importantes: relações temporais entre litologia; corpos Intrusivos ácidos; afloramento do granitoide Mucambo com presença de hornfels e xenólitos nas rochas encaixantes do Grupo Ubajara; formação de auréola de metamorfismo de contato.



Figura 17 – Detalhe de bloco do granitoide Mucambo; a seta indica a presença de xenólito (cor escura). Imagem Fernando Pina.

Ponto 10: Corte de Estrada 03°44'43.9080"S; 40°30'09.5520"W. Rodovia CE-253, km 110, margem esquerda, sentido Aprazível(CE)-Sobral(CE).

Aspectos importantes: hidrotermalismo, efeitos do metamorfismo hidrotermal em rocha vulcanoclástica: rocha vulcânica da Suíte Parapuí (Gorayeb & Nascimento, 2004); amígdalas e veios mineralizados de calcita, quartzo e epidoto.



Figura 18 – Bloco de rocha vulcanoclástica exibindo amígdalas e veios mineralizados. Imagem Fernando Pina.

Ponto 11: Açude Ayres de Sousa (Açude Jaibaras) 03°46'51''S, 40°29'49''W. Rodovia CE-183, km-06, município Jaibaras, margem esquerda, sentido Tianguá(CE) - Sobral(CE).

Aspectos importantes: metamorfismo e tectonismo; deformações em arenitos anquimetamorfizados do Graben Jaibaras; afloramento no leito e nas laterais de açude p/armazenamento de água; arenitos anquimetamórficos dobrados, cavalgados e falhados, Formação Pacujá, (CambroOrdoviciano).



Figura 19 (alto) - Vista panorâmica do Açude Jaibaras, destacando no leito e na lateral os anquimetamorfitos dobrados e cavalgados da Formação Pacujá; Figura 20 - detalhe da borda leste do açude, destacando os estrados arqueados e fraturados. Imagens Fernando Pina.

Ponto 12: Conglomerado Massapê 3°45'20''S; 40°33'44''W; Corte de Estrada: Rodovia CE-183, km 250, margem direita, sentido Tianguá(CE) - Sobral(CE).

Aspectos importantes: conglomerado polimítico com clastos vulcânicos. Afloramento da Formação Aprazível, do Arqueano; conglomerado polimítico com clastos; bombas vulcânicas; clastos arranjados de maneira aleatória, tamanhos variados, subarredondados a subangulosos; fragmentos menores de litologias distintas, dispostos ordenadamente imbricados em ângulo de 20 graus.



Figura 21 – Bloco do Conglomerado Massapê, exibindo clastos polimíticos. Imagem Fernando Pina.

Ponto 13: Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II 03°45'51.55"S; 40°45'23.89"O. Rodovia BR-222, km 218, margem esquerda, sentido Sobral (CE) - Pedro II (CE).

Aspectos importantes: Zona de Cataclase (metamorfismo tectônico em Zonas de Cisalhamento); Afloramento da Formação Pacujá, do Ordoviciano; feição milonítica à ultramilonítica; dobras em “S” e foliação.



Figura 22 – Vista frontal do afloramento mostrando dobras em V no pacote da Formação Pacujá. Imagem Fernando Pina.

Ponto 14: Pedreira Granito Meruoca 03°30'52.5480"S / 40°23'56.4420"W. Rodovia CE-232, município de Massapê (CE), vicinal da margem esquerda, sentido Coreaú- Massapê.

Aspectos importantes: pedreira para extração comercial do granito da Suíte Mucambo-Meruoca; destaque para as variações na litologia do granito e na sua importância econômica regional; rocha de granulação grossa, fanerítica, holocristalina, leucocrática.



Figura 22 – Vista panorâmica da frente de desmonte dos blocos do granito Meruoca. Imagem Fernando Pina.

#### **PERFIL SOBRAL (CE) – CAMOCIM (CE)**

Exibe unidades litoestratigráficas da base da Província Borborema, sedimentos recentes do sistema de dunas eólicas da Província Costeira na cidade de Camocim, além de rochas do Gráben Martinópole. O perfil inicia com um relevo de planalto que gradualmente diminui de altitude, gradando para um interplanalto.

Ponto 15: Corte de estrada 03°54'32"S / 40°23'15"W. Rodovia CE-253, km 20, vicinal pela margem esquerda, sentido Sobral (CE) – Camocim (CE).

Aspectos importantes: embasamento da província Borborema e solo característico formado a partir da rocha cristalina; gnaiss calcissilicático – quartzo, calcita e mica – com bandamento característico; de cor cinza. Está sobre solo alaranjado, denominado solo de Massapê.



Figura 23 – Bloco de gnaiss calcissilicático do afloramento. Imagem Arthur Marinho.

Ponto 16: Pedreira de Granja 03°41'45.28"S / 40°22'33.88"W. Rodovia CE-364, margem esquerda, sentido Granja-Camocim, 4km ao norte de Granja (CE).

Aspectos importantes: feições de regime metamórfico de alto grau; corte de estrada com rochas do Complexo GnáissicoMigmatítico Granja; bandamento característico da segregação entre minerais máficos e félsicos; rocha parcialmente migmatizada; dobras em “S” e “Z”.



Figura 24 – Bloco de gnaisse migmatizado e cizalhado; destaque para as superfícies de cisalhamento S1 e S2. Imagem Fernando Pina.

Ponto 17: Ilha do Amor 02°53'23.0600''S; 40°50'0500''W. Orla fluvio-litorânea da ilha do Amor, desembocadura do Rio Coreaú, cidade de Camocim-CE.

Aspectos importantes: Sistema de dunas Eólicas de Camocim; duna eólica formada na foz do rio Coreaú é parte da Província Costeira; apresenta marcas de ondulações assimétricas (asymmetric ripples); há canais que serpenteiam nas margens, formando as “Terras caídas”.



Figura 25 – Vista panorâmica da Ilha do Amor, destacando as frentes de duna em foto tomada da orla da cidade de Camocim. Imagem Fernando Pina.

Ponto 18: Quartzito sob o rio Itacolomy 03°44'12''S; 40°54'10''W. CE-075, Rodovia BR-222, km 270, 03 Km do centro da cidade de Ubajara, sentido Tianguá-Ubajara(CE).

Aspectos importantes: afloramento da Formação São Joaquim, lajeiro do rio Itacolomy sob a ponte do município de Campanário; quartzito puro com clivagem de fratura e cristais de muscovita.



Figura 26 – Bloco de quartzito puro do ponto. Imagem Maria Rios.

### **PERFIL CAMOCIM (CE) – PARNAÍBA (CE)**

Exibe unidades litoestratigráficas das Províncias: Borborema e Costeira. A morfologia do trajeto Camocim (CE) – Parnaíba (PI) apresenta porções de relevos distintos, intercalando topografias mais elevadas e mais baixas.

Ponto 19: Inselberg Chaval 03°02'08.8980''S; 41°14'32.8430''W. 1 Zona urbana da cidade de Chaval (CE), a 60 km de Camocim.

Aspectos importantes: afloramento com matacões (boulders) de rocha ígnea de textura grossa, com veios e diques; mostra fenocristalinidade (pórfiros).



Figura 27 (esq) - Vista panorâmica do Inselberg Chaval, mostrando a blocos de granito; Figura 28 – detalhe da mineralogia típica dos granitoides das região. Imagem Fernando Pina.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALMEIDA, F.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, 1977.



ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, 50:77–111. 2000.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM, 674 p. il. 1 DVD anexo. 2003.

COSTA, M.J.; FRANÇA, J.B.; LINS, C.A.C.; BACCHIEGGA, I.F.; HABEKOST, C.R.; CRUZ, W.B. *Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí, Maranhão*. Brasília, MME/DNPM. bol. 11. 140p. (Série Geológica Básica). 1973.

GÓES, A.M. *A Formação Poti (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba*. Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 171 p. 1995.

GORAYEB, P. S.; NASCIMENTO, R. S. Basaltos da Suíte Parapuí, Gráben Jaibaras, noroeste do Ceará: caracterização, petrografia, geoquímica e química mineral. *Revista Brasileira de Geociências*. 34(4):459-468, dezembro de 2004.

KEGEL, W. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia- DGM, DNPM*. Nº 141. Rio de Janeiro – RJ. 48p. 1953. (in: SPISILA, André Luis. 2011). *Análise Estrutural do Intervalo Permiano-Jurássico da Bacia do Parnaíba – Região de Araguaína (TO)*. Disponível em: <[http://www.cprm.gov.br/publique/media/diss\\_andre\\_spisila.pdf](http://www.cprm.gov.br/publique/media/diss_andre_spisila.pdf)>. Acesso em: 12 de dezembro 2014.

MATOS R.M.D. Sistema de rifts cretáceos do Nordeste brasileiro. In: *Seminário de Tectônica da Petrobras, 1, Rio de Janeiro, Atas...* Rio de Janeiro. DEPEX/CENPES, p. 126- 159. (Tectos I). 1987 (in:

HASUI, Yociteru; CARNEIRO, Celso D. R.; ALMEIDA, Fernando F.M; BARTORELLI, Andrea. (orgs). *Geologia do Brasil*. 1ª Ed. Beca, 2012).

SILVA FILHO, W. F.; CASTRO, D. L.; CORRÊA, I. C. S.; FREIRE, G. S. S. Estruturas rasas na margem equatorial ao largo do nordeste brasileiro (Estado do Ceará): análise de relevo e anomalias gravimétricas residuais. *Rev. Bras. Geof.*, São Paulo, v. 25, supl. 1, p. 65-77, 2007.

VAZ, P. T.; Rezende, N. das G. de A. da M.; Wanderley Filho, J. R.; Travassos, W. A. S. *Bacia do Parnaíba. Cartas Estratigráficas*. B. Geoc. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 02, p. 253-263, maio/nov. 2007.

PROMOÇÃO E REALIZAÇÃO



NÚCLEO  
NORTE

PATROCINADORES



APOIO

